



Titre: Caractérisation hydrogéophysique multiméthode appliquée pour
Title: l'alimentation en eau souterraine

Auteur: Jérémy Gendreau
Author:

Date: 2024

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Gendreau, J. (2024). Caractérisation hydrogéophysique multiméthode appliquée
Citation: pour l'alimentation en eau souterraine [Mémoire de maîtrise, Polytechnique
Montréal]. PolyPublie. <https://publications.polymtl.ca/59196/>

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

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/59196/>
PolyPublie URL:

**Directeurs de
recherche:** Gabriel Fabien-Ouellet
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

**Caractérisation hydrogéophysique multiméthode appliquée pour l'alimentation en
eau souterraine**

JÉRÉMY GENDREAU

Département de génie civil, géologique et des mines

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

Août 2024

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

affiliée à l'Université de Montréal

Ce mémoire intitulé :

**Caractérisation hydrogéophysique multiméthode appliquée pour l'alimentation en
eau souterraine**

présenté par **Jérémy GENDREAU**

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

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

Charles L. BÉRUBÉ, président

Gabriel FABIEN-OUELLET, membre et directeur de recherche

Abderrezak BOUCHEDDA, membre externe

REMERCIEMENTS

Je remercie mon directeur de recherche, professeur Gabriel Fabien-Ouellet, pour son support continu tout au long du projet. Merci pour tes précieux conseils durant ces deux années, je suis très reconnaissant que tu aies accepté de superviser mon projet de maîtrise et ce fut un privilège de poursuivre ma formation académique avec toi.

Je remercie Jean-Philippe Tremblay, Julie Gauthier et Patrick Renaud de Laforest Nova Aqua inc. pour l'immense confiance que vous m'avez accordée en acceptant de financer et de participer à ce projet. Je suis très reconnaissant d'avoir la chance de travailler avec vous pour contribuer à améliorer la façon dont nous faisons notre travail. Merci pour cette opportunité. Merci Jean-Philippe d'avoir accepté de réviser mon mémoire.

Je remercie l'organisme Mitacs ainsi que le conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) pour leur soutien financier.

Je remercie les membres du jury Charles L. Bérubé et Abderrezak Bouchedda d'avoir accepté de consacrer de leur temps pour évaluer et commenter mon travail.

Merci à l'INRS, à l'entreprise Geostack et à l'entreprise WSP d'avoir accepté de nous prêter de l'équipement géophysique.

Je remercie Maxime Saint-Jean pour l'aide précieuse sur le terrain. Ta débrouillardise et ta persévérance ont été un grand atout pour le succès de mes campagnes sur le terrain. Merci à Jefferson Bustamante, Clarissa Szabo-Som, Lahiru Nagasingha, Stéphanie Simard et Patrick Napier pour votre aide sur le terrain. Merci à vous d'avoir accepté de vous lever à des heures pas possibles pour m'accompagner sur le terrain.

Je remercie Rémi-Mario, Cindy, Sylvain et Raphaël de m'avoir aidé à obtenir les autorisations nécessaires pour réaliser des mesures sur le site des puits de vos municipalités.

Merci à Adrien Dimech de m'avoir transmis plusieurs de ses connaissances sur les méthodes électriques. Merci à Karine Sylvain pour les discussions qui m'ont aidé à m'orienter, particulièrement à la fin de mon projet. Merci à Gabriel Dion pour les nombreux conseils de rédaction. Merci à Amir Mardan de m'avoir permis de collaborer avec lui. Merci à tous mes amis et collègues de Poly pour les beaux moments passés ensemble.

Merci à ma famille et ma copine Madison de m'avoir supporté et motivé à investir les efforts qui ont mené à ce mémoire.

RÉSUMÉ

À l’heure actuelle, il existe peu de méthodologies intégrant la géophysique adaptées aux projets de recherche en eau souterraine de moyenne envergure au Québec. L’objectif de ce mémoire est de développer et tester une approche de caractérisation multiméthode. L’approche intègre des méthodes de reconnaissance qui servent à guider des méthodes à plus haute résolution. L’aménagement de forage permet de vérifier les hypothèses d’interprétation et l’ensemble des données sont intégrées pour développer une compréhension optimale du contexte hydrogéologique.

La première partie de ce mémoire présente une application de l’approche de caractérisation multiméthode à un aquifère granulaire. Les aires de protection d’un puits d’approvisionnement en eau potable devaient être mises à jour. La possibilité de déplacer le puits dans le même aquifère devait également être étudiée. La méthode géoradar a été utilisée comme outil de reconnaissance pour cartographier à grande échelle la nature des dépôts de surface du site d’étude. La tomographie de résistivité électrique a été utilisée pour estimer l’extension de l’aquifère. Trois forages exploratoires interceptant l’aquifère ont été aménagés à partir de ces résultats, offrant la possibilité de relocaliser le puits. Un modèle conceptuel de site a été élaboré à partir de l’ensemble des résultats et a permis de guider la mise à jour des aires de protection par modélisation numérique.

La deuxième partie de ce mémoire étudie l’utilisation de la méthode VLF-EM comme outil de reconnaissance pour la recherche en eau dans un aquifère de roc fracturé. Des mesures électriques en forage ont indiqué que les venues d’eau sur ce site sont associées à des horizons de quartz résistifs par rapport au roc. La réponse VLF-EM a été modélisée à partir des profils de résistivité électrique inversés et a montré que la méthode VLF-EM n’est pas appropriée dans ce contexte. Cette étude montre la pertinence de combiner les mesures électriques en forage et en surface aux mesures VLF-EM pour valider les hypothèses d’interprétation et donner plus de poids aux résultats.

Le dernier sujet abordé porte sur l’intégration multiméthode en géophysique grâce à l’inversion conjointe des tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction. Un code d’inversion conjointe avec couplage structural sur une maille non structurée a été développé à partir des travaux de Jordi et al. (2020) et a été testé sur un jeu de données réelles provenant d’un site où est situé un puits exploitant un aquifère granulaire. L’inversion conjointe a nettement amélioré les résultats de la sismique réfraction. Un regroupement basé sur la vitesse et la résistivité électrique inversées a permis d’identifier la géométrie des unités hydrostratigraphiques.

Les résultats illustrent la pertinence de combiner plusieurs méthodes pour caractériser les aquifères et donnent des exemples d’intégration de la géophysique en hydrogéologie pour répondre aux objectifs des hydrogéologues. L’ajout de contraintes structurales d’une troisième méthode à l’inversion conjointe présente un potentiel intéressant pour améliorer davantage l’intégration.

ABSTRACT

There are few methodologies integrating geophysics that are suitable for medium-scale groundwater research projects in Quebec. The aim of this master's thesis is to develop and test a multi-method characterization approach. The approach integrates reconnaissance methods to guide higher-resolution methods. Drilling is used to verify interpretation hypotheses, and all data are integrated to develop an optimal understanding of the hydrogeological context.

The first part of this master's thesis presents an application of the multi-method characterization approach to a granular aquifer. The protection zones of a drinking water supply well were to be updated. The possibility of relocating the well within the same aquifer also had to be studied. The ground-penetrating radar method was used as a reconnaissance tool for large-scale mapping of the nature of surface deposits at the study site. Electrical resistivity tomography was used to estimate the extension of the aquifer. Three exploratory boreholes intercepting the aquifer were built on the basis of these results, offering the possibility of relocating the well. A conceptual model was developed from all the results, and was used to guide the updating of the protection zones through numerical modeling.

The second part of this work studies the use of the VLF-EM method as a reconnaissance tool for water exploration in a fractured rock aquifer. Borehole electrical measurements indicated that water inflows at this site are associated with quartz horizons that are resistive compared to the bedrock. The VLF-EM response was modeled from the inverted electrical resistivity profiles and showed that the VLF-EM method is not appropriate in this context. This study shows the relevance of combining borehole and surface electrical measurements with VLF-EM measurements to validate interpretation hypotheses and give greater weight to the results.

The final topic covered was multi-method integration in geophysics through joint inversion of electrical resistivity and seismic refraction tomography. A joint inversion code with structural coupling on an unstructured mesh was developed from the work of Jordi et al. (2020) and tested on a real dataset from a site where a well exploiting a granular aquifer is located. Joint inversion significantly improved the seismic refraction results. Clustering based on inverted velocity and electrical resistivity helped identify the geometry of hydrostratigraphic units.

The results illustrate the relevance of combining several methods to characterize aquifers, and provide examples of how geophysics can be integrated in hydrogeology to meet the objectives of hydrogeologists. The addition of structural constraints from a third method to joint inversion offers interesting potential to further enhance integration.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iii
RÉSUMÉ	iv
ABSTRACT	v
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xv
LISTE DES ANNEXES	xix
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 L’approvisionnement en eau souterraine dans un contexte québécois	1
1.2 Pertinence de la géophysique	2
1.3 Problématique	3
1.4 Objectifs du projet	3
1.5 Plan du mémoire	4
CHAPITRE 2 GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE À LA RECHERCHE EN EAU SOUTER-	
RAINE	6
2.1 Importance de la caractérisation locale	6
2.1.1 Évaluation de la ressource	6
2.1.2 Délimitation des aires de protection	7
2.1.3 Vulnérabilité de la ressource	8
2.2 Approche de caractérisation actuelle	8
2.3 Caractérisation hydrogéophysique	9
2.3.1 Survol des méthodes géophysiques utiles en hydrogéologie	10
2.3.2 Approches multiméthodes	16
2.4 Tomographie de résistivité électrique	17
2.4.1 Fondements et modélisation de la distribution de potentiel	17
2.4.2 Propriétés électriques des matériaux géologiques	18
2.4.3 Acquisition et traitement des données	19

2.4.4	Diagraphie électrique en forage	23
2.5	La sismique réfraction	23
2.5.1	Propagation des ondes sismiques	24
2.5.2	Principes fondamentaux	25
2.5.3	La tomographie de sismique réfraction	26
2.5.4	Acquisition sur le terrain	29
2.6	Inversions électrique et sismique conventionnelles	32
2.7	Géoradar	35
2.7.1	Propagation de l'onde et atténuation	35
2.7.2	Réflexion	37
2.7.3	Acquisition sur le terrain	38
2.7.4	Étapes de traitement des données	40
2.7.5	Estimation de la vitesse	41
2.7.6	Incertitudes sur la conversion temps-profondeur	42
2.8	La méthode VLF-EM	42
2.8.1	Principes de bases	42
2.8.2	Acquisition sur le terrain	46
2.8.3	Traitement des données	47
2.9	Synthèse du chapitre	48

CHAPITRE 3 DÉLIMITATION DE L'EXTENSION D'UN AQUIFÈRE GRANULAIRE AVEC UNE APPROCHE MULTIMÉTHODE

3.1	Problématique	49
3.2	Contexte du site	49
3.3	Objectifs de la géophysique	51
3.4	Approche méthodologique	53
3.4.1	Collecte d'information et hypothèses de départ	53
3.4.2	Levés géophysique de reconnaissance avec le géoradar	55
3.4.3	Levés ciblés de tomographie de résistivité électrique	56
3.4.4	Aménagement des puits exploratoires	57
3.4.5	Réinterprétation des résultats de géophysique	58
3.4.6	Synthèse de l'approche méthodologique	58
3.5	Résultats	58
3.5.1	Reconnaissance du site	59
3.5.2	Investigation géophysique ciblée et identification des cibles de forage	59
3.5.3	Identification des unités hydrostratigraphiques principales et leur géométrie	62
3.5.4	Modèle conceptuel du site	64
3.5.5	Contribution au développement d'un modèle numérique d'écoulement	66

3.6	Conclusions	66
-----	-----------------------	----

CHAPITRE 4 ÉTUDE DE LA RÉPONSE GÉOPHYSIQUE D'UN AQUIFÈRE DANS LE ROC FRACTURÉ AVEC UNE APPROCHE MULTIMÉTHODE

		69
4.1	Problématique	69
4.2	Objectifs de la géophysique	70
4.3	Contexte hydrogéologique	70
4.4	Description des travaux	71
4.4.1	Acquisition et traitement des données électriques	72
4.4.2	Acquisition et traitement des données de sismique	73
4.4.3	Acquisition et traitement des données Very Low Frequency (VLF-EM)	75
4.4.4	Méthodologie d'inversion	76
4.5	Propriétés électriques du site d'étude	76
4.5.1	Tomogrammes de résistivité électrique	77
4.5.2	Diagraphie électrique en forage	78
4.6	Caractérisation des dépôts meubles	79
4.7	Réponse du VLF-EM	83
4.7.1	Limitation de la méthode	83
4.7.2	Modélisation de la réponse VLF-EM	83
4.7.3	Synthèse de l'analyse	85
4.8	Conclusions	85

CHAPITRE 5 DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODOLOGIE D'INVERSION CONJOINTE DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET DE SISMIQUE RÉFRAC- TION

		89
5.1	Survol des approches de traitement multiméthode en géophysique	89
5.2	Objectifs	91
5.3	Théorie	92
5.3.1	Inversion conventionnelle avec régularisation géostatistique	92
5.3.2	Inversion conjointe avec couplage structural	93
5.4	Application à un exemple synthétique	97
5.5	Résultats	97
5.5.1	Site d'étude	97
5.5.2	Travaux géophysiques	101
5.5.3	Résultats	105
5.6	Discussion	107
5.6.1	Synthèse et interprétation géologique	107
5.6.2	Impact de l'inversion conjointe	112

5.6.3	Défis de l'inversion conjointe	112
5.7	Conclusion	115
CHAPITRE 6 DISCUSSION		116
6.1	Approche méthodologique générale pour la caractérisation locale d'un aquifère . . .	116
6.1.1	Aquifère granulaire	116
6.1.2	Aquifère dans le roc	119
6.2	Inversion conjointe	120
6.3	Défis à l'intégration de la géophysique en pratique	121
CHAPITRE 7 CONCLUSION		123
7.1	Synthèse des travaux	123
7.2	Limitations	124
7.3	Recommandations	125
RÉFÉRENCES		127
ANNEXES		141
A.1	Quelques mots sur la qualité des inversions électriques	141
B.1	Ligne TRE-02	143
B.2	Ligne TRE-03	144
B.3	Ligne SIS-01	145
B.4	Mesures surfaces-forages	146
C.1	Contexte du site	150
C.2	Résultats géoradar	151

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1	Méthodes géophysiques communément employées en hydrogéologie.	13
Tableau 2.2	Résistivité électrique de quelques matériaux communs (Reynolds, 2011). . .	19
Tableau 2.3	Vitesses sismiques de quelques matériaux communs (Wightman et al., 2003). .	25
Tableau 2.4	Propriétés électriques de quelques matériaux communs (Annan, 2005). . . .	36
Tableau 2.5	Profondeur d'investigation approximative pour quelques antennes de MALA Geoscience (2019) dans un milieu sans matériau à faible résistivité électrique.	39
Tableau 3.1	Paramètres d'acquisition pour les lignes géoradar.	59
Tableau 3.2	Paramètres d'acquisition pour la méthode de tomographie de résistivité élec- trique (TRE) pour chaque ligne.	61
Tableau 4.1	Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne.	74
Tableau 4.2	Paramètres d'acquisition pour la méthode sismique.	75
Tableau 5.1	Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne.	103
Tableau 5.2	Paramètres d'acquisition pour la méthode sismique.	104
Tableau 5.3	Paramètres d'acquisition pour les lignes géoradar.	105
Tableau B.1	Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne avec la configuration surface-forage.	146

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Résumé des sites d'essais présentés dans les chapitres 3 à 5.	5
Figure 2.1	Représentation schématique d'une mesure sur un profil de tomographie de résistivité électrique.	20
Figure 2.2	Quelques exemples de configuration d'acquisition avec la méthode de résistivité électrique.	21
Figure 2.3	Exemple de configuration d'acquisition de tomographie de résistivité électrique.	22
Figure 2.4	Représentation schématique d'un levé de sismique réfraction et exemple d'une dromochronique.	27
Figure 2.5	Exemple de données sismiques et de pointés des premières arrivées sismiques.	29
Figure 2.6	Exemples de configuration d'acquisition de sismique réfraction.	31
Figure 2.7	Schéma des paramètres d'acquisition à sélectionner pour un levé de sismique réfraction.	32
Figure 2.8	Exemple d'inversion de tomographie de résistivité électrique.	34
Figure 2.9	Exemple d'inversion de tomographie de tracé de rai.	34
Figure 2.10	Principales composantes d'un système d'acquisition géoradar.	39
Figure 2.11	Représentation schématique de l'acquisition de données avec le géoradar . . .	40
Figure 2.12	Exemple de profil géoradar après traitement avec antennes de a) 100 MHz et b) 200 MHz.	41
Figure 2.13	a) Représentation schématique d'une acquisition en point milieu commun avec antennes géoradar, b) exemple de données acquises en point milieu commun et c) panneau de semblance. b) et c) proviennent d'une capture d'écran du logiciel Reflexw.	43
Figure 2.14	Représentations visuelles des champs primaires et secondaires dont découle la méthode VLF. Modifié de Gürer et al. (2009) avec permissions.	45
Figure 2.15	Réponse VLF typique au-dessus d'un corps conducteur et représentation des ellipses de polarisation correspondantes	46
Figure 3.1	Carte des dépôts meubles du site à l'étude.	51
Figure 3.2	Relief ombré du site d'étude et travaux effectués	52
Figure 3.3	Représentation schématique de l'approche méthodologique.	54
Figure 3.4	Hypothèses de l'extension de l'aquifère selon deux axes différents, le long de la rivière ou perpendiculairement à celle-ci.	55

Figure 3.5	Représentation 3D de quelques-uns des profils géoradar sous deux angles de vue différents (a) et b)) pour visualiser la zone de pénétration du signal associée à la discontinuité du till (flèches jaunes) et c) exemple d'une zone de continuité du till. Se référer à la figure 3.2 pour le positionnement par rapport aux profils de TRE.	60
Figure 3.6	Exemple de positionnement d'une cible de forage sur le profil TRE-2 en fonction des résultats de tomographie de résistivité électrique et de géoradar	61
Figure 3.7	Résultats pour le profil TRE-3 avec géoradar superposé et principales unités observées en forage	63
Figure 3.8	Résultats pour une portion du profil TRE-2 et principales unités observées en forage.	64
Figure 3.9	Modèle de la géométrie des unités en coupe transversale de l'aquifère. La zone surlignée à gauche représente une confiance moindre pour cette portion du modèle.	65
Figure 3.10	a) Aires de protection avant l'étude présentée et b) après mises à jours grâce à l'intégration de nouvelles connaissances sur les unités hydrostratigraphiques et leur géométrie.	67
Figure 4.1	Carte des dépôts de surface du site à l'étude.	72
Figure 4.2	Travaux de géophysique réalisés.	73
Figure 4.3	Modèle d'erreur linéaire déterminé à partir des erreurs réciproques.	74
Figure 4.4	Distribution de l'erreur de pointé pour les données sismiques.	75
Figure 4.5	Résultats des inversions avec le dispositif de surface.	77
Figure 4.6	a) Résistivité apparente mesurée en forage. Les différentes couleurs représentent les différentes acquisitions qui ont été faites du haut vers le bas. b) Descriptions des lithologies rencontrées en forages et débits estimés. c) Proportions de quartz observés dans les déblais lors des travaux de forages. .	79
Figure 4.7	Compilation des informations à la position du puits exploratoire.	80
Figure 4.8	Résultats de l'inversion de la ligne SIS-01.	81
Figure 4.9	Interprétation du profil sismique SIS-01. Le trait rouge indique l'épaisseur de dépôts et le trait jaune l'épaisseur de roc fracturé en surface.	82
Figure 4.10	Résistivité électrique estimée à une profondeur de 2,3 m le long des profils a) TRE-02 et b) TRE-03.	82
Figure 4.11	Modèles utilisés pour les modélisations de la réponse VLF-EM	84
Figure 4.12	Résultats VLF-EM de la ligne VLF-1 et réponse modélisée à partir du modèle de résistivité électrique inversé du profil TRE-02.	84

Figure 4.13	Résultats de l'application du filtre de Karous-Hjelt aux données de la ligne a) VLF-1 et b) aux données modélisées à partir du modèle de résistivité électrique TRE-02. Les pseudosections c) et d) présentent les résultats du filtre en modélisant la réponse VLF-EM du modèle avec l'ajout d'une anomalie verticale c) résistive et d) conductrice.	86
Figure 4.14	Réponse VLF-EM pour différentes profondeurs de l'anomalie conductrice. . .	87
Figure 5.1	Exemple de a) modèle de covariance et b) contraintes géostatistiques associées pour une cellule donnée du modèle.	93
Figure 5.2	Application de la routine d'inversion conjointe d'un modèle synthétique circulaire simple avec a) et d) les modèles initiaux de résistivité électrique et de vitesse sismique, b) et e) les modèles inversés de façon conventionnelle et c) et f) les résultats de l'inversion conjointe.	98
Figure 5.3	Topographie du site à l'étude tirée des données LiDAR (MRNF, 2016)	99
Figure 5.4	Carte de la géologie du socle rocheux du site à l'étude.	100
Figure 5.5	Carte de la géologie des dépôts meubles du site à l'étude.	101
Figure 5.6	Lignes de a) géoradar, b) TRE et de c) sismique réalisées en mai et août 2023.	102
Figure 5.7	Modèle d'erreur linéaire déterminé à partir des erreurs réciproques de la ligne TRE-06.	103
Figure 5.8	Distribution de l'erreur de pointé pour les données sismiques.	104
Figure 5.9	Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-01 et SIS-01.	106
Figure 5.10	Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-03 et SIS-03.	107
Figure 5.11	Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-06 et SIS-06.	108
Figure 5.12	Résultats de l'inversion conjointe du profil TRE-01 avec le profil géoradar co-localisé.	111
Figure 5.13	Regroupement en fonction de la résistivité électrique et de la vitesse sismique pour chaque ligne présenté sous forme de a) graphique et pour chaque maille de la ligne b) 01, c) 03 et d) 06.	113
Figure 6.1	Approche méthodologique générale pour la caractérisation locale d'un aquifère	117
Figure A.1	Pseudo-sections observées et simulées pour la ligne TRE-3.	141
Figure A.2	Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour la ligne TRE-3	142
Figure A.3	Résultats des inversions des profils TRE-2 et TRE-3 à la position où ils se croisent.	142
Figure B.1	Comparaison des pseudo-sections observées et simulées de la ligne TRE-02 .	143

Figure B.2	Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour les jeux de données a), b) surface et c), d) surface-forage pour la ligne TRE-02.	143
Figure B.3	Comparaison des pseudo-sections observées et simulées de la ligne TRE-03 .	144
Figure B.4	Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour les jeux de données a), b) surface et c), d) surface-forage pour la ligne TRE-02.	144
Figure B.5	Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour la ligne SIS-01.	145
Figure B.6	Comparaison des vitesses relatives observées et simulées de la ligne SIS-01. .	145
Figure B.7	Comparaison de temps de parcours observées et simulés pour la ligne SIS-01.	146
Figure B.8	Résultats des inversions pour la ligne TRE-02 pour les acquisitions surface-forage de a) 0 à 200 m, b) 200 à 400 m et c) avec le dispositif de surface. . .	147
Figure B.9	Résultats des inversions pour la ligne TRE-03 pour les acquisitions surface-forage de a) 0 à 200 m, b) 200 à 400 m et c) avec le dispositif de surface. . .	148
Figure C.1	Stratigraphie des forages réalisés sur le site. La profondeur est mesurée à partir de la surface du sol.	150
Figure C.2	Vue 3D des profils géoradar GPR-1, GPR-5 et GPR-17.	151
Figure C.3	a) Profondeur krigée de la couche de sable silteux à graveleux. b) Vue en plan de la profondeur du réflecteur identifié sur chaque profil. Chaque pointé est représenté par un point. c) Surface interpolée à partir des profils géoradar du dessus de l'unité de sable silteux à graveleux.	151
Figure C.4	Profils géoradar 100 MHz des lignes GPR-1 à GPR-5.	152

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Acronymes et abréviations

1D	Une dimension
2D	Deux dimensions
3D	Trois dimensions
DRASTIC	Méthode d'évaluation de la vulnérabilité d'un aquifère (Aller et al., 1986)
FE	Forage exploratoire
FEM	Méthodes électromagnétiques en fréquence
GPR	Profil géoradar
LiDAR	Détection et télémétrie par laser
LNA	Entreprise spécialisée en hydrogéologie Laforest Nova Aqua inc.
LSQR	<i>Least squares</i>
MELCC	Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques
MELCCFP	Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs
MITACS	Organisme de recherche sans but lucratif participant au financement de ce projet
MRC	Municipalité régionale de comté
MRNF	Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts
Ondes P	Ondes sismiques de compression
Ondes S	Ondes sismiques de cisaillement
PACES	Projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec
PE	Puits d'exploitation
pyGIMLi	Librairie de modélisation et d'inversion géophysique (Rücker et al., 2017)
Reflexw	Logiciel utilisé pour le traitement des données géoradar
RPEP	Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection
SIS	Profil sismique
SPM	Méthode des trajets les plus courts (<i>Shortest path method</i>)
TDEM ou TEM	Méthodes électromagnétiques dans le domaine du temps
TRE	Tomographie de résistivité électrique

VLF2Dmf	Logiciel de traitement de données VLF
VLF-EM	Méthode électromagnétique très-basse-fréquence

Alphabet latin

a	Constante de la loi d'Archie (Archie, 1942)
AM	Distance entre les électrodes A et M
\mathbf{B}_e et \mathbf{B}_s	Sensibilité du produit croisé des gradients
\mathbf{C}	Matrice de poids pour la régularisation
\mathbf{C}_M	Matrice de covariance
$ e $	Erreur
\mathbf{d}	Données
\mathbf{d}_{obs}	Données observées
\mathbf{E}	Champ électrique
E_0	Amplitude initiale du champ électrique
E_x	Champ électrique horizontal
E_z	Champ électrique vertical
F	Facteur de formation de la loi d'Archie
F_1	Sortie du filtre de Fraser
g	Géophone
$\mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_i)$	Gradient du modèle à la cellule i
\mathbf{G}	Opérateur de la modélisation directe
\mathbf{H}_{ij}^x et \mathbf{H}_{ij}^y	Distances entre les cellules
H_{-3} à H_3	Stations de mesures pour le calcul du filtre de Karous-Hjelt
H_{yr}	Champ magnétique horizontal
H_{zr}, H_{zi}	Composantes réelle et imaginaire du champ magnétique vertical
I	Courant
$I_a(x_0)$	Densité de courant estimée avec le filtre de Karous-Hjelt
I_x et I_z	Distance de corrélation géostatistique
\mathbf{J}	Densité de courant
\mathbf{J}_F	Jacobienne
k	Facteur géométrique
m	Facteur de cimentation de la loi d'Archie
M_1, M_2, M_3, M_4	Stations de mesures pour le calcul du filtre de Fraser
\mathbf{m}	Modèle de propriété géophysique
\mathbf{m}^0	Modèle géologie à priori
n	Constante de la loi d'Archie
P	Facteur de perte

\mathbf{q}	Composantes du gradient du modèle de propriété géophysique
Q	Densité de charge
R	Coefficient de réflexion
R_{dir}	Résistance mesurées avec la mesure directes
R_{rec}	Résistance mesurées avec la mesure réciproque
Rx	Antenne géoradar réceptrice
$rrms$	Erreur quadratique moyenne relative
s	Lenteur (inverse de la vitesse)
s_r	Source sismique
S	Niveau de saturation
t	Temps
t_0	Temps d'intercepte
Tx	Antenne géoradar transmettrice
$\mathbf{t}(\mathbf{m}_e, \mathbf{m}_s)$	Produit croisé des gradients
v	Vitesse des ondes géoradar
V	Potentiel électrique ou vitesse des ondes
V_i	Vitesse du milieu i
V_p	Vitesses de ondes de compression
V_s	Vitesses de ondes de cisaillement
\mathbf{W}_d	Matrice de pondération des données
\mathbf{W}_i	Matrice de pondération géostatistique
\mathbf{X}_i	Coordonnées des cellules
Z_1 et Z_2	Impédance électromagnétique des milieux 1 et 2
(x, y, z)	Position
(x_s, y_s, z_s)	Position de la source d'injection de courant
x_c	Distance critique
x_i	Distance de croisement du réfracteur i

Alphabet grec

α	Facteur d'atténuation ou pendage de l'ellipse de polarisation
β	Constante de phase
δ	Fonction Delta de Dirac ou divergence du déplacement d'une particule ou profondeur de peau
ϵ	Déformation, permittivité diélectrique ou ellipsicité
ϵ_r	Permittivité électrique relative
θ_c	Angle critique
Θ	Rotationnel du déplacement d'une particule

κ	Module de compressibilité
λ	Facteur de régularisation ou longueur d'onde
λ_{cg}	Facteur de pondération du terme structural de l'inversion conjointe
μ	Module de cisaillement ou perméabilité magnétique
μ_0	Perméabilité magnétique du vide
ν	Coefficient de Poisson
ρ	Résistivité électrique ou densité
ρ_a	Résistivité apparente
ρ_{eff}	Résistivité électrique effective
ρ_w	Résistivité électrique du fluide
σ	Conductivité électrique ou contrainte
τ	Taille du pas lors de la mise à jour du modèle
ϕ	Porosité
Φ	Fonction de coût pour l'inversion
Φ_{cg}	Fonction de coût de l'accord structural pour l'inversion conjointe
Φ_d	Fonction de coût des données
Φ_m	Fonction de coût de la régularisation
χ^2	Valeur moyenne quadratique pondérée de l'erreur
ψ	Champ scalaire d'une onde
ω	Fréquence angulaire
∇	Opérateur gradient
$\nabla \cdot$	Opérateur divergence
∂	Dérivée partielle

LISTE DES ANNEXES

Annexe A	Matériel complémentaire pour le chapitre 3	141
Annexe B	Matériel complémentaire pour le chapitre 4	143
Annexe C	Matériel complémentaire pour le chapitre 5	150

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 L’approvisionnement en eau souterraine dans un contexte québécois

Les eaux souterraines constituent une source d’approvisionnement en eau potable importante au Québec. Environ 90% du territoire habité du Québec s’alimente en eau potable par des sources souterraines, ce qui représente 25% de la population. La qualité généralement bonne ainsi que la proximité de la clientèle desservie en fait souvent la meilleure option par rapport à l’eau de surface (MELCCFP, s.d.). Néanmoins, l’état de l’eau souterraine demeure fragile et ces sources d’eau sont notamment vulnérables à la pollution et aux effets des changements climatiques (MDDELCC, 2018; Rivera et al., 2004). L’une des cibles de la stratégie québécoise de l’eau est de donner accès à de l’eau potable de qualité à toutes les municipalités du Québec méridional d’ici 2030 (MDDELCC, 2018). L’atteinte de cet objectif et la protection adéquate de la ressource face aux pressions exercées par les activités anthropiques requièrent un bon niveau de connaissance des aquifères.

Les projets d’acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec (PACES), lancés par le gouvernement québécois en 2008, ont permis de dresser un portrait régional de l’état de l’eau souterraine dans la plupart des régions habitées de la province (MELCCFP, s.d.). Bien que les résultats de ces projets permettent d’avoir une vision d’ensemble de l’hydrogéologie d’une région et peuvent aider à guider les campagnes de recherche en eau souterraine, la caractérisation locale d’un aquifère nécessite des investigations à plus petite échelle. En effet, l’établissement d’un modèle conceptuel hydrogéologique le plus réaliste possible est essentiel dans le cadre de projets de recherche en eau souterraine.

L’objectif des campagnes de recherche en eau est d’identifier des sources d’eau souterraine qui présentent une bonne qualité ainsi que des volumes suffisant pour répondre aux besoins d’une population (Boisvert et al., 2007, 2008). Les professionnels doivent également évaluer la vulnérabilité des sources d’eau, délimiter les aires de protection des puits, évaluer les impacts du prélèvement sur l’environnement, les autres usagers de l’eau souterraine, les activités économiques ainsi que la santé publique en vertu du règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection (RPEP) et le règlement sur l’encadrement d’activités en fonction de leur impact sur l’environnement (REAFIE). Traditionnellement, les données qui servent à quantifier les ressources disponibles ainsi que la vulnérabilité de l’aquifère proviennent de cartes existantes, d’études antérieures, de forages ponctuels ainsi que d’essais hydrauliques en puits. Pour des projets dont les besoins en eau sont limités, cette approche est souvent adéquate. Toutefois, plus les besoins en eau sont grands et plus la vulnérabilité de l’aquifère est grande, plus cette approche comporte des risques. En effet, comme la couverture de données est limitée en suivant cette approche, la variabilité spatiale des formations géologiques peut être mal comprise, ce qui est une source d’incertitude importante (Eaton, 2006;

Renard, 2007; Zinn & Harvey, 2003). Dans un aquifère de roc fracturé, la connectivité des fractures, le niveau de fracturation ainsi que l'ouverture des fractures sont des facteurs importants qui influencent la productivité d'un puits et qui présentent des variations locales importantes (Nastev et al., 2004). Dans un aquifère granulaire, la continuité ainsi que la présence d'unités perméables ou imperméables influence grandement le potentiel hydrogéologique ainsi que la vulnérabilité à la contamination. Lorsque la densité de données est insuffisante pour construire un modèle géologique qui tient compte de ces variations spatiales, l'identification de zones répondant aux débits requis au projet peut nécessiter de nombreux forages exploratoires. L'incertitude sur les analyses de vulnérabilité sera également accrue par l'utilisation de ces modèles géologiques simplifiés par rapport à la réalité. L'intégration de données spatialement continues peut contribuer à compléter ce manque de connaissance et diminuer l'incertitude qui en découle.

1.2 Pertinence de la géophysique

Les méthodes géophysiques peuvent être utilisées pour obtenir l'information nécessaire au développement de modèles géologiques représentatifs de la variabilité locale des unités géologiques, autant dans les aquifères granulaires que dans le roc fracturé (Chandra, 2015; Kirsch, 2006; Rubin & Hubbard, 2006). Ces méthodes permettent d'obtenir de l'information sur la sous-surface de façon non invasive. Les paramètres géophysiques mesurés peuvent être interprétés pour en tirer de l'information géologique pertinente à l'atteinte des objectifs des hydrogéologues. En intégrant les résultats de levés géophysiques aux données provenant de forages et d'autres investigations, il est possible de développer des modèles géologiques 2D ou 3D qui sont plus représentatifs de la réalité. Ces méthodes présentent toutefois des limitations. Ces limitations doivent être prises en compte dans tout le processus, de la planification des levés à l'interprétation des résultats pour les intégrer dans la prise de décision ou l'élaboration de modèles conceptuels.

Les méthodes géophysiques demeurent des mesures indirectes de propriétés physiques qui sont ensuite interprétées pour en déduire des propriétés géologiques. La plupart des méthodes géophysiques se basent sur un problème qui est mal posé, car une infinité de modèles de la sous-surface peuvent habituellement expliquer les données observées. Les résultats de levés géophysiques doivent toujours être accompagnés de mesures directes des propriétés géologiques. L'interprétation doit être effectuée avec une approche globale qui inclue toutes les données disponibles et prend en compte les limitations et sources d'incertitude propres à chaque méthode. Les progrès dans le traitement multiméthode contribuent à augmenter la confiance sur la pertinence des résultats en combinant des méthodes dont les sensibilités sont complémentaires. Ce groupe d'approches permet d'obtenir des modèles cohérents à partir de différentes propriétés géophysiques (Linde & Doetsch, 2016; Wagner & Uhlemann, 2021).

1.3 Problématique

À l’heure actuelle, les méthodes géophysiques ne sont pas toujours bien intégrées à l’approche de caractérisation dans les projets de recherche en eau souterraine au Québec. Les guides à la disposition des professionnels pour la caractérisation locale d’aquifère, tel que le guide de détermination des aires de protection des prélèvements d’eau souterraine et d’analyse de vulnérabilité DRASTIC, font peu de mentions de l’intégration des méthodes géophysiques à la caractérisation. Le traitement et l’interprétation de données géophysiques demandent une bonne compréhension des méthodes, de leurs fondements et de leurs limitations. L’application de méthodes géophysiques sans en connaître les limitations peut produire des attentes irréalistes dont la finalité ne peut être considérée que comme un échec. L’expertise nécessaire n’est toutefois pas toujours disponible à l’interne au sein des firmes spécialisées en hydrogéologie au Québec. Certaines méthodes sont employées avec un niveau insuffisant de compréhension, telle que la méthode électromagnétique très-basse-fréquence (VLF-EM), ce qui peut mener à des erreurs d’interprétation et une application de la méthode dans des contextes inappropriés. Le développement de l’expertise et la connaissance des principes de base sur les méthodes géophysiques et leurs limitations sont donc le premier pas vers une meilleure intégration de ces outils et une meilleure représentation des aquifères locaux.

Ce mémoire vise à contribuer à l’amélioration des connaissances en géophysique appliquée à l’hydrogéologie au Québec à travers un partenariat Mitacs entre Polytechnique Montréal et l’entreprise Laforest Nova Aqua inc. (LNA). LNA est une entreprise qui offre des services en hydrogéologie, dont des recherches en eau souterraine pour approvisionnement en eau potable. Ce projet contribue donc à rendre la géophysique plus accessible pour les campagnes de recherche en eau de moyenne envergure.

1.4 Objectifs du projet

L’objectif général de ce projet est de développer et tester une approche de caractérisation intégrant la géophysique pour les projets de recherche en eau souterraine et d’analyse de vulnérabilité de moyenne envergure. L’objectif principal se divise en trois sous-objectifs :

1. Établir une méthodologie de caractérisation multiméthode incluant les méthodes de résistivité électrique, la sismique réfraction, le géoradar et la méthode VLF-EM et la tester sur deux sites d’essai : un pour un aquifère granulaire et un pour un aquifère de roc fracturé ;
2. Évaluer la réponse de la méthode VLF-EM avec une approche multiméthode ;
3. Implémenter et appliquer une approche d’inversion conjointe de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction à l’aide de la librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017).

Le premier sous-objectif est choisi pour illustrer des exemples d’applications et d’intégration de la géophysique pour répondre aux besoins en informations des hydrogéologues dans des contextes

réels. L'atteinte de cet objectif permet de montrer la contribution de méthodes géophysiques dans divers contextes. Le sous-objectif 2 a été identifié, car la méthode VLF-EM est utile pour la détection d'anomalie dans le roc fracturé et elle est utilisée par l'entreprise partenaire du projet avec des résultats parfois mitigés, ce qui motive à étudier la réponse VLF-EM à l'aide d'autres mesures géophysiques où des mesures VLF-EM ont été effectuées. Le troisième sous-objectif a été retenu, car la tomographie de résistivité électrique et la sismique réfraction sont couramment utilisées en géophysique de proche surface, mais les résultats peuvent être contradictoires et causer des ambiguïtés. L'inversion conjointe permet d'obtenir des résultats cohérents pour plusieurs jeux de données de méthodes différentes. Ce mémoire et l'application de méthodes géophysiques à des sites réels permettront donc de contribuer à développer l'expertise de LNA en plus de montrer des exemples concrets de contributions possibles de méthodes géophysiques en hydrogéologie.

1.5 Plan du mémoire

Le chapitre 2 établit d'abord plus précisément quelles sont les informations dont les hydrogéologues ont besoin. L'approche de caractérisation traditionnelle est présentée pour ensuite montrer comment la géophysique peut être complémentaire à celle-ci. Les méthodes géophysiques pertinentes à la caractérisation hydrogéophysique sont présentées. Parmi ces méthodes, celles dont l'applicabilité pour la caractérisation d'aquifère est reconnue et qui sont faciles à mettre en œuvre ont été sélectionnées pour les appliquer sur des sites d'essais. Ces méthodes sont la tomographie de résistivité électrique et la diagraphie électrique en forage, la sismique réfraction, le géoradar et la méthode VLF-EM. Les fondements, le traitement des données ainsi que l'acquisition sur le terrain sont décrits plus en détail dans le chapitre 2.

Un bref aperçu des chapitres 3 à 5 est présenté à la figure 1.1. Le premier site retenu correspond à un aquifère granulaire. Les méthodes de tomographie de résistivité électrique et le géoradar ont été intégrés dans un processus d'investigation multiméthode avec l'objectif de délimiter l'extension latérale d'un aquifère et de mettre à jour les aires de protection et éventuellement relocaliser un puits. La géométrie de l'aquifère est utile pour la modélisation numérique qui sert à délimiter les aires de protection.

Le second site correspond à un aquifère de roc fracturé. La tomographie de résistivité électrique, la sismique réfraction ainsi que la méthode électromagnétique très-basse-fréquence (VLF-EM) ont été employées sur ce site. La méthode VLF-EM a été retenue, car elle permet de faire une reconnaissance d'un site rapidement et est très peu coûteuse. Les inversions de tomographie de résistivité électrique ont permis d'établir un modèle de résistivité électrique connu sur un site où la méthode VLF-EM est utilisée et améliorer la compréhension de son applicabilité et ainsi répondre au deuxième sous-objectif du mémoire en plus de contribuer au premier sous-objectif. La sismique réfraction fournit de l'information sur l'épaisseur de dépôts meubles sur le site, facteur important

dans l'analyse de vulnérabilité. Les résultats de l'approche multiméthode appliquée sur ce site permettent de proposer une méthodologie pour améliorer la compréhension et l'interprétation des résultats VLF-EM lors des campagnes de recherche en eau souterraine dans le roc fracturé.

Un troisième site d'essai dans un aquifère granulaire alluvionnaire a été retenu pour y tester une approche de traitement conjoint. La tomographie de résistivité électrique, la sismique réfraction et le géoradar ont été appliqués. La tomographie de résistivité électrique et la sismique réfraction ont été inversées conjointement. L'identification des structures et l'estimation qualitative des propriétés qui en découle montrent comment l'application de ces méthodes dans ce contexte peut aider les hydrogéologues à obtenir l'information requise à l'élaboration d'un modèle conceptuel hydrogéologique. Ce chapitre permet de répondre aux premier et troisième sous-objectifs du mémoire.

Finalement, le chapitre 6 propose un retour sur chacun des sites d'essai et une discussion plus générale sur la pertinence des méthodes utilisées. Le chapitre 7 correspond à la conclusion de ce mémoire.

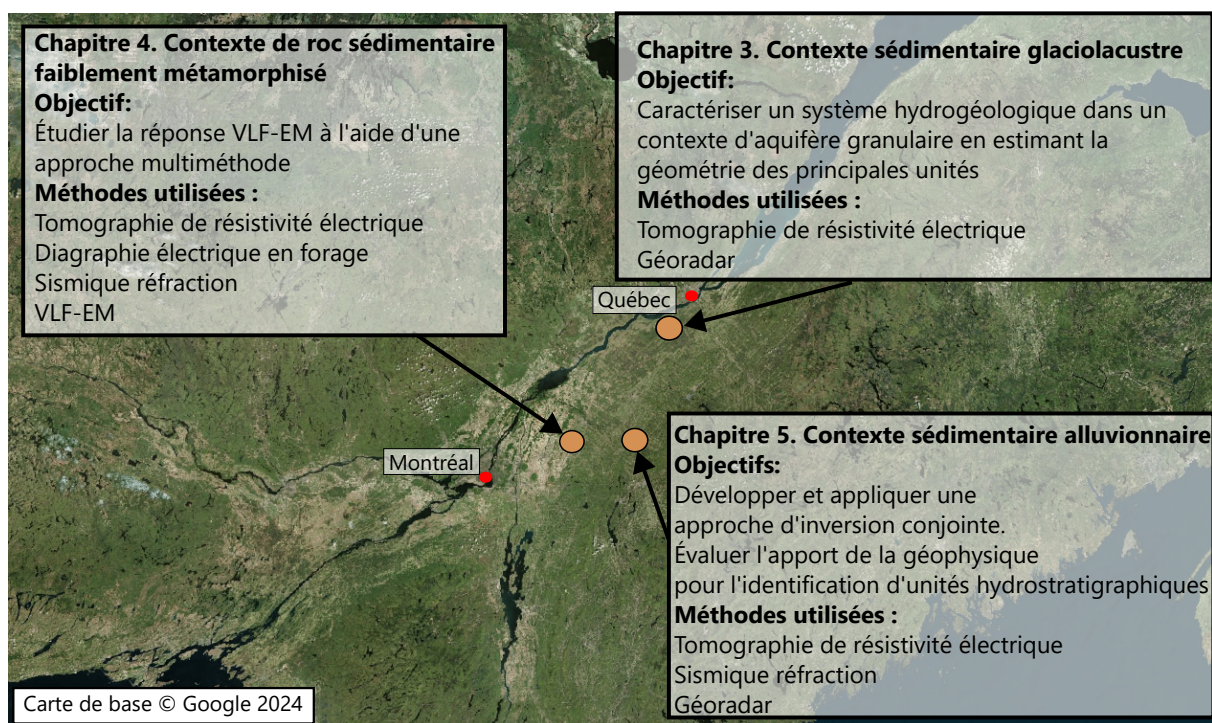


FIGURE 1.1 Résumé des sites d'essais présentés dans les chapitres 3 à 5.

CHAPITRE 2 GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE À LA RECHERCHE EN EAU SOUTERRAINE

2.1 Importance de la caractérisation locale

Le développement des ressources en eaux souterraines se divise en trois principales étapes : 1) l'exploration, 2) l'évaluation ou caractérisation et 3) l'exploitation (Freeze & Cherry, 1979). Au Québec, les PACES ont permis d'acquérir un bon niveau de connaissance au niveau régional sur les aquifères des régions les plus densément peuplées et les principaux aquifères ont été identifiés (MELCCFP, s.d.). La plupart des travaux de recherche en eau souterraine pour des besoins moyens à élevés se situent dans la deuxième étape, soit l'évaluation de la ressource et la caractérisation de l'aquifère.

La caractérisation d'un aquifère vise à développer une bonne compréhension de la grandeur et de l'hétérogénéité des paramètres physiques qui influencent l'écoulement de l'eau ou le transport des contaminants. Ces paramètres incluent, sans s'y limiter, la conductivité hydraulique, la porosité effective ainsi que l'extension latérale et verticale des unités lithologiques (Gentry et al., 2011). Ces paramètres peuvent varier fortement spatialement et à différentes échelles (Berg & Illman, 2011; Kuang et al., 2020; Nastev et al., 2004). Or, la compréhension de l'hétérogénéité est essentielle pour une bonne compréhension du comportement de l'aquifère (Eaton, 2006; Renard, 2007; Wood, 2000), pour la détermination de sa vulnérabilité et le positionnement des puits exploratoires.

2.1.1 Évaluation de la ressource

L'objectif ultime des investigations en eau souterraine est l'aménagement de puits qui permettent d'extraire de façon durable des volumes d'eau suffisants pour répondre aux besoins d'une population. Pour ce faire, les professionnels recherchent les formations géologiques saturées dont la perméabilité permet d'extraire des quantités significatives d'eau ; les aquifères. Un aquifère est dit confiné s'il est délimité par un aquitard à sa base et son toit. Un aquitard est une formation géologique saturée plus ou moins imperméable dont la perméabilité ne permet pas l'aménagement de puits de production d'eau potable. Le dessus d'un aquifère non confiné est délimité par le niveau de la nappe phréatique. L'eau d'un aquifère est contenue dans sa porosité. Dans les dépôts sédimentaires non consolidés, les sables et les graviers saturés constituent généralement de bons aquifères. Les roches sédimentaires à perméabilité élevée, comme les grès et les rocs fortement fracturés sont également de bons aquifères (Freeze & Cherry, 1979). Lorsqu'un aquifère a été identifié en forage, il ne suffit pas de le mettre en production immédiatement. Il faut s'assurer que la ressource est adéquatement protégée et que les impacts du prélèvement sont acceptables.

2.1.2 Délimitation des aires de protection

Les aires de protection correspondent à des surfaces délimitées autour des puits à l'intérieur desquelles certaines activités sont interdites en vertu du Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection (RPEP) étant donné qu'elles présentent des risques de contamination de l'aquifère. L'entreposage et l'épandage de fumier et de pesticides en sont des exemples. Les aires de protection intermédiaires d'un puits de catégorie I, soit un puits desservant le système d'aqueduc d'une municipalité qui alimente plus de 500 personnes, doivent être déterminées par un professionnel en vérifiant le temps de migration de l'eau souterraine à partir d'au moins 3 puits d'observation dans l'aquifère exploité. Des équations analytiques ou bien une approche par modélisation numérique peuvent être employées. Le guide de détermination des aires de protection des prélèvements d'eau souterraine et des indices de vulnérabilité DRASTIC (MELCC, 2020) met l'accent sur l'importance du modèle hydrogéologique conceptuel pour le choix de la méthode ainsi que pour l'application de celle-ci. Les données nécessaires à la modélisation numérique pour la détermination des temps de migration de l'eau sont multiples. Le guide de présentation des travaux de modélisation hydrogéologique (MELCC, 2019) présente les bonnes pratiques de modélisation pour la détermination des aires de protection. Pour effectuer cette analyse, les professionnels nécessitent plusieurs données sur le modèle conceptuel hydrogéologique :

- la direction d'écoulement ;
- les gradients hydrauliques de l'aquifère ;
- la conductivité hydraulique ;
- le coefficient d'emmagasinement ;
- la porosité efficace ;
- la recharge et ;
- la géométrie de l'aquifère et des autres unités constituant le système.

Si l'incertitude sur ces données est grande, les aires de protections ne pourront être déterminées que de façon approximative. Une étude adaptée aux enjeux est importante, car une sous protection peut engendrer des coûts importants en cas de contamination, alors qu'une surprotection peut apporter des coûts significatifs en compensations pour l'application des restrictions en milieu agricole ou pour l'achat de terrains. Le lecteur est référé au guide de détermination des aires de protection (MELCC, 2020) pour une présentation plus complète du cadre réglementaire québécois des prélèvements d'eau souterraine ainsi qu'une discussion plus approfondie des enjeux reliés à la protection du prélèvement.

2.1.3 Vulnérabilité de la ressource

Un portrait juste de la vulnérabilité de l'eau souterraine joue un rôle significatif dans la planification d'une saine gestion de la ressource (Xiong et al., 2022). Il existe de nombreuses approches pour quantifier la vulnérabilité d'un aquifère. Baig et al. (2023) présente une revue des différentes approches d'évaluation de la vulnérabilité des aquifères et des paramètres qui sont nécessaires à son évaluation. En vertu du RPEP, au Québec, c'est la méthode DRASTIC (Aller et al., 1986) qui est utilisée. L'application de cette méthode nécessite la connaissance de plusieurs paramètres hydrogéologiques :

- la profondeur de la nappe depuis la surface, ou le toit de l'aquifère pour un aquifère à nappe captive ;
- une estimation de la recharge à l'échelle régionale ;
- la nature de l'aquifère ;
- la nature du sol en surface ;
- la pente du terrain ;
- la nature de la zone vadose et ;
- la conductivité hydraulique de l'aquifère.

En somme, de nombreuses données sur l'aquifère sont nécessaires à l'application de la loi encadrant les prélèvements d'eau souterraine. Ces exigences réglementaires servent notamment à assurer une exploitation pérenne de la ressource et à protéger la santé du public. Plusieurs outils sont à la disposition des hydrogéologues pour obtenir ces informations et les intégrer aux modèles conceptuels, aux équations analytiques et aux modèles numériques.

2.2 Approche de caractérisation actuelle

La première étape des projets de recherche en eau est généralement l'analyse des données existantes. Les professionnels en hydrogéologie consultent les cartes topographiques et géologiques, les images aériennes, les rapports publiés par des organisations gouvernementales ainsi que les bases de données de forages. L'expérience des professionnels dans la région d'étude compte également pour beaucoup dans le processus d'investigation. Ces informations sont compilées et intégrées pour identifier des sites ou secteurs où le potentiel hydrogéologique est intéressant et où l'environnement physique et bâti permet l'aménagement d'un puits (Driscoll, 1986). À cette étape, les professionnels déterminent habituellement si les investigations doivent être orientées vers un potentiel dans le roc ou dans les dépôts meubles.

Des cibles de forages sont identifiées pour l'aménagement de forages exploratoires. Ces cibles peuvent être positionnées en fonction des résultats de relevés géophysiques, des informations déjà

connues sur le site ou bien selon les contraintes de l’environnement physique. Des puits exploratoires sont aménagés sur ces cibles. Des échantillons de sols sont décrits durant les travaux afin d’identifier les horizons les plus productifs et la stratigraphie du site. Si le débit estimé en forage est inférieur aux besoins en eau ou qu’il est trop faible pour justifier la mise en production de ce puits, celui-ci n’est pas retenu et les travaux de forage continuent sur la prochaine cible, qui peut être dans le même secteur ou bien ailleurs sur le territoire.

Lorsqu’un puits intercepte une unité dont le potentiel hydrogéologique est jugé satisfaisant, la prochaine étape est la réalisation d’essais hydrauliques en puits. Pour les puits de catégorie I, au moins trois puits d’observation doivent être aménagés dans l’aquifère pour suivre le rabattement durant un essai de pompage longue durée. L’interprétation de ces essais de pompage dépend notamment de l’état de confinement de l’aquifère. Le lecteur est référé à Chapuis (1999) pour une description complète des essais hydrauliques en puits et leur interprétation. L’essentiel à retenir est que pour l’interprétation de l’essai de pompage, les professionnels doivent détenir de l’information sur la géométrie de l’aquifère. Cette approche est également utilisée pour caractériser l’hétérogénéité des propriétés hydraulique grâce à l’utilisation de puits d’observation disposés de façon triangulaire autour du puits d’essai (Gentry et al., 2011). Des analyses sont effectuées sur des échantillons d’eau recueillis dans le puits d’essai pour vérifier la qualité de l’eau. Les puits aménagés dans l’aquifère sont donc typiquement la principale source d’information pour répondre aux besoins en informations énumérés aux section 2.1.2 et 2.1.3, soit les informations nécessaires pour déterminer les aires de protection et la vulnérabilité de l’aquifère.

Cette approche est toutefois limitée, car l’aménagement de puits est coûteux et le nombre de puits ne permet habituellement pas de caractériser adéquatement l’hétérogénéité de la sous-surface. Les aires de protection, la vulnérabilité de l’aquifère et les impacts du prélèvement en eau risquent donc d’être mal évalués lorsque la complexité du système est mal décrite. Il y a également un risque de multiplier les forages pour atteindre les débits recherchés. L’intégration de données spatialement continues aux données ponctuelles peut aider à mieux comprendre les variations spatiales de propriétés dans l’aquifère et ainsi encadrer son exploitation de façon plus adéquate aux conditions réelles. Les méthodes géophysiques de surface sont des outils reconnus pour imager les propriétés physiques de la sous-surface de façon non invasive (Goldman & Neubauer, 1994). Ces propriétés physiques peuvent ensuite être interprétées en termes de propriétés géologiques qui sont intégrées dans les modèles permettant de déterminer les endroits propices à l’aménagement de puits, les temps de migration de l’eau souterraine ainsi que la vulnérabilité de l’aquifère.

2.3 Caractérisation hydrogéophysique

L’utilisation de la géophysique pour l’exploration en hydrogéologie est bien décrite et connue. La sismique réfraction et réflexion, la gravimétrie, le géoradar et la méthode de résistivité électrique

sont brièvement décrits dans au moins deux références largement utilisées dans le domaine de l'eau souterraine et son exploration (Driscoll, 1986; Freeze & Cherry, 1979). Le domaine de l'hydrogéophysique, émergé dans les années 1990, a vu progresser l'intégration de nouvelles méthodes géophysiques et l'amélioration de celles existantes pour décrire les processus hydrogéologiques et aider au développement de modèles conceptuels hydrogéologiques (Binley et al., 2015).

Les méthodes géophysiques contribuent significativement à la détermination de plusieurs paramètres utiles aux hydrogéologues, tels que la géométrie des unités lithostratigraphiques, la localisation de fractures dans le roc, la détermination de propriétés hydrauliques de l'aquifère (la porosité, la teneur en argile, la transmissivité), la présence de contaminant ainsi que le suivi de l'écoulement de l'eau (Guérin, 2005). Le choix des méthodes dépend notamment des caractéristiques du site, des objectifs spécifiques du projet ainsi que de la nature de l'aquifère.

Cette section présente quelques-unes des méthodes géophysiques couramment utilisées pour des applications en hydrogéologie. Les applications et méthodes plus spécifiques aux problèmes environnementaux ou géotechniques ne sont pas discutées ici, bien que les cibles d'investigation se recoupent souvent. Pour une présentation plus approfondie des méthodes géophysiques appliquées à l'hydrogéologie et des exemples d'application, le lecteur peut se référer à Rubin & Hubbard (2006), Robinson et al. (2008) et Kirsch (2006).

2.3.1 Survol des méthodes géophysiques utiles en hydrogéologie

Le tableau 2.1 présente les principales méthodes appliquées à l'hydrogéologie ainsi que les principales cibles d'investigation leur correspondant dans les dépôts meubles et dans le roc. Plusieurs références ont été consultées pour élaborer ce tableau (Binley et al., 2010, 2015; Cassiani et al., 2022; Chandra, 2015; Day-Lewis et al., 2016, 2017; Kirsch, 2006; Revil et al., 2012; Reynolds, 2011; Rubin & Hubbard, 2006). Pour chacune des cibles, un ou plusieurs exemples d'application tirés de la littérature sont cités. Ce tableau ne se veut pas exhaustif, mais présente plutôt un survol des méthodes qui sont utiles en hydrogéologie accompagnées de références attestant de leur utilisation dans la pratique.

Les méthodes de résistivité électrique sont des méthodes actives qui ont été développées au début des années 1900 pour des applications dans le domaine pétrolier. L'amélioration des capacités de calculs des ordinateurs a fait en sorte que ces méthodes ont commencé à être largement utilisées à partir des années 1970. Elles sont couramment utilisées en investigation géophysique de proche surface pour le suivi de panache de contamination, la détection de cavité, l'exploration minérale, la localisation de fractures et de failles, l'étude du pergélisol, l'identification de ruine en archéologie et plusieurs autres (Reynolds, 2011). La littérature scientifique sur le sujet est très vaste et son utilisation pour une panoplie d'applications dans une multitude de contextes différents en font une méthode fiable et éprouvée qui est loin du stade expérimental. La section 2.4 présente la

tomographie de résistivité électrique de façon plus approfondie.

La polarisation provoquée est une méthode active mesurant les contrastes de chargeabilité du sol et qui a été principalement utilisée pour des applications minière et pétrolière au cours du siècle dernier. La détection de minéralisation compte pour une part très importante de son utilisation. Le lecteur intéressé à l'histoire du développement de la méthode peut se référer à Seigel et al. (2007). La polarisation provoquée a été appliquée à des problèmes en environnement à partir des années 1990 notamment pour la détection de contamination et d'activité biogéochimique (Revil et al., 2012). La chargeabilité est corrélée à la conductivité hydraulique (Slater, 2007), alors le potentiel d'applicabilité en hydrogéophysique est important, mais la méthode demeure beaucoup moins utilisée en hydrogéophysique par rapport aux méthodes de résistivité électrique et, malgré d'importants progrès dans les dernières années, la compréhension des phénomènes physiques qui mènent à l'interprétation demeure un sujet de recherche très actif (Binley & Slater, 2020).

Le potentiel spontané est une méthode passive qui consiste à mesurer des différences de potentiel électriques de sources naturelles, telles que les zones de minéralisation, la diffusion dans un fluide, les réactions géochimiques, l'activité bioélectrique des plantes, l'écoulement de l'eau souterraine ou bien la topographie (Reynolds, 2011). Corwin (1990) présente une introduction de la méthode et ses fondements. En hydrogéologie, elle est utilisée pour la détection de fuite dans des digues, le suivi de contamination souterraine et de la bioremédiation. Revil et al. (2012) présente les fondements physiques, l'approche de modélisation directe et d'inversion ainsi que de nombreux exemples d'applications en hydrogéologie. Par exemple, la méthode peut être utilisée conjointement à un essai de pompage pour suivre l'écoulement de l'eau autour du puits. Elle est également utilisée en forage pour identifier les strates de sol plus riches en argiles et les formations plus perméables (Collier, 1993). Les défis d'interprétation limitent toutefois l'utilisation de cette méthode dans la pratique. Les sources de potentiel spontané sont nombreuses et il peut être difficile de les discerner. L'absence de méthodologie d'interprétation fiable et éprouvée limite également son utilisation dans la pratique (Eppelbaum, 2021).

Les méthodes sismiques regroupent de nombreuses approches qui exploitent les divers types d'onde sismique. Ces méthodes sont les plus utilisées en raison de leur précision, leur résolution ainsi que leur profondeur d'investigation. La sismique réfraction a été développée dans les années 1920 pour l'exploration pétrolière et la sismique réflexion a suivi peu de temps après (Telford et al., 1990). La sismique réfraction et réflexion ont commencé à être plus largement utilisées pour les applications de proche surface dans les années 1980 (Steeple, 2005) et sont désormais très communément mises à contribution pour des problèmes en hydrogéologie. Elles peuvent ainsi être considérées comme des méthodes matures dont la fiabilité et la pertinence sont bien établies (Reynolds, 2011). La résolution de la sismique réflexion dépend de la longueur d'onde de l'onde. Pour des applications de proche surface, les ondes de cisaillement permettent habituellement d'atteindre un niveau de résolution intéressant, contrairement à la réflexion des ondes P, car les ondes P sont significativement plus

rapides que les ondes S. L'acquisition de levés de réflexion qui utilise les ondes de cisaillement exige l'utilisation de géophones adaptés et de sources spécifiques. La section 2.5 présente la méthode de sismique réfraction de façon plus approfondie.

La méthode VLF-EM a émergé dans les années 1960. Paal (1965) a observé que le signal d'antenne de communication radio VLF pouvait servir à l'exploration de corps minéralisés. C'est une méthode passive qui se base sur le principe d'induction électromagnétique. Le champ magnétique primaire émis par les antennes de communication radio induit un courant dans les corps conducteurs, ce qui induit un champ magnétique secondaire qui peut être mesuré pour interpréter la distribution de résistivité électrique de la sous-surface. Le faible coût, la relative simplicité et la rapidité d'opération en fait une méthode intéressante pour l'identification de fractures saturées (Reynolds, 2011). La section 2.8 présente la méthode de façon plus approfondie.

Les méthodes électromagnétiques en fréquence (FEM) permettent également d'estimer la conductivité électrique du sol, mais les profondeurs d'investigation sont généralement faibles (Binley et al., 2015). Everett & Meju (2005) présente une introduction à ces méthodes avec une emphase sur l'application en hydrogéophysique. La méthode électromagnétique dans le domaine du temps (TDEM) est utilisée pour des études régionales à grande échelle, grâce aux larges superficies qui peuvent être couvertes à l'aide de mesures aéroportées (Oldenborger et al., 2016). Ce type de levé est toutefois très coûteux et est rarement justifiable pour des projets de caractérisation à l'échelle locale.

Le géoradar entre dans la catégorie des méthodes électromagnétiques, mais exploite le régime de propagation de ces ondes plutôt que le régime diffusif. La popularité du géoradar a explosé dans les années 1980 pour des applications en ingénierie et en archéologie. Les progrès technologiques et la puissance des ordinateurs ont permis au géoradar de se faire une place dans une panoplie d'applications en géologie, environnement, glaciologie et plusieurs autres (Reynolds, 2011). Le lecteur est référé à Jol (2008) pour une présentation de nombreuses d'applications du géoradar, en plus d'une présentation de la théorie derrière la méthode ainsi que le traitement des données. Le géoradar est une autre méthode dont l'applicabilité en hydrogéologie a été bien démontrée et dont la théorie, les limitations et l'approche d'interprétation sont bien comprises. La section 2.7 présente le géoradar de façon plus approfondie.

TABLEAU 2.1 Méthodes géophysiques communément employées en hydrogéologie.

Méthode	Paramètres mesurés	Propriété physique estimée	Cible d'investigation dans le roc fracturé	Cible d'investigation dans les dépôts meubles
Méthodes de résistivité électrique à courant direct	Différence de potentiel à partir d'un courant appliqué	Résistivité électrique	<ul style="list-style-type: none"> • Zones de fracturation (Gannon et al., 2012) ; • Variation de lithologie (Ashraf et al., 2018; Francés et al., 2014) • Variation de propriétés hydrauliques (González et al., 2021) ; • Détection de cavités (Martel et al., 2018). 	<ul style="list-style-type: none"> • Identification d'unités géologiques (Crook et al., 2008; Uhlemann et al., 2017) ; • Salinité de l'eau souterraine ; • Écoulement de l'eau souterraine (Coscia et al., 2012) ; • Évaluation de l'infiltration et du ruissellement (Koch et al., 2009) ; • Estimation des paramètres hydrogéologiques (conductivité hydraulique, saturation, contenu en argile, etc)(Dimech et al., 2023; Vogelgesang et al., 2020).
Potentiel spontané	Différences de potentiel électriques provenant de sources naturelles	Potentiel électrodifusif, redox et d'écoulement	<ul style="list-style-type: none"> • Direction d'écoulement de l'eau souterraine (Wishart et al., 2006). 	<ul style="list-style-type: none"> • Estimation de la transmissivité (Straface et al., 2007).

TABLEAU 2.1 Méthodes géophysiques communément employées en hydrogéologie (suite).

Méthode	Paramètres mesurés	Propriété physique estimée	Cible d'investigation dans le roc fracturé	Cible d'investigation dans les dépôts meubles
Polarisation provoquée	Dégradation de la différence de potentiel électrique après la coupure d'un courant ou déphasage entre le courant injecté et le potentiel	Chargeabilité du milieu	<ul style="list-style-type: none"> • Présence de fractures (Okay et al., 2013) 	<ul style="list-style-type: none"> • Variation de lithologie (Maurya et al., 2018).
Sismique réfraction et réflexion	Amplitude et temps d'arrivées d'ondes sismiques	Vitesse des ondes sismiques, atténuation	<ul style="list-style-type: none"> • Profondeur du socle rocheux et de la nappe (Brodic et al., 2018; Pugin et al., 2004); • Zone de fracturation (Maries et al., 2017). 	<ul style="list-style-type: none"> • Géométrie de l'aquifère (Claprood et al., 2022; Falgàs et al., 2011); • Architecture de vallées enfouies (Pugin et al., 2013, 2009; Pullan & Hunter, 1990).
Très-basse-fréquence (VLF)	Anomalie du champ électromagnétique primaire	Conductivité électrique	<ul style="list-style-type: none"> • Présence de faille; • Zones de fracturation (Sharma & Baranwal, 2005). 	<ul style="list-style-type: none"> • Contamination de l'eau souterraine (Santos et al., 2006).

TABLEAU 2.1 Méthodes géophysiques communément employées en hydrogéologie (suite).

Méthode	Paramètres mesurés	Propriété physique estimée	Cible d'investigation dans le roc fracturé	Cible d'investigation dans les dépôts meubles
Méthodes électro-magnétiques en fréquence et dans le temps (FEM et TDEM)	Champs électromagnétiques induits par le milieu géologique	Conductivité électrique	<ul style="list-style-type: none"> • Fractures saturées (Everett & Meju, 2005). 	<ul style="list-style-type: none"> • Unités lithologiques (Oldenborger et al., 2016) ; • Géométrie de l'aquifère.
Géoradar	Amplitude et temps d'arrivée d'onde EM réfléchie	Constante diélectrique à des fréquences de 1 MHz à 1 GHz	<ul style="list-style-type: none"> • Zones de failles (McClymont et al., 2008) ; • Zones de fracturation (Grasmueck, 1996). 	<ul style="list-style-type: none"> • Stratigraphie (Beres et al., 1999; Beres Jr. & Haeni, 1991; Hubbard et al., 2001) ; • Type d'environnement sédimentaire (Van Overmeeren, 1998) ; • Profondeur de la nappe dans des dépôts de sable (Lévesque et al., 2023) ; • Identification de couches riches en argile.

2.3.2 Approches multiméthodes

Les méthodes géophysiques mesurent de façon indirecte des propriétés physiques du sol, qui elles sont reliées à des propriétés géologiques. Cependant, un changement de propriété géologique ne se traduit pas toujours par une variation mesurable des propriétés physiques. En d'autres termes, certaines méthodes permettent d'inférer de l'information sur une portion d'un système hydrogéologique tout en étant insensibles à d'autres paramètres.

Un bon exemple est la sismique réfraction : cette méthode est généralement adéquate pour détecter la profondeur du substrat rocheux, mais demeure limitée pour identifier des changements lithologiques à l'intérieur d'une unité sédimentaire en raison d'un contraste de vitesse des ondes de compression insuffisant. Les méthodes électriques sont toutefois sensibles aux variations de lithologie sédimentaire, mais l'interface sol-roc est souvent mal définie, car la résolution décroît rapidement en profondeur et l'inversion électrique favorise généralement des modèles lissés sans changement brusque de propriété.

Une utilisation combinée de ces deux méthodes sur un même site permet de bénéficier de la sensibilité de plusieurs méthodes géophysiques aux contrastes de propriétés physiques. Cette approche permet de bonifier grandement l'interprétation en réduisant les ambiguïtés, ce qui réduit par le fait même les risques d'une interprétation erronée. Ces deux méthodes sont couramment utilisées conjointement pour de nombreuses applications (Cardarelli et al., 2010; Carollo et al., 2020; Conway-White et al., 2023). Le géoradar peut être ajouté pour améliorer la résolution de la stratigraphie des dépôts meubles (Hirsch et al., 2008).

Bowling et al. (2007) a utilisé la tomographie de résistivité électrique, la sismique réflexion et le géoradar pour caractériser un aquifère fluvatile fortement hétérogène. La sismique réflexion a permis d'imager les structures générales de l'aquifère, mais les structures de déposition dans l'aquifère sont trop fines pour la résolution de la méthode. La résolution plus fine du géoradar combiné à la sensibilité de la méthode électrique à la teneur en argile a permis d'imager et de différencier les différents faciès de l'aquifère.

Lévesque et al. (2024) utilise une combinaison de tomographie de résistivité électrique, de géoradar et de mesure TEM aéroportées pour appuyer une caractérisation hydrogéologique régionale en Mauricie. Les avantages de chaque méthode permettent de compenser pour les limitations des autres. Le géoradar permet d'obtenir de l'information à haute résolution près de la surface. La tomographie de résistivité électrique a permis de valider les observations du géoradar quant à la profondeur de la nappe et obtenir de l'information sur les unités à des profondeurs plus importantes. Finalement, les mesures TEM permettent de réaliser des mesures à grande échelle et à des profondeurs de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. En somme, l'ensemble des mesures permet d'estimer la profondeur de la nappe et la géométrie des unités hydrostratigraphiques.

Pour réduire encore davantage les ambiguïtés, un traitement conjoint des jeux de données provenant

de différentes méthodes peut être employé. Il existe plusieurs types d'approche de traitement conjoint, qui seront survolées au chapitre 5. L'idée est d'introduire de l'information provenant d'une méthode dans l'inversion géophysique d'une autre méthode, en partant de l'hypothèse que les changements des différentes propriétés sont corrélés à la même géologie, donc que la structure doit être similaire (Gallardo & Meju, 2003, 2004), ou bien que certaines lois pétrophysiques doivent être respectées, telle que la loi d'Archie (Wagner & Uhlemann, 2021).

Les prochaines sections présentent les fondements, l'approche d'acquisition ainsi que la méthodologie de traitement de données et d'inversion pour les méthodes géophysiques utilisées dans les chapitre 3, 4 et 5. L'objectif de cette section n'est pas de présenter une revue complète de ces méthodes, mais plutôt de présenter les éléments nécessaires à la compréhension du reste du mémoire. Le lecteur est référé à plusieurs ouvrages qui traitent des méthodes géophysiques présentées dans chacune des sections qui suivent.

2.4 Tomographie de résistivité électrique

La tomographie de résistivité électrique permet de retrouver la distribution de résistivité électrique de la sous-surface. Cette propriété est liée à plusieurs propriétés géologiques du sol, telles que la minéralogie, la porosité, la nature des fluides occupant les pores et la conductivité de surface des sols. Cette méthode injecte un courant direct dans le sol, ce qui permet de négliger les effets de polarisation ou d'induction et de considérer que le potentiel observé est seulement causé par des courants de conduction.

2.4.1 Fondements et modélisation de la distribution de potentiel

La résistivité électrique (ρ) d'un sol représente la résistance qu'offre le milieu à la circulation d'un courant électrique. À l'échelle macroscopique, l'équation fondamentale qui explique la circulation d'un courant dans un milieu est la loi d'Ohm. Cette équation met en relation la densité de courant \mathbf{J} (A/m²) au champ électrique \mathbf{E} (V/m) :

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.1)$$

où σ (S/m) représente la conductivité du milieu, soit l'inverse de la résistivité. Le champ électrique \mathbf{E} correspond au gradient du potentiel électrique V :

$$\mathbf{E} = -\nabla V. \quad (2.2)$$

La combinaison des équations 2.1 et 2.2 permet d'exprimer la densité de courant \mathbf{J} de la façon suivante :

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V. \quad (2.3)$$

En appliquant le principe de continuité et de conservation des charges, on peut exprimer la divergence de la densité de courant comme étant la variation de la densité de charge libre \mathbf{Q} :

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial Q}{\partial t} = 0. \quad (2.4)$$

L'équation 2.4 est valide à l'état stationnaire pour tout le domaine, sauf à la position de la source $(x, y, z) = (x_s, y_s, z_s)$ où on injecte un courant I . À cette position, l'accumulation nette de charge n'est pas nulle et le potentiel peut alors s'exprimer de la façon suivante (Dey & Morrison, 1979) :

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (2.5)$$

où δ est la fonction Delta de Dirac. Cette équation correspond à la modélisation directe du potentiel induit par une source de courant localisée à une position connue. Elle suppose un état d'équilibre des conditions électriques et néglige les effets de polarisation provoquée ainsi que les sources de courant autres que les électrodes (Day-Lewis et al., 2008). Le potentiel électrique peut ainsi être calculé pour un modèle de résistivité électrique donné. L'équation est résolue en utilisant les méthodes des éléments finis ou des différences finies (Rücker et al., 2006). Ces méthodes utilisent une discrétisation de la sous-surface en un nombre de cellules de résistivité constante pour résoudre l'équation 2.5 (Loke et al., 2013). La distribution de potentiel dépend de la résistivité électrique du milieu et c'est cette dépendance qui permettra de construire un modèle de cette propriété à partir des mesures décrites dans la prochaine section.

2.4.2 Propriétés électriques des matériaux géologiques

La résistivité électrique des sols et des roches dépend principalement de la teneur en eau, de la conductivité électrique de l'eau interstitielle et de la lithologie. Dans les sols poreux dont la matrice est peu conductrice, c'est habituellement la conduction électrolytique qui domine. La loi d'Archie (Archie, 1942) est la relation pétrophysique la plus utilisée pour prédire la conductivité électrique effective (ρ_{eff}) de milieux poreux :

$$\rho_{eff} = a \phi^{-m} S^{-n} \rho_w \quad (2.6)$$

où a est une constante entre 0,5 et 2,5, ϕ est la porosité, S est le niveau de saturation, ρ_w est la résistivité du fluide remplissant les pores, m représente un facteur de cimentation et n est une constante. Le facteur de formation $F = \phi^{-m} S^{-n}$ peut être vu comme une quantification de la

tortuosité du milieu. La forme et l'interconnectivité des pores ont donc un impact sur ce facteur et la résistivité du milieu. Les facteurs a , m et n sont déterminés de façon empirique. La conduction de surface est un mécanisme de conduction important pour les matériaux fins, tels que les silts et les argiles, et qui fait augmenter considérablement la conductivité électrique de ces matériaux. Le lecteur est référé à Lesmes & Friedman (2005) pour une présentation des propriétés électriques des milieux géologiques. Le tableau 2.2 présente les valeurs approximatives de résistivité électrique pour quelques matériaux géologiques communs. Cette propriété physique présente des variations de plusieurs ordres de grandeur dans la sous-surface, ce qui offre la possibilité de départager certaines lithologies.

TABLEAU 2.2 Résistivité électrique de quelques matériaux communs (Reynolds, 2011).

Type de matériau géologique	ρ (Ωm)
Sable sec	80 - 1050
Sable et argile/ sable argileux	30 - 215
Sable et gravier	30 - 225
Gravier sec	1400
Gravier saturé	100
Argiles	1 - 100
Alluvions et sable	10 - 800
Moraine	10 - 5000
Sol avec 40% d'argile	8
Sol avec 20 % d'argile	33
Argile très sèche	50 -150
Mudstone	
Grès	1 - $7,4 \times 10^8$
Calcaire	50 - 10^7
Granite	300 - $1,3 \times 10^6$
Schistes (calcareux et micacés)	20 - 10^4
Schistes graphiteux	10-100
Basalte	10 - $1,3 \times 10^7$

2.4.3 Acquisition et traitement des données

Les développements présentés dans cette section proviennent de Day-Lewis et al. (2008), sauf indication contraire. Pour effectuer les mesures, un courant est injecté entre une paire d'électrodes et une différence de potentiel est mesurée entre deux autres électrodes. La figure 2.1 présente une configuration schématique du dispositif d'acquisition ainsi que des lignes de courant et d'équipotentielle. Pour chaque point de mesure, une résistance est calculée. Les données mesurées correspondent aux positions des électrodes d'injections (A et B), la position des électrodes de mesure du potentiel (M et N), le courant injecté I et la différence de potentiel mesurée ΔV . On appelle les quatre électrodes A, B, M et N un quadripôle de mesure. Afin de pouvoir comparer les données

entre elles malgré des espacements entre électrodes A, B, M et N très variable, la résistance est multipliée par un facteur géométrique k pour obtenir une résistivité apparente ρ_a :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}. \quad (2.7)$$

Le facteur géométrique permet de prendre en compte l'arrangement spatial des électrodes et de mettre à l'échelle les mesures pour obtenir la résistivité apparente, qui correspond aux mêmes unités que la propriété d'intérêt, soit la résistivité électrique, et rend sa compréhension plus intuitive. Pour plusieurs configurations d'électrodes le long du profil, la résistivité apparente est mesurée. La valeur est attribuée à un point centré par rapports aux 4 électrodes et à une profondeur qui dépend du type de configuration. Par exemple, le point rouge de la figure 2.1 représente la mesure effectuée avec les électrodes rouges. La procédure est répétée pour plusieurs combinaisons d'électrodes le long de la ligne de relevé. Les données sont visualisées sous la forme d'une pseudosection. Il s'agit simplement d'une façon d'attribuer les mesures à une position le long du profil et à une pseudo-profondeur qui dépend de l'espacement des électrodes. Les points noirs sur la figure 2.1 représentent un exemple de séquence de mesures représenté sous la forme d'une pseudosection. Ceci correspond au jeu de données qui est utilisé pour retrouver la résistivité vraie du sol à l'aide d'une inversion. Un jeu de données correspond habituellement à plusieurs centaines jusqu'à plusieurs milliers de mesures (Reynolds, 2011). Avec un espacement croissant, le volume de sol investigué augmente et la résolution diminue, la méthode est donc limitée pour détecter des variations de la résistivité électrique à petite échelle en profondeur.

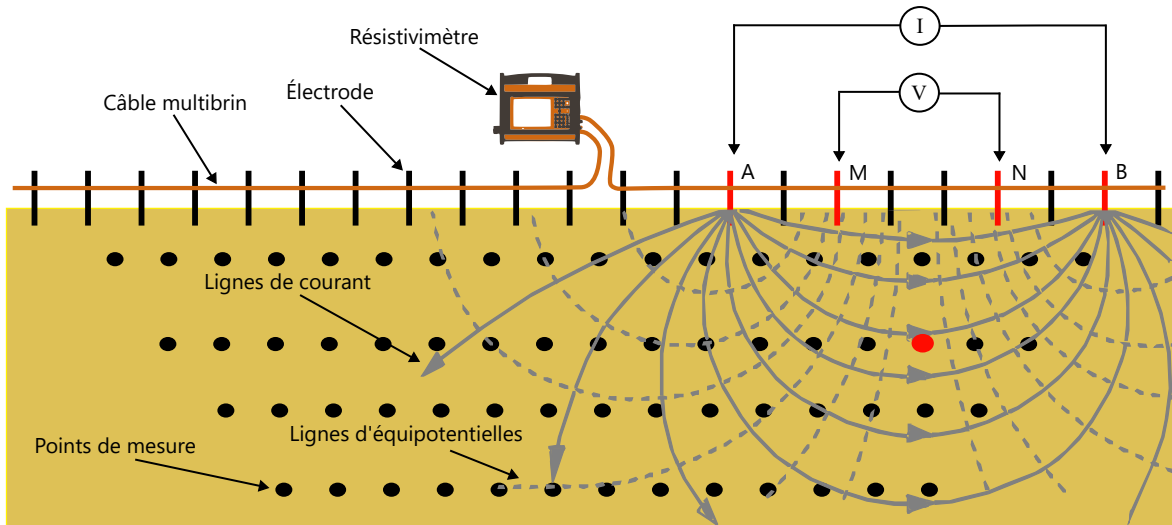


FIGURE 2.1 Représentation schématique d'une mesure sur un profil de tomographie de résistivité électrique.

La résistivité apparente n'est pas une propriété physique du sol. Elle représente la résistivité électrique d'un sol homogène qui permettrait d'expliquer les mesures. Or, dans des situations réelles, la

distribution de résistivité électrique du sol est rarement homogène. Des méthodes d'interprétation doivent être appliquées pour retrouver la distribution de résistivité vraie du sol qui peut expliquer les résistivités apparentes observées. L'équation 2.7 représente le problème inverse de la méthode de résistivité électrique sous sa forme la plus simple. L'inversion est expliquée à la section 2.6.

Le facteur géométrique dépend des distances entre les électrodes et est donné par l'équation suivante pour des électrodes en surface :

$$k = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right] \quad (2.8)$$

où AM représente la distance entre les électrodes A et M, MB celle entre les électrodes M et B et ainsi de suite. La dérivation de l'équation 2.8 à partir de la résolution de l'équation 2.4 est présenté par Telford et al. (1990).

Le choix des positions relatives des électrodes formant un quadripôle est effectué en fonction des besoins du levé. De nombreuses configurations d'électrode ont été développées afin de répondre aux besoins de l'imagerie de résistivité électrique. Les trois principaux types de configurations, présentées à la figure 2.2, sont les configurations Wenner, Schlumberger et dipôle-dipôle. Ces différentes configurations présentent des avantages, désavantages et sensibilités différentes. Le choix de configuration dépend de plusieurs facteurs, tels que la profondeur d'investigation, la sensibilité à la cible du levé, la couverture latérale de données recherchée, le ratio de signal sur bruit ainsi que l'efficacité de la configuration pour effectuer de nombreuses mesures avec un système à plusieurs canaux. La configuration dipôle-dipôle offre une bonne sensibilité aux variations latérales, une bonne profondeur d'investigation et permet de prendre de multiples mesures simultanément avec un appareil multicanal, ce qui réduit considérablement le temps d'acquisition. Le lecteur est référé à Loke (2024) pour une présentation de nombreuses configurations d'acquisition ainsi que leur sensibilité.

Une fois le type de configuration choisi, il faut définir un protocole de mesure, c'est-à-dire quelles électrodes seront utilisées pour effectuer les mesures. Effectuer des mesures avec toutes les configu-

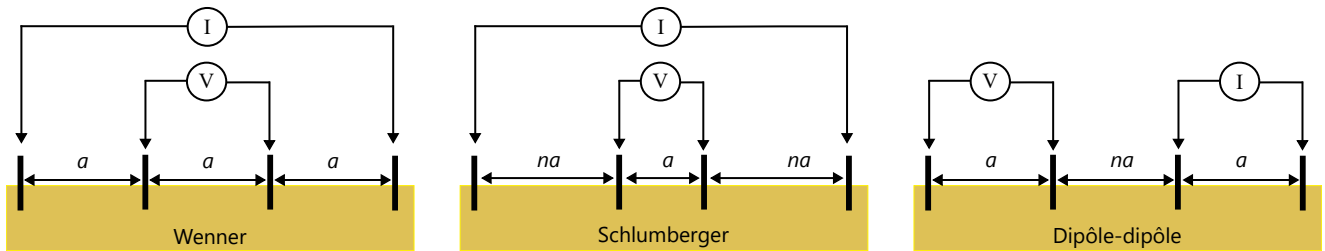


FIGURE 2.2 Quelques exemples de configuration d'acquisition avec la méthode de résistivité électrique.

rations et espacements possibles est souvent irréaliste en terme de temps. Le choix des quadripôles de mesure dépend du facteur géométrique et du ratio de signal sur bruit. Plus l'écartement est grand, plus le courant injecté devra être grand pour générer une différence de potentiel qui assure une bonne qualité des données. Le courant maximal qui peut être injecté dépend de la résistivité électrique du sol et du potentiel maximal de sortie de l'appareil.

Le matériel utilisé pour l'acquisition des données consiste habituellement à un résistivimètre, des électrodes (souvent en acier inoxydable ou en graphite), des câbles pour relier l'appareil aux électrodes, une source de courant telle qu'une batterie et une boîte de commutation pour sélectionner les électrodes utilisées pour chaque mesure. Dans la plupart des appareils modernes, la boîte de commutation est intégrée à l'appareil. Les électrodes sont plantées le long d'une ligne de levé à un espacement prédéterminé et sont reliées à l'appareil.

Avant le début de l'acquisition sur le terrain, il est primordial de s'assurer que la résistance de contact entre les électrodes et le sol n'est pas trop élevée. Une résistance trop grande aura pour effet de limiter le courant qui peut être injecté. La résistance de contact peut être abaissée en ajoutant de l'eau salée autour des électrodes ou en branchant plusieurs électrodes en série pour augmenter la surface de contact entre le sol et les électrodes. Si la deuxième option est retenue, les électrodes additionnelles doivent être branchées perpendiculairement à la ligne pour éviter de modifier le facteur géométrique (Reynolds, 2011).

Habituellement, une même mesure est effectuée plusieurs fois lors de l'acquisition des données pour en faire la moyenne. Ce procédé est la sommation et permet de réduire le bruit aléatoire. C'est aussi une approche pour estimer l'erreur (Day-Lewis et al., 2008). L'estimation de l'erreur sur les données est une étape critique qui est très importante pour l'inversion (Tso et al., 2017). L'acquisition de mesures réciproques est une meilleure approche pour estimer l'erreur. Ceci consiste à reprendre les mesures en inversant les électrodes d'injection et celles de mesure de potentiel. L'erreur réciproque

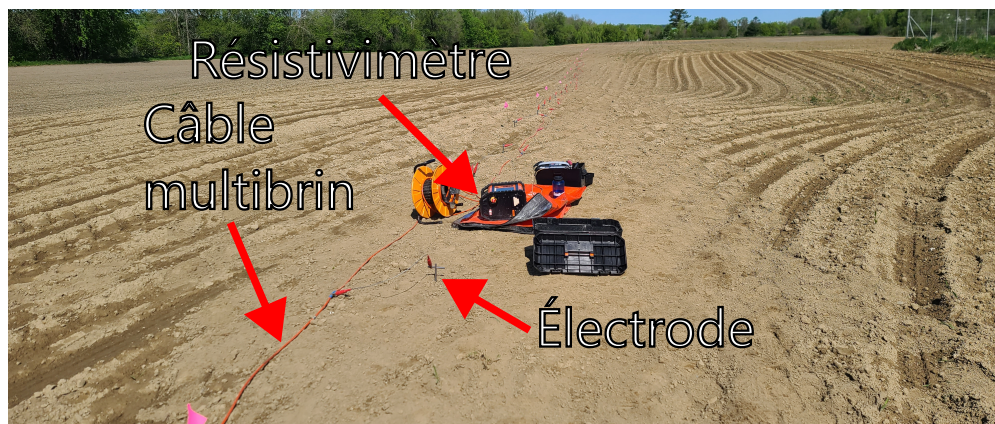


FIGURE 2.3 Exemple de configuration d'acquisition de tomographie de résistivité électrique.

sur la résistance est donnée par (Tso et al., 2017) :

$$|e| = \frac{|R_{dir} - R_{rec}|}{2} \quad (2.9)$$

où R_{dir} et R_{rec} correspondent aux résistances directes et réciproques. Cette approche est plus longue, mais permet une meilleure identification des données aberrantes et une meilleure estimation de l'erreur sur les données qui servent à décrire un modèle d'erreur linéaire propre au jeu de données (Lesparre et al., 2017; Tso et al., 2017). L'approche d'inversion des données de tomographie de résistivité électrique est très similaire à celle employée pour l'inversion de tomographie de sismique réfraction. La stratégie d'inversion est donc présentée à la section 2.6.

2.4.4 Diagraphie électrique en forage

La diagraphie électrique en forage permet de mesurer une résistivité apparente en forage. Il existe de nombreuses configurations d'électrodes pour les mesures en forage, qui sont analogues aux configurations de surface. Les principales géométries utilisées pour les diagraphie électrique sont la configuration normale et la configuration latérale. Le type de configuration utilisée dans ce travail est pôle-pôle, soit la configuration dite normale pour la diagraphie électrique en forage. Un câble est descendu dans le forage. Deux électrodes dans le forage sont utilisées : une d'injection et une de mesure de potentiel. Les deux autres électrodes sont positionnées à la surface, à une grande distance du puits ou bien plus haut sur le câble. La distribution de potentiel s'apparente donc à celle d'un pôle électrique, d'où le nom de la configuration. Avec cette configuration, la résistivité apparente mesurée dépend principalement de la résistivité du sol autour des électrodes dans le forage. Les valeurs de résistivité apparente sont affichées directement et permettent d'identifier la position des strates plus ou moins conductrices. Le lecteur est référé à Telford et al. (1990) pour plus d'information sur les méthodes de résistivité en forage.

2.5 La sismique réfraction

Les méthodes sismiques se basent sur la propagation des ondes mécaniques dans le sol. Ces ondes peuvent être réfléchies, réfractées, atténuées ou encore ralenties avant d'être enregistrées par un capteur. Cette information sur le temps de parcours et l'énergie permet de déduire de l'information sur les structures de la sous-surface ainsi que sur les propriétés des matériaux géologiques. Le lecteur est référé à Fabien-Ouellet (2014) pour une introduction en français aux mesures sismiques en proche surface. À moins d'indication contraire, les développements de la section sur l'acquisition sur le terrain proviennent de cette référence.

2.5.1 Propagation des ondes sismiques

Il existe différents types d'ondes sismiques. Les ondes de compression et de cisaillement se propagent dans le matériau, alors que les ondes de surface se propagent aux interfaces qui correspondent à des variations importantes de propriétés élastiques, notamment la surface du sol. Lorsqu'une onde de compression se propage dans un milieu, les particules font un mouvement de va et vient dans la direction de propagation de l'onde. Il en résulte une compression du sol au passage de l'onde. Pour les ondes de cisaillement S, le mouvement de la particules se fait perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde et il n'y a aucun changement de volume. En prenant respectivement la divergence et le rotationnel de l'équation d'onde élastique, on obtient les équations qui décrivent la propagation des ondes de compression P et des ondes de cisaillement S :

$$\frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \delta \quad (2.10)$$

et

$$\frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Theta \quad (2.11)$$

où δ et Θ correspondent respectivement à la divergence et au rotationnel du déplacement d'une particule. La vitesse d'une onde dans un milieu dépend de la densité (ρ) ainsi que des modules d'élasticité. La vitesse V_p dépend du module de cisaillement μ et de compressibilité κ , alors que la vitesse V_s dépend seulement du module de cisaillement. Les vitesses sont données par :

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + 4/3\mu}{\rho}} \quad (2.12)$$

et

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.13)$$

Les modules de cisaillement et de compressibilité représentent respectivement la capacité d'un matériau à résister à une déformation élastique sous une contrainte de cisaillement et de compression isostatique. Le ratio des vitesses de compression et de cisaillement peut être exprimé en fonction de la constante de Poisson (ν) :

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{\sqrt{1 - \nu}}{0.5 - \nu}. \quad (2.14)$$

La valeur maximale de ν est 0,5, lorsqu'un matériau ne peut pas résister au cisaillement. La vitesse

des ondes de compression est donc toujours plus grande que celle des ondes de cisaillement. La vitesse des ondes de cisaillement est insensible à la nature des fluides dans les pores et dépend plutôt de la rigidité de la matrice, alors que la vitesse des ondes de compression est sensible à la nature des fluides dans les pores, notamment le niveau de saturation. Dans un sol saturé, la vitesse des ondes P est généralement de l'ordre de 1450 à 1900 m/s. La vitesse des ondes de cisaillement dépend du niveau de cimentation, des contraintes effectives, des forces capillaires et d'autres effets telles que les forces électriques entre particules (Butler, 2005). Le tableau 2.3 présente les plages de vitesses sismiques pour quelques matériaux géologiques communs.

L'équation d'onde est utile pour comprendre les déformations causées par le passage d'une onde sismique dans le temps. Toutefois, cette représentation demeure plutôt théorique. Une stratégie pour comprendre de façon plus intuitive le parcours des ondes dans un milieu consiste à le représenter comme un rai qui recoupe perpendiculairement le front d'onde. Ceci permet de visualiser une onde sismique à l'aide du trajet qu'elle emprunte. Cette approche est particulièrement utile pour la sismique réfraction et réflexion, entre autres. Cervený (2001) est une référence à consulter pour plus d'information sur la théorie des rais sismiques. Les développements présentés dans cette section proviennent de Telford et al. (1990).

TABLEAU 2.3 Vitesses sismiques de quelques matériaux communs (Wightman et al., 2003).

Type de matériau géologique	V_p (m/s)	V_s (m/s)
Sable sec	400–1300	100–400
Sable saturé	1500–2200	700–800
Argile	600–1600	200–600
Till	1900–2600	800–1000
Mudstone	3000–4300	2100–2300
Grès	3000–5000	1400–2500
Calcaire	4200–5800	2400–3100
Granite	4900–5900	3000–3700
Basalte	5200–6200	3300–4000

2.5.2 Principes fondamentaux

Lorsqu'une onde sismique de compression atteint une limite qui correspond à une variation de vitesse, elle est décomposée en multiples événements sismiques (Steeple, 2005) :

1. des ondes P sont réfléchies au même angle que l'angle d'incidence ;
2. des ondes P sont réfractées le long de l'interface avant de retourner à la surface suivant la loi de Snell ;
3. une portion des ondes P est transmise dans le second milieu ;
4. des ondes P sont converties en ondes S qui sont réfléchies vers la surface ;

5. des ondes P converties en ondes S se propagent le long de l'interface et retournent vers la surface suivant la loi de Snell ;
6. des ondes P converties en ondes S sont transmises dans le second milieu.

Pour le traitement en sismique réfraction, on s'intéresse aux ondes réfractées correspondant au point 2. Les autres types d'ondes sont utilisés pour la méthode de sismique réflexion des ondes P et des ondes S. Le lecteur est référé à Reynolds (2011) pour une introduction à la sismique réflexion appliquée à la proche surface. Selon la loi de Snell, à partir d'un certain angle, appelé angle critique, l'angle de réfraction est de 90° et l'onde réfractée se propage le long de l'interface à une vitesse V_2 . La figure 2.4 illustre le parcours de ces rais réfractés. En se propageant le long de l'interface, les rais sismiques retournent vers la surface selon l'angle critique θ_c . La portion inférieure de la figure 2.4 représente la dromochronique d'un tir, c'est-à-dire les temps de premières arrivées sismiques. Pour les géophones le plus près de la source, c'est l'onde directe qui arrive en premier. L'onde directe est une onde de compression qui se propage le long de la surface du sol à la vitesse V_1 . À partir d'une certaine distance, nommée distance de croisement (x_i), le temps d'arrivée de l'onde directe est le même que l'onde réfractée. L'onde réfractée finit par arriver plus rapidement que l'onde directe, car elle se propage le long de l'interface des deux milieux à la vitesse V_2 . L'onde réfractée arrive toujours avant l'onde réfléchie, car bien que cette dernière se propage sur une moins grande distance, elle se propage à la vitesse V_1 . La distance minimale à laquelle une onde réfractée critiqueusement pourrait être observée est nommé distance critique. Le lecteur est référé à Dion (1986) pour un guide pratique sur la sismique réfraction en français.

2.5.3 La tomographie de sismique réfraction

La méthode la plus simple d'interprétation en sismique réfraction est la méthode des temps d'intersection (Burger, 1992; Dobrin & Savit, 1988). Cette méthode utilise le temps d'intercepte (t_0), la distance de croisement (x_i) et les vitesses des milieux mesurées à partir des pentes pour déterminer la profondeur du réfracteur plat et lisse. L'équation peut être adaptée pour des cas où les couches sont légèrement pentées, ou en présence de plus de deux couches. Ces équations ne sont pas présentées ici, car elles ne contribuent pas à la compréhension du reste du mémoire, mais le lecteur peut se référer à Telford et al. (1990) pour une présentation de ces équations. Dans la pratique, les interfaces sont rarement quasi planes et régulières. De nombreuses approches ont été développées pour considérer des modèles géologiques plus complexes tels que la méthode plus-minus (Hagedoorn, 1959) et la méthode réciproque généralisée (Palmer, 1981), pour n'en nommer que deux. Toutefois, ces méthodes d'interprétation restent limitées par le fait qu'elles se basent sur plusieurs hypothèses simplificatrices. Notamment, il est généralement assumé que les couches ont des vitesses uniformes, ce qui a comme effet de négliger les variations de vitesses latérales, les gradients de vitesse ou encore la présence d'hétérogénéités. Par exemple, une variation progressive de vitesse en profondeur aura pour conséquence de courber les rais et par le fait même les dromochroniques

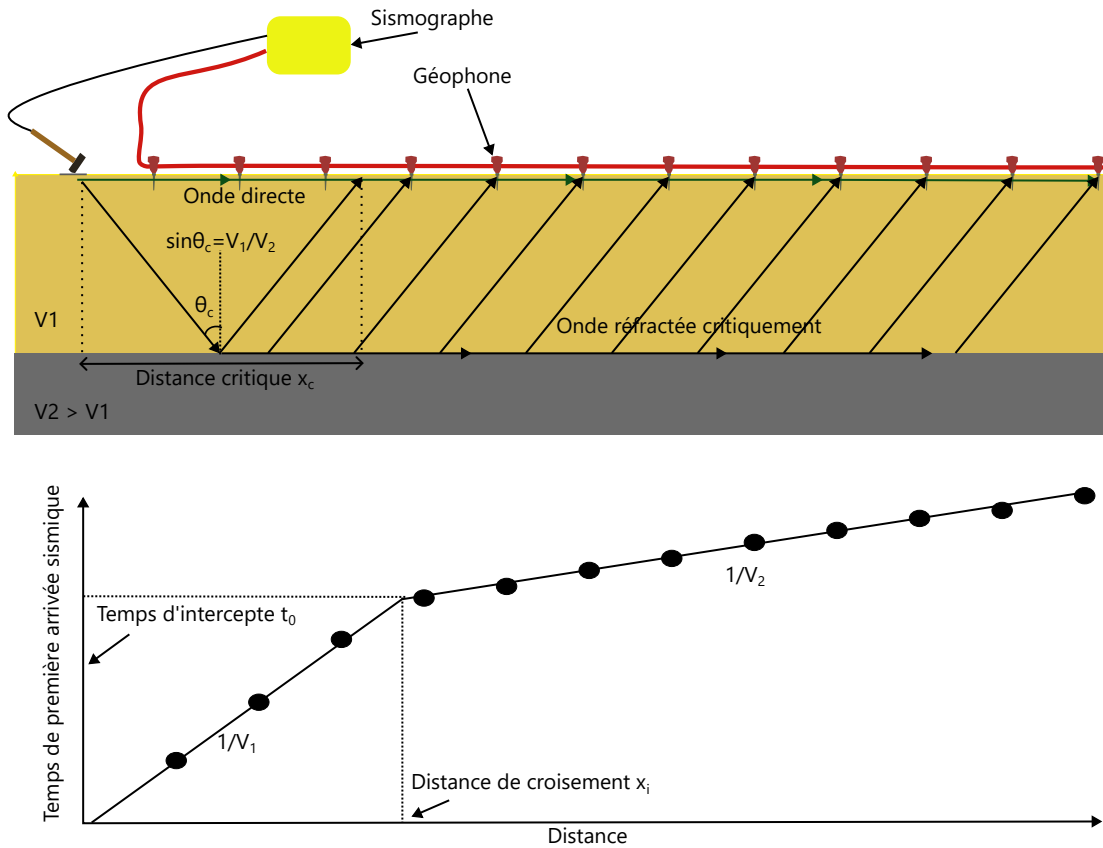


FIGURE 2.4 Représentation schématique d'un levé de sismique réfraction et exemple d'une dromochronique.

également. La détermination des vitesses à partir des pentes devient impossible.

Le phénomène de couche cachée est une autre limitation importante à la méthode. Ce problème peut survenir lorsque la vitesse sismique à l'intérieur d'une couche est supérieure à celle de la couche sous-jacente, ce qu'on appelle une inversion de vitesse (Banerjee & Gupta, 1975). Dans ce cas, aucune réfraction n'est produite à cette interface. D'autres situations peuvent mener à l'impossibilité d'observer les arrivées associées à une couche, soit un contraste insuffisant de vitesse, une couche trop mince ou un espacement de géophone trop grand.

La tomographie de sismique réfraction permet de faire abstraction des hypothèses simplificatrices qui supposent des couches de vitesses constantes. Le temps de parcours du rai le plus rapide est simulé et comparé aux temps d'arrivée mesurés sur le terrain afin d'obtenir un modèle de vitesse qui permet de reproduire les données observées par un processus d'inversion. Ce problème est non-linéaire, car le temps de parcours dépend de la vitesse sismique le long du trajet du rai, mais le trajet du rai dépend lui-même du modèle de vitesse (Rawlinson et al., 2010).

La librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017) permet de calculer le parcours des rais sismiques correspondant aux premières arrivées à l'aide de la méthode des trajets les plus courts (traduction

libre de *shortest path method* (SPM)) à partir de l'algorithme de Dijkstra (Dijkstra, 1959). Cette méthode calcule le trajet le plus court qui relie un nœud de la grille à tous les autres nœuds de la grille, ce qui permet d'obtenir les temps de parcours les plus courts qui relient les sources aux capteurs. Avec cette méthode, les rais sont tracés le long des limites des cellules de discrétisation du modèle, ce qui peut induire une erreur en particulier pour les temps de parcours les plus courts. L'utilisation d'une grille plus fine près de la surface permet de pallier à ce problème (Heincke et al., 2010). Les étapes générales de l'algorithme tirées de Moser (1991) sont les suivantes.

1. **Initialisation** : tous les nœuds de la grille sont divisés en deux groupes. P contient tous les nœuds dont le temps de parcours à partir de la source s est connu. Q contient ceux dont le temps de parcours est inconnu. Initialement, P est vide et $Q = N$, où N est le nombre de nœuds total.
2. **Sélection** : trouver le nœud i parmi P avec le temps de parcours minimal.
3. **Mise à jour** : calculer le temps de parcours minimal pour tous les nœuds adjacents aux nœuds contenus dans P et les transférer de Q vers P .
4. **Vérification** : si P contient tous les N nœuds, le temps de parcours minimal pour chaque nœud à partir de s est connu, l'algorithme est stoppé. Sinon, retour à l'étape 2.

Pour plus d'information sur la méthode des trajets les plus courts, le lecteur est référé à Moser (1991) et Nakanishi & Yamaguchi (1986). Il existe d'autres approches pour calculer le temps de parcours le plus court qui ne sont pas décrites ici. Le lecteur peut se référer à Zhao (2005) et Nasr et al. (2020) pour quelques exemples.

Le modèle direct correspond alors simplement à l'intégrale de la lenteur (l'inverse de la vitesse) le long du parcours du rai (l) de la source (s_r) au géophone (g) pour obtenir le temps de première arrivée sismique (t) :

$$t = \int_g^{s_r} s(x) dl. \quad (2.15)$$

Bref, les étapes de la tomographie de sismique réfraction sont :

1. **Acquisition des données** : effectuer un levé de sismique avec les paramètres d'acquisition appropriées. Cette étape est décrite à la section 2.5.4.
2. **Pointé des premières arrivées** : identifier les premières arrivées sismiques, ce qui peut être fait manuellement par un expert, à l'aide d'algorithmes de pointés automatiques basés sur l'énergie ou bien qui utilisent l'intelligence artificielle (Mardan et al., 2024). Un exemple de données sismiques et de pointés des premières arrivées est présenté à la figure 2.5.
3. **Inversion** : cette étape consiste à retrouver un modèle de vitesse sismique qui permet de reproduire les données observées. L'étape de l'inversion est décrite à la section 2.6.

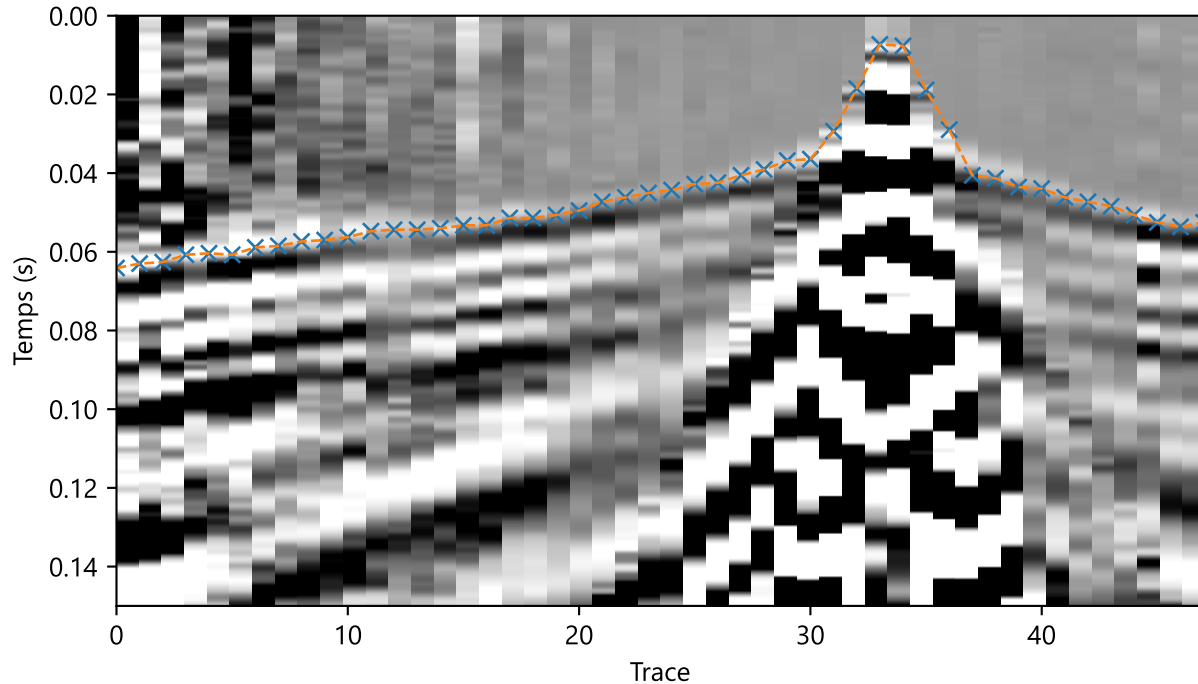


FIGURE 2.5 Exemple de données sismiques et de pointés des premières arrivées sismiques.

La tomographie de sismique réfraction conserve toutefois des limitations qui sont inhérentes à la physique du phénomène de réfraction. D’abord, comme les inversions de vitesses ne provoquent pas de réfraction, elles ne peuvent pas être prises en compte dans la modélisation, sauf si d’autres sources de données du site permettent de construire un modèle initial qui contient des inversions de vitesse. Une hypothèse de la méthode est que les réfractions se font dans la ligne. Toutefois, l’environnement géologique est tridimensionnel et les réfractions peuvent provenir d’interfaces latérales, ce qui doit être pris en compte dans l’interprétation.

2.5.4 Acquisition sur le terrain

Un levé de sismique consiste à transmettre de l’énergie dans le sol qui se propage sous la forme d’une onde sismique puis d’enregistrer ce signal après qu’il se soit propagé dans le milieu à l’aide de capteurs. Le matériel utilisé pour l’acquisition est présenté, suivi des paramètres d’acquisition spécifiques à la tomographie de sismique réfraction. Les développements de cette section proviennent de Fabien-Ouellet (2014), sauf indication contraire.

Matériel requis

Les sources doivent transmettre suffisamment d’énergie pour que l’onde puisse se propager jusqu’à la cible du levé et revenir à la surface. Elles doivent également avoir un spectre de fréquence à

large bande, ce qui permet d'avoir une ondelette plus compacte. Comme la résolution des méthodes sismiques dépend de la longueur d'onde de l'onde sismique, les sources sismiques doivent avoir un bon contenu en haute fréquence. Le type de source le plus simple est une masse qui est percutée sur une plaque d'acier déposée sur le sol. Cette source a l'avantage d'être peu coûteuse et très facile d'utilisation. L'énergie transmise est toutefois relativement peu élevée. Cette limitation peut être atténuée en sommant plusieurs tirs au même emplacement, ce qui permet d'augmenter le ratio de signal sur bruit. Les sources à masse accélérée propulsent une masse sur le sol à l'aide d'un élastique. Ce type de source est similaire à la masse et la plaque, mais l'énergie est plus importante, ce qui permet d'atteindre des profondeurs d'investigation plus importantes. Les sources de types explosives comprennent la dynamite et le fusil avec cartouche à blanc. Ces types de sources sont très énergétiques et peuvent être appropriées pour des levés dont l'épaisseur de dépôts meubles est très importantes, mais sont plus coûteuses et leur utilisation peut être limitée. Le besoin d'enfouir les sources réduit également le taux de production sur le terrain. Les sources vibrantes transmettent une vibration dans le sol pendant une période de temps. Le signal enregistré doit être corrélé pour obtenir des résultats similaires à l'utilisation d'une source impulsive. Ces sources sont très coûteuses et peu utilisées pour les levés de proche surface. Pour une comparaison des sources sismiques utilisées en proche surface, le lecteur est référé à Miller et al. (1986).

Les géophones sont les capteurs qui permettent d'enregistrer l'arrivée des ondes sismiques grâce à une bobine accrochée à des ressorts qui se déplace lorsque le sol vibre. Un aimant qui est immobile par rapport à la bobine induit une force électromotrice dans la bobine lorsque cette dernière se déplace. Plus la vitesse de déplacement des particules du sol est grande, plus le potentiel mesuré est grand. Le signal enregistré dépend également de la fréquence naturelle du géophone. Il existe des géophones à une ou bien trois composantes. Le choix des géophones dépend du type d'onde que l'on cherche à enregistrer.

Le sismographe permet de mesurer la différence de potentiel produite aux bornes du géophone, de la convertir en format numérique et de l'enregistrer. Typiquement, à partir du moment de l'impact, un déclencheur permet de synchroniser la source et les géophones et le signal est enregistré pour une durée de temps donné (temps d'écoute) à une fréquence d'échantillonnage donnée. Les sismographes utilisés en proche surface pour la sismique réfraction ont typiquement 24 ou 48 canaux. La séquence d'échantillon de voltage mesuré pour un tir donné est nommée trace sismique. À chaque tir, il y a donc un nombre d'échantillons de $\text{nombre de géophones} \times (\text{temps d'écoute} / \text{fréquence d'échantillonnage})$. Par exemple, la figure 2.5 présente 48 traces sismiques. La figure 2.6 présente la disposition de l'équipement sur le terrain lors d'un levé de sismique réfraction.

Paramètres d'acquisition

La planification d'un levé de sismique réfraction requiert quelques hypothèses de base pour la sélection des paramètres. La ligne doit être suffisamment longue pour observer les premières arrivées



FIGURE 2.6 Exemples de configuration d'acquisition de sismique réfraction.

réfractées à l'interface à caractériser, habituellement l'interface sédiments-roc. On comprend de la figure 2.4 que la ligne doit être plus longue que la distance de croisement. La distance critique dépend de la vitesse des couches et de la profondeur au réfracteur. Habituellement, une longueur de ligne qui correspond à 6 fois la profondeur du réfracteur est adéquate.

Les géophones doivent être suffisamment rapprochés pour être en mesure d'identifier la distance de croisement et ainsi estimer la vitesse de propagation dans le premier milieu. L'espacement des géophones doit permettre d'avoir une ligne de la longueur minimale requise et être suffisamment rapprochés pour observer au moins trois arrivées directes pour chaque réfracteur attendu.

Pour un levé de tomographie de sismique réfraction, le nombre de points de tir doit être plus élevé qu'avec les autres méthodes pour assurer une meilleure couverture de rais le long de la ligne. L'acquisition de nombreux tirs éloignés avec différents déports de la ligne et de tirs internes en plus des tirs en bout de lignes et du tir central permettent d'assurer une bonne couverture des rais (Reynolds, 2011). Par exemple, Cardarelli et al. (2010) ont utilisé un total de 17 points de tir pour un déploiement de 48 géophones espacés aux 2 m.

Lorsque le levé se fait sur plus qu'une longueur de ligne, le dispositif est déplacé et la ligne suivante chevauche la précédente pour assurer une bonne couverture de rais. Si les lignes étaient placées bout à bout, le réfracteur sous la limite entre les deux lignes n'aurait aucune couverture, donc sa profondeur serait mal contrainte par les données. Les lignes doivent se chevaucher d'une longueur qui correspond approximativement à la distance critique. La figure 2.7 présente un résumé des paramètres d'acquisition à sélectionner. Suivant l'acquisition, les premières arrivées sont identifiées pour permettre le traitement et l'interprétation.

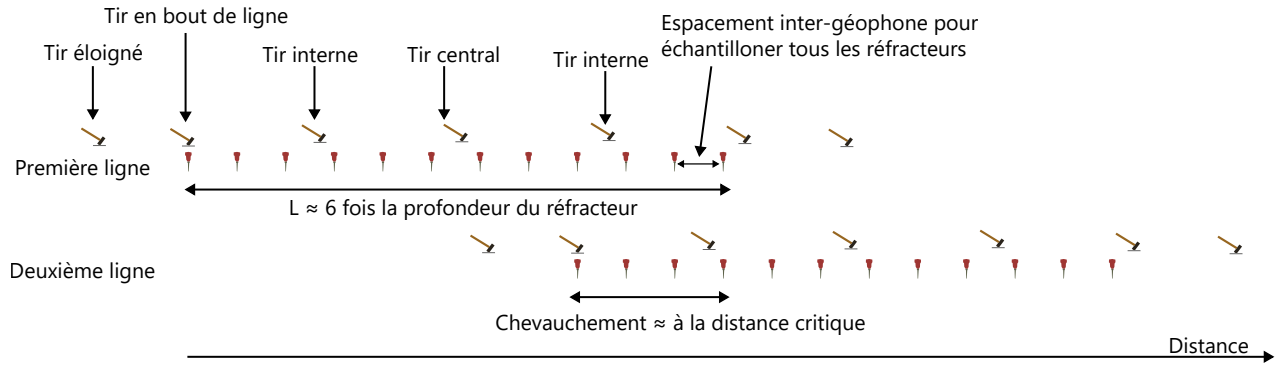


FIGURE 2.7 Schéma des paramètres d'acquisition à sélectionner pour un levé de sismique réfraction.

2.6 Inversions électrique et sismique conventionnelles

L'objectif de l'inversion est d'obtenir un modèle de propriété physique de la sous-surface qui permet de reproduire un jeu de données. Les modèles directs électrique (équation 2.5) et sismique (équation 2.15) peuvent être exprimés sous la forme

$$\mathbf{G}(\mathbf{m}) = \mathbf{d} \quad (2.16)$$

et permettent de calculer les données simulées pour un modèle donné.

L'inversion correspond à la minimisation d'une fonction de coût à l'aide d'une procédure d'optimisation. Une méthode d'optimisation basée sur le gradient, telle que Gauss-Newton est généralement utilisée (Günther et al., 2006). L'objectif est de trouver le modèle \mathbf{m} qui permet de reproduire les données observées \mathbf{d}_{obs} . Autrement dit, pour les données électriques, on veut que la pseudo-section modélisée corresponde à la pseudo-section mesurée et pour les données sismiques, on veut reproduire les dromochroniques observées. Pour chaque donnée, une erreur ϵ_i est associée. Les erreurs sont utilisées pour construire la matrice de poids \mathbf{W}_d qui a pour effet de normaliser les données par leur erreur. Les points de mesures pour lesquels l'incertitude est plus grande ont donc moins de poids dans l'inversion. En utilisant une norme L_2 sur l'écart entre les données observées et simulées, la fonction de coût s'écrit (Günther et al., 2006) :

$$\Phi_d = ||\mathbf{W}_d \cdot (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{obs})||_2^2. \quad (2.17)$$

Les problèmes d'inversion de tomographie électrique et de sismique réfraction sont des problèmes mal posés. Le problème inverse de l'équation 2.17 permet d'obtenir une infinité de modèles pouvant reproduire les données. L'inversion est régularisée en ajoutant un terme à la fonction de coût

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m, \quad (2.18)$$

où λ est un facteur de pondération du terme de régularisation. L'ajout du terme Φ_m permet de stabiliser l'inversion. Il existe différentes approches de régularisation qui favorisent des modèles avec différentes propriétés. En inversion électrique, une stratégie commune est l'inversion avec contrainte de lissage, qui permet d'obtenir des modèles avec des variations lisses de la résistivité électrique (Günther et al., 2006; Loke, 2024). La figure 2.8 présente un exemple de cette observation à partir d'un cas simple. L'inversion ne permet pas de retrouver des variations brusques de résistivité électrique. Le lissage peut être calculé à partir des cellules qui partagent une frontière, à partir d'un modèle géostatistique basé sur des connaissances à priori de la géologie (Jordi et al., 2018) ou bien d'une image obtenue avec une méthode indépendante (Zhou et al., 2014).

Le terme de régularisation s'écrit

$$\Phi_m = \|\mathbf{C}(\mathbf{m} - \mathbf{m}^0)\|_2^2. \quad (2.19)$$

Si \mathbf{m}^0 représente un modèle géologique à priori, \mathbf{C} est une matrice identité ou une matrice de poids et la régularisation favorise un modèle \mathbf{m} qui s'approche du modèle \mathbf{m}^0 . \mathbf{C} peut également permettre de calculer les dérivées spatiales première ou seconde du modèle \mathbf{m} pour favoriser des modèles plats ou lisses.

L'approche itérative de Gauss-Newton revient à résoudre ce système d'équation :

$$(\mathbf{J}_F^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}_F + \lambda \mathbf{C}^T \mathbf{C}) \Delta \mathbf{m}^k = \mathbf{J}_F^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{G}(\mathbf{m}^k)) - \lambda \mathbf{C}^T \mathbf{C} (\mathbf{m}^k - \mathbf{m}^0) \quad (2.20)$$

où k désigne le numéro d'itération. \mathbf{J}_F est la Jacobienne, soit la sensibilité de la réponse à une variation du modèle de propriété physique et est de taille *nombre de données* \times *taille du modèle*. Chaque entrée de la jacobienne est donnée par :

$$\mathbf{J}_{F_{i,j}} = \frac{\partial G_i(\mathbf{m}^k)}{\partial \mathbf{m}_j}. \quad (2.21)$$

La modélisation directe de résistivité électrique et de sismique réfraction sont non linéaires. La jacobienne permet de linéariser le problème autour du modèle \mathbf{m}^k et ainsi déterminer le gradient sur le modèle qui permet de diminuer l'erreur. À chaque itération, le modèle est mis à jour de la façon suivante :

$$\mathbf{m}^{k+1} = \mathbf{m}^k + \tau^k \Delta \mathbf{m}^k \quad (2.22)$$

où τ^k désigne la taille du pas de la mise à jour et est déterminé en fonction des réponses du modèle précédent et actuel. Le lecteur est référé à Günther et al. (2006) pour plus de détails. Le

processus est répété jusqu'à ce que la modélisation reproduise les données en fonction de l'erreur ($\Phi_d/\text{nombre de données} \approx 1$), que la fonction coût stagne ou bien qu'un nombre maximal d'itérations est atteint. Une mesure de la qualité de l'inversion est donnée par la racine de l'erreur quadratique moyenne relative :

$$rrms = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{|G(\mathbf{m})_i - \mathbf{d}_{obs_i}|}{\mathbf{d}_{obs_i}} \right)^2}. \quad (2.23)$$

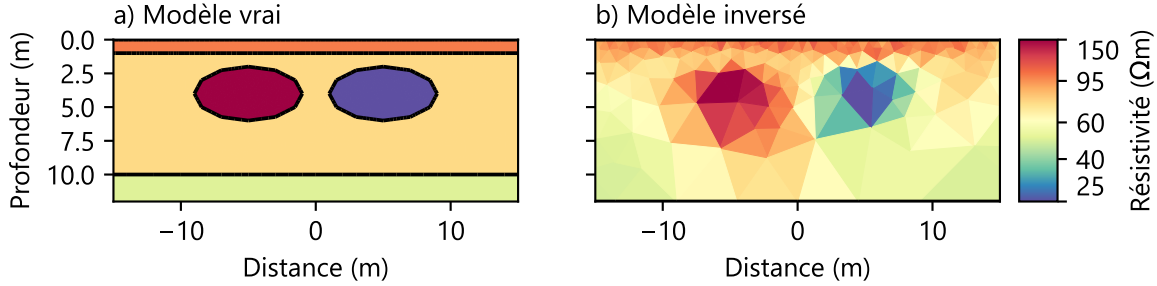


FIGURE 2.8 Exemple d'inversion de tomographie de résistivité électrique.

La figure 2.9 présente un exemple d'inversion de tomographie de tracé de rai à partir d'un modèle simple. 48 sources et capteurs sont utilisés, espacés d'environ 1,5 m. Les rais sont représentés par les traits gris sur le modèle inversé. L'inversion est sensible seulement aux cellules du modèle qui sont traversées par des rais. En effet, les portions du modèle qui ne sont pas traversées par des rais sismiques n'influencent pas le temps de parcours des rais modélisés. Tout comme l'inversion électrique, le résultat de l'inversion est lissé par la régularisation appliquée.

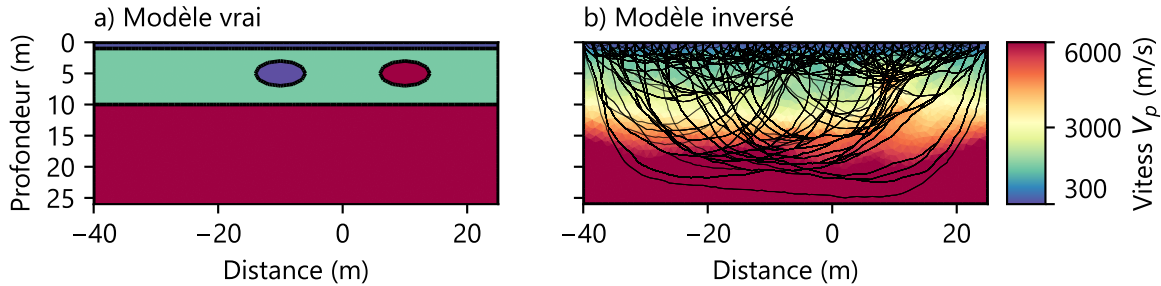


FIGURE 2.9 Exemple d'inversion de tomographie de tracé de rai.

Un modèle lisse n'est pas forcément représentatif de la géologie d'un site. Lorsque les informations préalables le permettent, on peut poser l'hypothèse que les variations de propriétés ne seront pas lisses, mais plutôt nettes. Dans ce cas, on cherche à obtenir des modèles de propriétés en bloc (Loke, 2024). Dans le cadre de ce mémoire, la librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017) a été choisie pour la modélisation directe et l'inversion des méthodes de tomographie de résistivité électrique et de

tracé de rais. Le lecteur est référé à Tarantola (2005) et Aster et al. (2018) pour plus de détails sur les problèmes inverses en géophysique. Les équations présentées dans cette section et leur développement peuvent être retrouvées dans ces ouvrages de référence.

2.7 Géoradar

La méthode géoradar, aussi appelée radar géologique, émet un pulse d'onde électromagnétique à haute fréquence dans le sol, habituellement de l'ordre de 10 MHz à 10 GHz. Les propriétés diélectriques variables du sol causent des réflexions, réfraction et diffraction du train d'ondes. L'enregistrement du signal qui revient à la surface dans le temps permet d'obtenir de l'information sur les structures de la sous-surface qui correspondent à des variations d'impédance électromagnétique. La méthode est fondée sur les équations de Maxwell ainsi que les équations constitutives qui relient les champs électromagnétiques aux propriétés physiques des matériaux. La section suivante présente une brève introduction à la méthode géoradar. Le lecteur intéressé à une présentation en profondeur de la théorie du géoradar est référé à Annan (2005), dont les développements présentés proviennent, sauf indication contraire. Reynolds (2011) présente également une bonne introduction au géoradar accompagné de nombreux exemples d'applications.

2.7.1 Propagation de l'onde et atténuation

La propagation d'une onde électromagnétique et son atténuation dépendent des propriétés diélectriques du milieu de propagation, qui sont reliées à la composition minéralogique ainsi qu'à la teneur en eau. Ces propriétés sont la conductivité électrique (σ), la permittivité diélectrique (ϵ) ainsi que la perméabilité magnétique (μ). La permittivité diélectrique décrit la réponse d'un milieu sous l'influence d'un champ électrique. Le tableau 2.4 présente les propriétés électriques de quelques matériaux géologiques courants. Comme ces matériaux ne sont généralement pas magnétiques, la perméabilité magnétique μ est celle du vide, soit μ_0 . À une grande distance du point de transmission, le champ électrique peut être assimilé à une onde plane et est donné par

$$E(x, t) = E_0 e^{-\alpha x} e^{i(\omega t - \beta x)} \quad (2.24)$$

où E_0 est l'amplitude initiale du champ électrique, α est le facteur d'atténuation, β est la constante de phase et $\omega = 2\pi f$ est la fréquence angulaire. Le facteur d'atténuation pour des matériaux non magnétiques est donné par :

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu_0 \epsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \epsilon^2}} - 1 \right)}. \quad (2.25)$$

Le terme $P = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$ correspond au facteur de perte. Lorsque $P \approx 0$, on dit du milieu qu'il est à faible

perte et la vitesse de propagation de l'onde et son atténuation sont principalement contrôlées par la conductivité électrique et la permittivité diélectrique.

TABLEAU 2.4 Propriétés électriques de quelques matériaux communs (Annan, 2005).

Type de matériau géologique	ϵ_r	σ (mS/m)	v (m/ns)	α
Sable sec	3 - 5	0,01	0,15	0,01
Sable saturé	20 - 30	1 - 10	0,06	0,03 - 0,3
Argile	5 - 40	2 - 1000	0,06	1 - 300
Silt	5 - 30	1 - 100	0,07	1 - 100
Calcaire	4 - 8	0,5 - 2	0,12	0,4 - 1
Shale	5 - 15	1 - 100	0,09	1 - 100
Granite	4 - 6	0,01 - 1	0,13	0,01 - 1
Air	1	0	0,30	0
Eau distillée	80	0,01	0,033	2×10^{-3}
Eau douce	80	0,5	0,033	0,1
Eau salée	80	3000	0,01	103

Le mode de déplacement d'une onde électromagnétique dans un milieu donné dépend de sa fréquence. Sous une certaine fréquence seuil, le mode de propagation est diffusif et la vitesse et l'atténuation de l'onde dépendent de sa fréquence. Plus la conductivité électrique est élevée, plus la fréquence de transition est élevée. Le mode diffusif est exploité par les méthodes électromagnétiques à induction. Les fréquences utilisées par le géoradar se situent habituellement dans le mode propagatif dans des matériaux à faible perte. La vitesse de propagation en m/s des ondes géoradar dans un milieu à faible perte est donnée par

$$v = \frac{3 \times 10^8}{\epsilon_r} \quad (2.26)$$

où ϵ_r est la permittivité électrique relative du milieu.

Bref, l'atténuation est un facteur important qui limite la profondeur d'investigation de la méthode géoradar. Dans la plage de fréquence utilisée par le géoradar, la conductivité électrique est la propriété principale qui influence l'atténuation. La présence de sols riches en argile ou en silt est donc particulièrement limitante. Le géoradar est approprié dans des sols résistifs, car l'atténuation de l'onde est faible, ce qui lui permet de se propager à des profondeurs plus importantes et revenir vers la surface avec suffisamment d'énergie pour être mesuré. Une règle du pouce présentée dans le manuel d'opération de l'appareil ProEx de Mala Geoscience (2019) est que si la conductivité électrique est de plus de 20 mS/m (ou une résistivité électrique de moins de 50 Ω m), l'utilisation du géoradar n'est pas recommandée.

Jusqu'à maintenant, le concept d'atténuation a été présenté en faisant mention de la limitation que cela impose à la profondeur d'investigation. Toutefois, la profondeur d'investigation ne dépend

pas seulement de l'atténuation. Les facteurs qui influencent la profondeur d'investigation sont :

- les pertes associées à l'antenne utilisée ;
- les pertes associées à l'interface sol-air ;
- les pertes associées à l'étalement géométrique du pulse ;
- l'atténuation telle que présentée précédemment qui dépend des propriétés électriques de la sous-surface ;
- les pertes associées à l'effet d'encombrement. L'effet d'encombrement dépend de la taille des hétérogénéités dans le sol et se produit lorsque la longueur d'onde du signal est suffisamment petite pour interagir avec les hétérogénéités qui ne sont pas les cibles d'intérêt, comme la stratigraphie fine ou bien la présence de cailloux et gravier. Les réflexions et diffractions qui en résultent dissipent rapidement l'énergie du signal. Pour éviter cet effet, la longueur d'onde correspondent à la fréquence centrale du signal doit être plus grande que les hétérogénéités d'au moins un facteur de 10.

Annan (2005) présente une approche qui permet de déterminer la portée du géoradar qui prend en compte les éléments énumérés précédemment. Étant donné qu'elle ne contribue pas à la compréhension des résultats de ce mémoire et pour ne pas alourdir le texte, elle n'est pas présentée ici. En somme, lorsque le pulse émis n'est pas trop atténué, l'information qui peut être tirée du géoradar provient du fait que l'onde est réfléchiée dans le sol pour revenir vers la surface.

2.7.2 Réflexion

Lorsque l'onde atteint une interface qui correspond à une variation importante de l'impédance, une réflexion est produite selon la loi de Snell et une partie de l'onde est transmise. Les ondes réfléchies remontent vers la surface où elles sont enregistrées par une antenne réceptrice. Le temps que met l'onde réfléchiée à atteindre l'antenne réceptrice ainsi que son amplitude permet d'obtenir de l'information sur la stratigraphie de la sous-surface. Le coefficient de réflexion est donné par

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad (2.27)$$

où Z_1 et Z_2 sont les impédances électromagnétiques des milieux 1 et 2. L'impédance est donnée par

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon + i\sigma/\omega}}. \quad (2.28)$$

Il y a donc une réflexion de l'onde émise par le géoradar s'il y a un contraste de permittivité magnétique (μ), permittivité diélectrique (ϵ) ou de conductivité électrique (σ). Dans des matériaux

géologiques naturels, les interfaces qui correspondent à une variation d'impédance qui provoquent une réflexion géoradar correspondent habituellement au contact entre deux unités de granulométries différentes ainsi qu'à des changements de saturation, telle que la position de la nappe phréatique dans des sables et graviers. La présence d'une couche d'argile ou de silt a pour effet de réfléchir une portion importante de l'énergie du signal en plus d'atténuer fortement la portion qui est transmise, ce qui limite la profondeur d'investigation. La présence d'argile en surface rend la méthode essentiellement inutile pour caractériser les sols sous ces dépôts. Le changement de vitesse des ondes dans le roc cause également souvent une réflexion, lorsque la profondeur de cette interface le permet.

La résolution de la méthode dépend de la fréquence utilisée et de la vitesse de l'onde. La résolution verticale est

$$\Delta r \geq \frac{\lambda}{4}. \quad (2.29)$$

Pour que deux réflexions verticales puissent être distinguées, elles doivent être séparées d'une distance d'au moins un quart de la longueur d'onde du signal, avec $\lambda = \frac{v}{f}$.

2.7.3 Acquisition sur le terrain

Un géoradar est constitué d'une antenne émettrice, une antenne réceptrice, une console pour visualiser les données ainsi qu'une unité de contrôle qui permet de synchroniser les deux antennes, contrôler l'émission du signal et l'enregistrement. Ces composantes peuvent être fixées sur un chariot ou un traineau qui permet de déplacer les antennes le long d'un profil. La figure 2.10 présente les composantes principales du géoradar lors de l'acquisition. Le géoradar utilisé sur cette figure est un ProEx de Mala avec des antennes de 100 MHz. Les antennes sont séparées d'une distance qui dépend de la fréquence choisie.

Il existe de nombreux appareils disponibles sur le marché. Le choix de la fréquence est habituellement un compromis entre la profondeur d'investigation souhaitée, la résolution et la portabilité du système. La résolution augmente avec la fréquence, alors que la profondeur d'investigation diminue pour de plus grandes fréquences. La taille des antennes est également plus importante pour les plus basses fréquences. La taille des hétérogénéités doit être prise en compte pour minimiser l'effet d'encombrement. Avec une fréquence qui augmente, la taille des hétérogénéités qui produisent une diffraction ou une réflexion du signal diminue, les plus hautes fréquences sont donc plus susceptibles de causer cet effet.

Pour des applications en hydrogéologie, des antennes de 50 à 250 MHz présentent généralement un bon compromis entre la résolution et la profondeur d'investigation. Le tableau 2.5 présente la profondeur d'investigation maximale et la résolution verticale dans un milieu à faible perte pour



FIGURE 2.10 Principales composantes d'un système d'acquisition géoradar.

les antennes utilisées dans le cadre de ce mémoire.

TABLEAU 2.5 Profondeur d'investigation approximative pour quelques antennes de MALA Geoscience (2019) dans un milieu sans matériau à faible résistivité électrique.

Fréquence centrale	Profondeur d'investigation maximale (m)	Résolution verticale (m) Vitesse de 100 m/ μ s
100 MHz	25	0,25
200 MHz	12	0,125

L'acquisition de profil géoradar consiste à parcourir une ligne prédéfinie avec les deux antennes en émettant des pulses d'ondes électromagnétiques tout en enregistrant le signal avec l'antenne réceptrice. La figure 2.11 présente une représentation schématique de l'acquisition. Le signal est enregistré à un intervalle de temps d'au moins $\frac{1}{6f_c}$, où f_c est la fréquence centrale du signal. Ceci permet de s'assurer que la résolution n'est pas limitée par la fréquence d'échantillonnage. Pour chaque point d'acquisition, les mesures sont répétées et sommées un certain nombre de fois

pour améliorer le ratio de signal sur bruit. Le temps d'écoute doit être sélectionné en fonction de la profondeur d'investigation maximale. Des tests d'acquisitions peuvent être effectués pour déterminer le temps maximal où des arrivées sont détectées et choisir un temps d'écoute plus grand pour s'assurer de ne rien manquer. Les mesures peuvent être effectuées à intervalle de distance régulier, ou bien prises en continu à une fréquence d'acquisition donnée. La synchronisation des données avec des données GPS le long de la ligne permet de repositionner les points de mesures dans l'espace.

2.7.4 Étapes de traitement des données

Le traitement des données géoradar sert à éliminer le bruit et améliorer la qualité visuelle des données pour l'interprétation. Il sert également à convertir l'axe vertical du temps en profondeur. Les étapes de traitement sont nombreuses. Seules sont présentées ici les étapes générales de traitement qui ont été appliquées sur les données acquises dans le cadre de ce mémoire. Le lecteur intéressé à en lire davantage sur les étapes de traitement des données géoradar peut se référer à Reynolds (2011) ou Jol (2008). La figure 2.12 présente un exemple de profil géoradar après le traitement. Le traitement appliqué est le suivant.

1. La première étape est la correction des données. C'est une étape assez générale, qui correspond par exemple à repositionner les traces selon les coordonnées GPS associées, retirer les mauvais enregistrements et inverser l'orientation du profil pour que tous les profils soient parallèles.
2. L'ajustement du zéro permet d'ajuster la position du temps initial d'un enregistrement pour qu'il corresponde à la surface du sol.
3. Le *dewow* permet de filtrer le bruit électromagnétique basse fréquence.
4. La soustraction de la trace moyenne est un filtre spatial 2D qui permet de filtrer les arrivées horizontales qui masquent le signal, principalement l'arrivée dans l'air et ses réverbérations.

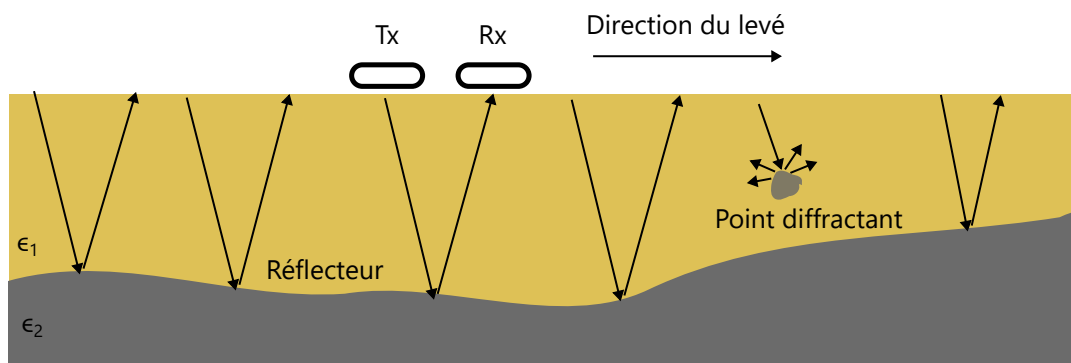


FIGURE 2.11 Représentation schématique de l'acquisition de données avec le géoradar

5. Une migration de Kirkchoff est ensuite appliquée pour repositionner les réflecteurs pentés et les diffractions.
6. La conversion temps-profondeur permet de convertir l'axe vertical en profondeur.
7. L'application d'un gain dans le temps permet de compenser pour l'atténuation du signal à plus grande profondeur.
8. Un filtre passe-bande est appliqué pour filtrer le bruit et améliorer la visualisation des données.

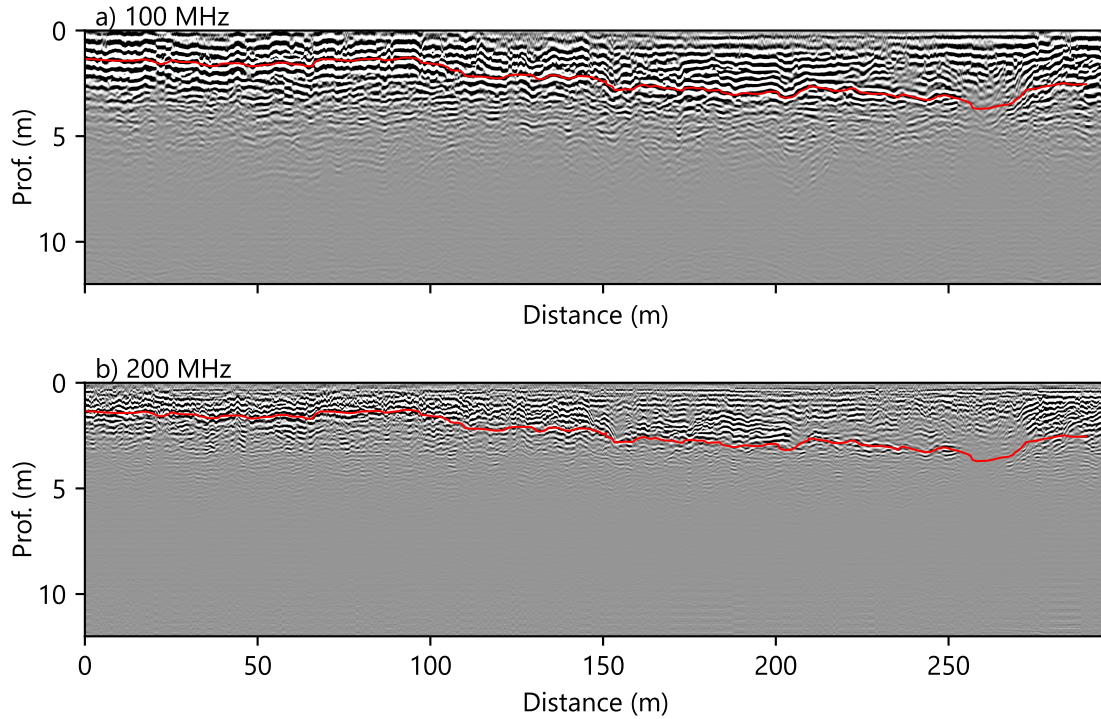


FIGURE 2.12 Exemple de profil géoradar après traitement avec antennes de a) 100 MHz et b) 200 MHz.

2.7.5 Estimation de la vitesse

Les étapes 4 et 5 du traitement requièrent un modèle de vitesse des ondes géoradar. Comme les antennes sont toujours à la même distance lors de l'acquisition, le déport entre la source et le receveur est toujours le même et la vitesse de l'onde dans les couches du sol est mal contrainte. La vitesse peut être déterminée à partir des hyperboles de diffraction. Le logiciel Reflexw permet de faire la correspondance des hyperboles pour trouver la vitesse du milieu. Une autre approche est d'effectuer une acquisition en point milieu commun. La figure 2.13 a) présente un schéma d'une acquisition en point milieu commun. Pour ce faire, des mesures sont effectuées en éloignant progressivement les antennes tout en les laissant centrées sur le même point. Le temps de parcours de l'onde est donné par l'équation :

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (2.30)$$

avec $t(x)$ est le temps de parcours avec une séparation d'antenne x , t_0 est le temps de parcours pour une séparation nulle et v est la vitesse de l'onde. Cette équation a une forme hyperbolique. On peut retrouver la vitesse du milieu en trouvant la vitesse qui permet d'éliminer la portion du temps de parcours qui correspond au déplacement horizontal de l'onde. Pour retrouver un modèle de vitesse en profondeur, une analyse de semblance est effectuée. La figure 2.13 b) et c) présente un exemple de données acquises en point milieu commun et du panneau de semblance correspondant. Pour plus de détails sur l'analyse de vitesse, le lecteur est référé à Yilmaz (2001). Cette référence présente le traitement de données sismiques, mais les concepts sont les mêmes pour l'interprétation d'acquisition en point milieu commun de données géoradar.

2.7.6 Incertitudes sur la conversion temps-profondeur

La fiabilité des profondeurs obtenues à l'aide de la conversion temps-profondeur dépend de la fiabilité du modèle de vitesse. Or, le modèle de vitesse dépend de la présence d'hyperbole de diffraction sur le levé, ce qui n'est pas toujours le cas. Le nombre d'acquisitions en point milieu commun est également limité, étant donné le temps associé à ce genre de mesure. Le développement de modèles de vitesse des ondes du géoradar ne peut donc pas représenter correctement les variations de vitesse. Le modèle utilisé est fortement simplifié. Par exemple, l'utilisation d'un modèle 1D sur un profil qui présente des variations latérales de vitesses introduira une erreur sur la profondeur sur une portion du profil. Cette limitation est importante à considérer lors de l'interprétation de profils géoradar en profondeur et illustre bien l'importance d'obtenir des mesures directes de propriétés pour interpréter adéquatement les données géophysiques.

2.8 La méthode VLF-EM

La méthode VLF est une méthode rapide et peu coûteuse pour la reconnaissance de fractures saturées dans le roc. Cette section présente les principes de bases de la méthode, les étapes de traitement des données ainsi que les limitations de l'appareil. À moins d'indication contraire, les développements présentés proviennent de Wright (1988). McNeill & Labson (1991) est également une excellente présentation de la méthode.

2.8.1 Principes de bases

La méthode VLF exploite la réponse du sol aux ondes radio très basses fréquences pour en tirer de l'information sur la conductivité électrique de la sous-surface. La source de la méthode provient de transmetteurs VLF utilisés pour les communications radio. Une antenne VLF peut être représentée

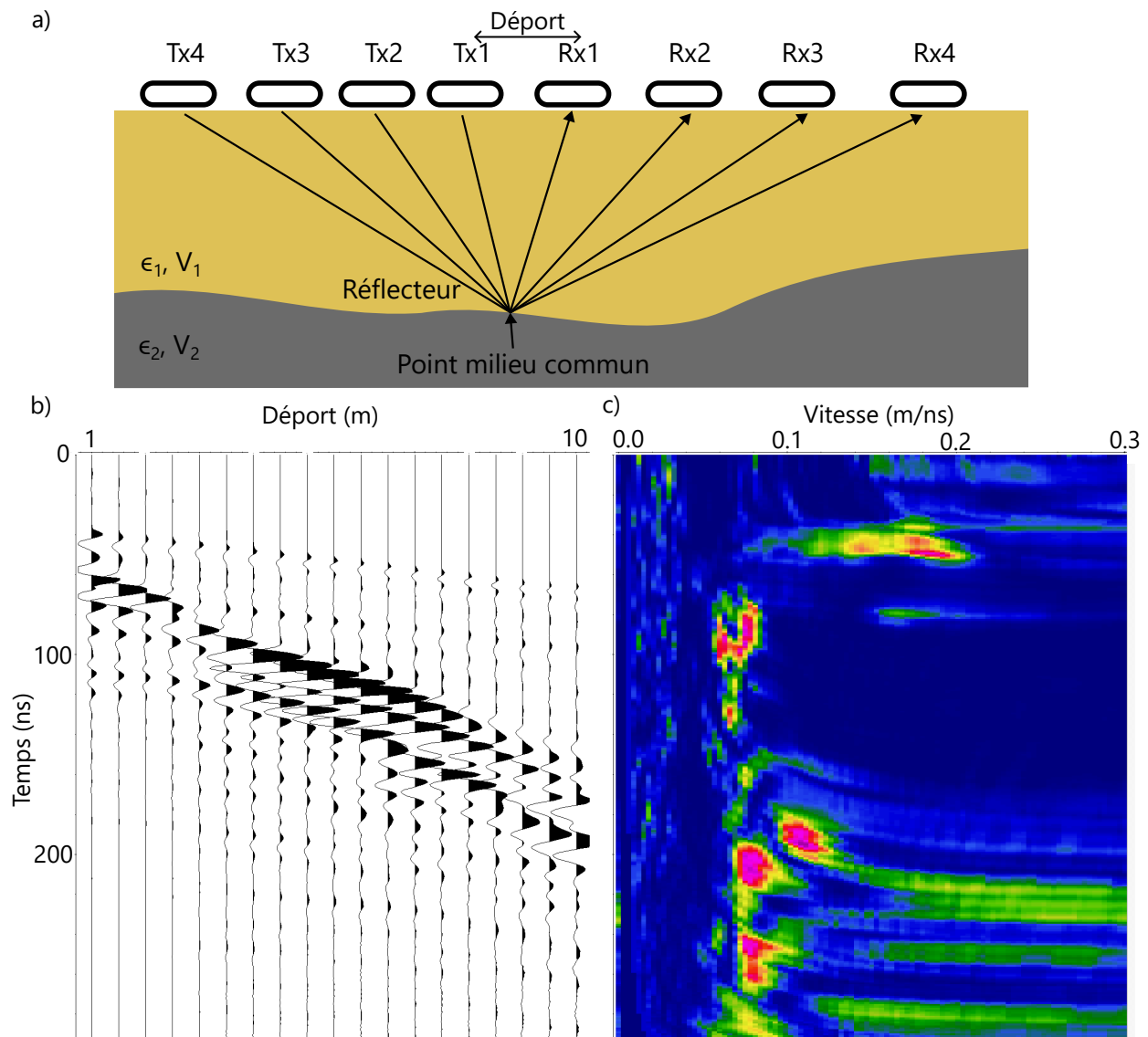


FIGURE 2.13 a) Représentation schématique d’une acquisition en point milieu commun avec antennes géoradar, b) exemple de données acquises en point milieu commun et c) panneau de semblance. b) et c) proviennent d’une capture d’écran du logiciel Reflexw.

par un dipôle électrique. Il y a 11 principales stations émettrices situées un peu partout dans le monde. McNeill & Labson (1991) présente les transmetteurs principaux, leur localisation ainsi que les surfaces du globe où le signal est utilisable.

Le champ se propage radialement à partir des antennes émettrices. À une très grande distance du transmetteur, le champ électromagnétique qu’elles produisent peut être assimilé à une onde plane qui se propage horizontalement, avec un champ magnétique horizontal H_y et un champ électrique vertical E_z , tel que représenté à la figure 2.14. Ce champ est réfracté à la surface du sol et se propage dans le sol. Les champs magnétiques et électriques sont atténués en profondeur. La profondeur de

peau est donnée par :

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} \quad (2.31)$$

et représente la profondeur à laquelle l'amplitude de l'onde atteint 0,368 sa valeur initiale. ω est la fréquence angulaire, μ_0 est la perméabilité magnétique du vide et σ est la conductivité électrique du milieu. Les antennes VLF opèrent toutes dans une gamme de fréquence de 15 à 30 KHz, c'est donc la conductivité électrique qui contrôle la profondeur de peau. La profondeur d'investigation est environ la moitié de la profondeur de peau (Wright, 1988). En pratique, la méthode est limitée par la présence de dépôts fortement conducteurs en surface ou d'un roc conducteur.

En se propageant dans le sol, le champ électromagnétique primaire induit des courants électriques dans les corps conducteurs. Les courants de vortex se forment en boucle fermée dans les corps conducteurs alors que les courants galvaniques peuvent être conceptualisés par des feuilles de courants parallèles qui se propagent dans le sol. Lorsqu'il y a présence de corps conducteurs ou résistifs, ces courants galvaniques sont déformés respectivement pour passer par le corps ou le contourner. Pour plus de détail sur les mécanismes d'induction avec la méthode VLF, le lecteur est référé à McNeill & Labson (1991).

Peu importe le mécanisme, ces courants induits produisent un champ magnétique secondaire qui est déphasé par rapport au champ primaire. L'interaction du champ primaire et du secondaire forme un champ magnétique total à polarisation elliptique. L'ellipse de polarisation est allongée dans l'orientation du champ primaire. Deux paramètres définissent l'ellipse, soit son pendage (α) ainsi que son ellipticité (ϵ). Le pendage de l'ellipse représente son inclinaison par rapport à l'horizontale. Ce paramètre est relié à la composante en phase, ou réelle, du *tipper*, et l'ellipticité est reliée à sa composante en quadrature, ou imaginaire. Le *tipper* est donné par le ratio du champ magnétique vertical sur le champ magnétique horizontal. Ces valeurs sont souvent exprimées en pourcentage et sont simplement désignées comme les composantes en phase et en quadrature de la réponse VLF-EM. La méthode VLF-R permet de mesurer le champ électrique induit pour calculer une résistivité apparente. Ce mode d'acquisition est plus long et n'a pas été utilisé dans le cadre de ce mémoire. Le reste de cette section porte donc sur la méthode VLF-EM, qui utilise le champ magnétique seulement.

Dans la pratique, le champ magnétique primaire ne peut pas être mesuré distinctement du champ magnétique secondaire. Les paramètres de bases mesurés par les appareils VLF sont les composantes en phase et en quadrature du champ magnétique vertical, le champ magnétique horizontal ainsi que l'amplitude du champ total. Les paramètres mesurés sont donc :

$$\alpha \approx \frac{H_{zr}}{H_{yr}} \quad (2.32)$$

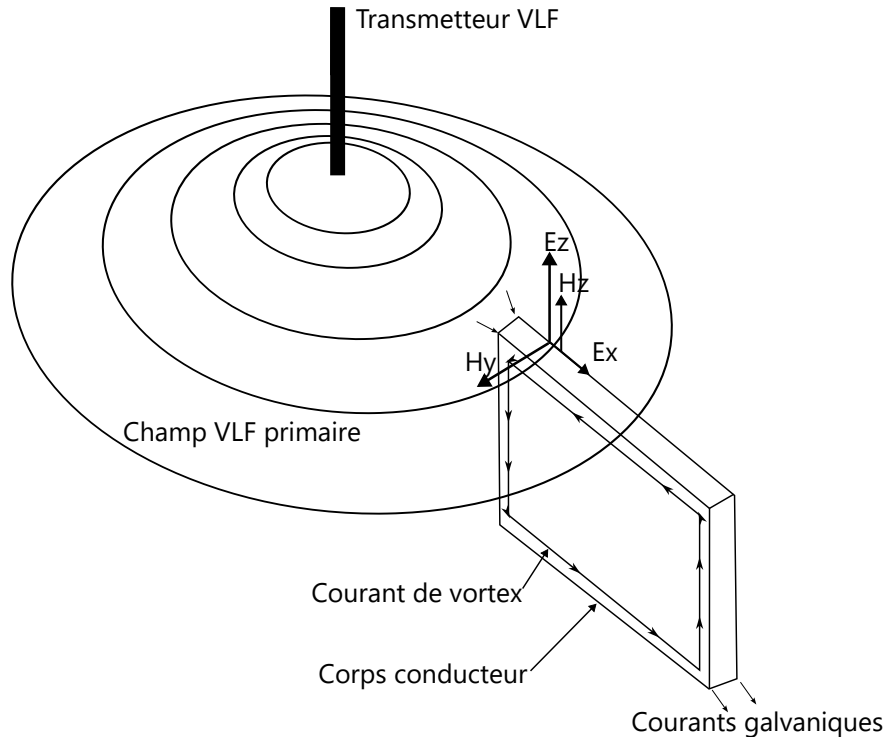


FIGURE 2.14 Représentations visuelles des champs primaires et secondaires dont découle la méthode VLF. Modifié de Gürer et al. (2009) avec permissions.

et

$$\epsilon \approx \frac{H_{zi}}{H_{yr}} \quad (2.33)$$

où H_{zr} et H_{zi} désignent les composantes en phase et en quadrature du champ magnétique vertical et H_{zr} désigne le champ magnétique total en phase. En somme, bien que ce ne soit pas exactement le cas, le champ secondaire est associé à la composante verticale et le champ primaire à la composante horizontale.

La réponse typique au-dessus d'un corps conducteur est présentée à la figure 2.15. Les ellipses de polarisation le long du profil illustrent comment l'interaction des champs primaire et secondaire permet de produire une signature de la composante réelle de la réponse VLF au-dessus d'un corps conducteur. Selon la position relative à l'anomalie, le pendage de l'ellipse sera variable. Au-dessus du corps conducteur, le champ secondaire est parallèle au champ primaire, le pendage est donc nul et la composante réelle est également nulle. Sur des données VLF, il y a donc un changement de signe (*cross-over*) au-dessus des anomalies conductrices. Pour faciliter l'interprétation des données, les données peuvent être traitées pour transformer ces changements de signe en valeur maximale qui est plus facilement identifiable. La réponse de la composante en quadrature par rapport à la composante en phase dépend des contrastes de résistivité ainsi que de la résistivité des dépôts meubles. Les différentes figures de cas ne sont pas présentées ici, le lecteur peut se référer à Wright

(1988) ou McNeill & Labson (1991) pour une étude plus approfondie de la réponse des deux composantes de la réponse VLF-EM.

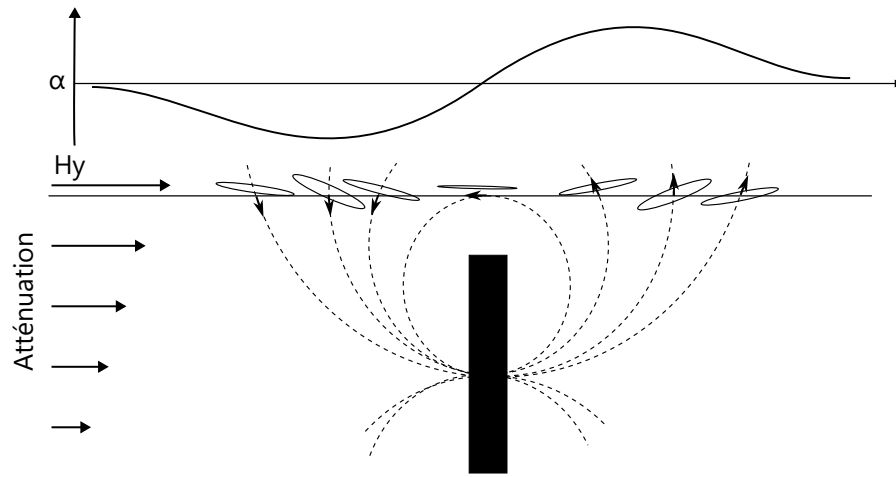


FIGURE 2.15 Réponse VLF typique au-dessus d'un corps conducteur et représentation des ellipses de polarisation correspondantes

2.8.2 Acquisition sur le terrain

L'acquisition des données VLF-EM est rapide et peut être effectuée par un seul opérateur. La plupart des instruments modernes permettent d'enregistrer le signal provenant de 2 ou 3 transmetteurs. Les transmetteurs doivent être choisis en fonction de l'orientation attendue des fractures. Le couplage est maximal lorsque l'orientation des structures est en ligne avec la direction de transmission du champ primaire, comme illustré sur la figure 2.14. Toutefois, dans la pratique, le choix est limité par les antennes dont le signal est disponible dans la région d'étude. De plus, l'orientation des fractures n'est pas nécessairement connue.

Les lignes de relevés sont placées perpendiculairement à la direction de transmission du champ primaire pour une réponse maximale. L'orientation du transmetteur par rapport à l'orientation des lignes doit être considérée pour déterminer la réponse attendue d'un corps conducteur. Par exemple, selon la direction du champ primaire, l'anomalie d'un corps conducteur peut correspondre à un passage de valeurs négatives à positives, ou l'inverse. Des points de mesures sont enregistrés à un intervalle donné, à tous les 10 m par exemple. Les mesures doivent être effectuées en prenant soin de faire face à la direction du levé et de demeurer en position verticale. Les profils doivent être suffisamment longs pour caractériser la tendance régionale de la réponse VLF-EM et pour l'application des filtres décrits à la section qui suit. La longueur totale d'un profil dépend de la profondeur des cibles. Pour bien caractériser la zone, les lignes doivent avoir des longueurs de plusieurs centaines de mètres jusqu'à plus d'un kilomètre.

2.8.3 Traitement des données

Les composantes en phase et en quadrature du signal donnent de l'information sur la sous-surface, mais la composante en phase fournit habituellement la réponse la plus forte au contraste de résistivité (Chandra, 2015) et c'est celle qui est habituellement utilisée pour l'interprétation dans des applications en hydrogéologie (Wright, 1988).

Généralement, une moyenne mobile est d'abord appliquée sur les données pour les lisser et retirer la réponse qui provient soit du bruit ou de variation de conductivité électrique à faible profondeur. Tel qu'illustré sur la figure 2.15, le changement de signe est centré sur la position du corps conducteur. Pour faciliter l'interprétation, des filtres ont été développés pour transformer les changements de signe en valeur maximale.

Le filtre de Fraser (Fraser, 1969) provoque un changement de phase du signal de 90° , ce qui a comme effet de transformer les points de changement de signe en valeur maximale. Le filtre peut être ajusté pour correspondre à la longueur d'onde des anomalies recherchées. Le filtre utilise quatre points de mesure et est exprimé par :

$$F_1 = (M_3 + M_4) - (M_1 + M_2) \quad (2.34)$$

où F_1 est la sortie du filtre entre les stations de mesures M_2 et M_3 . La procédure est répétée tout le long du profil pour obtenir une position des anomalies conductrices.

Le filtre de Karous-Hjelt (Karous & Hjelt, 1983) est similaire au filtre de Fraser. Il découle de la théorie des champs magnétiques induits par des courants électriques. Le filtre permet de retrouver la densité de courant apparente qui peut produire la réponse mesurée. Plusieurs filtres de tailles différentes permettent de répondre à ce problème. Le filtre le plus court avec une erreur de moins de 8% est habituellement utilisé :

$$\frac{\Delta z}{2\pi} I_a(x_0) = -0.102H_{-3} + 0.059H_{-2} - 0.561H_{-1} + 0H_0 + 0.102H_1 - 0.059H_2 + 0.561H_3 \quad (2.35)$$

où Δz est l'épaisseur du conducteur théorique dans lequel le courant circule et $I_a(x_0)$ est la densité de courant estimée à une pseudo-profondeur qui correspond à l'espacement entre les stations de mesures utilisées. Les coefficients H_{-3} à H_3 correspondent au signal en phase mesuré par l'appareil. L'utilisation de station de mesures de plus en plus espacées pour le calcul de la densité de courant permet d'obtenir la réponse pour de plus grandes longueurs d'onde et ainsi obtenir une réponse du filtre pour des pseudo-profondeurs plus grandes. Le filtre est appliqué le long du profil pour construire une pseudo-section de densité de courant apparente. Les valeurs maximales de la pseudo-section sont interprétées comme la position de corps conducteurs qui peuvent ensuite être

interprétés en fonction du contexte géologique.

La topographie a également un impact sur les données et doit être prise en compte. Pour appliquer la correction de topographie, la résistivité du sol doit être connue. L'acquisition de données sur un terrain avec une topographie fortement variable peut produire de fausses anomalies ou une réponse qui se superpose à celle d'un conducteur. Lorsque la correction n'est pas possible, une attention particulière doit être portée à l'effet de la topographie lors de l'interprétation.

Des approches d'inversions ont été développées pour retrouver une distribution de conductivité électrique qui explique les anomalies VLF-EM mesurées (Kaikkonen & Sharma, 1998; Santos et al., 2006). Le logiciel VLF2Dmf (Santos et al., 2006) permet de modéliser la réponse VLF pour un modèle de résistivité électrique 2D. Une routine d'inversion basée sur la méthode d'Occam est utilisée pour retrouver des modèles de résistivité électrique avec une contrainte de lissage.

2.9 Synthèse du chapitre

Il a été présenté que pour réaliser leur travail adéquatement, les professionnels en hydrogéologie ont besoin de connaître certaines propriétés et informations sur la sous-surface. Toutefois, ces propriétés présentent des hétérogénéités importantes à l'échelle locale et le nombre de forages requis pour bien comprendre cette hétérogénéité serait beaucoup trop élevé. Une approche de caractérisation qui intègre la géophysique permet de coupler les mesures indirectes, spatialement continues et relativement peu coûteuses de la géophysique aux mesures directes, ponctuelles et coûteuses des forages. Le réalisme des modèles conceptuels hydrogéologiques qui découlent de cette approche est nécessairement accru.

Les méthodes géophysiques communément employées dans la pratique pour atteindre ces objectifs ont également été présentées. Les méthodes utilisées dans ce mémoire ont été décrites de façon plus détaillée et le lecteur a été référé à de nombreuses références pour poursuivre la compréhension de ces méthodes.

CHAPITRE 3 DÉLIMITATION DE L'EXTENSION D'UN AQUIFÈRE GRANULAIRE AVEC UNE APPROCHE MULTIMÉTHODE

Ce chapitre présente une étude de cas de l'application de la géophysique pour caractériser un aquifère granulaire dans un contexte de projet de recherche en eau souterraine.

3.1 Problématique

Le site d'étude est situé au Québec, dans la municipalité régionale de comté (MRC) de Lotbinière, à quelques kilomètres au sud du fleuve Saint-Laurent. La localisation approximative est présentée à la figure 1.1. En 2013, des travaux de sismique réfraction ont été effectués par l'entreprise LNA afin d'obtenir des profils d'épaisseur estimée des dépôts meubles. Ces travaux avaient mené à l'aménagement de plusieurs puits d'exploration, dont un qui a permis d'intercepter un aquifère de sable et gravier très productif et dont l'eau est de qualité satisfaisante. Une étude hydrogéologique avait été complétée et les aires de protection avaient été déterminées à l'aide d'équations analytiques. Toutefois, le puits n'avait jamais été mis en production. Aujourd'hui, il doit l'être pour répondre aux besoins en eau de la population. Néanmoins, depuis 2013, le contexte entourant le site a évolué. La présence d'activités agricoles à proximité fait naître la nécessité de mettre à jour l'étude hydrogéologique pour déterminer plus précisément les aires de protection du puits en tenant compte de la complexité du milieu géologique. De plus, en raison de contraintes d'accessibilité au site, la possibilité de relocaliser le puits vers le sud, à une plus grande distance des activités agricoles, doit être étudiée. Bref, on cherche donc à délimiter la géométrie d'un système aquifère en contexte granulaire pour mettre à jour ses aires de protection et éventuellement relocaliser un puits exploitant cet aquifère plus au sud.

3.2 Contexte du site

La géologie des dépôts meubles de la région du site à l'étude est caractérisée par la présence de sédiments de type glaciaire et glaciomarin dont la séquence de déposition s'explique par de nombreux cycles de glaciation et de déglaciation (Occhietti, 1990). La carte des dépôts de surface est présentée à la figure 3.1 (Lefebvre et al., 2015). Du till en couverture généralement continue d'une épaisseur de plus de 1 m est cartographié sur une portion importante du site. Ailleurs, on retrouve également des sédiments de type glaciomarin littoral et pré-littoral. Ces dépôts sont constitués de sable, silt sableux, sable graveleux et gravier stratifiés mis en place en eau peu profonde. Des crêtes de plages sont également cartographiées et sont orientées dans l'axe du fleuve Saint-Laurent. Ces crêtes marquent l'emplacement de paléorivages du dernier événement glaciomarin (Daigneault et al., 2014). Les sédiments déposés en eau profonde sont plutôt constitués de particules fines telles

que des silts et des argiles.

Dans les six puits exploratoires aménagés en 2013 et 2014, des granulométries fortement variables ont été observées d'un forage à l'autre et en profondeur dans un même forage, ce qui témoigne de l'évolution du type d'environnement sédimentaire à travers les temps géologiques et de sa complexité. La localisation de ces forages est présentée à la figure 3.2. Le puits PE-11-14 correspond au puits qui intercepte l'aquifère, mais qui n'avait jamais été mis en production. Cet emplacement avait été retenu pour l'aménagement d'un puits exploratoire, car il correspond à une remontée du roc vers le sud-est selon les travaux de sismique réfraction datant de 2013.

Un till près de la surface est discontinu par rapport à ce qu'indique la figure 3.1, car il est observé dans quelques forages seulement. Par exemple, il est intercepté par le FE-10-14, alors que dans le PE-11-14, situé à quelques dizaines de mètres, on retrouve plutôt du sable fin sur plusieurs mètres en surface. Les travaux de géophysique de 2013 ont permis de conclure que l'épaisseur de dépôts meubles varie entre 15 et 40 mètres dans la zone d'étude, et s'amincit à moins de 10 mètres à l'ouest de la zone d'étude. La densité de forage est relativement importante au nord-ouest, mais comme le milieu sédimentaire est complexe (il y a de nombreuses unités différentes et leur géométrie est mal comprise), il est difficile d'établir des liens entre les forages. L'ajout de données spatialement continues offre donc le potentiel de mieux comprendre ces relations stratigraphiques.

Les grands contrastes de granulométrie et particulièrement de teneur en particules fines permettent d'émettre l'hypothèse que des contrastes de résistivité électrique et de permittivité diélectrique existent entre les unités (voir tableaux 2.2 et 2.4). Le géoradar et la tomographie de résistivité électrique présentent donc un bon potentiel de pouvoir mesurer des contrastes de propriétés physiques correspondant aux variations lithologiques.

Le socle rocheux est constituée d'ardoises de la Formation de Les Fonds (Globensky, 1987). Ce type de roche sédimentaire à faible niveau métamorphique est composée de particules fines. La conduction de surface est habituellement importante dans ce type de formation, et la résistivité électrique est faible.

Une rivière est située au nord-ouest du site. Des alluvions actuelles associées à ce cours d'eau sont cartographiées. D'autres cours d'eau mineurs sont présents sur le site et sont visibles sur la figure 3.2. Cette figure présente également la topographie du site, qui est essentiellement plane, sauf là où des cours d'eau ont causé des dépressions. Au nord-ouest, le site est délimité par une route. Aucune investigation géophysique n'a été réalisée au nord-ouest de la route dans ce travail, car les forages FE-5-13 à FE-7-13 n'indiquent pas de potentiel intéressant, l'accessibilité à ce secteur était limitée et une sablière est située tout juste à côté de cette zone.

Un des PACES couvre la région d'étude (Lefebvre et al., 2015), mais la résolution des données tirées de cette étude est trop faible, soit de 250 m x 250 m, pour que les résultats puissent être appliqués directement à la caractérisation de ce site. En somme, les données déjà disponibles sont insuffisantes

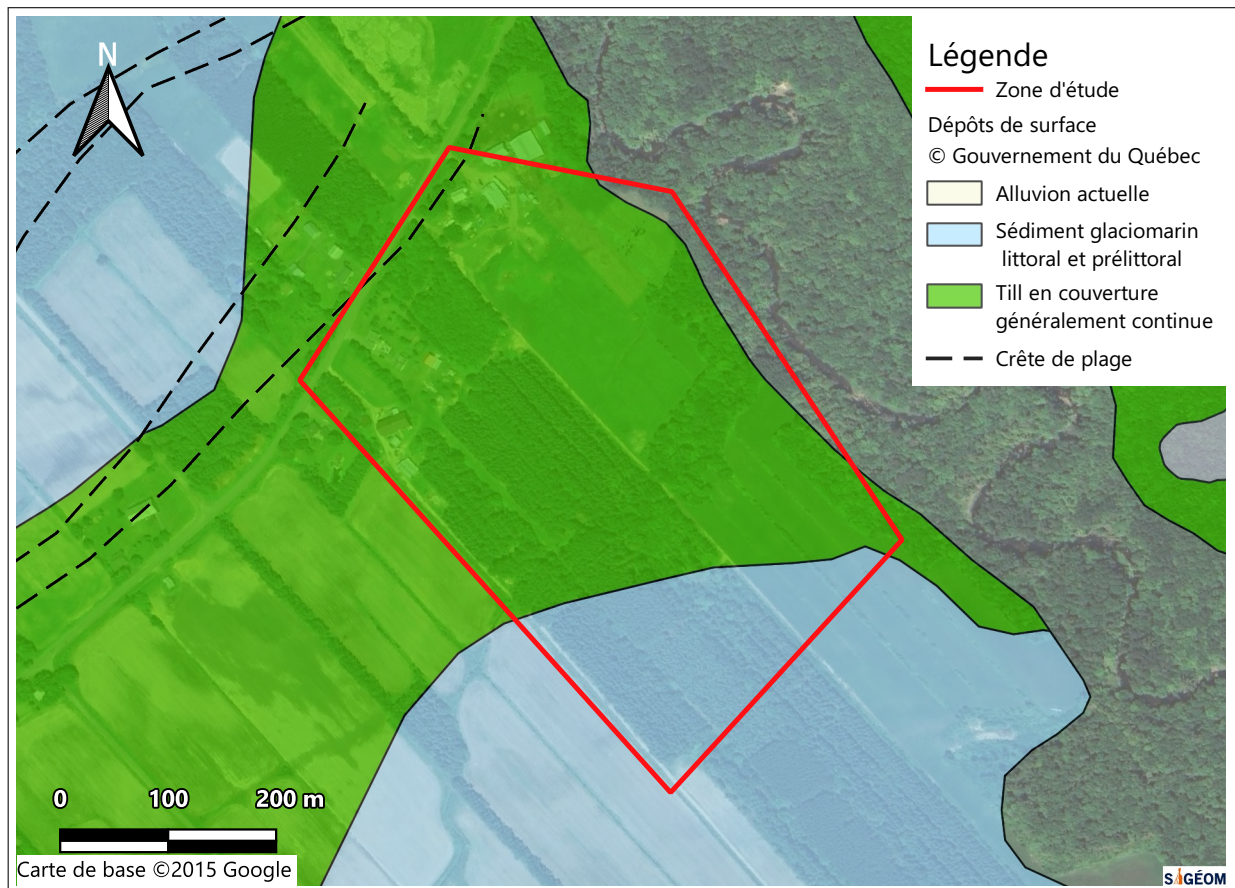


FIGURE 3.1 Carte des dépôts meubles du site à l'étude.

pour répondre à la problématique et doivent être complétées par une caractérisation ciblée sur l'aquifère.

3.3 Objectifs de la géophysique

La mise à jour des aires de protection et la détermination de l'extension de l'aquifère passent par une meilleure compréhension de la géologie locale, soit la nature des unités et leur stratigraphie. Comme présenté à la section 2.2, les mesures ponctuelles des forages sont souvent insuffisantes pour bien caractériser l'hétérogénéité des propriétés de l'aquifère. L'option de positionner des cibles de forage seulement avec les informations actuellement disponibles dans l'espoir d'intercepter l'aquifère risque de nécessiter un grand nombre de forages et de faire exploser les coûts des travaux, ou bien simplement de se solder par un échec. L'utilisation de méthodes géophysiques pour délimiter les zones potentielles d'extension de l'aquifère en rattachant les résultats aux forages existants est une approche plus prudente et augmente les chances de succès.

La contribution de la géophysique se divise en deux volets. D'une part, elle permet de faire une reconnaissance du site et d'optimiser l'emplacement des forages exploratoires. Étant donné les

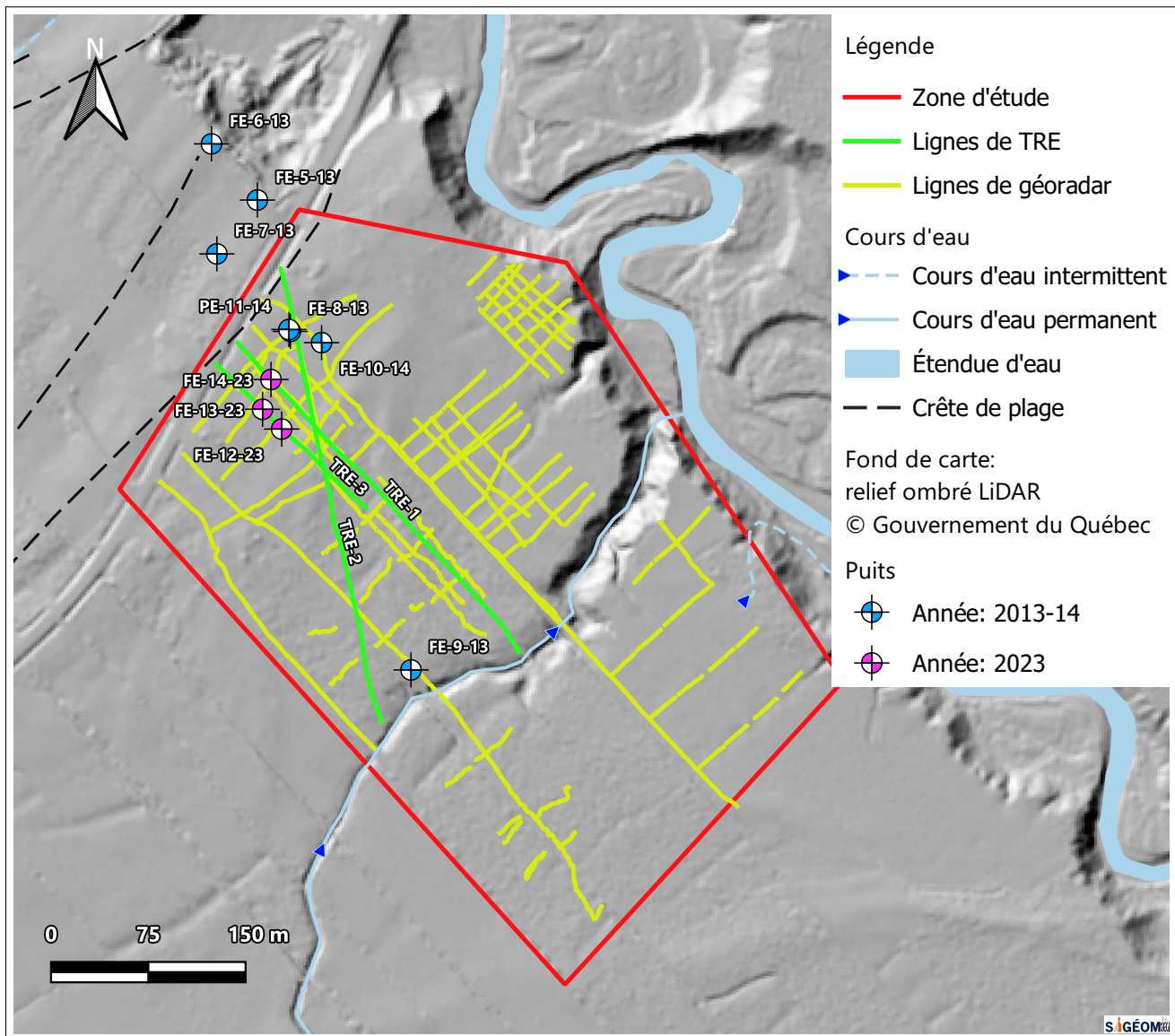


FIGURE 3.2 Relief ombré du site d'étude et travaux effectués

coûts élevés associés aux travaux de forage, le nombre requis pour bien caractériser la zone doit être optimisé en les positionnant judicieusement pour que les chances d'intercepter l'aquifère soient maximales. D'autre part, une fois les forages aménagés, les résultats géophysiques peuvent être interprétés à la lumière de la stratigraphie rencontrée en forage. Spécifiquement, les objectifs des investigations géophysiques se divisent ainsi :

1. cartographier à l'échelle du site d'étude la présence de dépôts imperméables (argile et till) en surface ;
2. délimiter les zones potentielles d'extension de l'aquifère pour guider les travaux de forage ;
3. estimer la géométrie des unités à partir de l'ensemble des résultats et construire un modèle conceptuel.

Ces objectifs sont directement reliés à l'objectif principal du mémoire ainsi qu'au sous-objectif 1, c'est-à-dire de développer et tester une approche de caractérisation multiméthode dans un aquifère granulaire pour un contexte d'approvisionnement en eau souterraine. La prochaine section présente l'approche méthodologique d'investigation sélectionnée pour atteindre les objectifs énumérés ci-haut.

3.4 Approche méthodologique

Les méthodes appliquées, l'ordre dans lequel elles ont été mises à contribution ainsi que leur impact sur la prise de décision concernant la suite des investigations démontrent réellement comment les méthodes géophysiques peuvent être intégrées de manière efficace et réfléchie. L'approche adoptée est présentée sous forme schématique à la figure 3.3. Les différentes investigations n'ont pas été réalisées indépendamment, mais de façon séquentielle en s'appuyant sur les meilleures informations disponibles à chaque étape. La géophysique fait partie d'un processus où chaque étape se base sur la précédente. Lorsqu'elle est utilisée, elle sert à développer une connaissance du site qui ne peut être atteinte à l'aide des mesures ponctuelles de forages. La prise de décision est donc nécessairement plus éclairée par une meilleure compréhension de la géologie locale et la pertinence des résultats est accrue.

La première étape est la collecte d'information préalable sur la géologie du site. Ces données sont interprétées pour obtenir un modèle géologique initial du site. Un relevé géophysique de reconnaissance du site est ensuite effectué pour déterminer les zones d'intérêt pour l'application de relevés géophysiques ciblés. Ces relevés permettent à leur tour de guider l'emplacement de forages exploratoires. L'ensemble des résultats et données préalables peuvent ensuite être réinterprétés pour développer un modèle conceptuel du site qui peut être intégré dans le modèle numérique et ainsi déterminer les aires de protection. Le reste de cette section présente chacune de ces étapes en mettant l'emphasis sur le choix des méthodes géophysiques, comment elles sont intégrées et comment chaque étape permet de répondre aux objectifs spécifiques du site.

3.4.1 Collecte d'information et hypothèses de départ

Avant toute chose, il est important de colliger les informations déjà existantes pour établir une interprétation géologique de départ du site. Les objectifs de cette étape sont de définir une hypothèse de départ sur la géologie locale et ainsi de guider le choix des méthodes d'investigation utilisées, des paramètres d'acquisition choisis ainsi que l'emplacement des investigations. Ces informations existantes proviennent de

- l'étude hydrogéologique antérieure qui contient des données de forages, essais hydrauliques et une interprétation à partir de ces données ;
- des levés de sismique réfraction effectués en 2013 ;

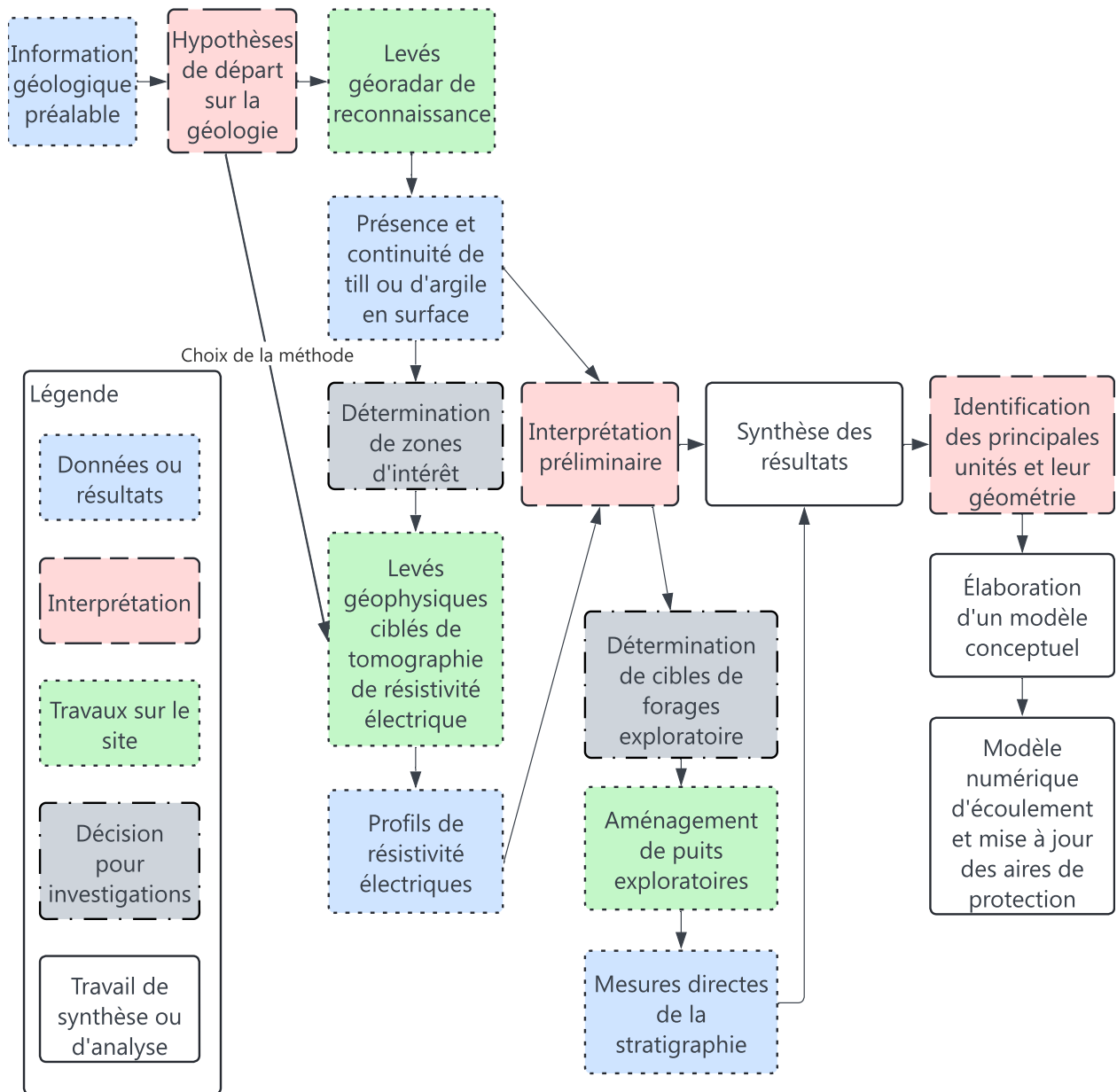


FIGURE 3.3 Représentation schématique de l'approche méthodologique.

- les cartes de la géologie des dépôts meubles et du socle rocheux et
- le projet PACES régional (Lefebvre et al., 2015).

Au départ, plusieurs unités différentes ont été identifiées en forage, mais leur continuité est mal connue étant donné l'espacement entre les forages. Par exemple, l'aquifère est intercepté dans un seul puits, le PE-11-14. Un till en surface est intercepté dans le forage FE-10-14 et le FE-9-13, mais pas dans les autres forages, même le puits PE-11-14 qui est situé relativement à proximité du FE-10-14.

À cette étape, plusieurs hypothèses sur l'extension de l'aquifère ont été jugées plausibles. Les deux

hypothèses sont présentées à la figure 3.4. La première hypothèse mise de l'avant dans l'étude hydrogéologique antérieure propose une zone aquifère d'orientation nord-est/sud-ouest qui est associée à une remontée du socle rocheux vers le sud-est. Une autre hypothèse est celle d'une zone aquifère associée à des dépôts granulaires dans l'axe de la rivière située au nord-est du site (voir figure 3.2). Selon cette hypothèse, le till serait absent dans la portion nord-est du site et présent dans la portion sud-ouest, et la limite du till couperait le site en deux. L'information collectée jusqu'à maintenant est éparse et est insuffisante pour vérifier ces hypothèses. Une cartographie à grande échelle du site pour caractériser les dépôts des premiers mètres à partir de la surface et déterminer la présence d'unités imperméables s'avère être une bonne stratégie pour vérifier la plausibilité de ces hypothèses.

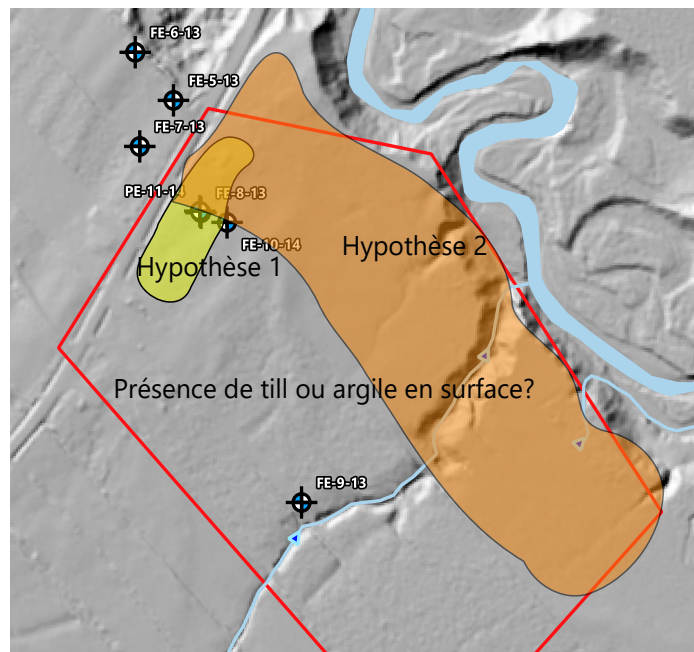


FIGURE 3.4 Hypothèses de l'extension de l'aquifère selon deux axes différents, le long de la rivière ou perpendiculairement à celle-ci.

3.4.2 Levés géophysique de reconnaissance avec le géoradar

Jusqu'à ce point, on détient peu d'information spatialement continue sur le site et les forages sont relativement éparés à l'échelle du site (voir forages de 2013 et 2014 sur la figure 3.2). La présence de dépôts imperméables en surface, notamment un till, n'est pas bien contrainte. La prochaine étape consiste donc à faire un premier relevé de reconnaissance du site dont l'objectif correspond à l'objectif 1 de ce chapitre, soit de cartographier à grande échelle la présence de dépôts argileux ou de till en surface.

Le géoradar a été choisi pour atteindre cet objectif. Comme expliqué dans la section 2.7, la méthode est sensible aux variations de teneur en silt et argile dans les sols, car la présence de matériaux

fins augmente la permittivité diélectrique du sol, ce qui provoque une forte réflexion géoradar. La présence de ces matériaux fins augmente également la conductivité électrique des sols, donc l'atténuation de l'onde électromagnétique émise par le géoradar est importante et la profondeur d'investigation de la méthode est limitée. En revanche, là où le till est absent en surface, le signal devrait pénétrer en profondeur et fournir de l'information sur la stratigraphie. Si l'hypothèse de l'absence du till en surface dans la portion nord-est du site est vraie, le géoradar permettrait de caractériser une superficie importante avec une profondeur de l'ordre de 10 à 20 m, selon l'atténuation du milieu (voir tableau 2.5). D'un point de vue pratique, cette méthode est appropriée pour cette étape, car son taux d'acquisition des données est élevé.

Le quadrillage du site avec cette méthode est idéal pour obtenir une première idée de la nature des dépôts en surface, en particulier dans la zone à proximité du puits PE-11-14, soit le puits qui intercepte l'aquifère productif de sable et gravier. Bien que cette étape soit loin de donner un portrait complet des structures en profondeur et que le signal ne permette pas nécessairement de caractériser la stratigraphie à des profondeurs qui correspondent à l'aquifère, cette couche d'information supplémentaire aide à guider les investigations subséquentes, soit le positionnement des relevés géophysiques ciblés et des forages exploratoires. Le géoradar a permis de déterminer que le secteur autour du puits PE-11-14 présentait bel et bien un intérêt pour une poursuite des investigations. Aucun autre secteur propice n'a été identifié. La première collecte d'information avec le géoradar et la délimitation des dépôts imperméables en surface permet de revenir sur l'hypothèse de départ, de mettre à jour l'interprétation géologique et d'identifier des zones d'intérêts pour des relevés plus ciblés sur l'aquifère où la suite des investigations peut être orientée pour répondre au deuxième objectif, soit de délimiter les zones potentielles d'extension de l'aquifère pour guider les travaux de forage.

3.4.3 Levés ciblés de tomographie de résistivité électrique

Le relevé de reconnaissance du géoradar fournit de l'information sur l'ensemble du site et a permis d'établir un secteur où le potentiel d'extension de l'aquifère est jugé plus important. Néanmoins, les profils géoradar ne donnent pas d'information à des profondeurs suffisante pour imager l'aquifère. Des relevés plus ciblés sont alors de mise. L'objectif de ces levés est de permettre de différencier l'aquifère du reste des unités hydrostratigraphiques latéralement et en profondeur pour identifier des cibles de forages exploratoires.

La méthode de tomographie de résistivité électrique a été choisie pour cette étape. D'une part, sa profondeur d'investigation n'est pas autant affectée par la présence de matériaux conducteurs en surface et elle permet donc d'atteindre des profondeurs d'investigation significativement plus importantes que le géoradar. D'autre part, la méthode est sensible aux variations de résistivité électrique et comme décrit à la section 2.4, cette propriété physique est reliée à la granulométrie dans les sols granulaires. La méthode est donc utile pour délimiter les unités sédimentaires, iden-

tifier les lithologies (Uhlemann et al., 2017) et répondre à l’objectif de délimiter la zone aquifère. Le taux de production de cette méthode est beaucoup plus faible que le géoradar et ne permet pas une couverture à grande échelle du site dans un délai réaliste, ce qui explique pourquoi cette dernière méthode a été utilisée en premier pour identifier des secteurs d’intérêt pour les relevés électriques.

Les profils ont été positionnés pour croiser le puits existant qui intercepte l’aquifère dans l’objectif de pouvoir corréler la zone aquifère à des structures visibles sur les profils. Le profil TRE-2 croise le puits PE-11-14 ainsi que le forage FE-9-13. Ce dernier a intercepté principalement de l’argile. Si un contraste de résistivité électrique existe réellement entre l’aquifère et les unités argileuses, il pourra être observé sur ce profil. D’une certaine manière, ce profil sert à calibrer les autres. En rattachant une des lignes à des emplacements où on possède des mesures directes, on se trouve dans une meilleure position pour interpréter les autres profils en termes d’unités hydrostratigraphiques.

Les profils TRE-1 et TRE-3 ont été positionnés pour recouper perpendiculairement la zone aquifère selon l’hypothèse d’une zone aquifère d’orientation nord-est/sud-ouest, car c’est l’hypothèse qui a été retenue comme étant la plus plausible selon les travaux de reconnaissance. Les résultats de tomographie électrique combinés aux résultats géoradar servent à faire une interprétation préliminaire quant à la position de l’aquifère. Les cibles de forages ont été positionnées en fonction de l’extension interprétée de l’aquifère dans l’objectif de l’intercepter et de pouvoir y aménager des puits d’observation crépinés.

3.4.4 Aménagement des puits exploratoires

Sur cinq cibles, les trois plus accessibles ont été retenues pour minimiser les travaux de déboisement et d’aménagement de chemins d’accès. Ces travaux de forage servent à valider l’interprétation des résultats géophysiques à partir de mesures directes de la stratigraphie. De plus, ces travaux visent à répondre à la problématique du projet en vérifiant la possibilité de déplacer le puits d’exploitation vers le sud.

Trois puits d’observation ont été aménagés pour caractériser les dépôts jusqu’au roc. La position de ces puits (FE-12-23 à FE-14-23) est identifiée sur la figure 3.2. La description de la stratigraphie des sols rencontrés lors des travaux a été compilée. Ces puits sont nécessaires pour suivre la réponse de l’aquifère lors d’un essai de pompage en suivant le niveau statique alors que le puits PE-11-14 est pompé à débit constant. Le modèle numérique pourra être calibré pour reproduire les niveaux observés dans ces puits lors du pompage. L’aménagement de ces puits permet également d’étudier la possibilité d’une relocalisation du puits plus au sud. La combinaison des mesures directes de stratigraphie aux mesures géophysiques indirectes permet de vérifier l’interprétation préliminaire et renforcer le modèle conceptuel du site, ce qui constitue la prochaine étape.

3.4.5 Réinterprétation des résultats de géophysique

L'intégration de toutes les données recueillies sur le site permet de répondre à l'objectif 3 de la géophysique sur ce site, soit de construire un modèle conceptuel et déterminer la géométrie des unités à partir de l'ensemble des résultats. La stratigraphie rencontrée en forage est visualisée sur les profils de résistivité électrique estimée accompagnée des profils géoradar. Cette synthèse permet de valider l'interprétation initiale des résultats et de construire un modèle de la géométrie des unités du site qui contient de l'information sur la répartition spatiale des unités hydrostratigraphiques entre les forages.

Le modèle conceptuel est finalement utilisé pour l'élaboration d'un modèle numérique d'écoulement. Les temps de migration modélisés servent à mettre à jour les aires de protection. Ces aires de protection sont donc calculées à partir d'un portrait plus complet de la géologie du site et d'une certitude accrue.

3.4.6 Synthèse de l'approche méthodologique

En somme, cette approche méthodologique offre un exemple concret d'intégration de méthodes géophysiques dans la caractérisation hydrogéologique de façon à surmonter les limitations des approches traditionnelles qui n'incluent pas les résultats spatialement continus de la géophysique. Chaque étape d'investigation (collecte des données préalables, géoradar de reconnaissance, méthode électrique et forage) est basée sur l'interprétation des données provenant des étapes précédentes et guide la prochaine étape. À chaque étape, les investigations sont de plus en plus ciblées, en partant de l'échelle du site, jusqu'à l'échelle d'un forage, soit une fenêtre de 15 cm de diamètre dans le sol.

Les méthodes d'investigation sont également mises à profit dans un ordre croissant en termes de coût monétaire associé, d'où l'importance de bien sélectionner les emplacements à caractériser à chaque étape. Le géoradar a été sélectionné pour imager à grande échelle la nature des dépôts de surface sur l'ensemble du site et identifier les secteurs d'intérêt pour des investigations ciblées. Ces investigations ont été réalisées à l'aide de la tomographie de résistivité électrique. Cette méthode a permis d'imager la distribution de propriété de façon continue et de sélectionner des cibles de forage où le potentiel d'intercepter la zone aquifère est jugé maximal.

3.5 Résultats

Cette section reprend les grandes étapes de la méthodologie et en présente les résultats en lien avec les objectifs de ces étapes.

3.5.1 Reconnaissance du site

Plus de 6 km de profils géoradar dont la localisation est présentée à la figure 3.2 ont été relevés pour cartographier la présence de matériau imperméable en surface, soit l'objectif 1 de la géophysique sur le site. Les paramètres d'acquisition sont présentés dans le tableau 3.1. Des antennes de 100 MHz ont été sélectionnées pour maximiser la profondeur d'investigation tout en ayant une taille d'antenne pas trop encombrante, en particulier pour une acquisition dans un milieu boisé. Les étapes de traitement appliquées sont celles décrites à la section 2.7.4. La vitesse a été déterminée à partir d'hyperbole de diffraction et la même vitesse a été appliquée sur tout le site. Le traitement a été effectué à l'aide du logiciel Reflexw.

TABLEAU 3.1 Paramètres d'acquisition pour les lignes géoradar.

Paramètres	Valeur
Appareil	Mala ProEx de Guideline Geo
Antennes utilisées	100 MHz
Fréquence d'acquisition	0,05 à 0,1 s
Temps d'écoute	506,14 à 903,53 ns
Échantillonnage temporel	1018,22 MHz
Nombre de sommation	Autostack

Les résultats des relevés géoradar ont permis de déterminer que le till en surface est continu sur tout le site, sauf une zone au nord-ouest du site. La figure 3.5 permet de visualiser en a) et b) le secteur où le signal pénètre en profondeur. Cette zone est identifiée par les flèches jaunes. Ailleurs sur le site, la réponse du géoradar correspond à ce qui est visible en c). La forte réflexion qui bloque le signal est interprétée comme étant la position du till ou de l'argile. Ces résultats permettent donc d'éliminer l'hypothèse 2 de la figure 3.4 en faveur de l'hypothèse 1, qui apparaît alors plus plausible.

Les travaux de géoradar pointent donc vers une zone d'intérêt d'orientation nord-est/sud-ouest, qui correspond approximativement à la surface délimitée pour l'hypothèse 1 sur la figure 3.4. Cette zone d'intérêt est illustrée sur la figure 3.5. La première contribution des données géoradar est donc d'éliminer une grande partie du site pour concentrer la suite des investigations dans un secteur plus propice à intercepter la zone aquifère.

3.5.2 Investigation géophysique ciblée et identification des cibles de forage

Trois profils de tomographie de résistivité électrique ont été réalisés pour couvrir la zone d'intérêt identifiée lors de l'étape précédente. Un espacements de 2 m entre électrodes et un protocole de mesure dipôle-dipôle ont été retenu pour permettre d'atteindre une profondeur d'investigation supérieure à la profondeur de l'aquifère observée au puits PE-11-14. La position des profils est

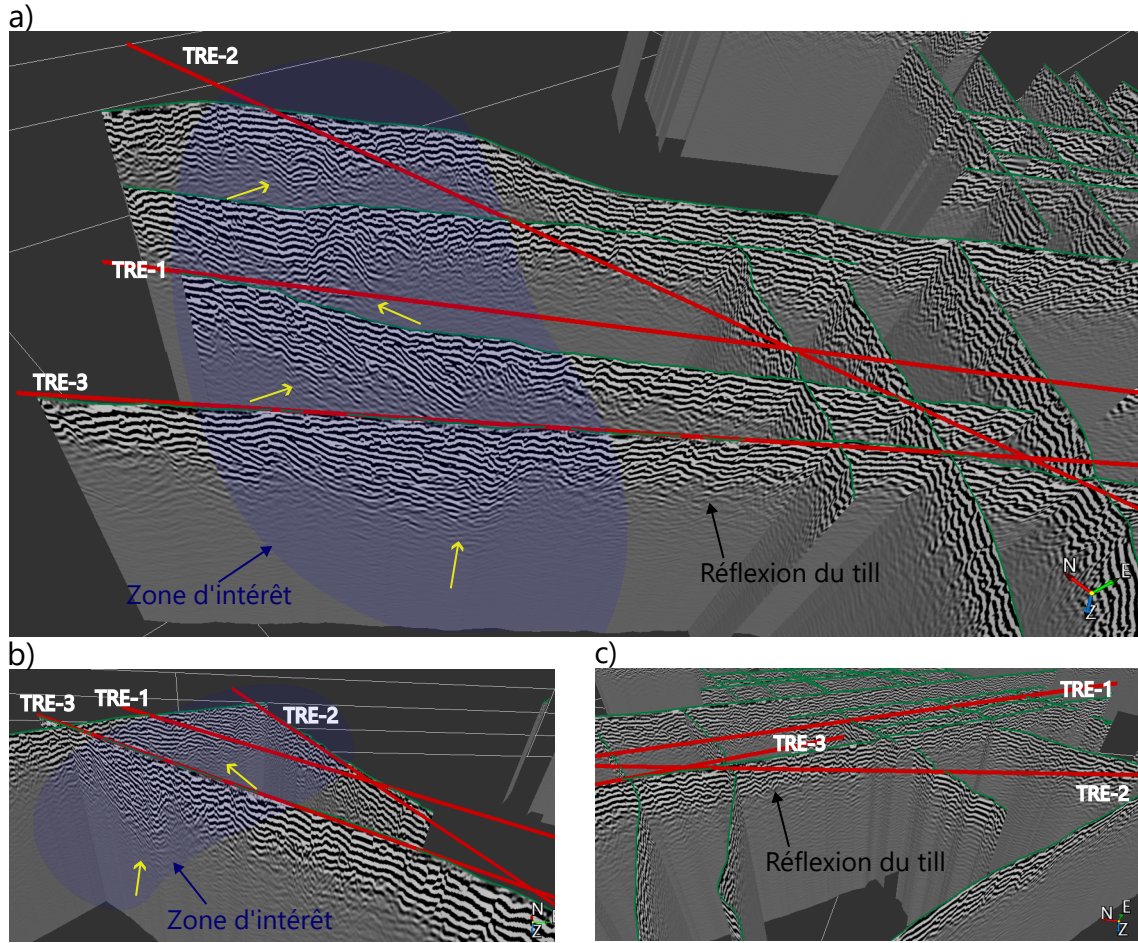


FIGURE 3.5 Représentation 3D de quelques-uns des profils géoradar sous deux angles de vue différents (a) et b)) pour visualiser la zone de pénétration du signal associée à la discontinuité du till (flèches jaunes) et c) exemple d'une zone de continuité du till. Se référer à la figure 3.2 pour le positionnement par rapport aux profils de TRE.

présentée à la figure 3.2 et les paramètres d'acquisition sont présentés au tableau 3.2. Aucune correction topographique n'a été appliquée, étant donné que le site était essentiellement plat. Les données aberrantes ont été filtrées manuellement à l'aide du logiciel Res2DInv. Le modèle d'erreur a été déterminé à l'aide des erreurs de sommation des mesures. Un modèle d'erreur de la forme suivante a été utilisé :

$$\text{Erreur}[\Omega] = 0.0001\Omega + 0.01 \times \text{Résistance}[\Omega]. \quad (3.1)$$

L'inversion et la modélisation ont été réalisées à l'aide de la librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017). Le facteur de régularisation λ de l'équation 2.18 est 10. Une régularisation de Tikhonov de premier ordre a été utilisée.

L'interprétation préliminaire des résultats a permis de corréler la zone aquifère dans le puits FE-8-13 à une zone de résistivité élevée qui atteint environ 20 m de profondeur, tel que visible sur la figure 3.6. Le forage FE-8-13 est le puits exploratoire qui a mené à l'aménagement du puits PE-11-

TABLEAU 3.2 Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne.

Paramètres	TRE-1	TRE-2	TRE-3
Longueur totale (m)	320	360	160
Espacement des électrodes (m)	2	2	2
Espacement maximal d'électrodes (m)	160	160	160
Dispositif utilisé	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle
Mesures réciproques	Non	Non	Non
Nombre de sommation min/max	2/4	2/4	2/4
Courant demandé min/max (mA)	1/200	1/200	1/200
Durée d'injection (s)	0.5	0.5	0.5
Délai avant mesure (s)	0.5	0.5	0.5
Nombre de quadripôles	3517	4029	1469
Déviatoin standard demandée (%)	1	1	1
Direction de la ligne	Sud-est	Sud	Sud-est

14, ces deux puits sont séparés de moins de 3 m. La zone aquifère est située juste en-dessous de cette unité résistive. Sur la même figure, un exemple de positionnement de cible de forage en fonction des profils de tomographie de résistivité électrique est également présenté. Comme mentionné précédemment, cinq cibles ont été identifiées et trois ont été retenues pour l'aménagement des puits exploratoires.

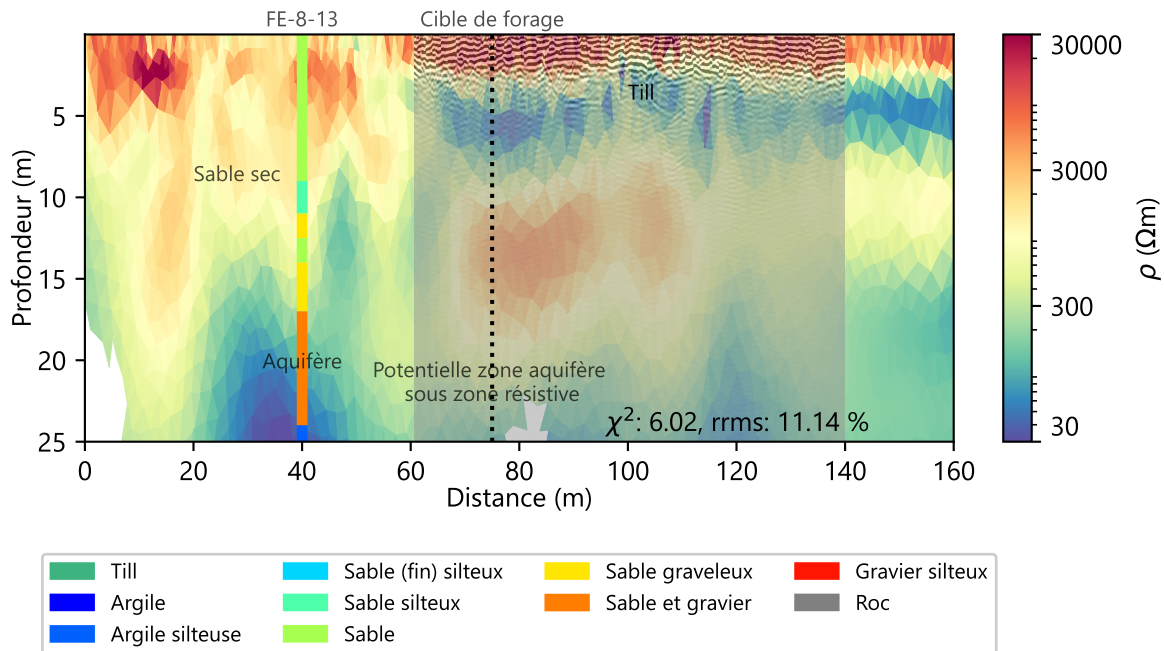


FIGURE 3.6 Exemple de positionnement d'une cible de forage sur le profil TRE-2 en fonction des résultats de tomographie de résistivité électrique et de géoradar

L'aquifère a été intercepté dans les forages FE-12-23, FE-13-23 et FE-14-23 (voir figure 3.2 pour

la localisation) à des profondeurs entre 20 et 25 m. Ceci est une réussite et un bel exemple d'optimisation de travaux de forage grâce aux mesures spatialement continues de la géophysique, car les profils de résistivité ont permis de bien guider les forages. Si requis en fonction des contraintes d'accès au site, le puits pourrait donc être relocalisé pour exploiter le même aquifère plus au sud.

Les résultats présentés jusqu'ici illustrent que deux des objectifs spécifiques de la géophysique ont été atteints, soit la cartographie à grande échelle de la présence de till et d'argile en surface ainsi que l'identification des zones potentielles d'extension de l'aquifère pour guider le positionnement des forages. L'intégration de ces mesures directes de la stratigraphie aux autres données disponibles et acquises sur le site permet de revoir l'interprétation géologique locale et répondre au troisième objectif qui consiste à déterminer la géométrie des unités et les intégrer au modèle hydrogéologique conceptuel du site.

3.5.3 Identification des unités hydrostratigraphiques principales et leur géométrie

La corrélation entre les résultats de tomographie de résistivité électrique, de géoradar, de forage ainsi que les profils de sismique réfraction réalisés en 2013 ont permis d'identifier les unités hydrostratigraphiques principales sur le site. La figure 3.7 présente le profil TRE-3 avec les forages ainsi que l'interprétation qui en découle. Comme l'objectif est de montrer la contribution des méthodes géophysiques pour la caractérisation d'un aquifère et pas nécessairement de présenter le site d'étude en entier, seuls quelques profils sont présentés.

La figure 3.7 est analysée en commençant par le haut du profil. Sur les premiers 2 à 8 mètres, on retrouve une unité de sable silteux à graveleux, souvent fin, sec et de couleur brune à orange dont la résistivité électrique est élevée. La couleur est indicatrice d'une oxydation des sédiments, ce qui est caractéristique d'un environnement de déposition de haute énergie. Ceci est cohérent avec la présence des crêtes de plage cartographiées. À l'intérieur de cette unité, on observe de nombreuses réflexions géoradar, qu'on interprète comme la présence d'une stratigraphie fine avec des variations de teneur en silt. L'épaisseur du sable en surface n'est pas constante sur le profil TRE-3. Entre $x = 20$ et 60 m environ, le signal pénètre plus en profondeur. À plus de 60 m, un till de résistivité électrique faible limite la pénétration du géoradar à environ 3 m de profondeur. Là où le till est absent en surface, le sable de surface est donc plus épais. Les données géoradar, qui offrent une bonne couverture du site, permettent de visualiser la répartition spatiale de cette ouverture dans la couverture de till. Sur la figure 3.5 a) et b), les flèches jaunes indiquent les positions où le signal pénètre plus profondément, donc où il n'y a pas de till, alors que la figure 3.5 c) présente un exemple d'emplacement sur le site où le till est présent en surface, ce qui est le cas sur essentiellement tout le reste du site. Cette discontinuité prend la forme d'une structure linéaire, similaire à un cordon, orienté dans le même axe que les crêtes de plage (voir figure 3.1). La zone aquifère semble également allongée selon le même axe selon les profils de résistivité électrique.

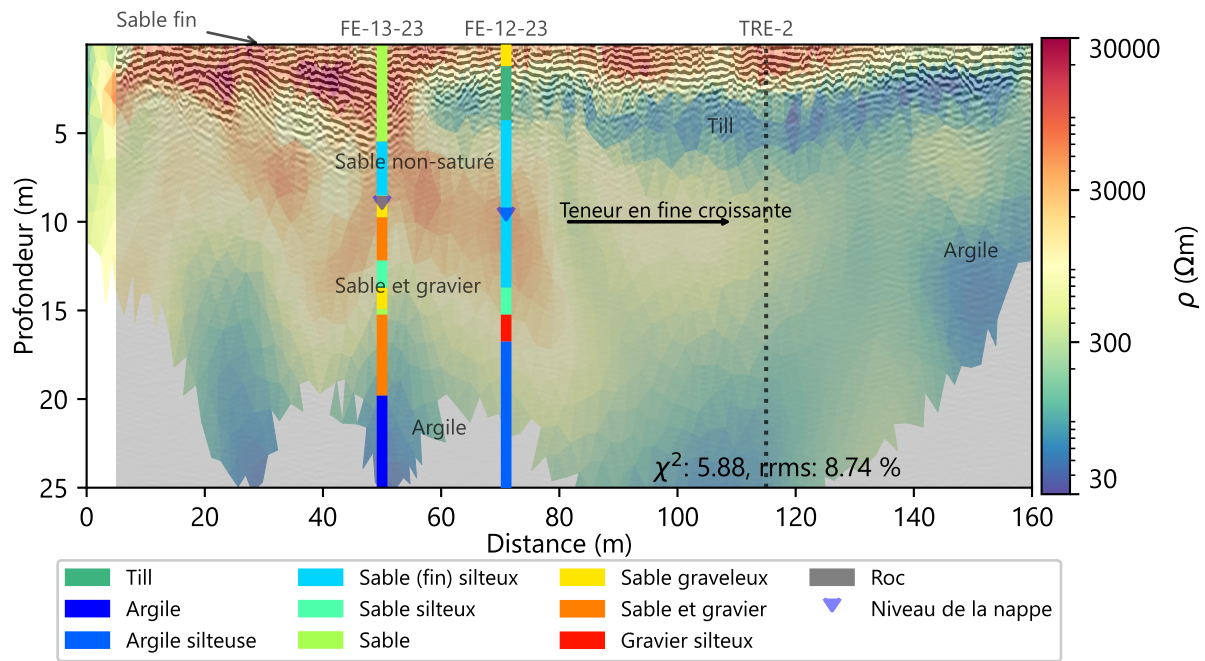


FIGURE 3.7 Résultats pour le profil TRE-3 avec géoradar superposé et principales unités observées en forage

La zone aquifère est constituée d'unités de sable et gravier, de sable graveleux, de gravier silteux, de sable et de sable silteux qui apparaissent comme une unité de résistivité électrique élevée, de l'ordre de 1000 à 3000 Ωm . L'aquifère a été intercepté dans les forages à une profondeur approximative de 15 à 25 m, ce qui permet de valider cette interprétation. La profondeur de la nappe provient des données de forage, mais ne peut être corrélée à aucun résultat géophysique. L'aquifère est délimité latéralement par des unités progressivement moins résistives, jusqu'à une argile. En effet, entre les forages FE-13-23 et FE-12-23, on observe une diminution de l'épaisseur de la couche de sable et gravier, soit l'unité la plus productrice de l'aquifère. À plus grande distance de l'aquifère, sur le profil TRE-2, tel que présenté à la figure 3.8, les dépôts sont argileux. À sa base, l'aquifère est également délimité par une couche d'argile d'une dizaine de mètres d'épaisseur. La présence de dépôts de faible résistivité en profondeur est visible sur les profils de résistivité électrique, mais la faible résolution à cette profondeur ne permet pas d'obtenir de contacts nets qui peuvent être corrélés aux contacts observés en forage.

Les mêmes observations sont possibles sur les profils TRE-1 et TRE-2. L'aquifère est délimité par des unités argileuses latéralement et à sa base. Son extension se prolonge dans l'axe nord-est/sud-ouest, soit dans la même orientation que la discontinuité du till et les crêtes de plage. La position de l'aquifère est également corrélée à une remontée du roc vers le sud-est, mais moins d'information est disponible pour contraindre la topographie du roc. On peut donc supposer que l'aquifère correspond à un cordon littoral, déposé sur les rives d'un lac ou d'une mer glaciaire antérieur. Le raisonnement qui mène à cette interprétation sur la géométrie des unités se base en grande partie sur les résultats

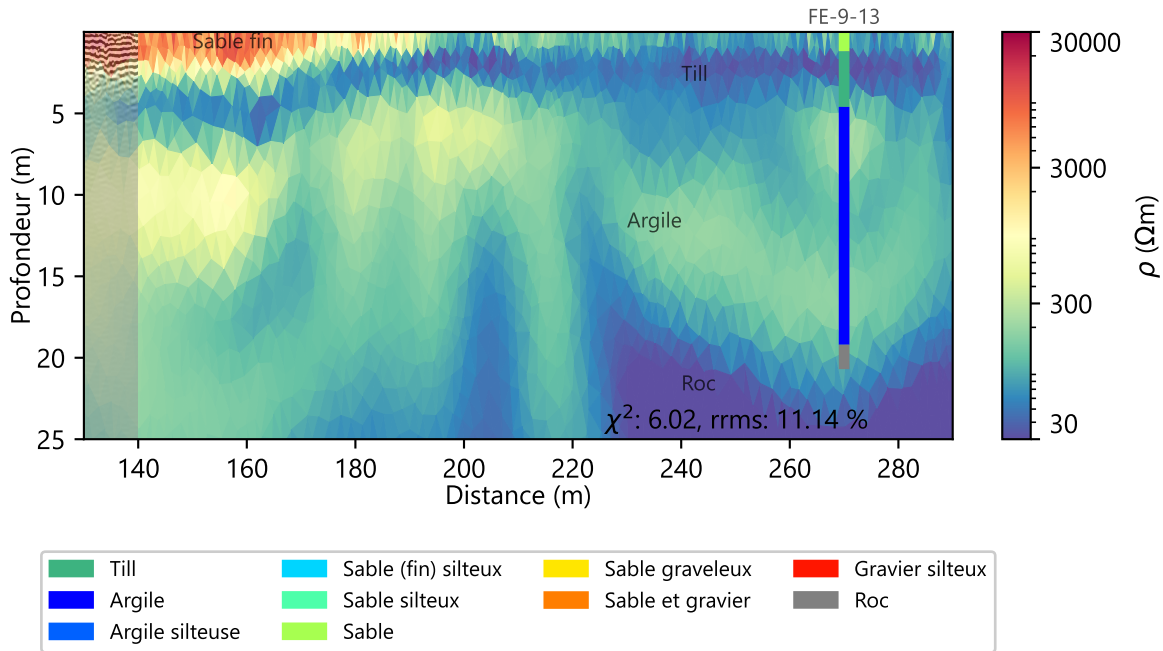


FIGURE 3.8 Résultats pour une portion du profil TRE-2 et principales unités observées en forage.

de la méthode de résistivité électrique. Les profils inversés ne sont qu'une explication possible de la distribution de résistivité électrique et les inversions sont non uniques. La confiance que l'on porte sur les résultats est très importante, car ceux-ci servent à élaborer le modèle conceptuel. Pour ne pas alourdir le texte, la qualité des inversions électriques est présentée en annexe. Le principal élément à retenir est que le réalisme des résultats est suffisant pour guider l'élaboration d'un modèle de la géométrie des unités. En effet, cette section a présenté l'analyse des résultats pour en déduire la géométrie des unités et entamer l'objectif 3 de la géophysique. L'autre aspect de cet objectif, soit d'inclure ces informations dans un modèle conceptuel, est présenté à la prochaine section.

3.5.4 Modèle conceptuel du site

La combinaison des résultats permet de contribuer à l'élaboration du modèle conceptuel. La géométrie des unités est présentée à la figure 3.9 sous la forme d'une vue en coupe le long de l'axe nord-ouest/sud-est. C'est le long de cet axe que le modèle est le mieux contraint. En effet, l'interprétation de la géométrie présente des limitations. Notamment, elle est tronquée à la limite nord-ouest du site d'étude. Au-delà de la route, aucune investigation géophysique n'a été réalisée, la limite latérale de l'aquifère de ce côté est donc mal contrainte. Ceci est représenté par un masque gris sur la portion du modèle où la confiance est moins grande sur l'interprétation. Toutefois, comme l'aquifère n'a pas été intercepté dans les puits FE-5-13 à FE-7-13, on peut supposer qu'il ne s'étend pas dans cette direction. De la même façon, l'extension de l'aquifère dans l'axe

nord-est/sud-ouest est mal contrainte. Les profils de résistivité électrique ont mis en lumière la forme allongée de l'aquifère le long de cet axe, sans toutefois permettre d'établir ses limites. Bref, l'aquifère est interprété comme un cordon de matériaux granulaires grossiers qui se prolongent dans l'axe nord-est/sud-est, qui est corrélé à

1. l'axe du fleuve Saint-Laurent ;
2. les crêtes de plages cartographiées en surface ;
3. une discontinuité du till de surface et
4. une remonté du socle rocheux.

Le sable fin brun orangé en surface correspond à une unité de résistivité électrique très élevée et a également été observé en forage. Le till est contraint par une forte réflexion géoradar, une unité de résistivité électrique faible et a également été observé en forage. Le sable silteux est associé à une unité de résistivité électrique élevée. Cette unité a été observée en forage et présente une stratification de dépôts de composition variable, mais composée principalement de sable. Ce sable silteux présent au-dessus de l'unité de sable et gravier fait également partie du système aquifère et contribue à la recharge du sable et gravier. La zone productrice de sable et gravier de l'aquifère n'a pas été directement observée sur les données géophysiques, étant donné la perte de résolution en profondeur de la tomographie de résistivité électrique, mais sa position est corrélée à la présence du sable silteux résistif. Les dépôts imperméables qui constituent la base de l'aquifère sont constitués de till et/ou d'argile de résistivité électrique faible et forment une barrière hydraulique avec le roc. Ces dépôts imperméables ont été observés en forage également. Les informations sur la structure et la nature de la stratigraphie peuvent ensuite être utilisées pour la mise à jour des aires de protection et ainsi répondre à la problématique du site.

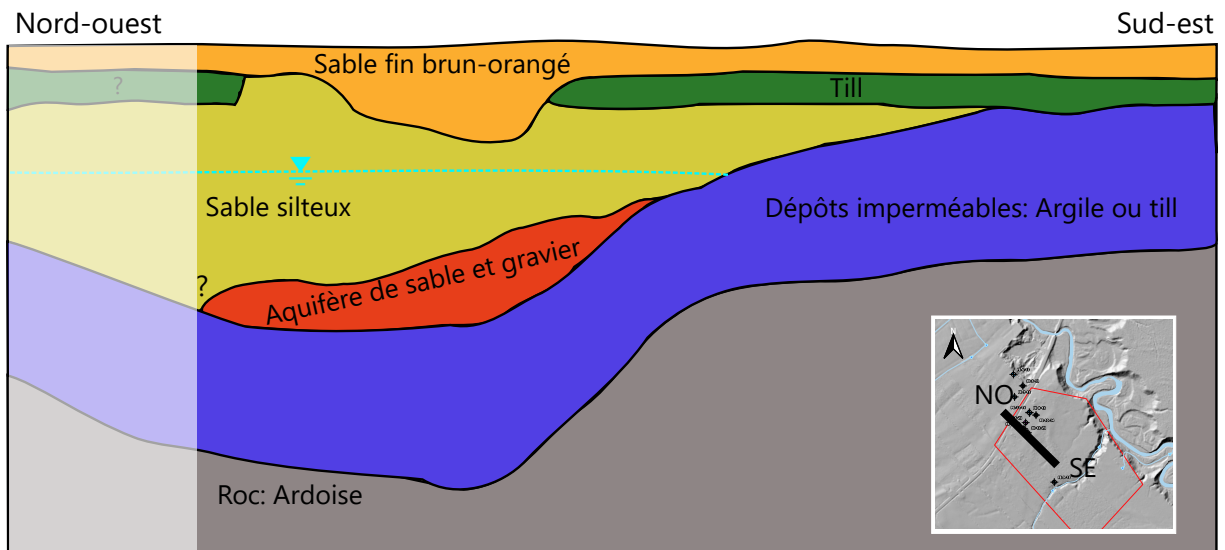


FIGURE 3.9 Modèle de la géométrie des unités en coupe transversale de l'aquifère. La zone surlignée à gauche représente une confiance moindre pour cette portion du modèle.

3.5.5 Contribution au développement d'un modèle numérique d'écoulement

D'abord, les résultats présentés dans cette section ne sont pas le fruit de mon travail, mais ont été réalisés par le personnel de LNA. Ces résultats illustrent la contribution des travaux géophysiques à l'atteinte des objectifs des professionnels en hydrogéologie. Un essai de pompage longue durée a été réalisé au puits PE-11-14 par les techniciens de LNA en suivant les rabattements dans les multiples puits d'observation. L'intégration de la géométrie des unités hydrostratigraphiques, des données sur le comportement de l'aquifère en pompage ainsi que sur l'ouvrage de prélèvement permet de construire un modèle conceptuel qui guide l'élaboration d'un modèle numérique. Les données de rabattement en pompage sont utiles pour calibrer un modèle numérique qui sert à déterminer les temps de migration de l'eau souterraine. La délimitation de l'aquifère le long des profils de résistivité électrique a pu être déterminée à partir des zones de résistivité électrique interprétées comme étant l'aquifère. Le till peut également être délimité en fonction de la présence d'une forte réflexion géoradar et de la profondeur de pénétration du signal (voir figure 3.5).

La figure 3.10 présente les aires de protection avant les travaux de 2023 et après l'intégration de ceux-ci. Les aires de protection en a) présentent une forme linéaire très allongée dans la direction du gradient hydraulique mesuré dans trois puits d'observation. Ces aires de protection avaient été déterminées à l'aide de l'équation de Todd (1980). Cette approche est appropriée dans un environnement simple, mais n'est pas adéquate pour un niveau de complexité élevée (MELCC, 2020). Comme la complexité de l'environnement sédimentaire est importante ici, l'approche numérique est plus appropriée. L'intégration de données spatialement continues et de données ponctuelles de forage lors de l'élaboration du modèle numérique a permis de modéliser l'écoulement dans l'aquifère et les unités l'entourant et ainsi déterminer des aires de protection plus réalistes.

3.6 Conclusions

Les aires de protection d'un ouvrage de captage localisé dans la MRC de Lotbinière devaient être mises à jour pour tenir compte de la complexité de l'environnement sédimentaire et mesurer l'impact sur les activités agricoles. La possibilité de relocaliser cet ouvrage de captage devait également être étudiée. Une combinaison de mesures directes et indirectes a permis de répondre à cette problématique.

Une première collecte de données a d'abord été réalisée pour établir une interprétation initiale de la géologie du site et établir des hypothèses sur l'extension de la zone aquifère. Pour vérifier ces hypothèses, la cartographie à grande échelle de la continuité des unités imperméables sur le site a été réalisée à l'aide de la méthode géoradar. Cette étape de reconnaissance a permis de positionner de façon optimale des relevés géophysiques ciblés de tomographie de résistivité électrique. Les résultats de ces relevés électriques ont été interprétés pour délimiter de façon préliminaire la zone aquifère et ainsi guider le positionnement optimal de trois puits exploratoires, ce qui correspond

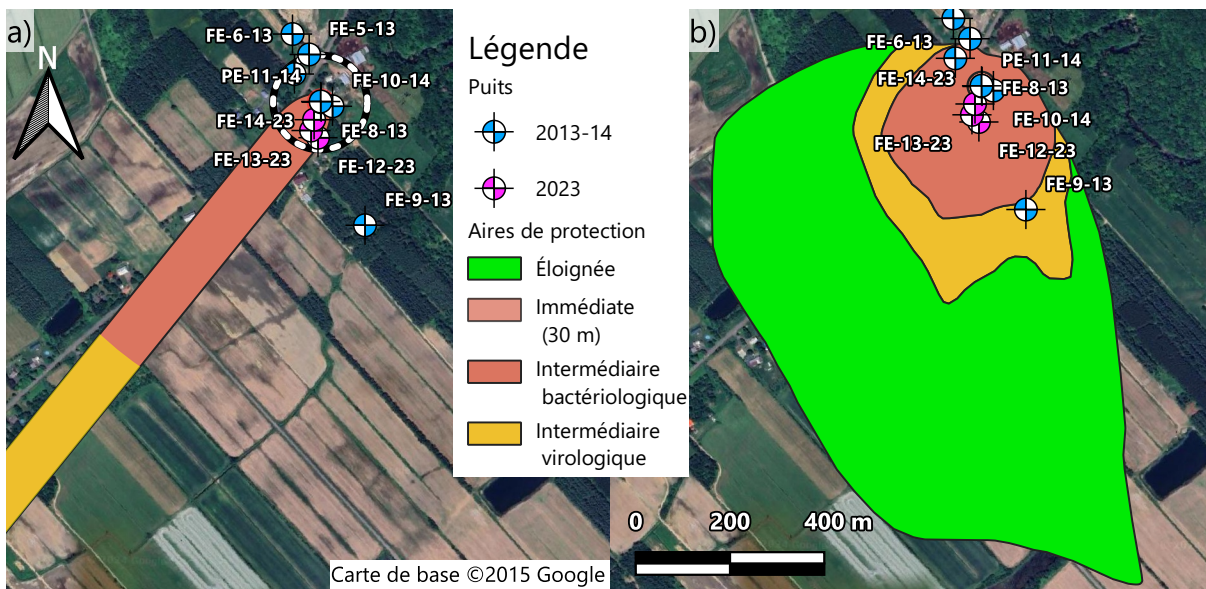


FIGURE 3.10 a) Aires de protection avant l'étude présentée et b) après mises à jours grâce à l'intégration de nouvelles connaissances sur les unités hydrostratigraphiques et leur géométrie.

à l'objectif 2 de ce site. Les données géophysiques ont ensuite été revisitées à la lumière de la stratigraphie observée en forage pour définir la géométrie de la zone aquifère, du till en surface et des unités argileuses, ce qui correspond à l'objectif 3 de ce site.

Une zone d'intérêt a été identifiée grâce aux relevés de géoradar au nord-ouest du site où le till est discontinu. Cette unité imperméable est continue sur le reste du site d'étude. Les profils de résistivité électrique ont permis de délimiter la zone aquifère à l'intérieur de cette zone d'intérêt et positionner trois forages exploratoires. Ces trois puits ont intercepté l'aquifère, ce qui est un succès étant donné que seulement un des 6 forages de 2013-2014 a intercepté l'aquifère. L'ensemble des résultats a été intégré pour conclure que l'aquifère est de forme allongée selon un axe nord-est/sud-ouest. La présence de l'aquifère est associée à une discontinuité du till en surface. La détermination de l'extension de l'aquifère donne de la flexibilité aux intervenants spécialisés en hydrogéologie d'installer l'ouvrage de captage plus au sud, là où les impacts sur les activités agricoles sont les moins grands, si nécessaire. Les informations sur la géométrie des unités hydrostratigraphiques ont apporté une contribution majeure au développement d'un modèle numérique d'écoulement. Ce modèle numérique a servi à mettre à jour les aires de protection de façon plus réaliste et ainsi mieux protéger la ressource.

En somme, deux méthodes géophysiques ont été utilisées avec succès pour orienter des investigations hydrogéologiques vers les secteurs les plus propices et ainsi minimiser les coûts nécessaires pour la caractérisation de l'aquifère et répondre à la problématique au site. Ce chapitre présente un exemple concret d'approche géophysique multiméthode appliquée à un aquifère granulaire en contexte d'approvisionnement en eau souterraine et contribue à répondre au sous-objectif 1 de ce

mémoire, soit d'établir une méthodologie de caractérisation multiméthode et la tester sur deux sites d'essai : un pour un aquifère granulaire et un pour un aquifère de roc fracturé. Le prochain chapitre se penche sur un contexte d'aquifère dans le roc fracturé.

CHAPITRE 4 ÉTUDE DE LA RÉPONSE GÉOPHYSIQUE D'UN AQUIFÈRE DANS LE ROC FRACTURÉ AVEC UNE APPROCHE MULTIMÉTHODE

Le chapitre précédent a offert un exemple d'approche méthodologique incluant la géophysique pour répondre à une problématique concrète dans un contexte d'approvisionnement en eau souterraine pour une municipalité québécoise. Le contexte hydrogéologique général était celui d'un aquifère granulaire dans des dépôts d'origine glaciolacustre ou glaciomarin. Bien souvent, la géologie des dépôts meubles présente peu de potentiel pour les municipalités et les investigations doivent être orientées vers le potentiel dans le socle rocheux. Ce chapitre se penche donc sur un contexte hydrogéologique dans le roc.

4.1 Problématique

Le site d'étude est situé dans la MRC des Maskoutains, à Saint-Liboire, en Montérégie (voir figure 1.1). La municipalité a réalisé plusieurs campagnes de recherche en eau souterraine sur son territoire à travers les années afin de répondre aux besoins d'approvisionnement en eau de ses citoyens. L'approche préconisée pour ces campagnes consiste à sélectionner des sites d'investigation sur lesquels sont effectués des relevés de type VLF-EM afin d'identifier des anomalies conductrices à partir de l'application du filtre de Karous-Hjelt (voir section 2.8.3). Ensuite, parmi ces anomalies, une ou plusieurs sont sélectionnées pour l'aménagement de forages exploratoires dans le roc pour y évaluer le potentiel hydrogéologique.

Sur le site d'étude, les relevés de type VLF-EM ont été effectués en 2022. Quelques cibles ont été identifiées sur le site et un forage exploratoire a été réalisé en septembre 2022. Le débit estimé en forage était de 45 L/min, ce qui était insuffisant compte tenu des besoins et ne justifiait pas les coûts de l'aménagement d'une conduite d'aqueduc pour relier le puits à l'usine de traitement de la municipalité. Dans un autre secteur sur le territoire de la municipalité, un puits a été foré en 2012 sur une cible identifiée à partir des données VLF-EM et présentait une bonne capacité, mais une mauvaise qualité.

De nombreux autres forages ont été aménagés sur le territoire avec des résultats très variables. Ces résultats mitigés soulèvent la question suivante : est-ce que la méthode VLF-EM est réellement applicable dans ce contexte? La pertinence du VLF-EM peut être évaluée en appliquant une combinaison de méthodes géophysiques sur le site. La tomographie de résistivité électrique se prête bien à cet objectif, car elle est sensible à la même propriété physique que la méthode VLF-EM, tout comme la diaggraphie électrique en forage qui permet d'obtenir une mesure de la résistivité électrique le long du puits exploratoire. Par le fait même, la pertinence de ces autres méthodes par rapport aux besoins en informations des hydrogéologues pour identifier les formations perméables,

définir les aires de protection et quantifier la vulnérabilité de l'aquifère peut également être étudiée.

4.2 Objectifs de la géophysique

Les objectifs des travaux géophysiques se divisent en deux parties. D'une part, on cherche à caractériser la réponse VLF-EM à partir des résultats d'autres méthodes géophysiques. La détermination de la distribution de propriétés physiques de la sous-surface offre la possibilité de mieux comprendre la réponse VLF-EM et de répondre au second sous-objectif du mémoire, soit d'évaluer la réponse de la méthode VLF-EM avec une approche multiméthode.

D'autre part, l'application de méthodes géophysiques permet d'étudier leur réponse et leur contribution aux besoins en information des hydrogéologues. L'application de méthodes électriques, sismique, et électromagnétique pour caractériser la réponse géophysique d'un site où les investigations hydrogéologiques sont orientées vers un potentiel dans le roc fracturé contribue à répondre au premier sous-objectif du mémoire, soit d'établir une approche de caractérisation multiméthode et l'appliquer dans un contexte d'aquifère de roc fracturé. Cette analyse servira à juger de la pertinence des méthodes utilisées pour le positionnement d'un forage exploratoire et des informations obtenues qui peuvent être intégrées dans une modélisation pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère.

Les objectifs de ce chapitre se divisent donc de la façon suivante :

1. évaluer la réponse de la méthode VLF-EM avec une approche multiméthode ;
2. appliquer une combinaison de tomographie de résistivité électrique, diagraphie électrique, tomographie de sismique réfraction et VLF-EM pour étudier leur réponse et leur contribution aux besoins en information des hydrogéologues, c'est-à-dire ;
 - (a) identifier des zones de fracturation du roc ou ;
 - (b) identifier des changements de lithologie du roc et ;
 - (c) déterminer l'épaisseur et la continuité de la couche de dépôts meubles.

Les éléments 2.(a) à 2.(c) sont pertinents pour les hydrogéologues pour les raisons décrites à la section 2.1, c'est-à-dire la détermination des aires de protection et de la vulnérabilité de l'aquifère. Avant de poursuivre à la présentation des résultats pour répondre à ces objectifs, la prochaine section se penche sur le contexte hydrogéologique du site afin de mieux comprendre la réponse des méthodes géophysiques.

4.3 Contexte hydrogéologique

Le site est situé dans un secteur à vocation agricole. Le site est partiellement boisé et entouré de champs. La topographie est essentiellement plane. Aucun cours d'eau n'est situé à proximité du

site. Les étangs aérés de la municipalité sont situés en bordure du secteur, au sud-est. Un chemin agricole d'orientation nord-est/sud-ouest traverse le site. Un empilement de blocs d'origine agricole est présent le long de la bordure nord-est du boisé et a été observé sur le terrain.

Selon la cartographie du Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts (MRNF), le site à l'étude se situe dans la province géologique des Appalaches. Une seule formation géologique est cartographiée sur le site et ses environs, soit la Formation de Bourret. Sa description lithologique correspond à de l'ardoise avec des interlits de grès et calcaire (Globensky, 1987; Lespérance, 1963). La stratigraphie rencontrée dans le forage indique un roc relativement homogène qui correspond à une ardoise avec des proportions variables de quartz. Plusieurs autres forages exploratoires ont été aménagés sur le territoire de la municipalité et le type de roc rencontré correspond toujours à une ardoise. Bref, selon la cartographie ainsi que les descriptions relevées lors des forages répartis un peu partout sur le territoire de la municipalité dans le cadre de recherches en eau souterraine, la géologie du socle rocheux est relativement homogène à l'échelle du site à l'étude. Aucune faille cartographiée n'est répertoriée sur le site. L'orientation générale des structures planaires dans la Formation de Bourret est sud-ouest/nord-est (Lespérance, 1963).

La carte des dépôts de surface est présentée à la figure 4.1 (Dubé-Loubert & Brazeau, 2011; Dubé-Loubert et al., 2014). Sur la portion boisée du site, on trouve un till remanié en couverture continue. Autour du boisé, des sédiments marins, littoral et pré-littoral sont présents en surface. Cette unité correspond à du sable, silt sableux, sable graveleux et graviers stratifiés. Selon les données du forage, les dépôts meubles ont une épaisseur de 2,5 m et sont constitués de sable silteux, et de sable et gravier. Le roc est fracturé jusqu'à 8,2 m de profondeur.

4.4 Description des travaux

Les méthodes employées pour répondre aux objectifs sont la tomographie de résistivité électrique, la diagraphie électrique, la sismique réfraction et la méthode VLF-EM. La tomographie de résistivité électrique a été choisie en se basant sur l'hypothèse que les zones de fractures interconnectées du roc ont une résistivité électrique plus faible que le roc sain (Glover, 2015). Cette méthode permet d'obtenir des profils de résistivité électrique sur un site où la méthode VLF-EM a été utilisée dans un contexte réel de projet de recherche en eau souterraine. La résistivité des dépôts meubles et du roc permettra de déterminer la profondeur d'investigation approximative sur le site et ainsi juger de la pertinence de son application dans un contexte similaire. La diagraphie électrique en forage permet d'obtenir des mesures de résistivité apparente avec une bonne résolution en profondeur. Malgré le fait que des relevés VLF-EM ont été effectués dans le passé sur le site, d'autres relevés ont été effectués, mais avec une plus grande densité de ligne et des orientations différentes. La TRE interprétée conjointement aux résultats de sismique réfraction permet de déterminer l'épaisseur de dépôts meubles sur le site ainsi que la profondeur du roc sain. Cette information est pertinente,

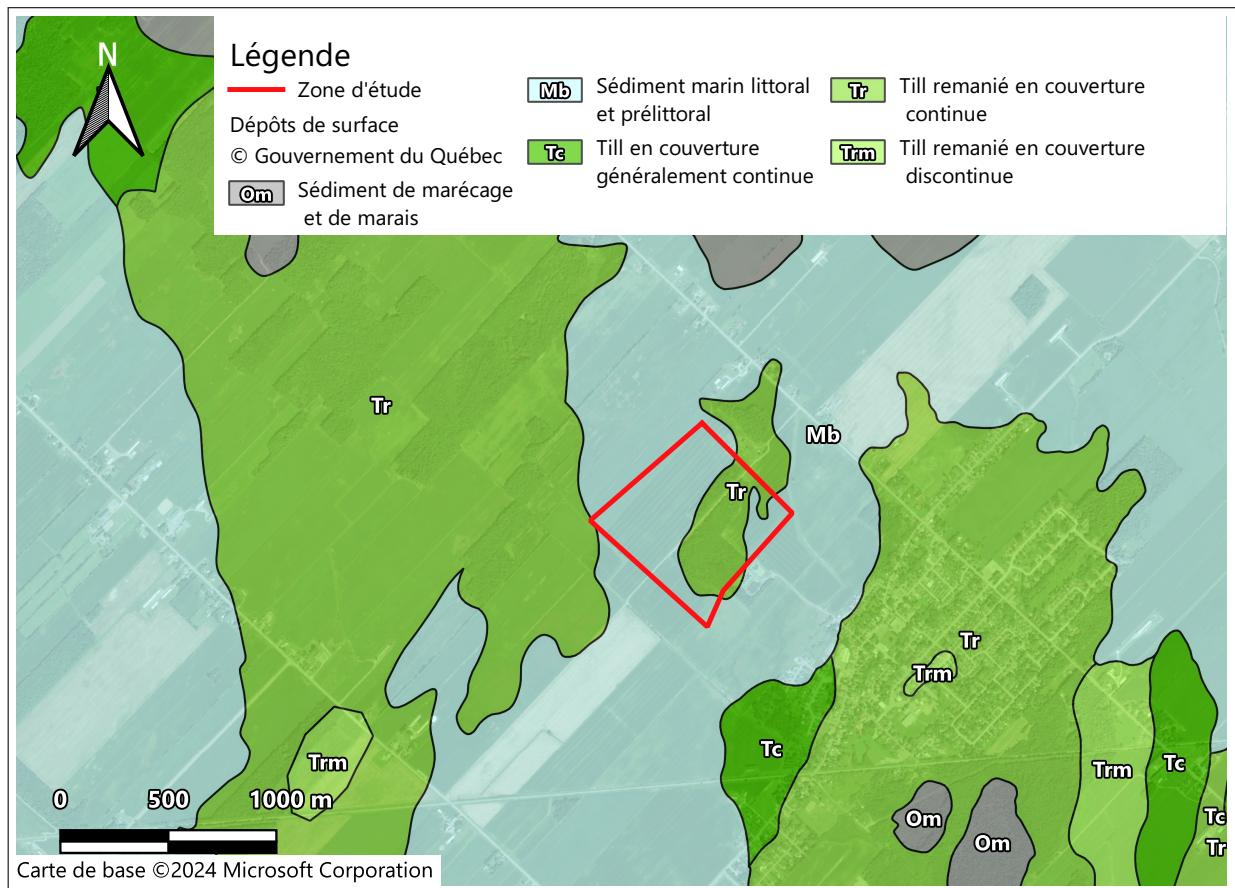


FIGURE 4.1 Carte des dépôts de surface du site à l'étude.

car elle influence la vulnérabilité de l'aquifère. Les travaux réalisés sont présentés à la carte de la figure 4.2. La suite de cette section présente les paramètres d'acquisition pour chacune des méthodes.

4.4.1 Acquisition et traitement des données électriques

L'acquisition des données des lignes TRE-02 et TRE-03 a été effectuée avec un appareil ABEM Terrameter LS. L'espacement des électrodes est de 5 m pour une longueur totale du dispositif de 400 m. Le protocole dipôle-dipôle a été utilisé. Les deux lignes sont perpendiculaires et sont centrées sur le puits. Les paramètres d'acquisition pour les deux lignes sont présentés au tableau 4.1.

En plus des mesures en surface, des mesures de tomographie surface-forage ont également été effectuées pour les deux lignes. Aucune inversion géologiquement réaliste n'a été obtenue à partir des données et elles ne seront pas discutées davantage dans ce travail. Des mesures en forage avec une configuration pôle-pôle ont également été effectuées avec un câble en forage avec 32 électrodes espacées de 1 m. Le câble a été descendu au fond du forage, puis remonté par incrément d'au plus 28 m pour permettre un chevauchement entre les différentes acquisitions le long du forage. Ces

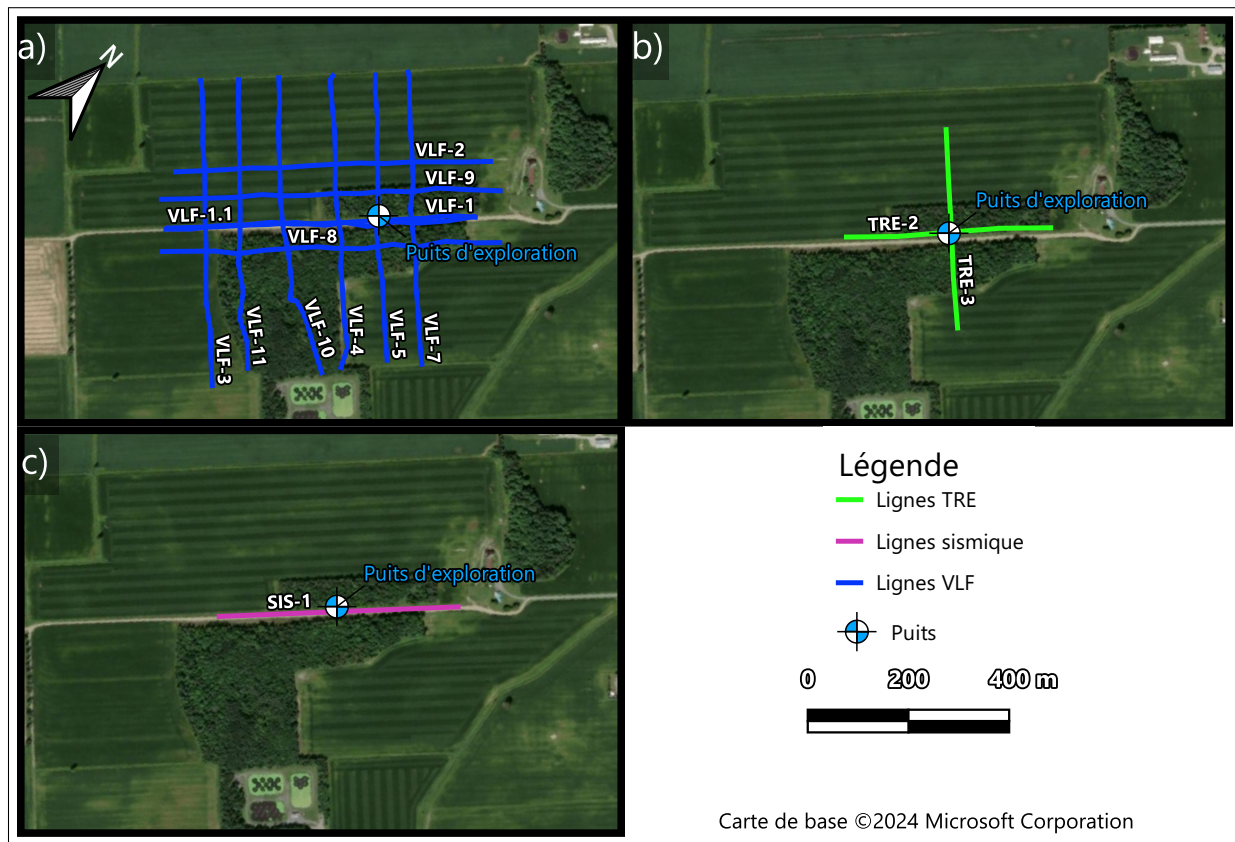


FIGURE 4.2 Travaux de géophysique réalisés.

mesures servent à obtenir un profil de résistivité apparente le long du forage.

Avant de procéder à l'inversion, les données ont été filtrées pour retirer les données aberrantes. Peu de points ont été retirés à cette étape. Le modèle d'erreur a été construit à partir des données pour lesquelles des mesures réciproques ont été effectuées. Ces mesures ont été utilisées pour calculer l'erreur réciproque (équation 2.9) et établir un modèle d'erreur linéaire (Tso et al., 2017), présenté à la figure 4.3. L'erreur sur la résistance est calculée pour chaque point de mesure et c'est cette erreur qui est utilisée pour l'inversion. Les mesures réciproques ont été effectuées pour seulement une portion du jeu de données total, car l'acquisition de ces mesures augmente considérablement le temps d'acquisition.

4.4.2 Acquisition et traitement des données de sismique

En plus des profils de tomographie électrique, un profil de sismique réfraction a été réalisé avec 48 géophones de fréquence naturelle de 28 Hz espacés de 5 m. Les points de tirs sont espacés de 2,5 m ce qui assure une excellente couverture des rais sismiques. La ligne a une longueur totale de 470 m et le chevauchement lors du déplacement de la ligne était de 115 m. La localisation de la ligne est présentée à la figure 4.2 c). Les géophones ont été enfoncés en bordure du chemin agricole. Le

TABLEAU 4.1 Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne.

Paramètres	TRE-02	TRE-03
Longueur totale (m)	400	400
Espacement des électrodes (m)	5	5
Espacement maximal d'électrodes (m)	400	400
Dispositif utilisé	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle
Mesures réciproques	Oui	Non
Nombre de sommation min/max	2/4	2/4
Courant demandé min/max (mA)	1/100	1/100
Durée d'injection (s)	0.5	0.5
Délai avant mesure (s)	0.5	0.5
Nombre de quadripôles	1469	1469
Déviation standard demandée (%)	1	1
Direction de la ligne	Sud-Ouest	Nord-Ouest

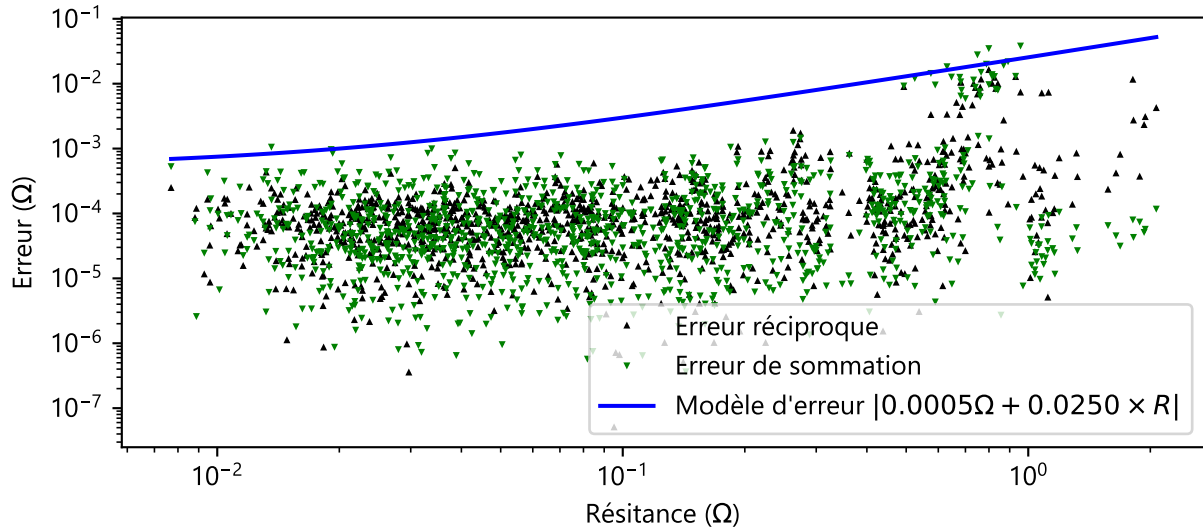


FIGURE 4.3 Modèle d'erreur linéaire déterminé à partir des erreurs réciproques.

couplage entre les capteurs et le sol était généralement bon. Les paramètres d'acquisition pour la ligne SIS-01 sont présentés au tableau 4.2.

Les premières arrivées sismiques ont été identifiées à l'aide d'un algorithme de pointé automatique (Mardan et al., 2024). Chaque tir a ensuite été visualisé pour corriger les pointés lorsque nécessaire, habituellement pour les traces les plus bruitées. Les positions des tirs et des géophones sont corrigées lorsque nécessaire par rapport aux positions enregistrées lors de l'acquisition pour que la bonne géométrie soit utilisée pour chaque tir. Une incertitude de 1,5 ms sur l'identification des premières arrivées a été retenue pour l'inversion. Cette valeur a été sélectionnée à partir de la comparaison des temps de parcours pour les tirs réciproques. Les paires retenues sont celles pour lesquelles les positions des paires géophone-source et source-géophone correspondent parfaitement.

TABLEAU 4.2 Paramètres d'acquisition pour la méthode sismique.

Paramètres	Valeur
Sismographe	2 sismographes Geode de Geometrics avec 24 canaux chacun
Espacement des géophones	5 m
Espacement des sources	2.5 m
Nombre de géophones	48
Source	Marteau et plaque d'acier
Durée d'enregistrement	1 s
Gain	«All low gain»
Géophones	R-T Clark 28 Hz
Fréquence d'échantillonnage	250 ms
Nombre de sommation	3 à 5 selon la qualité du signal

La distribution des erreurs réciproques est présentée à la figure 4.4.

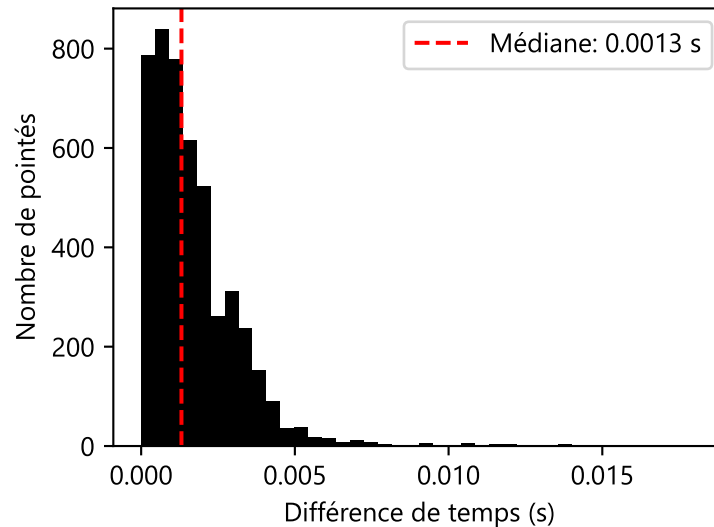


FIGURE 4.4 Distribution de l'erreur de pointé pour les données sismiques.

4.4.3 Acquisition et traitement des données Very Low Frequency (VLF-EM)

Des lignes VLF-EM ont été relevées avec un appareil ENVI de Scintrex. Cet appareil applique la correction de signe automatiquement selon la direction de marche. L'orientation des lignes a été sélectionnée selon les conditions du terrain ainsi que l'orientation du signal primaire de l'antenne dont le signal est le meilleur à cette localisation, soit celle située à Cutler, Maine (24.0 KHz). Les stations de mesures sont espacées de 10 m. Pour géoréférencer les lignes, des points GPS ont été enregistrés à toutes les cinq stations lors de l'acquisition. La localisation des lignes est présentée à la figure 4.2 c). Les fréquences enregistrées sont 24.0, 25.2 et 24.8 KHz.

Les données ont été rééchantillonnées à tous les 5 mètres. Ensuite, un lissage a été appliqué à l'aide

d'une moyenne mobile avec une largeur de fenêtre de 5 m. Un filtre de Karous-Hjelt a été appliqué pour visualiser les anomalies de densité de courant et les associer à une pseudo-profondeur.

4.4.4 Méthodologie d'inversion

La librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017) est utilisée pour la modélisation et l'inversion des données de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction. Les données de la méthode VLF-EM ne sont pas inversées. Une régularisation de Tikhonov de premier ordre est appliquée. Le facteur de régularisation (λ) appliqué est de 5 pour les inversions électriques et 30 pour l'inversion sismique. Le poids de la régularisation est le même dans toutes les directions pour les inversions électriques, alors qu'il est deux fois plus important horizontalement pour l'inversion sismique pour favoriser un modèle en couches.

Pour les profils TRE-2 et TRE-3, les figures suivantes sont présentées en annexe pour référence sur la qualité des inversions :

1. les données simulées en fonction des données observées ainsi que l'erreur relative sous forme d'histogramme (figures B.2 et B.4). Ces figures permettent de visualiser la concordance entre les données simulées et observées. Pour toutes les inversions, le nuage de points est concentré autour de la relation 1 :1. De plus, l'erreur relative est de plus ou moins 2% pour les deux inversions de la figure 4.5.
2. Les pseudosections observées et simulées (figures B.1 et B.3). Ces figures permettent de visualiser les points qui ont été utilisés dans l'inversion. Les zones blanches signifient que ces points ont été filtrés ou simplement pas mesurés sur le terrain. Pour les deux lignes de TRE, les pseudo-sections observées et simulées sont pratiquement identiques.

Les figures B.5, B.6 et B.7, présentées en annexes, permettent d'apprécier la qualité de l'inversion sismique par rapport au données mesurées.

Les objectifs établis pour ce site peuvent donc maintenant être analysés à la lumière des résultats des méthodes décrites dans cette section. Les prochaines sections présentent les résultats des mesures de tomographie de résistivité électrique, de diaggraphie en forage, de la combinaison des mesures électriques et sismiques pour la caractérisation des dépôts meubles ainsi qu'une discussion sur l'applicabilité du VLF-EM dans ce contexte.

4.5 Propriétés électriques du site d'étude

La tomographie de résistivité électrique, grâce à une acquisition en croix centrée sur le forage, fournit une bonne couverture du site et permet de dresser un portrait de la distribution de propriétés électrique, alors que la diaggraphie électrique fournit de l'information avec une meilleure résolution

le long du forage. Ces résultats servent à préparer l'analyse qui permet de répondre à l'objectif 1 du chapitre, soit d'évaluer la réponse de la méthode VLF-EM sur le site. Ces résultats contribuent également à répondre aux objectifs 2.(a) et (b) de ce chapitre, soit d'étudier la contribution de la méthode de résistivité électrique pour identifier des zones de fracturations ou de changement de lithologie du roc.

4.5.1 Tomogrammes de résistivité électrique

La résistivité électrique du roc varie de presque un ordre de grandeur à l'échelle du site, malgré le fait que la géologie soit homogène selon les cartes et notes de forages sur le territoire de la municipalité. La figure 4.5 présente les inversions des profils TRE-02 et TRE-03. Sur le profil TRE-02, le roc semble présenter des stratifications horizontales de la résistivité électrique, alors que la régularisation utilisée ne favorise pas un modèle en couche. Ces structures sont identifiées par des traits pointillés. De $x = 50$ à $x = 150$ m, une zone de résistivité plus élevée identifiée par la lettre A est visible à une profondeur moyenne. Sur la ligne TRE-03, le socle rocheux est plus résistif en surface de $x = 0$ à $x = 150$ m. Cette zone est identifiée par la lettre B. À l'extrémité nord de la ligne, identifiée par la lettre C, le socle rocheux est moins résistif. À la position du forage, à $x = 200$ m, la résistivité électrique diminue à partir de 50 m de profondeur. Toutefois, à une profondeur de 97,5 m, le débit estimé lors du forage était de 8 L/min. Aucune venue d'eau importante n'a été observée dans les premiers 100 m. Aucun changement lithologique n'a été détecté.

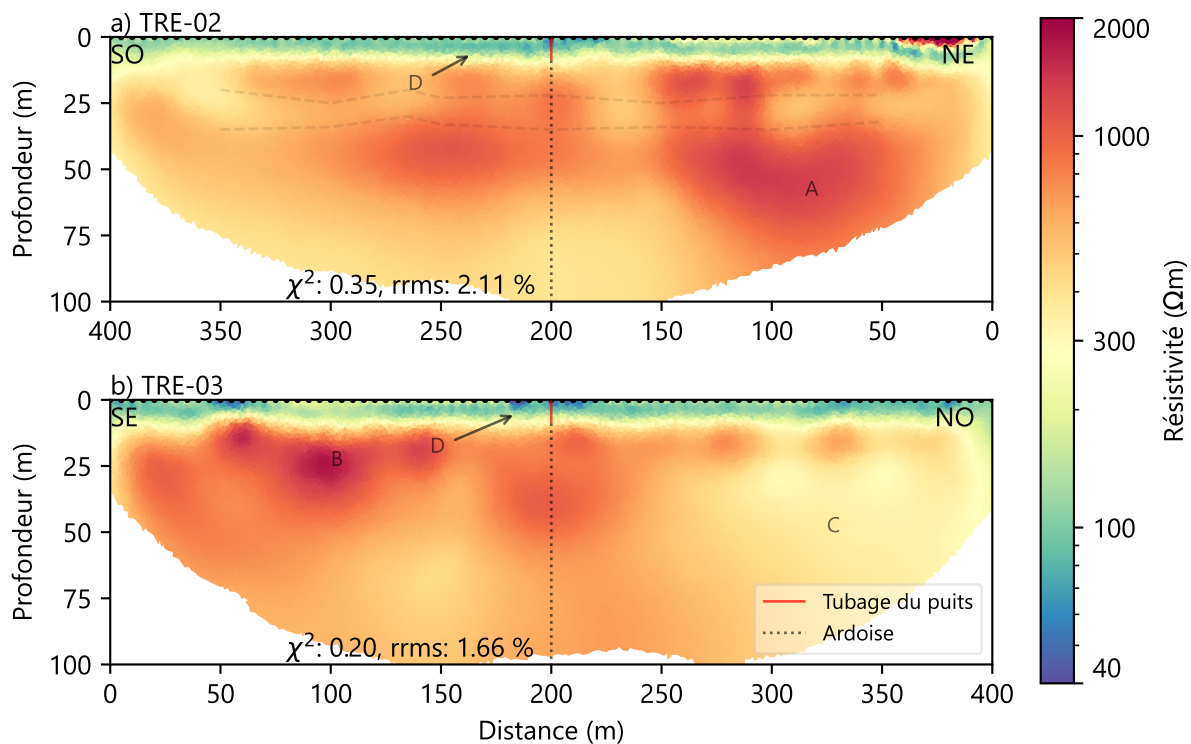


FIGURE 4.5 Résultats des inversions avec le dispositif de surface.

Ces variations de la résistivité électrique du roc pourraient être causées par des zones de fracturation, des changements de lithologie du roc, ou bien des variations de la minéralogie du roc. Il est difficile de vérifier ces hypothèses, car il y a très peu de mesures directes de ces propriétés sur le site. Notamment, la zone moins résistive C pourrait avoir un niveau de fracturation global plus important, ou bien simplement une teneur en minéraux conducteurs plus grande. Toutefois, dans le forage, les zones moins résistives n'étaient pas corrélées à des venues d'eau plus importante, ce qui donne plus de poids à l'hypothèse que la minéralogie est le principal facteur influençant la résistivité du roc sur le site. Bref, les profils de résistivité électrique présentent des contrastes, sans qu'il soit possible d'établir les causes exactes. Ces profils sont utiles pour étudier la réponse du VLF-EM dans une prochaine section. Les résultats de la diagraphie électrique en forage apportent toutefois une nouvelle compréhension de la cible d'investigation qu'il faut prendre en compte.

4.5.2 Diagraphie électrique en forage

Les résultats indiquent que la venue d'eau principale dans ce puits ne provient pas d'une fracture du roc, mais plutôt d'un horizon de quartz. Ceci contredit l'hypothèse de départ selon laquelle les venues d'eau sont associées à des zones de fracturation moins résistives. La figure 4.6 présente le résultat de la diagraphie en forage. Ces mesures ont permis d'obtenir un profil de résistivité électrique apparente sur toute la longueur du forage, à l'exception du tubage. Les données indiquent qu'une augmentation du débit estimé est corrélée à une augmentation de la proportion de quartz dans les déblais jusqu'à 30% entre 126,5 et 137 m de profondeur ainsi qu'à une augmentation de la résistivité apparente de deux ordres de grandeur.

Lors du forage, la présence d'un horizon plus riche en quartz est en quelque sorte dissoute dans les déblais qui contiennent peu de quartz, car les fragments de roc doivent remonter jusqu'à la surface dans l'eau poussée par de l'air comprimé avant de pouvoir être observés (Driscoll, 1986). La proportion de quartz réel autour de la venue d'eau est donc probablement plus importante que 30 %. Dans le cas de ce forage exploratoire, la venue d'eau principale est corrélée à la présence d'une unité de quartz ou plus riche en quartz de résistivité électrique élevée entre 120 et 130 m de profondeur. Cette veine de quartz se serait mise en place dans des fractures présentes dans le roc. La présence de ces horizons crée des plans préférentiels d'écoulement de l'eau souterraine. En effet, l'eau s'écoulera plus aisément le long d'un contact géologique que dans un roc sain, en particulier pour un roc peu poreux tel qu'une ardoise.

Les résultats de la diagraphie électrique en forage changent la façon dont est conceptualisée la cible d'investigation. La diagraphie électrique est une méthode facile à mettre en œuvre et peu coûteuse. Dans ce cas-ci, elle contribue grandement à la compréhension du contexte hydrogéologique en permettant de vérifier si les hypothèses de départ sont vraies. Cette information est essentielle pour guider les futures investigations dans un contexte similaire. À la base, on cherche à détecter des zones de fracturation du roc qui possèdent de bonnes propriétés hydrauliques. On a fait l'hypothèse

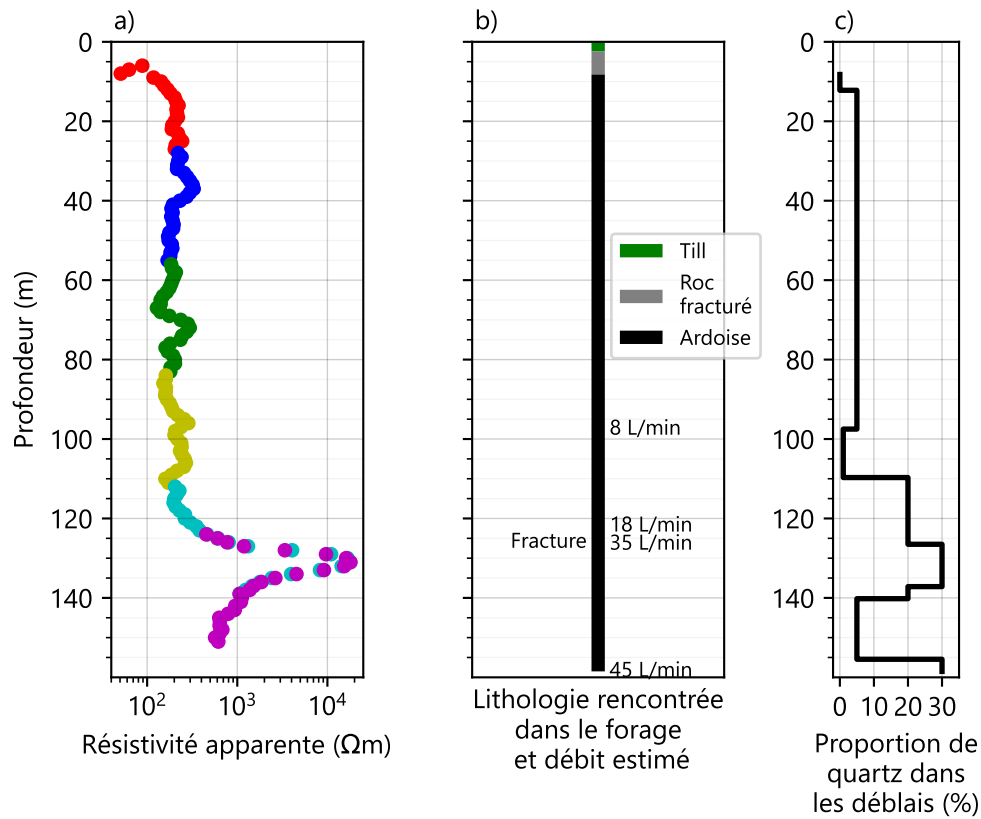


FIGURE 4.6 a) Résistivité apparente mesurée en forage. Les différentes couleurs représentent les différentes acquisitions qui ont été faites du haut vers le bas. b) Descriptions des lithologies rencontrées en forages et débits estimés. c) Proportions de quartz observés dans les déblais lors des travaux de forages.

que ces zones de roc fracturé ont une conductivité électrique plus grande, car la porosité est plus importante. La mesure de la résistivité apparente en forage indique que la prémisse de base est erronée. Les venues d'eau dans ce contexte sont associées à la présence de veines de quartz fortement résistives par rapport à l'encaissant. Cette disparité entre les cibles d'investigation et ce qu'on devrait vraiment rechercher peut expliquer les résultats mitigés de la méthode VLF-EM sur ce site. Avant de se pencher sur la réponse du VLF-EM et son applicabilité à la lumière de ces nouveaux renseignements, la prochaine section se penche sur la caractérisation des dépôts meubles sur le site, car l'épaisseur et les propriétés électriques du mort terrain influencent grandement l'applicabilité de la méthode VLF-EM.

4.6 Caractérisation des dépôts meubles

Dans le forage, le roc sain est atteint à une profondeur de 8,2 m et les dépôts meubles ont une épaisseur de 2,5 m. La figure 4.7 présente les résultats des inversions électrique et sismique à la position du puits ainsi que la diagraphie électrique en forage. Selon les résultats des inversions,

les dépôts de surface ont une résistivité électrique d'environ 40 à 100 Ωm et une vitesse sismique d'environ 500 m/s. Le roc fracturé a une résistivité électrique qui varie de 100 à 300 Ωm et une vitesse des ondes P de 500 à 2200 m/s. Au-dessus de 2200 m/s, le roc est sain. La résistivité électrique du roc sain à la position du forage varie entre 300 et 1000 Ωm . Sur la même figure, on observe également une différence de résistivité électrique entre la diagraphie et les résultats de la tomographie de résistivité électrique. Ceci est probablement causé par l'effet de la résistivité de l'eau du forage sur la résistivité apparente mesurée (Doetsch et al., 2010; Osiensky et al., 2004), mais cet effet n'a pas été corrigé sur les données présentées dans ce travail.

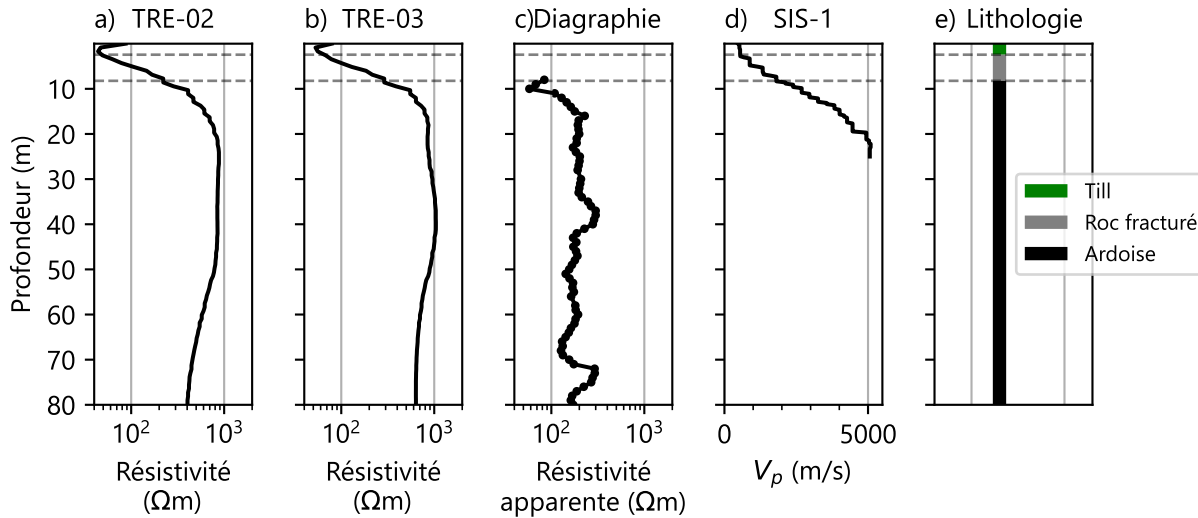


FIGURE 4.7 Compilation des informations à la position du puits exploratoire.

L'inversion de la ligne SIS-01 est présentée sur la figure 4.8. La vitesse estimée augmente graduellement en profondeur. Cette augmentation progressive est toutefois probablement causée par la résolution limitée et la régularisation. En effet, dans la réalité, on s'attendrait plutôt à une variation nette de vitesse au contact entre des dépôts meubles à faible vitesse sismique et le roc. Lors de la construction du puits, le tubage est enfoncé jusqu'à atteindre le roc sain. Ceci représente donc l'épaisseur de dépôts meubles et de roc altéré. Il y a certaines variations de vitesse latérales, notamment à la position du puits, à une profondeur de 15 à 25 m. Les données sont bien reproduites par le modèle, avec un rrms de 5,73%, alors que l'erreur de 1,5 ms correspond à une erreur rms de 5,6%.

La régularisation appliquée favorise des modèles lisses, ce qui est approprié pour stabiliser le problème inverse, mais n'est pas forcément représentatif de la géologie. Les variations de vitesse et de résistivité électrique sont probablement plus directes dans la réalité. Les valeurs de propriétés identifiées ne représentent pas forcément les propriétés réelles des sols, mais plutôt une valeur intermédiaire entre les valeurs réelles. Néanmoins, les résultats peuvent tout de même être utilisés pour interpréter les profils et obtenir de l'information géologique à partir des propriétés physiques

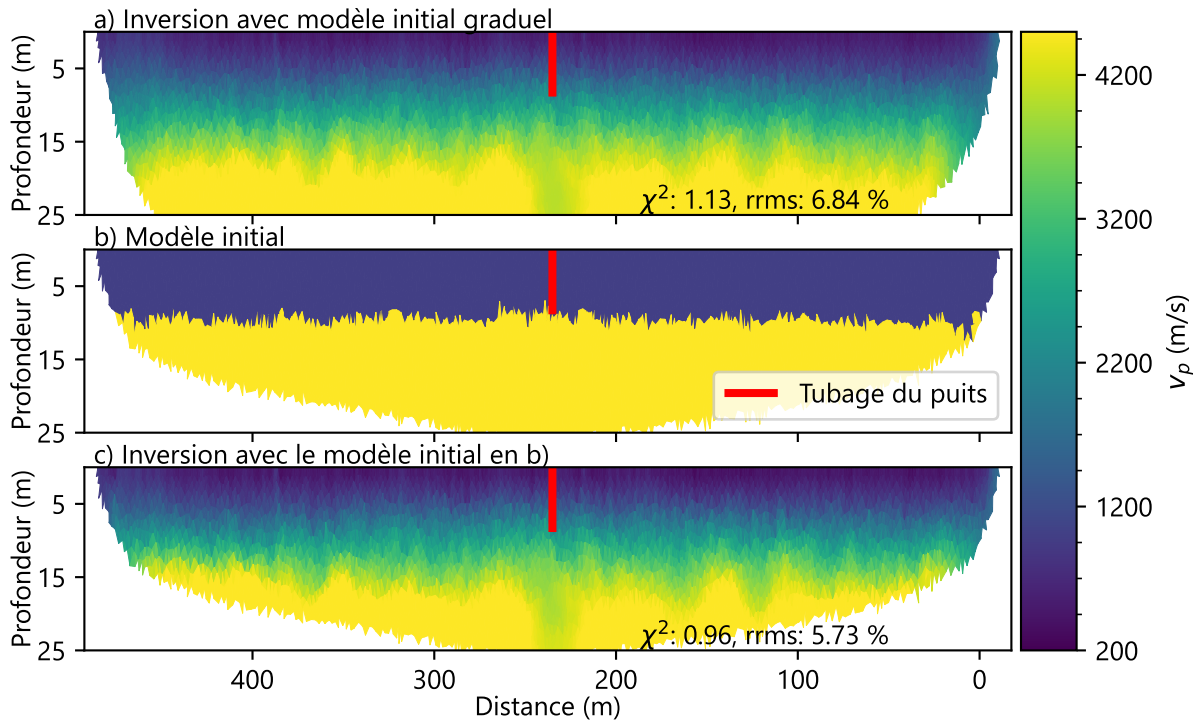


FIGURE 4.8 Résultats de l'inversion de la ligne SIS-01.

estimées par inversion.

Les vitesses sismiques de plus de 2200 m/s sont interprétées comme du roc sain. Cette limite a été choisie pour que l'interface du roc sain corresponde avec ce qui a été observé en forage. Une vitesse de 700 m/s a été identifiée comme limite entre les dépôts meubles et le roc fracturé. La figure 4.9 présente la ligne SIS-01 et la ligne TRE-02 interprétées en fonction de ces regroupements basés sur la vitesse. Malgré le fait que ces deux lignes ne soient pas parfaitement co-localisées (voir figure 4.2), leur proximité permet d'intégrer les informations des deux lignes pour l'interprétation avec suffisamment de confiance. La zone identifiée comme étant du remblai correspond à l'empilement de blocs d'origine agricole observé sur le terrain.

La combinaison de la tomographie de sismique réfraction et de la tomographie de résistivité électrique fournit donc de l'information sur l'épaisseur et la nature des dépôts meubles sur le site. Ces paramètres sont utiles aux hydrogéologues pour le développement de modèles conceptuels et pour évaluer la vulnérabilité de l'aquifère. Dans ce cas-ci, la sismique ne permet pas d'obtenir de l'information sur les propriétés du roc sain en profondeur, car une proportion très importante de l'énergie est réfractée ou réfléchi par le socle rocheux. Le profil de résistivité électrique offre un portrait des variations de propriétés plus en profondeur. La densité élevée de points de tirs et de receveur offre une bonne couverture de données sur le site.

Les résultats suggèrent que les dépôts de surface ont une épaisseur relativement constante, de 2 à 3 m, sur presque tout le site et confèrent peu de protection à l'aquifère. Bien qu'aucune ligne sismique

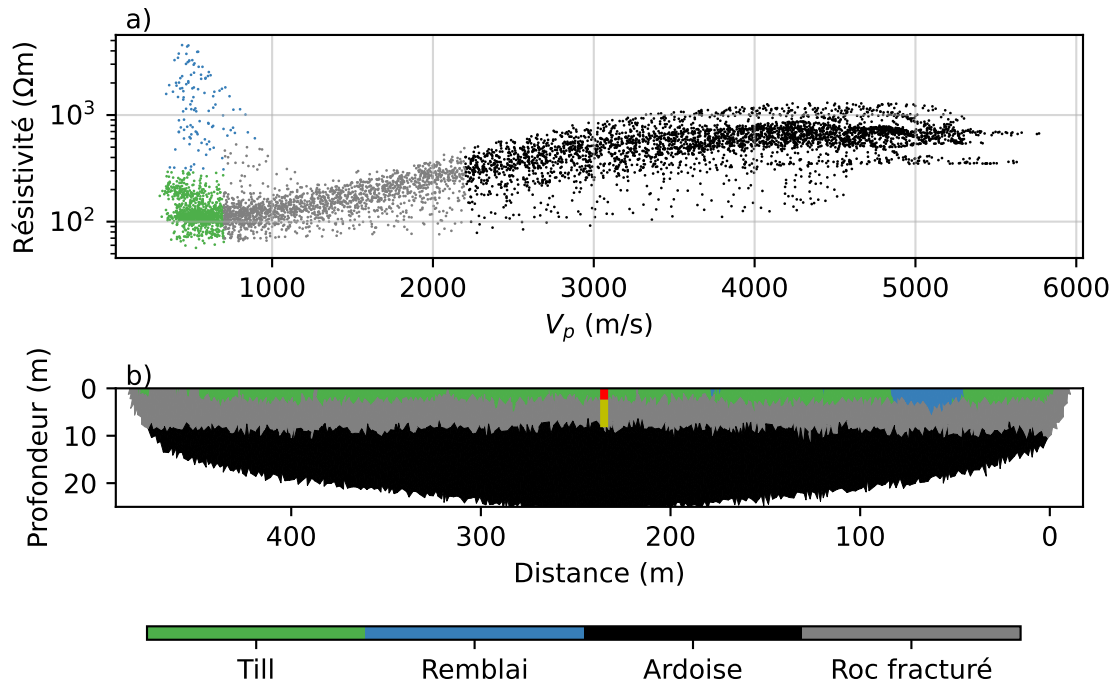


FIGURE 4.9 Interprétation du profil sismique SIS-01. Le trait rouge indique l'épaisseur de dépôts et le trait jaune l'épaisseur de roc fracturé en surface.

n'ait été réalisée perpendiculairement à la ligne SIS-01, la similitude de la résistivité électrique des 10 premiers mètres entre les lignes TRE-02 et TRE-03 permet de déduire que l'épaisseur et la nature des dépôts sur cette ligne sont les mêmes. Néanmoins, la résistivité électrique des premiers 3 m présente des variations importantes. La figure 4.10 présente les variations latérales de la résistivité électrique à une profondeur de 2,3 m le long des profils TRE-02 et TRE-03. L'hétérogénéité de la résistivité électrique des dépôts de surface suggère que la granulométrie est également variable, ce qui influence la conductivité hydraulique en plus d'influencer la réponse VLF-EM.

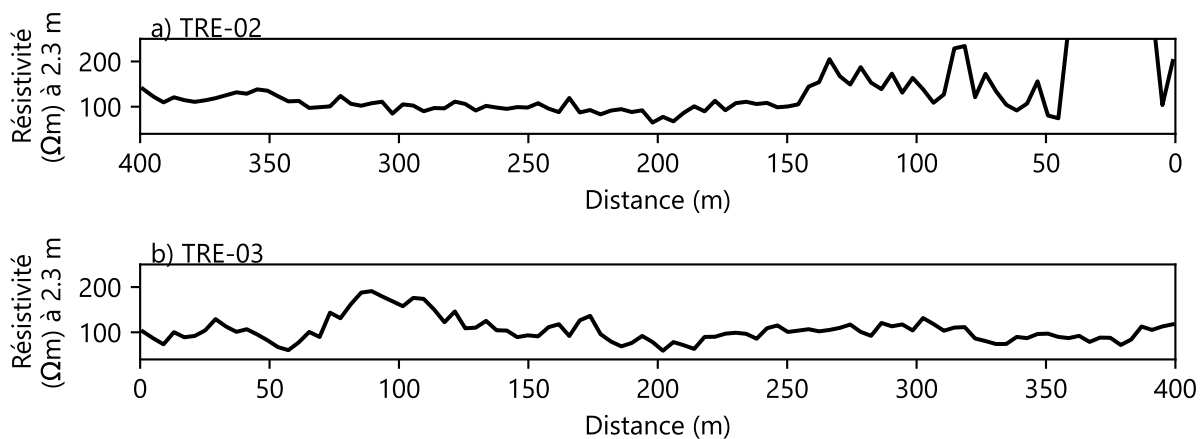


FIGURE 4.10 Résistivité électrique estimée à une profondeur de 2,3 m le long des profils a) TRE-02 et b) TRE-03.

4.7 Réponse du VLF-EM

Cette section présente une analyse de la réponse VLF-EM sur le site à la lumière des résultats des méthodes électriques

4.7.1 Limitation de la méthode

La profondeur de la venue d'eau et le fait qu'elle soit associée à une unité de quartz de résistivité électrique plus grande de deux ordres de grandeur que l'encaissant la rend non détectable avec la méthode VLF-EM. Les inversions électriques, l'inversion sismique et les données du forage du puits indiquent qu'environ 2,5 m de dépôts meubles et 5,7 m de roc altéré et fracturé de résistivité électrique de 30 à 300 Ωm sont présent sur le site. La profondeur d'investigation de la méthode VLF-EM estimée à partir de la moitié de la profondeur de peau (équation 2.31) dans ce type de dépôts est de l'ordre de 9 à 28 m. La présence de dépôts de surface conducteurs affecte considérablement la profondeur d'investigation en atténuant le signal. Sans ces dépôts de surface, avec un socle rocheux d'une résistivité électrique de 200 à 1000 Ωm , la profondeur d'investigation serait de l'ordre de 24 à 55 m. Même dans un cas idéal en l'absence de dépôts de surface, la profondeur d'investigation ne permet pas de détecter une anomalie à la profondeur de la venue d'eau.

4.7.2 Modélisation de la réponse VLF-EM

Pour valider la conclusion que le VLF-EM n'est pas applicable dans ce contexte, la réponse de la méthode peut être modélisée. La réponse VLF-EM est sensible aux variations de conductivité électrique du sol. Or, les profils de résistivité électrique ont permis d'obtenir des modèles 2D de cette propriété. On peut également utiliser ce modèle comme point de départ pour déterminer si certaines cibles peuvent être détectées sur la base des résultats modélisés.

La réponse VLF-EM a ainsi été modélisée à l'aide du logiciel VLF2Dmf (Santos et al., 2006) pour le modèle de résistivité TRE-02 avec des mesures à tous les 10 mètres et une fréquence de 24 kHz. Ce profil est co-localisé à la ligne VLF-1. La figure 4.12 présente le résultat de la réponse VLF modélisée ainsi que les données de la ligne VLF-1. Pour étudier la possibilité de détecter une anomalie dans ce contexte, la réponse VLF-EM a également été modélisée en ajoutant un corps vertical, d'une largeur de 10 m, centré sur le profil et qui s'étend en profondeur à partir de 15 m. La réponse a été mesurée avec un corps résistif (5000 Ωm) et un corps conducteur (20 Ωm). Les modèles de résistivité électrique utilisés sont présentés à la figure 4.11. Le filtre de Karous-Hjelt a été calculé pour ces réponses et les résultats sont présentés à la figure 4.13.

Les courbes des données mesurées de la ligne VLF-1 et de la réponse modélisée à partir du profil de résistivité électrique co-localisé à cette ligne sont différentes. Les différences entre les deux courbes peuvent s'expliquer par le fait que le profil de résistivité électrique inversé est lissé par rapport

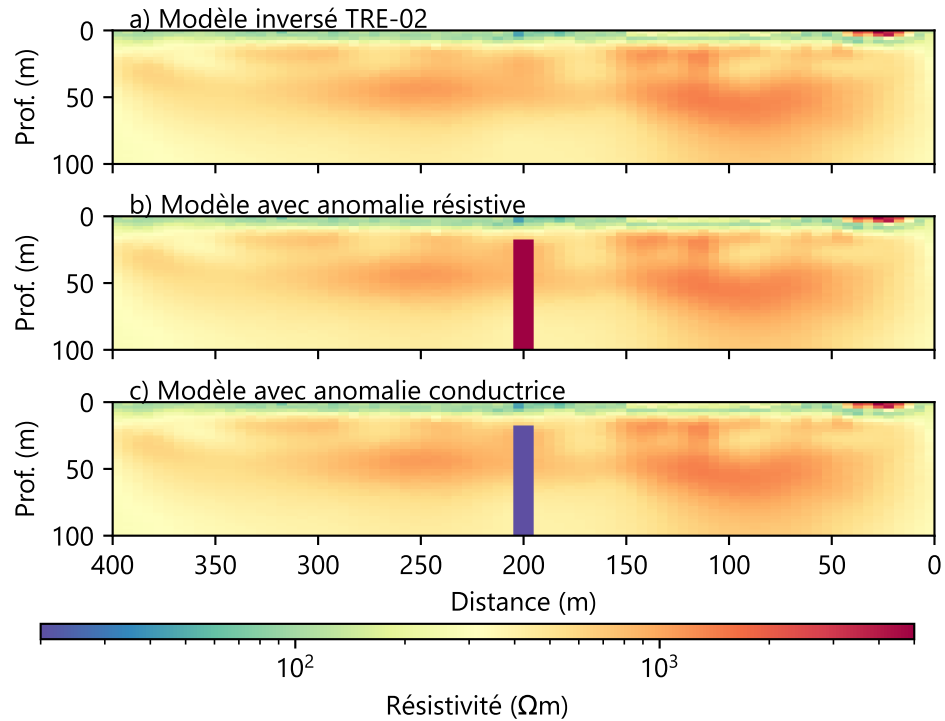


FIGURE 4.11 Modèles utilisés pour les modélisations de la réponse VLF-EM

à la réalité. En effet, certaines variations abruptes de résistivité électrique peuvent ne pas être bien retrouvées sur les profils inversés. La présence de telles variations aurait un impact significatif sur les données VLF-EM. La réponse du VLF-EM dépend également du couplage entre les corps conducteurs et le champ magnétique primaire. Cette dépendance à l'orientation des structures par rapport à la méthode de résistivité électrique peut également expliquer les disparités.

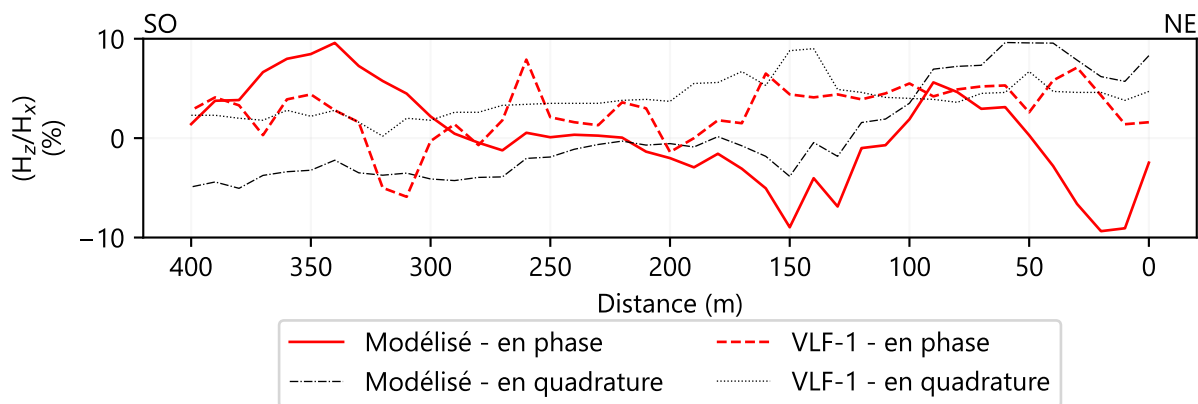


FIGURE 4.12 Résultats VLF-EM de la ligne VLF-1 et réponse modélisée à partir du modèle de résistivité électrique inversé du profil TRE-02.

Des levés VLF-EM avaient été réalisés en 2022 et avaient mené à l'aménagement du puits présent sur le site. Le puits avait été foré sur une cible interprétée à partir des résultats du filtre de

Karous-Hjelt. Des variations latérales de la résistivité électrique dans les dépôts meubles pourraient expliquer les variations sur les données VLF-EM qui ont été interprétées comme des anomalies conductrices dans le roc avant l'aménagement du forage exploratoire (Chandra, 2015). Par exemple, sur la pseudosection du filtre de Karous-Hjelt pour le profil modélisé à partir du profil TRE-02, présentée à la figure 4.13 b), une anomalie conductrice est visible vers $x = 120$ m, alors qu'aucun corps conducteur n'est visible sur le profil TRE-02 à la même position (figure 4.5 a)).

La réponse du filtre de Karous-Hjelt pour la modélisation avec un corps résistif en c) est identique que pour le modèle sans corps vertical, en b). Le corps résistif n'est donc pas détectable, même s'il est à plus faible profondeur que celui observé en forage. Pour la modélisation avec un corps de $20 \Omega\text{m}$, l'anomalie conductrice est très bien visible sur la figure 4.13 d). Ceci confirme que la méthode n'est pas appropriée dans un contexte où les cibles d'investigation dans le roc sont fortement résistives par rapport à l'encaissant. Pour vérifier la profondeur d'investigation, la réponse VLF-EM a été modélisée pour plusieurs profondeurs du toit du corps conducteur. Les résultats sont présentés à la figure 4.14. Selon ces résultats, à partir de 40 m, le corps conducteur produit une réponse très faible et pratiquement indétectable. La profondeur d'investigation est donc de l'ordre d'une trentaine de mètres.

4.7.3 Synthèse de l'analyse

Ces résultats indiquent que le VLF-EM n'est pas approprié dans ce contexte, étant donné que les venues d'eau sont associées à des corps résistifs dans le socle rocheux. La méthode VLF-EM est pratiquement insensible aux anomalies résistives.

Cette analyse soulève l'importance de bien comprendre les cibles d'investigations dans le choix de méthodes d'investigation géophysique pour la recherche en eau souterraine. Lors des premières étapes d'un projet de recherche en eau dans le roc fracturé, l'applicabilité du VLF-EM doit être évaluée à partir des propriétés électriques estimées des dépôts meubles et du socle rocheux. Lorsque la profondeur d'investigation n'est pas suffisante ou si la méthode n'est pas sensible à la cible, d'autres méthodes doivent être considérées.

4.8 Conclusions

Le site étudié dans ce chapitre a été retenu pour étudier la réponse géophysique dans un contexte de roc fracturé. La méthode VLF-EM a été utilisée sur le site et ailleurs sur le territoire de la même municipalité avec des résultats mitigés, ce qui a soulevé l'intérêt d'étudier la réponse de cette méthode sur le site. Des relevés de tomographie de résistivité électrique, une diagraphie électrique en forage, un profil de sismique réfraction et des relevés VLF-EM ont été réalisés.

L'objectif 1 de ce chapitre était d'étudier la réponse VLF-EM du site d'étude. La diagraphie

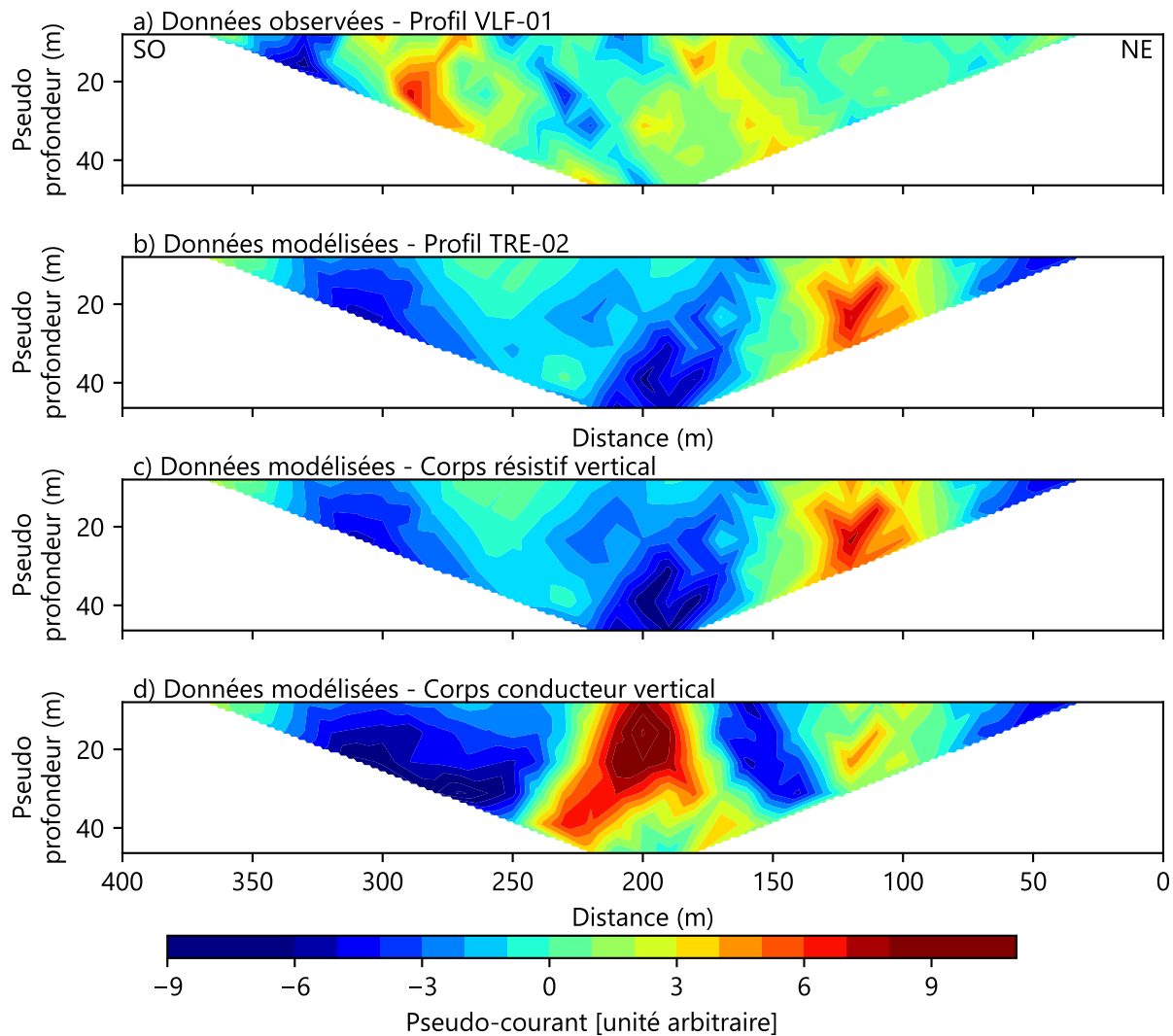


FIGURE 4.13 Résultats de l'application du filtre de Karous-Hjelt aux données de la ligne a) VLF-1 et b) aux données modélisées à partir du modèle de résistivité électrique TRE-02. Les pseudosections c) et d) présentent les résultats du filtre en modélisant la réponse VLF-EM du modèle avec l'ajout d'une anomalie verticale c) résistive et d) conductrice.

électrique en forage a permis d'établir que la venue d'eau principale provient d'un horizon de quartz et que la cible d'investigation est résistive par rapport à l'encaissant, et non conductrice contrairement à l'hypothèse de départ sur laquelle s'appuyait le choix de la méthode. Les profils de résistivité électrique ont été utilisés pour modéliser la réponse VLF-EM et établir que la méthode est inappropriée pour détecter les anomalies résistives dans ce contexte. Les variations de résistivité électrique du socle rocheux et des dépôts meubles produisent tout de même des anomalies sur le filtre de Karous-Hjelt, mais celles-ci ne sont pas de bonnes cibles pour les investigations.

L'objectif 2 était d'étudier la contribution des méthodes appliquées pour répondre aux besoins en information des hydrogéologues pour la détermination des aires de protection et de la vulnérabilité de l'aquifère.

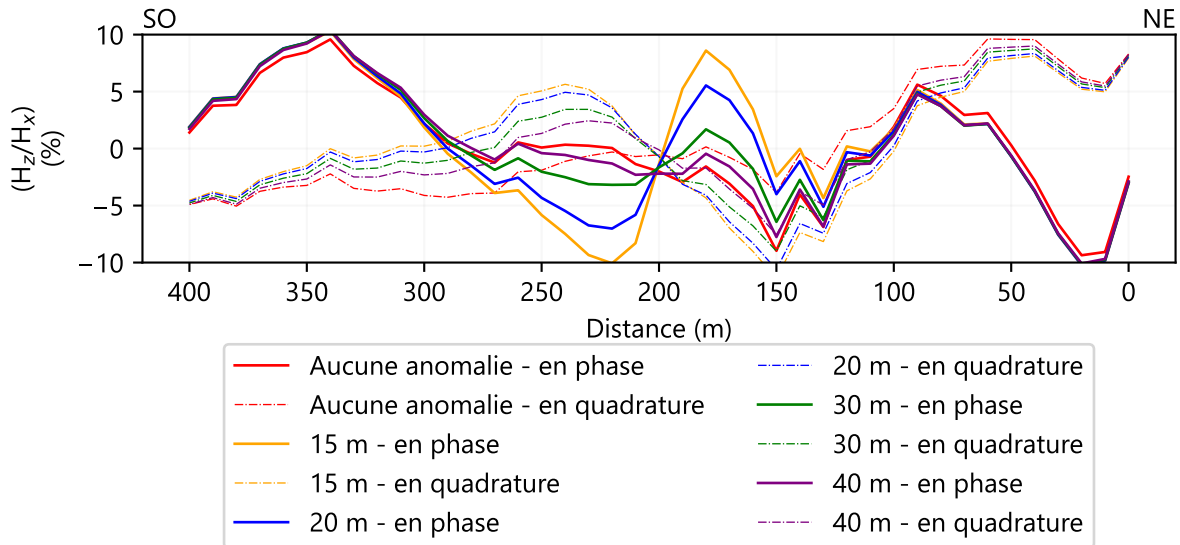


FIGURE 4.14 Réponse VLF-EM pour différentes profondeurs de l'anomalie conductrice.

L'objectif 2.(a) était d'identifier des zones de fracturation dans le roc. Ce premier objectif se basait sur l'hypothèse que le roc fracturé est moins résistif que le roc sain. Les investigations n'ont pas permis d'identifier des zones de fracturation en profondeur dans le roc qui pourrait guider la sélection d'un emplacement de forage. Sur ce site, la minéralogie ou d'autres facteurs inconnus semblent contrôler la résistivité électrique du roc.

L'objectif 2.(b) consistait à identifier des changements de lithologie dans le roc. Ces contacts géologiques peuvent être intéressants pour l'aménagement d'un puits, car certaines lithologies plus poreuses ont des conductivités hydrauliques plus élevées. Les contacts géologiques représentent également des plans de faiblesses dans le roc le long desquels l'eau souterraine peut circuler préférentiellement. Les méthodes de surface n'ont pas permis de répondre à cet objectif. L'inversion d'une des lignes électriques a permis d'obtenir un modèle qui semble varier en couche, mais les données de forage n'indiquent pas de variations de la lithologie du roc. Les mesures en forage, analysées à la lumière des notes de forage, ont permis de déduire que la venue d'eau principale dans le puits d'exploration provient d'une zone interprétée comme une veine de quartz d'épaisseur inconnue. L'unité associée à la venue d'eau dans ce contexte est donc résistive.

L'objectif 2.(c) était de déterminer l'épaisseur et la continuité de la couche des dépôts meubles. Les profils de vitesse sismique et de résistivité électrique estimées ont été interprétés en intégrant les épaisseurs de dépôts meubles et de roc fracturé provenant des notes de forage. Cette analyse a permis de conclure que les dépôts meubles sont très minces sur le site, de l'ordre de 2 à 3 mètres. L'épaisseur de dépôts est également constante à l'échelle du site. La surface du roc sain est relativement plane et à une profondeur inférieure à 10 mètres.

La tomographie de résistivité électrique a été utile dans ce contexte pour évaluer la nature des

dépôts. Les variations de résistivité électrique dans le roc ne sont toutefois pas forcément interprétables d'un point de vue du potentiel hydrogéologique. Cette conclusion est néanmoins propre à ce site et ce type de roc. La sismique réfraction est utile pour déterminer la profondeur du roc, mais aucune cible de forage n'a pu être identifiée à partir de l'analyse des résultats obtenus avec cette méthode. La méthode VLF-EM permet d'identifier quelques anomalies du signal, mais il a été observé que la méthode n'est pas sensible à la présence de veines de quartz résistives qui sont reliées aux venues d'eau dans ce contexte.

CHAPITRE 5 DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODOLOGIE D'INVERSION CONJOINTE DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET DE SISMIQUE RÉFRACTION

Les méthodes appliquées dans le cadre des travaux présentés aux chapitres 3 et 4 ont été traitées de façon conventionnelle. Les inversions ont été effectuées séparément, puis les résultats ont été analysés et intégrés avant d'être interprétés. Une approche conjointe de traitement des données permet d'obtenir des résultats avec différentes méthodes qui sont davantage cohérents et réduit le risque d'ambiguïtés. Le traitement conjoint de méthodes géophysiques est particulièrement avantageux lorsque les sensibilités et les résolutions des jeux de données sont complémentaires (Jordi et al., 2018).

Ce chapitre présente l'implémentation d'une routine d'inversion conjointe afin d'aller plus loin dans l'intégration des méthodes géophysiques sur un même site. Ceci permet de répondre au sous-objectif 3 du mémoire, soit de développer et tester une approche d'inversion conjointe de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction. Un exemple de cas synthétique est présenté. La méthodologie d'inversion est ensuite utilisée sur un jeu de données réel qui fournit un exemple complémentaire au chapitre 3 sur l'application d'une combinaison de méthodes géophysiques pour la caractérisation d'un aquifère granulaire exploité pour des fins d'approvisionnement en eau potable. Ce chapitre contribue donc également au sous-objectif 1 du mémoire qui consiste à tester une approche géophysique dans un contexte de recherche en eau souterraine dans un aquifère granulaire.

Le chapitre débute par un survol des approches de traitement conjoint. La théorie de la méthodologie d'inversion est ensuite présentée, suivi d'un exemple d'application à un cas synthétique. Les résultats de l'application de la routine d'inversion sur un jeu de données réel ainsi que l'interprétation géologique qui en découle sont présentés. Les résultats sont finalement brièvement discutés.

5.1 Survol des approches de traitement multiméthode en géophysique

Il existe de nombreuses stratégies de traitement conjoint en géophysique. Cette section présente un survol de ces approches, sans toutefois être exhaustive. Le lecteur est référé à Moorkamp et al. (2016) pour une revue des approches d'inversion conjointe et coopérative pour de multiples applications. Le chapitre de Linde & Doetsch (2016) traite notamment de l'application de ces approches aux problèmes en hydrogéophysique. Wagner & Uhlemann (2021) est également une bonne référence qui permet une introduction aux approches multiméthodes en géophysique en fournissant des descriptions des différentes approches, plusieurs exemples d'applications environnementales,

les limitations des approches ainsi que les perspectives de recherche. La suite de cette section se base sur cette dernière référence.

Une façon d'intégrer les données d'une autre méthode géophysique ou d'une autre source d'information est par l'application d'une inversion structuralement contrainte. Dans ce cas-ci, on procède toujours à l'inversion d'un seul jeu de données acquis avec une méthode, mais une source d'information indépendante contraint l'inversion. Cette contrainte correspond habituellement à des interfaces. Par exemple, la position de contacts géologiques interprétés à partir d'une méthode de bonne résolution, comme le géoradar ou la sismique réflexion, peut être intégrée dans l'inversion d'un jeu de données de tomographie de résistivité électrique (Doetsch et al., 2012). Une approche commune est de réduire le poids de la régularisation de part et d'autre de l'interface. Le modèle n'est donc pas contraint à être lisse de part et d'autre du contact, ce qui permet des changements brusques de propriétés sans affecter la fonction coût de l'inversion. L'information peut aussi être extraite d'une image pour identifier les principales orientations structurales et leur localisation pour définir la matrice de lissage (Zhou et al., 2014).

L'inversion structuralement contrainte coopérative (SCCI) n'est pas tout à fait une inversion conjointe, mais elle permet d'échanger de l'inversion structurale entre deux inversions qui seraient autrement indépendantes. Les contraintes de lissage sont mises à jour à chaque itération pour favoriser des modèles pour lesquels les frontières géologiques sont localisées aux mêmes endroits. Cette approche est appliquée avec succès pour inverser des jeux de données de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction (Hellman et al., 2017).

Une inversion conjointe consiste à retrouver en une seule optimisation des modèles de propriétés physiques qui expliquent des jeux de données de méthodes géophysiques différentes. Une seule fonction objectif est donc définie. Pour des méthodes qui sont sensibles au même paramètre physique de la sous-surface, on recherche un seul modèle physique, mais les deux jeux de données contribuent aux mises à jour du modèle à chaque itération. L'inversion conjointe de méthodes qui sont sensibles à des paramètres physiques différents est moins directe. Les modèles de propriétés géophysiques doivent être reliés mathématiquement pour qu'il y ait un échange d'information entre les méthodes utilisées. C'est ce qu'on appelle le couplage.

Une première approche de couplage est basée sur l'hypothèse d'une similarité structurale entre les deux modèles de propriété géophysique. Cette hypothèse stipule que les changements de propriétés physiques sont influencés par des changements de géologie, et comme les différentes méthodes sondent la même géologie, les variations de propriétés devraient être localisés aux mêmes endroits (Haber & Oldenburg, 1997). Le couplage peut être implémenté en calculant le produit croisé des gradients des propriétés pour chaque modèle (Gallardo & Meju, 2004). Ce couplage favorise les modèles qui présentent des structures communes. Jordi et al. (2020) présente une intégration de cette approche sur une grille non structurée en utilisant un opérateur géostatistique pour calculer le gradient des modèles. L'utilisation d'un opérateur géostatistique permet d'éliminer la dépendance

du gradient du modèle à la discrétisation du domaine (Jordi et al., 2018).

Une seconde approche de couplage est l'inversion conjointe pétrophysique. Dans ce cas-ci, le paramètre qu'on obtient lors de l'inversion est une propriété physique d'intérêt, tel que la porosité ou les fractions volumétriques d'eau, de glace et d'air dans un contexte d'étude du pergélisol (Wagner et al., 2019). Le paramètre d'intérêt est relié aux propriétés géophysiques auxquelles sont sensibles les méthodes appliquées par une relation pétrophysique, comme la loi d'Archie. À chaque itération, la relation pétrophysique est appliquée pour retrouver le modèle de propriété géophysique, le modèle direct est appliqué et l'erreur par rapport aux données observées est calculée. Cette approche permet de mieux intégrer certaines limitations physiques à l'inversion. Par exemple, elle peut permettre de s'assurer que la porosité demeure entre 0 et 100 % (Wagner et al., 2019). Avec cette approche, le choix des modèles pétrophysiques et la détermination de leurs paramètres sont très importants. Notamment, il faut déterminer les paramètres des relations, leur variabilité spatiale et temporelle, ainsi que leur incertitude. Par ailleurs, les relations sont souvent définies à l'échelle du volume élémentaire représentatif, alors que le processus d'inversion applique la relation à plus grande échelle (Linde & Doetsch, 2016). Bref, cette approche de couplage exige une connaissance préalable du site suffisante pour établir des relations pétrophysiques valables, ce qui est rarement le cas.

L'approche de couplage structural a été retenue pour le développement de la méthodologie d'inversion conjointe, car elle est plus générale que le couplage par relation pétrophysique et n'exige pas la détermination de paramètres empiriques de relations pétrophysiques. La librairie pyGIMLi permet de modéliser et d'inverser individuellement les données de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction. Des routines d'inversion pétrophysique sont également disponibles. Toutefois, aucune structure d'inversion conjointe avec couplage structural n'est disponible, ce qui fait en sorte que cette approche ne peut pas être directement appliquée sur un jeu de données, comme c'est le cas pour les méthodes individuelles.

5.2 Objectifs

L'objectif principal de ce chapitre est de développer et d'appliquer une approche d'inversion conjointe avec couplage structural pour les méthodes de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction en utilisant la structure d'inversion de pyGIMLi. Ces deux méthodes ont été choisies, étant donné la complémentarité de leurs sensibilités et de leurs limitations. La méthodologie d'inversion est appliquée sur un jeu de données réel qui provient d'un site où est exploité un aquifère granulaire pour des fins d'alimentation en eau potable.

Les résultats sont ensuite interprétés pour caractériser un site réel dans un contexte d'aquifère granulaire. Ceci contribue au premier sous-objectif du mémoire, soit d'appliquer une approche de caractérisation géophysique multiméthode dans un contexte d'approvisionnement en eau souter-

raïne et est donc complémentaire au chapitre 3. Pour répondre à cet objectif et l'objectif principal du mémoire, les données sont interprétées en termes d'informations utiles pour les hydrogéologues dans l'évaluation des aires de protection et de la vulnérabilité de l'aquifère.

Les objectifs de ce chapitre peuvent donc s'énumérer de la façon suivante :

1. développer et tester une approche d'inversion conjointe avec couplage structural sur une grille irrégulière basée sur une implémentation de l'approche proposée par Jordi et al. (2020) ;
2. interpréter les résultats pour étudier la contribution des méthodes utilisées pour déterminer :
 - (a) l'extension latérale de la zone aquifère ;
 - (b) son épaisseur ;
 - (c) la continuité de la couche imperméable observée dans quelques forages ;
 - (d) la profondeur du socle rocheux.

De façon plus générale, l'objectif 2 est d'établir la stratigraphie du site et de déterminer si les unités observées dans les forages sont continues. La continuité des unités influence l'écoulement de l'eau ainsi que l'état de confinement de l'aquifère. Ces informations sont pertinentes pour l'analyse de vulnérabilité ainsi que pour la modélisation numérique pour déterminer les aires de protection du puits.

5.3 Théorie

Cette section présente la méthodologie pour les inversions conventionnelles ainsi que pour les inversions conjointes avec couplage structural. Cette section se base sur les travaux de Jordi et al. (2020, 2018).

5.3.1 Inversion conventionnelle avec régularisation géostatistique

La librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017) est utilisée pour le traitement des données électriques et sismiques. Le modèle initial pour l'inversion électrique est un modèle homogène de résistivité électrique qui est sélectionné en fonction de la distribution de résistivités apparentes observées. Le modèle initial pour l'inversion de tomographie de sismique réfraction est un modèle avec augmentation graduelle de la vitesse en profondeur.

Une régularisation géostatistique basée sur l'approche présentée par Jordi et al. (2018) a été appliquée. Ce type de régularisation permet d'éliminer la dépendance de la régularisation au maillage utilisé. La matrice \mathbf{C} de l'équation 2.19 est déterminée à partir d'un modèle de covariance avec longueur de corrélation physique. La matrice \mathbf{C} devient :

$$\mathbf{C} = \mathbf{C}_M^{-0.5} \quad (5.1)$$

où la matrice de covariance pour un modèle en 2D est donnée par :

$$C_{M,i,j} = \sigma^2 \exp \left(-3 \sqrt{\left(\frac{\mathbf{H}_{ij}^x}{I_x} \right)^2 + \left(\frac{\mathbf{H}_{ij}^z}{I_z} \right)^2} \right). \quad (5.2)$$

Les matrices \mathbf{H} contiennent les distances entre les centres des cellules et les scalaires I sont les distances de corrélation. $\mathbf{C}_M^{-0.5}$ est obtenu par décomposition en valeurs propres de \mathbf{C}_M . Le lecteur est référé à Jordi et al. (2018) pour plus de détails. La figure 5.1 présente un exemple des valeurs de ces matrices pour un point donné d'une grille de discrétisation avec des distances de corrélation différentes entre les deux axes. Cette approche de régularisation favorise des modèles lisses, mais qui présentent des orientations générales de structures qui dépendent des distances de corrélation.

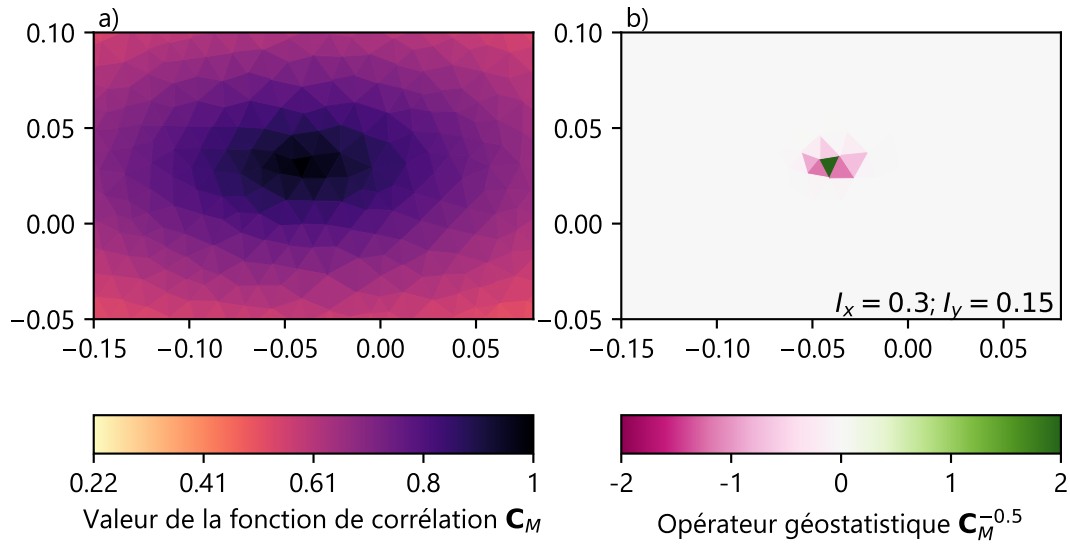


FIGURE 5.1 Exemple de a) modèle de covariance et b) contraintes géostatistiques associées pour une cellule donnée du modèle.

5.3.2 Inversion conjointe avec couplage structural

L'inversion conjointe présentée dans ce travail est appliquée à un jeu de données électriques (e) et sismiques (s). L'approche de couplage structural est retenue, car elle est plus robuste dans un cas où les relations pétrophysiques ne sont pas bien définies (Linde & Doetsch, 2016). La méthodologie présentée par Jordi et al. (2020) est légèrement adaptée et implémentée pour l'inversion en adaptant les codes de Wagner et al. (2019)¹. Les codes sont accessibles à l'adresse <https://github.com/JeremyGendreau/JointInversion>.

Un terme est ajouté à la fonction objectif de l'équation 2.6 et celle-ci devient :

1. <https://github.com/florian-wagner/four-phase-inversion>

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m + \lambda_{cg} \Phi_{cg}. \quad (5.3)$$

Le premier terme est l'inadéquation entre les données observées $\mathbf{d} = [\log \mathbf{d}_e, \mathbf{d}_s]$ et simulées $\mathbf{G}(\mathbf{m})$ pour les deux jeux de données provenant des méthodes sismique et électrique :

$$\Phi_d = \|\mathbf{W}_d(\mathbf{d} - \mathbf{G}(\mathbf{m}))\|_2^2. \quad (5.4)$$

Le vecteur \mathbf{d} est une concaténation mathématique de la transformation logarithmique en base 10 de la résistivité apparente en Ωm et des temps de premières arrivées sismiques en secondes. \mathbf{G} représente l'opérateur direct qui permet de calculer la réponse de chaque méthode pour un modèle \mathbf{m} . En pratique, le vecteur \mathbf{d} est scindé en deux pour obtenir les données de chaque méthode et calculer la réponse avec chaque modèle direct respectif, puis la réponse est concaténée pour obtenir un vecteur qui contient les réponses des deux méthodes. \mathbf{W}_d est une matrice diagonale de pondération des données qui contient l'inverse de l'erreur sur les données expérimentales et est normalisée par la dérivée de la transformation sur les données afin de mettre à la même échelle les jeux de données sismiques et électriques. Les deux jeux de données sont pondérés par w_1 et w_2 qui permettent de balancer la convergence des jeux de données électriques et sismiques :

$$\mathbf{W}_d = \begin{bmatrix} w_1 \mathbf{W}_{d_e} & 0 \\ 0 & w_2 \mathbf{W}_{d_s} \end{bmatrix}. \quad (5.5)$$

Le modèle est contenu dans le vecteur \mathbf{m} qui est une concaténation mathématique des modèles de la lenteur (l'inverse de la vitesse sismique des ondes P) et de la résistivité électrique. La taille de ce vecteur est donc le double du nombre de cellules de la grille d'inversion.

Le deuxième terme permet de régulariser le problème et est pondéré par un facteur λ . \mathbf{C} est un opérateur de rugosité de 1er ordre qui permet de favoriser des modèles lisses (Tikhonov & Arsenin, 1977). \mathbf{C} peut également être basé sur un opérateur géostatistique, tel que décrit à la section précédente. Le terme de régularisation correspond à la somme des contributions des modèles de propriété pour chaque méthode :

$$\Phi_m = \|\mathbf{C}\mathbf{m}\|_2^2 \quad (5.6)$$

De façon similaire à la matrice \mathbf{W}_d , la matrice \mathbf{C} est contient les opérateur de rugosité pour les modèles électriques et sismiques sur la diagonale.

$$\mathbf{W}_m = \begin{bmatrix} w_1 \mathbf{C}_e & 0 \\ 0 & w_2 \mathbf{C}_s \end{bmatrix} \quad (5.7)$$

Les facteurs w_1 et w_2 sont calculés à partir de l'inadéquation des données sismiques et électriques (Jordi et al., 2020) :

$$w_1 = \begin{cases} 1 & \text{si } \chi_e^2 > \chi_s^2 \\ \chi_e^2/\chi_s^2 & \text{si } \chi_e^2 < \chi_s^2 \end{cases} \quad (5.8)$$

$$w_2 = \begin{cases} 1 & \text{si } \chi_e^2 < \chi_s^2 \\ \chi_s^2/\chi_e^2 & \text{si } \chi_e^2 > \chi_s^2 \end{cases} \quad (5.9)$$

Ces termes permettent de balancer la convergence des deux jeux de données. Le troisième terme, pondéré par λ_{cg} , permet de favoriser les modèles qui présentent un accord structural :

$$\Phi_{cg} = ||\mathbf{t}(\mathbf{m}_e, \mathbf{m}_s)||_2^2 \quad (5.10)$$

où $\mathbf{t}(\mathbf{m}_e, \mathbf{m}_s)$ correspond au produit croisé des gradients des modèles \mathbf{m}_e et \mathbf{m}_s . Le gradient du modèle pour une cellule est calculé en ajustant une droite à la valeur attribuée à cette cellule et celles des cellules voisines. Les cellules voisines utilisées sont sélectionnées à partir d'un opérateur géostatistique (Jordi et al., 2018). Une équation linéaire pour décrire la variation de propriété géophysique à une cellule i peut s'écrire :

$$m_i(x_i, y_i, z_i) = ax_i + by_i + cz_i + d. \quad (5.11)$$

Pour trouver les paramètres a, b, c et d de cette équation, un système d'équations $\mathbf{X}_i \mathbf{q}_i = \hat{\mathbf{m}}_i$ est défini, où \mathbf{X}_i correspond aux coordonnées des cellules, \mathbf{q}_i contient les composantes du gradient ($\mathbf{q} = [a, b, c, d]^T$) et $\hat{\mathbf{m}}_i$ contient les valeurs du modèle aux cellules correspondant aux coordonnées.

Une matrice de pondération $\mathbf{W}_i \in \mathbb{R}^{n \times n}$ basée sur un modèle de corrélation géostatistique (équation 5.2) est introduite pour donner plus de poids aux cellules qui sont à l'intérieur de la distance de corrélation dans le calcul du gradient. Avec cette approche, le calcul du gradient est indépendant de la taille des mailles. Pour chaque cellule, on définit donc un opérateur de la forme

$$\hat{\mathbf{X}}_i = (\mathbf{X}_i^T \mathbf{W}_i^T \mathbf{X}_i)^{-1} \mathbf{X}_i^T \mathbf{W}_i^T \mathbf{W}_i. \quad (5.12)$$

Comme \mathbf{X}_i et \mathbf{W}_i dépendent seulement du maillage et que ce dernier ne change pas durant l'inversion, l'opérateur $\hat{\mathbf{X}}_i$ peut être calculé une seule fois avant de procéder à l'inversion. Le gradient \mathbf{g} à une cellule i est donc donné par :

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}_i) = \hat{\mathbf{X}}_i \hat{\mathbf{m}}_i. \quad (5.13)$$

En résumé, le gradient des modèles de résistivité électrique et de lenteur sismique est calculé en ajustant une droite aux valeurs du paramètre d'une cellule et des cellules l'entourant jusqu'à une distance définie par un modèle de covariance géostatistique. Finalement, le produit croisé des gradients est calculé avec

$$\mathbf{t}(x, y, z) = \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{e},i}) \times \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{s},i}). \quad (5.14)$$

En 2D, l'équation précédente peut s'écrire :

$$\mathbf{t}(x, y) = (\mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{e},i})_x \cdot \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{s},i})_y) - (\mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{e},i})_y \cdot \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{s},i})_x). \quad (5.15)$$

Lorsque les gradients sont parallèles, antiparallèles ou bien qu'un des gradients est nul, le produit croisé est minimal et l'accord structural est maximal. La sensibilité du produit croisé par rapport au modèle est requise pour la routine d'optimisation. La sensibilité du produit croisé des gradients à la cellule i par rapport à la valeur du modèle $\mathbf{m}_{\mathbf{e}}$ et $\mathbf{m}_{\mathbf{s}}$ sont respectivement

$$\mathbf{B}_{\mathbf{e},i} = \frac{\partial t_i}{\partial m_{\mathbf{e},j}} = \hat{\mathbf{X}}_{ij} \times \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{s},i}) \quad (5.16)$$

et

$$\mathbf{B}_{\mathbf{s},i} = \frac{\partial t_i}{\partial m_{\mathbf{s},j}} = \mathbf{g}(\hat{\mathbf{m}}_{\mathbf{e},i}) \times \hat{\mathbf{X}}_{ij} \quad (5.17)$$

où $\hat{\mathbf{X}}_{ij}$ représente la colonne j de $\hat{\mathbf{X}}_i$. La sensibilité du produit croisé par rapport au modèle électrique $\mathbf{B}_{\mathbf{e}}$ et sismique $\mathbf{B}_{\mathbf{s}}$ peuvent être combiné en une matrice bloc

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} \mathbf{B}_{\mathbf{e}} & 0 \\ 0 & \mathbf{B}_{\mathbf{s}} \end{bmatrix}. \quad (5.18)$$

Comme la modélisation est en 2D, le produit croisé des gradients possède une composante non nulle dans une seule direction, perpendiculaire au plan du modèle. Dans un cas 3D, la sensibilité du produit croisé est subdivisée en ses trois composantes (Jordi et al., 2020).

Pour minimiser l'équation 5.3, le système d'équations suivant est résolu au sens des moindres carrés avec l'algorithme LSQR de Paige & Saunders (1982) pour retrouver la mise à jour du modèle à chaque itération :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{W}_{\mathbf{d}}\mathbf{J}_{\mathbf{F}} \\ \lambda\mathbf{W}_{\mathbf{m}} \\ \lambda_{cg}\mathbf{B} \end{bmatrix} [\Delta\mathbf{m}] = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_{\mathbf{d}}\mathbf{d} \\ \lambda\mathbf{W}_{\mathbf{m}}\mathbf{m} \\ -\lambda_{cg}\mathbf{t} \end{bmatrix}. \quad (5.19)$$

5.4 Application à un exemple synthétique

La routine d'inversion conjointe a été appliquée à un exemple synthétique simple tiré d'un exemple de pyGIMLi sur l'inversion conjointe avec couplage pétrophysique² (Rücker et al., 2017). Le modèle est circulaire et contient trois inclusions dont les propriétés sont les suivantes :

- cercles : 2500 Ωm et 1100 m/s ;
- triangle : 275 Ωm et 2300 m/s ;
- fond du modèle : 600 Ωm et 1500 m/s.

Des capteurs et sources sont distribués autour du domaine circulaire. Une régularisation de Tikhonov de premier ordre a été utilisée pour les inversions conventionnelles et conjointe. La figure 5.2 présente les résultats des inversions. Les paramètres de régularisation λ sont respectivement de 20, 100 et 25 pour les inversions conventionnelles électrique, sismique et l'inversion conjointe. Le paramètre λ_{cg} est de 2000 et le modèle de covariance pour le calcul du gradient du modèle est défini par $I_x = I_y = 0.008$.

Les inversions électriques en b) et c) sont quasi identiques. Toutefois, les inversions sismiques en e) et f) présentent une nette amélioration. La sensibilité de la méthode sismique est plus faible dans les zones de faibles vitesses, car les rais contournent ces zones de faibles vitesses pour se propager dans le milieu de vitesse plus élevée. L'inversion conjointe a permis de compléter la sensibilité de l'inversion sismique avec celle de l'inversion électrique et ainsi retrouver les cercles de faibles vitesses sismiques, malgré le fait qu'aucun rai ne traverse cette zone dans la modélisation directe. L'estimation quantitative de la vitesse dans ces zones est toutefois mal contrainte, ce qui explique pourquoi la vitesse de ces zones sur l'inversion conjointe est considérablement plus faible que le modèle vrai. Cet exemple permet d'observer la contribution de l'inversion conjointe sur les résultats de l'inversion. La prochaine section se penche sur l'application à un cas réel.

5.5 Résultats

Cette section présente l'application de la routine d'inversion à un cas réel. Le contexte du site d'étude est d'abord présenté. Les travaux géophysiques réalisés sont décrits. Finalement, les résultats sont présentés, interprétés et discutés.

5.5.1 Site d'étude

Le site à l'étude est situé dans la MRC du Val Saint-François, en bordure de la rivière Saint-François (voir figure 1.1). Un puits exploitant un aquifère granulaire sert à alimenter en eau une ville de quelques milliers d'habitants. Deux puits ont été construits en 1967 et 1978. L'eau exploitée des

2. https://www.pygimli.org/_examples_auto/6_inversion/plot_3_petro_joint_inv.html

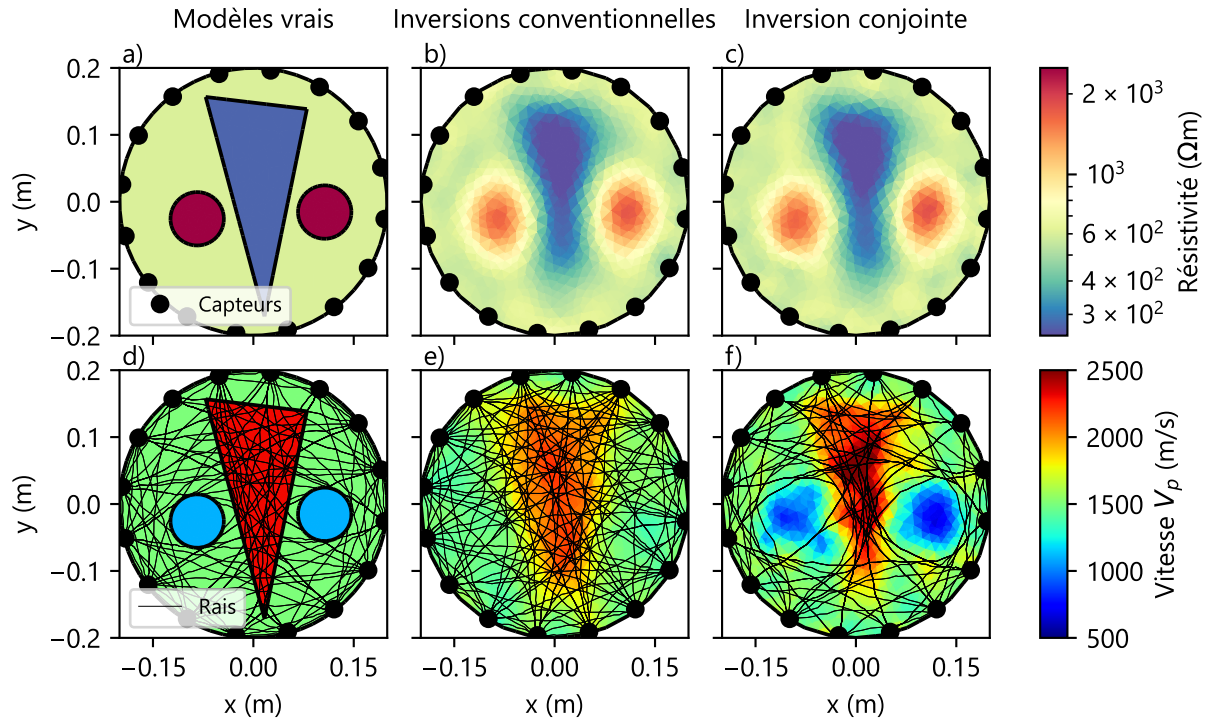


FIGURE 5.2 Application de la routine d'inversion conjointe d'un modèle synthétique circulaire simple avec a) et d) les modèles initiaux de résistivité électrique et de vitesse sismique, b) et e) les modèles inversés de façon conventionnelle et c) et f) les résultats de l'inversion conjointe.

puits avait une concentration trop élevée en manganèse, en particulier le puits P2/78, et exigeait un traitement au sable vert coûteux pour que l'eau respecte le critère esthétique pour l'eau potable. En 2013, des relevés de sismique réfraction ont été effectués afin de cibler les zones où l'épaisseur de dépôts meubles est la plus importante. Un troisième puits a donc été aménagé en 2015 et est désormais le puits utilisé. Les données de forages du site et toute autre information spécifique au site que les levés géophysiques présentés dans ce travail proviennent d'études antérieures effectuées pour la ville et ont été fournies par cette dernière.

Localisation du site et physiographie

Le site est délimité par une voie ferrée au nord-est et la rivière Saint-François au sud-ouest. La topographie du site est relativement plane. Le site est à l'intérieur d'une zone inondable 0-20 ans (MNR, 2023). La figure 5.3 présente une carte de la topographie du site à l'étude tirée du jeu de données LiDAR (MNR, 2016). Des structures courbées et allongées sont visibles sur cette carte. Ces dépressions sont interprétées comme correspondant à l'emplacement d'anciens bras de rivière méandriques.

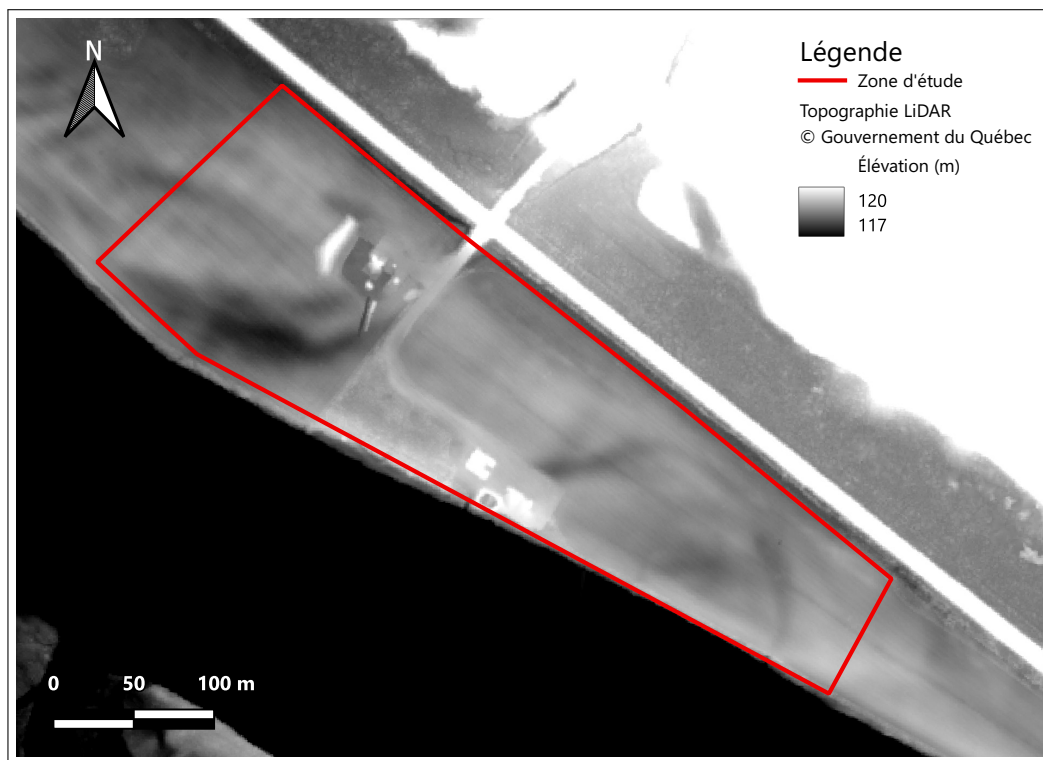


FIGURE 5.3 Topographie du site à l'étude tirée des données LiDAR (MRNF, 2016)

Géologie et hydrogéologie

Selon la cartographie du MRNF, le site à l'étude se situe dans la province géologique des Appalaches. La carte 5.4 présente la cartographie du socle rocheux (Perrot & Tremblay, 2017; Tremblay & Perrot, 2016). Dans la portion nord-ouest du site, on trouve la Formation de Cheshire qui est principalement composée de quartzite faiblement dolomitique. Au centre, on retrouve un contact cartographié entre la Formation de Cheshire et le Groupe de Caldwell. Ce dernier est composé de wacke quartzo-feldspathique interlitée de phyllade noir. Un wacke est un grès avec une matrice d'argile et une phyllade est un schiste ardoisier. Quelques-uns des forages réalisés lors d'études antérieures ont atteint le roc. Dans le puits PZ-1-08, le roc est du schiste argileux. Aux puits FE-1-13, et FE-2-13 le roc est plutôt un grès. L'interlitage du Groupe de Caldwell est donc observable à l'échelle du site. Les grès ont habituellement une résistivité électrique plus élevée que les phyllades.

La carte des dépôts de surface est présentée à la figure 5.5 (Lamothe & St-Jacques, 2015). Selon cette carte, la première unité qui recouvre le roc est un till. Sur les hauts topographiques, le roc est exposé. Ensuite, en descendant le long de la topographie, on retrouve des sédiments glaciolacustres littoral et pré-littoral ainsi que des sédiments glaciolacustres d'eau profonde. Les sédiments glaciolacustres littoraux et pré-littoraux correspondent à des sables, sables silteux et graviers sableux. Ces dépôts ont été mis en place sur les rives et dans les zones moins profondes de lacs glaciaires. Ces unités présentent généralement d'importantes hétérogénéités provenant de la

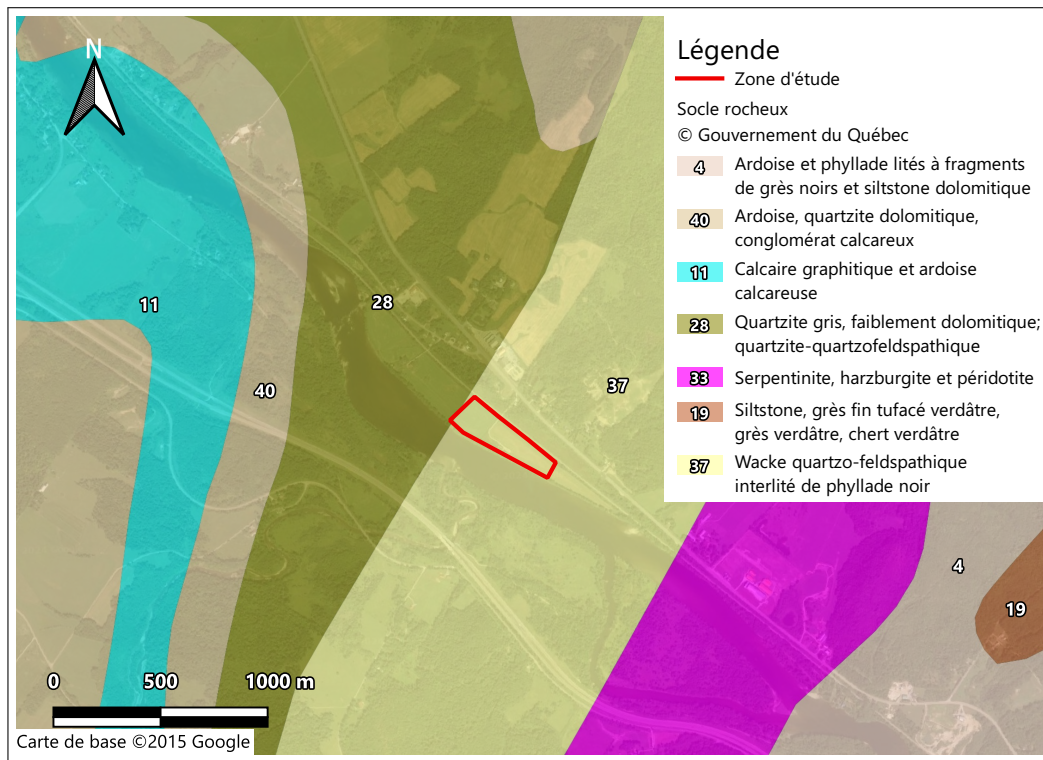


FIGURE 5.4 Carte de la géologie du socle rocheux du site à l'étude.

présence de cordons et de remaniement éolien des sédiments. Les sédiments glaciolacustres d'eau profonde correspondent à des sédiments plus fins qui se sont déposés dans les zones plus profondes du lac glaciaire et présentent généralement une lamination d'unités de silt et d'argile. Finalement, ces unités sont recouvertes par des alluvions de terrasse fluviales dans les fonds de vallées. Les alluvions de terrasse fluviale peuvent présenter de fortes hétérogénéités spatiales (Allen, 1965). Des unités de sables, sable silteux, silt sableux ou de gravier sont déposées avec une structure de levés et de barres fluviales. Sur le site, des alluvions actuelles mises en place par la rivière Saint-François recouvrent ces unités.

Les descriptions lithologiques des unités rencontrées en forage sont présentées en annexe, à la figure C.1. La position des forages est présentée à la figure 5.6. Ces données illustrent bien l'hétérogénéité des dépôts du site. D'abord, en surface, on retrouve une couche confinante d'argile ou de silt discontinue. Ensuite, la stratigraphie change beaucoup d'un forage à l'autre. On retrouve une unité de sable silteux avec proportions variables de gravier d'une épaisseur qui varie de 3 m dans le PZ-1-08 à environ 16 m dans le FE-1-13.

Les travaux réalisés sur le site à travers les années ont permis de mettre en lumière le caractère hétérogène des dépôts. Notamment, il a été souligné dans un rapport antérieur que les concentrations de manganèse dans l'eau varient spatialement, car les puits P1/68 et P2/78 présentent un écart de concentration important malgré leur proximité spatiale. L'explication était que la concentration de

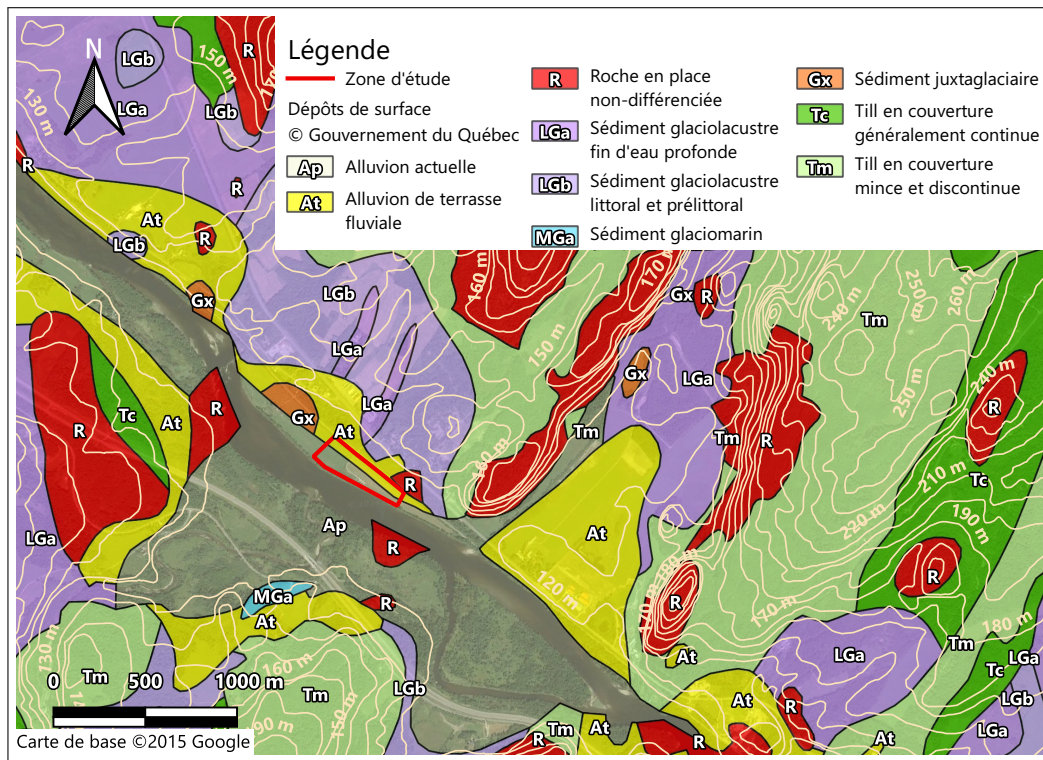


FIGURE 5.5 Carte de la géologie des dépôts meubles du site à l'étude.

manganèse dépend du type de dépôts exploité par le puits. En somme, la complexité de la géologie locale, la présence de multiples forages sur le site et d'autres données disponibles en fait un bon site d'essai pour l'application d'une approche de traitement conjoint de méthodes électrique et sismique. Les nombreuses lithologies sédimentaires présenteront fort probablement des contrastes importants de résistivité électriques. De plus, l'épaisseur de dépôts est de l'ordre d'environ 15 à 30 m sur le site et la sismique réfraction est pertinente pour caractériser l'interface sédiments-roc.

5.5.2 Travaux géophysiques

Au total, trois lignes co-localisées de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction ont été réalisées. La tomographie de résistivité électrique est appliquée sur le site pour distinguer les lithologies sédimentaires de granulométries différentes. La sismique réfraction est choisie pour estimer la profondeur du socle rocheux et mesurer des variations de vitesse dans les dépôts sédimentaires. Le géoradar a également été appliqué sur le site. La position de ces profils est présentée à la figure 5.6 a). Cette méthode a été sélectionnée pour caractériser les dépôts des premiers mètres et identifier les discontinuités dans les dépôts imperméables observés à la surface. Les levés de TRE et de sismique réfraction sont respectivement présentés sur la figure 5.6 b) et c). La numérotation des profils sismiques et électriques est cohérente. Par exemple, les lignes TRE-03 et SIS-03 sont co-localisées. Par contre, les profils géoradar ne suivent pas forcément la même numérotation, par

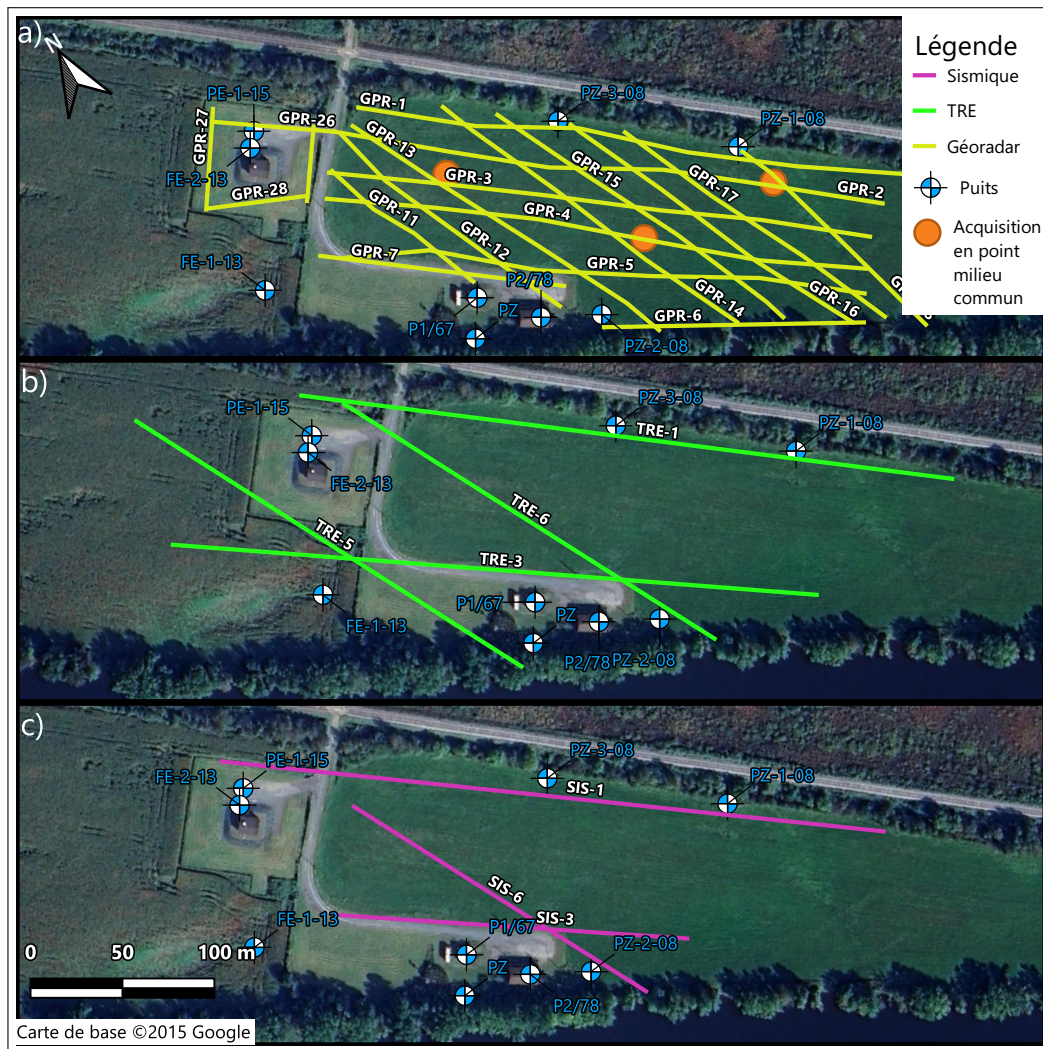


FIGURE 5.6 Lignes de a) géoradar, b) TRE et de c) sismique réalisées en mai et août 2023.

exemple, le profil GPR-5 est co-localisé aux lignes TRE-03 et SIS-03. La section suivante présente les travaux qui ont été effectués sur le site lors des campagnes de terrain réalisées en 2023.

Acquisition et traitement des données électriques

L'acquisition des données de TRE a été effectuée avec un appareil ABEM Terrameter LS. Un espacement de 2 m avec un protocole d'espacement dipôle-dipôle a été employé. Les paramètres d'acquisition pour chaque ligne sont présentés dans le tableau 5.1. Avant de procéder à l'inversion, les données ont été filtrées pour retirer les données aberrantes. D'abord, les données dont la résistivité apparente présentait un écart important avec les données l'entourant ont été retirées. Ensuite, les données qui présentaient une erreur importante lors d'une première inversion ont été retirées. Le retrait de ces données a comme effet d'éliminer certains artefacts en escalier de l'inversion.

Pour la ligne TRE-06, des mesures réciproques ont été acquises pour plus de la moitié du profil.

TABLEAU 5.1 Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne.

Paramètres	TRE-01	TRE-03	TRE-06
Longueur totale (m)	360	360	240
Espacement des électrodes (m)	2	2	2
Espacement maximal d'électrodes (m)	160	120	160
Dispositif utilisé	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle
Mesures réciproques	Non	Non	Oui
Nombre de sommation min/max	2/4	2/4	2/4
Courant demandé min/max (mA)	1/100	1/500	1/100
Durée d'injection (s)	0.5	0.5	0.5
Délai avant mesure (s)	0.5	0.5	0.5
Nombre de quadripôles	3820	3250	2266
Déviatoin standard demandée (%)	1	1	1
Direction de la ligne	Ouest	Est	Nord-Ouest

Ces mesures ont été utilisées pour calculer l'erreur réciproque et établir un modèle d'erreur linéaire (Tso et al., 2017). Le modèle d'erreur est présenté à la figure 5.7. Les mesures réciproques ont été effectuées pour une ligne seulement, car l'acquisition de ces mesures augmente considérablement le temps d'acquisition.

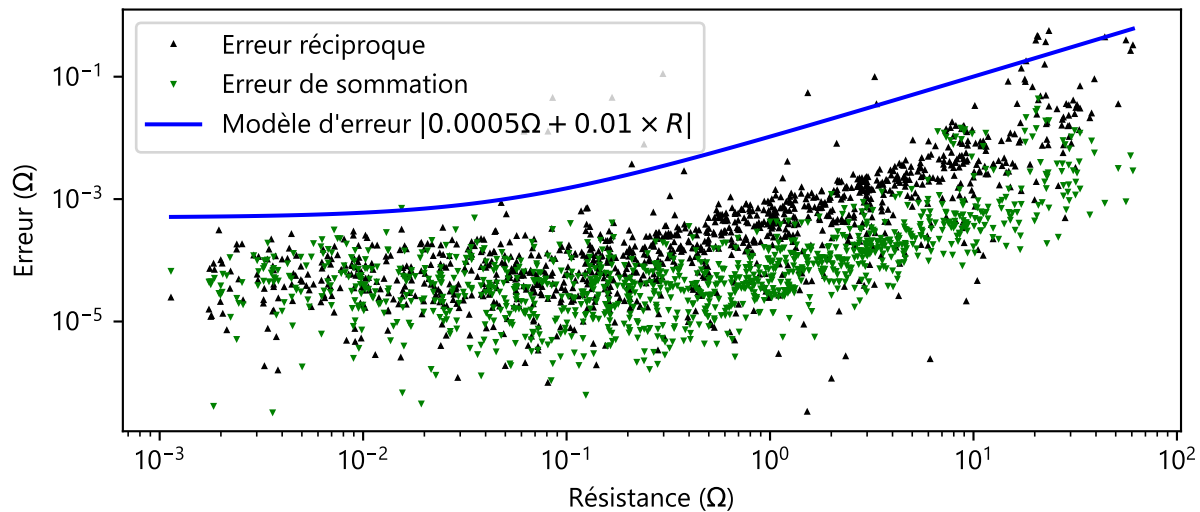


FIGURE 5.7 Modèle d'erreur linéaire déterminé à partir des erreurs réciproques de la ligne TRE-06.

Acquisition et traitement des données de sismique

Un déploiement de 48 géophones de fréquence naturelle de 28 Hz espacés de 4 m a été employé. La source utilisée est un marteau et une plaque d'acier. Les points de tirs internes sont espacés de

12 mètres. Les paramètres d'acquisition pour les données sismiques sont présentés au tableau 5.2. Pour chaque tir, les premières arrivées sismiques ont été identifiées manuellement. Les géophones qui se trouvaient du côté ouest du chemin d'accès n'avaient pas un bon couplage avec le sol et les traces enregistrées avec ces géophones sont donc davantage bruitées. Une incertitude de 1 ms sur l'identification des premières arrivées a été retenue pour l'inversion à partir de la comparaison des temps de parcours pour les tirs réciproques. La figure 5.8 présente les différences de temps de parcours pour les temps de parcours réciproques des trois lignes. La médiane est de 1 ms.

TABLEAU 5.2 Paramètres d'acquisition pour la méthode sismique.

Paramètres	Valeur
Sismographe	2 sismographes Geode de Geometrics avec 24 canaux chacun
Espacement des géophones	4 m
Espacement des sources	12 m
Nombre de géophones	48
Source	Marteau et plaque d'acier
Durée d'enregistrement	2 s
Gain	«All low gain»
Géophones	R-T Clark 28 Hz
Fréquence d'échantillonnage	250 ms
Nombre de sommation	1 à 5 selon la qualité du signal

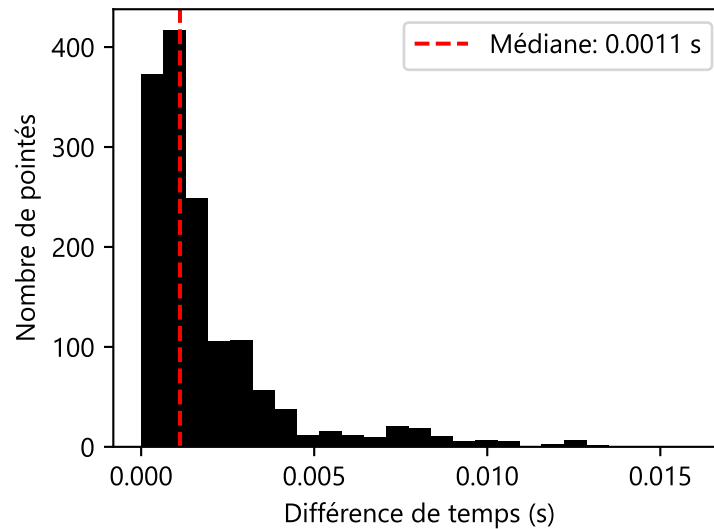


FIGURE 5.8 Distribution de l'erreur de pointé pour les données sismiques.

Acquisition des données géoradar

Au total, 9 lignes géoradar ont été réalisées avec les antennes 100 MHz et 200 MHz, 6 lignes avec les antennes 100 MHz seulement et 4 lignes avec les antennes 200 MHz seulement. Les paramètres

d'acquisition des lignes géoradar sont présentés dans le tableau 5.3. Les étapes de traitement sont celles décrites à la section 2.7.4. Trois acquisitions en point milieu commun ont également été réalisées afin d'effectuer une analyse de vitesse et déterminer un modèle de vitesse 1D. Les vitesses obtenues sont utilisées pour la migration ainsi que la conversion de temps vers profondeur. Le modèle de vitesse utilisé est sélectionné selon la proximité de la ligne.

TABLEAU 5.3 Paramètres d'acquisition pour les lignes géoradar.

Paramètres	GPR-1 à GPR-5 et GPR-11 à GPR-14	GPR-6, GPR-7 et GPR-15 à GPR-18	GPR-26 à GPR-29
Appareil	Mala ProEx de Guideline Geo		
Antennes utilisées	100 MHz et 200 MHz	100 MHz	200 MHz
Fréquence d'acquisition	0,1 s	0,1 s	0,1 s
Temps d'écoute	567,7 ou 617,7 ns (100 MHz) 395,3 ns (200MHz)	617,7 ns	395,3 ns
Échantillonnage temporel	1018,22 MHz (100MHz) 2036,45 MHz (200MHz)	1018,22 MHz	2036,45 MHz
Nombre de somme	Autostack	Autostack	Autostack

5.5.3 Résultats

Les résultats pour les inversions des trois lignes co-localisées sont présentés sur les figures 5.9, 5.10 et 5.11. Les puits qui ont été croisés par les lignes jusqu'à une distance de 20 m sont présentés sur les figures. Le parcours des rais sismiques est représenté sur les profils de vitesse sismique. Pour le profil TRE-01, les résultats de l'inversion entre $x = 290$ m et $x = 340$ m sont de mauvaise qualité et les structures visibles sont probablement des artéfacts causés par la présence du chemin d'accès. Le reste de la ligne ne semble pas affectée par de mauvaises données. Les données pour les géophones situés de 300 m à 368 m sur le profil SIS-01 sont plus bruitées que le reste des données. Les géophones étaient enfoncés dans un sol lâche et sec et le couplage était mauvais. Pour ces receveurs dont le tir était éloigné, les premières arrivées n'ont pas pu être identifiées. Les données de la ligne TRE-03 sont plus bruitées que les autres lignes. Davantage de données ont été retirées pour cette ligne par l'application des filtres dans le traitement des données. L'inversion a donc été réalisée avec une moins grande proportion du jeu de données total que pour les lignes TRE-01 et TRE-06. La profondeur d'investigation de cette ligne est également moins importante, car l'acquisition a été réalisée avec un écartement maximal de 120 m comparativement à 160 m pour les autres lignes. Comme la ligne TRE-01, les données de la ligne TRE-06 entre 200 m et 220 m sont affectées par la présence du chemin d'accès. Les structures visibles à cet endroit sont considérées comme des artéfacts.

Les inversions indépendantes ont été réalisées sans couplage structural. Pour les inversions conventionnelles et conjointe, une régularisation géostatistique avec $[I_x, I_z] = [3, 0.75]$ a été utilisée. Ces valeurs ont été choisies pour favoriser des modèles en couche. La portée relativement courte permet d'éviter d'obtenir des modèles avec un lissage trop important. L'opérateur géostatistique pour le calcul du gradient des modèles de propriétés est isotrope de la forme $[I_x, I_z] = [1, 1]$. Cette valeur a été sélectionnée à partir de tests d'inversion. L'utilisation de distance de corrélation trop grande favorisait des modèles lisses qui présentaient peu de gain par rapport aux inversions conventionnelles. Deux modèles de covariance sont ainsi déterminés, soit un pour la régularisation et un pour le calcul du gradient des propriétés des modèles électrique et sismique.

Pour les inversions conventionnelles, le facteur de régularisation (λ) est respectivement de 35, 75 et 10 pour les lignes TRE-01, TRE-03 et TRE-06. Le facteur de régularisation est de 50 pour les lignes SIS-03 et SIS-01 et de 80 pour la ligne SIS-06.

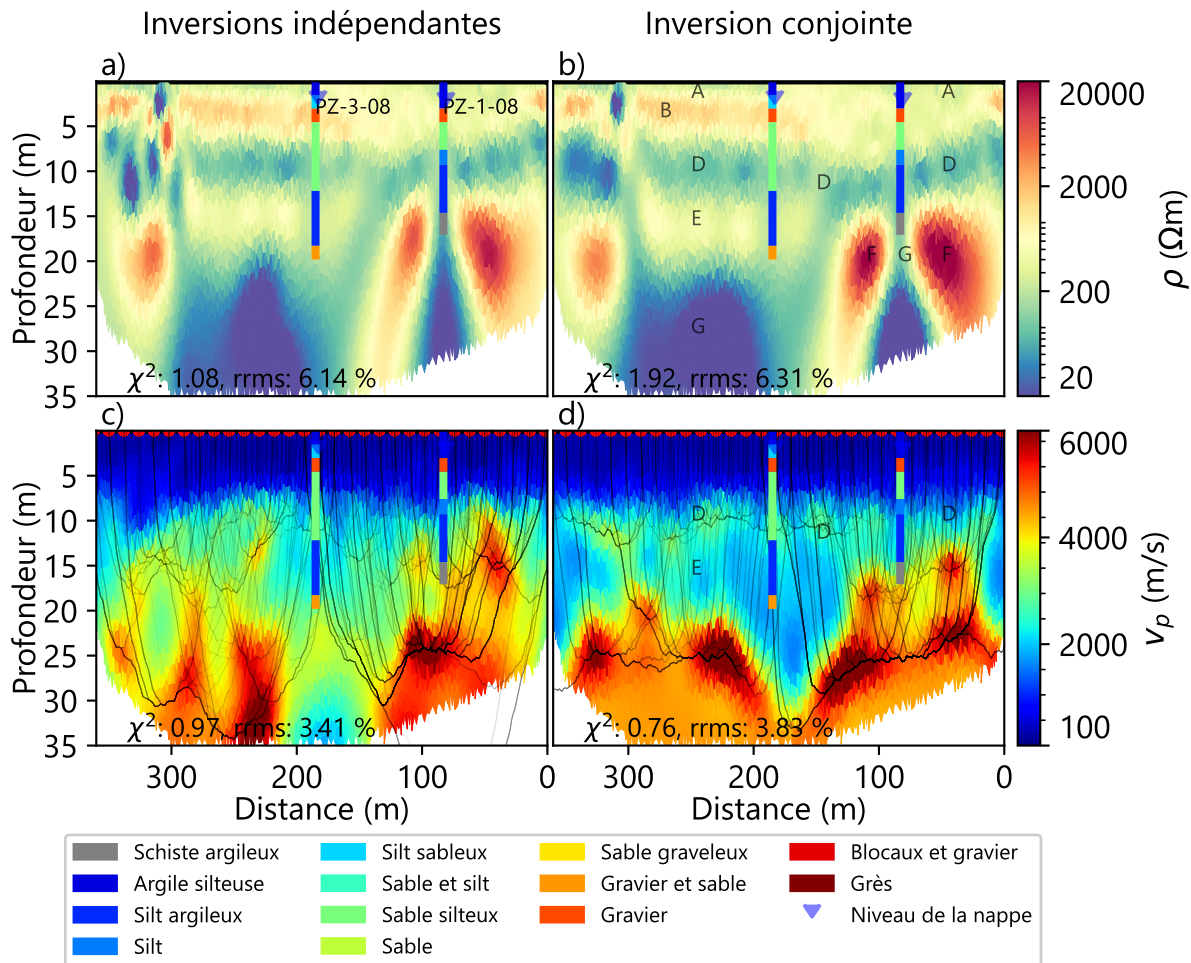


FIGURE 5.9 Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-01 et SIS-01.

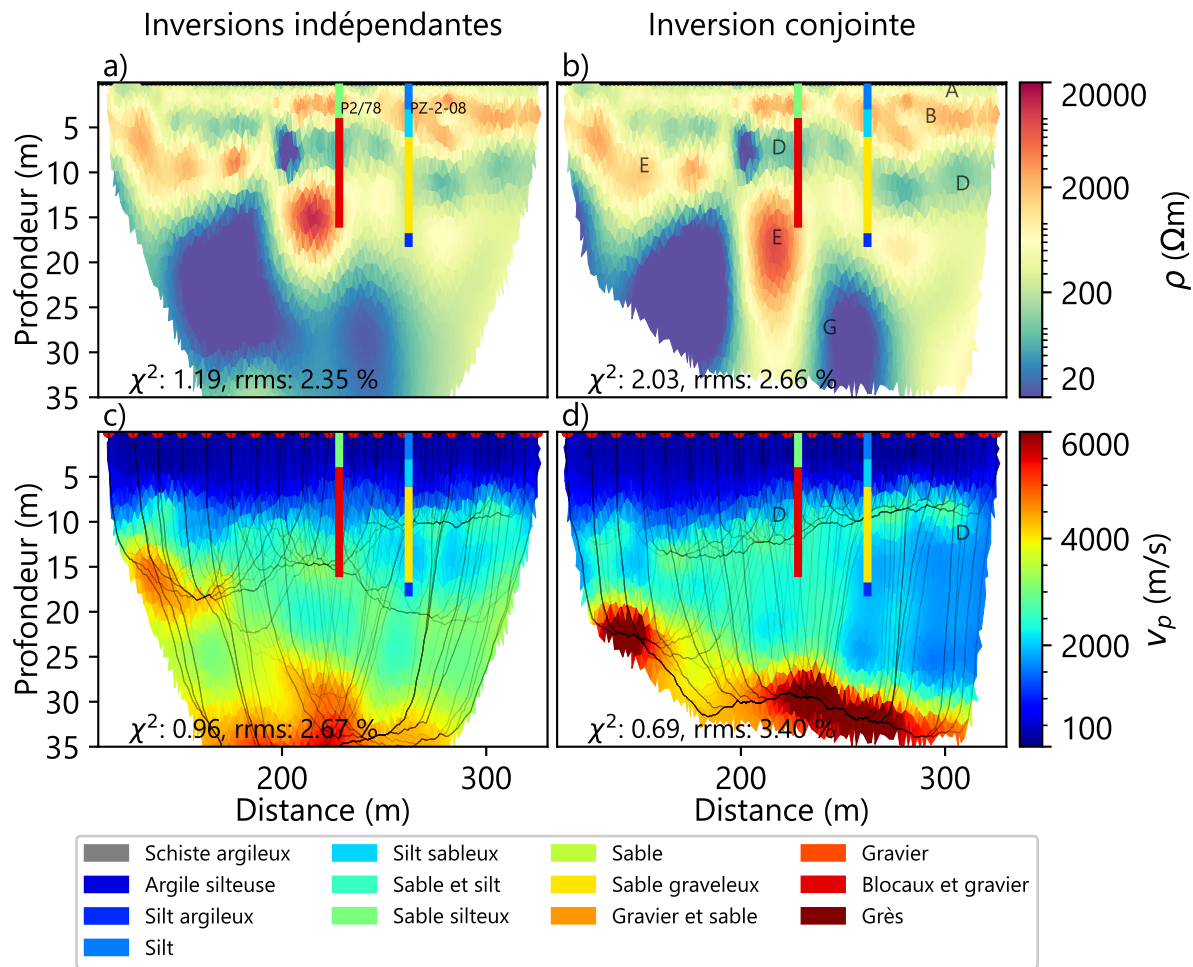


FIGURE 5.10 Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-03 et SIS-03.

5.6 Discussion

L'étude des figures 5.9, 5.10 et 5.11 permet d'identifier certaines structures communes aux trois profils. Dans certains cas, ces structures peuvent être reliées aux données des forages. Ces observations sont ensuite intégrées pour grouper chaque maille du modèle en fonction de la résistivité électrique et de la vitesse sismique afin d'appuyer l'interprétation et produire une coupe interprétée pour chaque ligne. Cette section présente cette analyse des propriétés pour mener à une interprétation géologique et tenter de répondre aux objectifs des levés réalisés sur le site. Ensuite, l'impact de l'inversion conjointe et les défis associés à cette approche sont discutés.

5.6.1 Synthèse et interprétation géologique

Sur les premiers 2 à 3 mètres à partir de la surface, on retrouve une couche de résistivité de l'ordre de 100 à 400 Ωm . Cette structure est identifiée par la lettre A sur les inversions de TRE. Cette

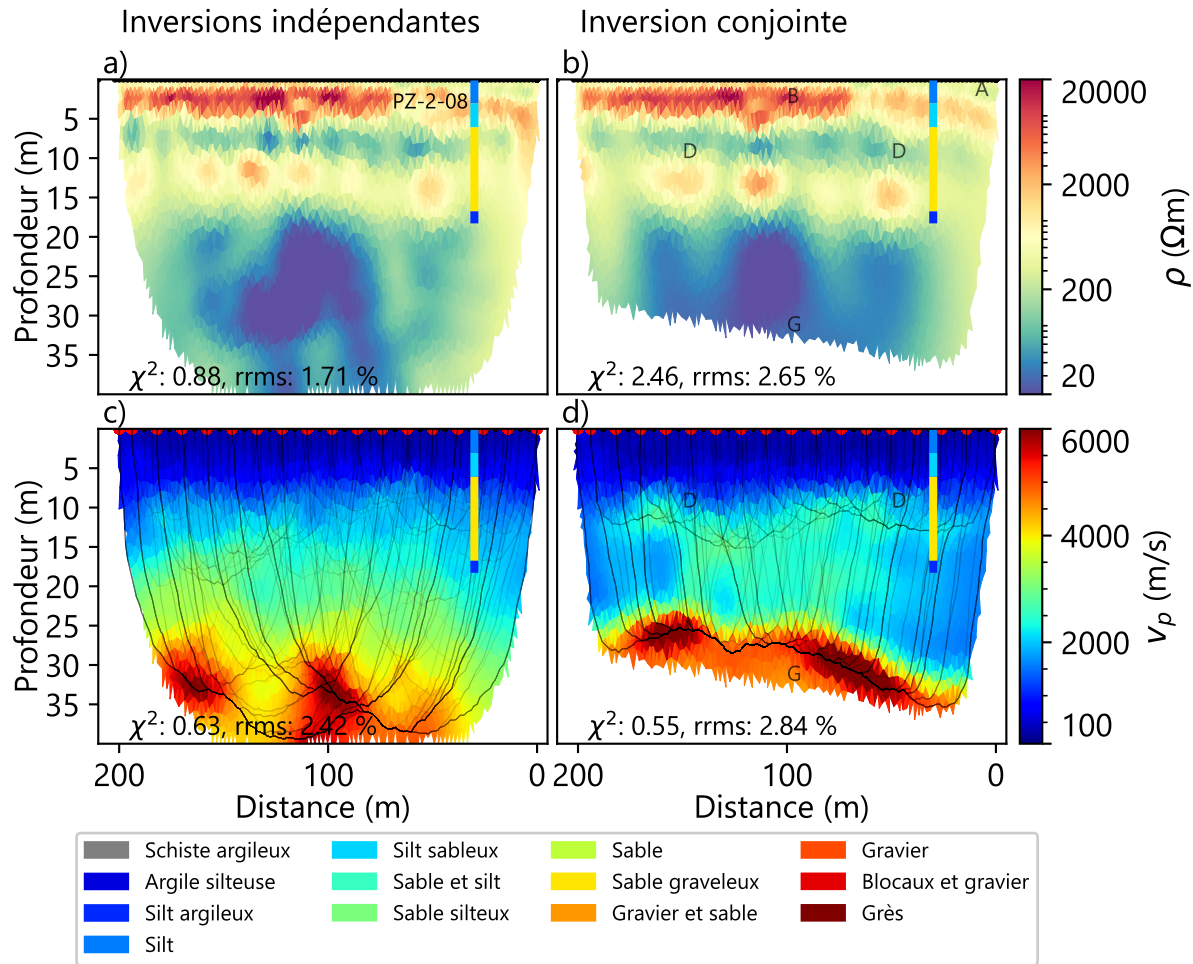


FIGURE 5.11 Inversions conventionnelles et conjointes avec couplage structural pour les profils TRE-06 et SIS-06.

couche correspond à l'argile silteuse observée dans les forages PZ-3-08 et PZ-1-08. Cette unité est visible sur les trois profils avec un degré de continuité variable.

On observe une unité de résistivité électrique intermédiaire, de l'ordre de 400 à 4000 Ωm dont l'épaisseur est d'environ 5 mètres, identifiée par la lettre B sur les profils électriques. Les données des forages PZ-1-08 et PZ-3-08 permettent de déduire que cette unité est constituée d'une couche de gravier recouvrant une couche de sable silteux autour de ces puits. Dans le puits PZ-2-08, cette unité est plutôt constituée de sable graveleux surmonté de silt sableux. Sur le profil de vitesse des ondes P de la ligne SIS-01 (figure 5.9 d)), rien ne permet de distinguer les deux unités de résistivité électrique différente visible dans les premiers 5 à 10 mètres. Sur le profil TRE-06, de 3 à 10 m de profondeur, cette unité présente une résistivité électrique très élevée.

Une structure de résistivité électrique plus faible, de l'ordre de 100 à 400 Ωm et de vitesse sismique de l'ordre de 1500 à 2500 m/s est identifiée par la lettre D sur les profils de TRE et de sismique. Selon les informations des forages, cette unité est constituée de silt argileux et de silt avec des

proportions variables d'argile, de sable et de gravier. Cette unité surmonte une unité de résistivité électrique plus élevée, identifiée par la lettre E, dont la composition est interprétée comme étant sableuse.

Sur la ligne TRE-03 (figure 5.10 a)), à partir de $x = 100$ m, une unité de résistivité électrique de l'ordre de plus de $1000 \Omega\text{m}$ s'épaissit et plonge vers l'est. Cette structure est associée à l'unité E mentionnée précédemment, mais est de résistivité plus élevée. Aux emplacements où sa résistivité est très élevée, cette unité est interprétée comme une unité de sable ou de gravier. Cette unité atteint une profondeur maximale d'environ 25 mètres à $x = 225$ m sur le profil TRE-03. Elle est recouverte par l'unité E, de granulométrie plus fine.

De $x = 0$ à 140 m de la ligne TRE-01 (figure 5.9 a)), on retrouve une unité de résistivité électrique élevée, de l'ordre de $2000 \Omega\text{m}$ à environ 25 mètres de profondeur, identifiée par la lettre F. Le modèle de vitesse sismique à cette profondeur indique que cette unité correspond au socle rocheux, étant donné la vitesse élevée. Cette interprétation est appuyée par le forage PZ-1-08 qui atteint le roc. À l'endroit du puits PZ-1-08, le socle rocheux est très peu résistif, avec une résistivité inférieure à $50 \Omega\text{m}$, identifié par la lettre G. Cette unité est interprétée comme étant le schiste argileux identifié en forage et cartographié à cet endroit (voir figure 5.4). Comme le socle rocheux correspond à une alternance de wacke et de phyllade, les zones résistives sont interprétées comme le wacke (ou grès) et la zone conductrice au droit du puits correspond à un interlit de phyllade (ou schiste argileux).

À partir de $x = 140$ m de la ligne TRE-01, le socle rocheux est de plus en plus profond, ce qui est indiqué par la vitesse estimée des ondes P. Il y a également une diminution importante de la résistivité électrique du socle rocheux à partir de cet endroit. Le puits PZ-3-08 n'atteint pas le socle rocheux. La dernière unité interceptée est un gravier. Une première interprétation possible est la présence d'une dépression importante dans le roc entre $x = 200$ m et $x = 140$ m. Cette dépression serait potentiellement remplie de dépôts plus ou moins grossiers. Une autre interprétation possible est une zone qui correspond à un ralentissement de la vitesse sismique du roc. La couverture de rais sismiques est plus faible dans cette zone, l'inversion est donc moins bien contrainte. Sans forage qui atteint le socle rocheux à cet endroit, il n'est pas possible de déterminer quelle interprétation est la plus plausible. Il est également possible qu'il s'agisse d'une combinaison des deux, car si le roc est plus fracturé ou altéré, la vitesse sismique sera plus faible et le roc sera plus friable, donc plus sujet à l'érosion et la formation d'une dépression.

Les profils de vitesse sismique estimée SIS-01, SIS-03 et SIS-06 permettent de distinguer trois unités de vitesse sismique différentes. En surface, l'unité de faible vitesse de 300 à 1500 m/s a une épaisseur qui varie d'environ 10 à 15 mètres. Ensuite, une unité de vitesse de 1500 à 3000 m/s recouvre le socle rocheux. À certains endroits, cette unité présente des inversions de vitesses. La couche de silt argileux et de silt de faible résistivité électrique (E) semble présenter une vitesse sismique élevée, indicatrice d'un niveau de compaction relativement élevé par rapport aux autres

unités. Finalement, le socle rocheux correspond à une vitesse d'environ 5000 à 6000 m/s. Les données peuvent maintenant être interprétées avec une approche différente de celle du chapitre 3. Les observations précédentes permettent de grouper les mailles des modèles inversés en fonction de la résistivité électrique et de la vitesse des ondes sismiques. Ce regroupement est utilisé pour guider l'interprétation. Un total de sept unités différentes sont identifiées. La lettre utilisée dans le développement précédent est indiquée pour chacune de ces unités. D'abord, les zones de faible vitesse sismique, de 0 à 1500 m/s, sont divisées en trois groupes :

- Silt et/ou argile de l'unité A ($\rho < 400 \Omega\text{m}$). Cette unité correspond à une couche imperméable en surface. ;
- Sable silteux à graveleux de l'unité B ($400 \Omega\text{m} < \rho < 4000 \Omega\text{m}$). ;
- Sable et/ou gravier ($\rho > 4000 \Omega\text{m}$). Cette unité fait partie de la précédente (B), mais est distinguée de celle-ci étant donné la résistivité électrique très élevée.

Le dessus de l'unité de sable silteux observée sur les trois profils électriques concorde avec un réflecteur observé sur les coupes géoradar co-localisées aux lignes de relevés de TRE, tel qu'illustré sur la figure 5.12. En suivant le réflecteur associé au dessus de l'unité B le long des lignes GPR-1, GPR-17 puis GPR-5 (cette dernière est co-localisée à la ligne TRE-03) (figure C.2), on peut déduire que l'unité résistive observée sur les lignes TRE-01 et TRE-03 aux mêmes profondeurs est bel et bien corrélée. Lorsque ce réflecteur est plus près de la surface, les dépôts des premiers mètres sont plus résistifs et la couche confinante d'argile et de silt est plus mince ou absente. Cette information peut être utilisée pour déduire l'état de confinement sur les portions du site couvertes par les relevés géoradar et répondre à l'objectif 2 c) de ce chapitre. Ce réflecteur a été pointé sur chaque profil géoradar pour lesquels la continuité peut-être observée. La profondeur du réflecteur a été interpolée par krigeage ordinaire (Mälicke et al., 2021) pour obtenir une surface correspondant au dessus de la strate de sable silteux. La surface est présentée en annexe à la figure C.3. Les résultats géoradar sont présentés en annexe en tant que matériel complémentaire.

Les zones de vitesse sismique intermédiaire, de 1500 à 3500 m/s sont divisées en deux groupes :

- Sédiments indifférenciés qui correspond au regroupement des unités D et E ($\rho < 1000 \Omega\text{m}$) ;
- Sable et gravier ($\rho > 1000 \Omega\text{m}$). Cette unité est interprétée comme étant l'aquifère exploité par le puits P2/78 et correspond aux zones plus résistives de l'unité E.

Les deux unités sédimentaires mentionnées ci-haut sont associées à des vitesses sismiques plus élevées que ce qui est habituellement observé dans les dépôts meubles. Cette limite a été choisie, car l'inversion sismique favorise des modèles qui sont souvent plus lisses que la réalité. La valeur de 3500 m/s sélectionnée pour différencier le roc des sédiments est donc une valeur moyenne qui ne représente pas vraiment la vraie propriété physique des sédiments.

Finalement, les zones de vitesse élevée, de plus de 3500 m/s, sont associées au socle rocheux et sont divisées en deux groupes :

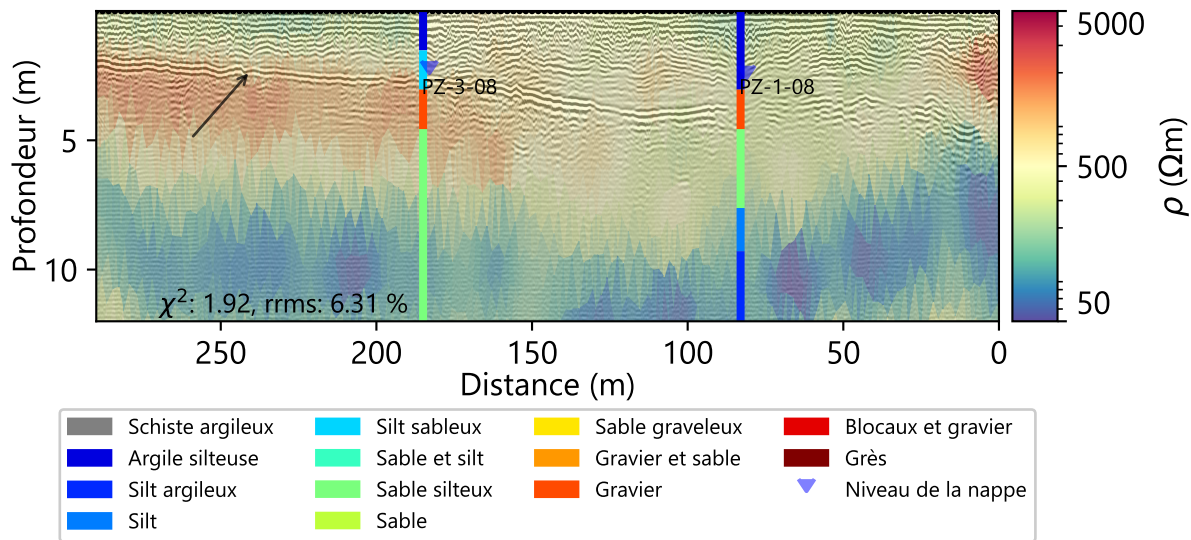


FIGURE 5.12 Résultats de l'inversion conjointe du profil TRE-01 avec le profil géoradar co-localisé.

- Schiste argileux ou phyllade de l'unité G($\rho < 600 \Omega\text{m}$) ;
- Grès ou wacke de l'unité F ($\rho > 600 \Omega\text{m}$).

Les points sont reportés sur le graphique de la figure 5.13 a). Chaque couleur représente un regroupement différent. Les unités d'argile/silt (vert) et de sable silteux à graveleux (orange) sont présentes en surface, jusqu'à une profondeur d'environ 10 mètres. L'unité très résistive identifiée comme un sable ou gravier propre (orange foncé) est présente uniquement sur la ligne 6. Le sable silteux à graveleux et le sable ou gravier font partie d'une même unité stratigraphique, mais qui présente une variation importante de la granulométrie des particules.

L'unité de couleur bleue correspond à des sédiments indifférenciés. La vitesse sismique relativement élevée est indicatrice d'un niveau de compacité plus élevée que la strate alluvionnaire sus-jacente. Les unités D et E identifiées sur les profils n'ont pas été distinguées, car les contrastes de résistivité électrique et de vitesse ne permettaient pas de grouper adéquatement ces unités (voir figure 5.13 a)). Les zones plus résistives de l'unité E ont pu être différenciées. Cette unité de sédiments indifférenciés est donc plus hétérogène que ne le suggère la figure 5.13. La résolution des méthodes utilisées diminue en profondeur. Malgré une succession de couche de granulométrie et de résistivité électrique différente, si l'épaisseur est trop faible pour la résolution, seule une résistivité moyenne peut être retrouvée à partir des données lors de l'inversion. La méthode sismique ne permet pas non plus de distinguer ces unités, car les vitesses sismiques de sédiments saturées ne varient pas suffisamment selon la granulométrie.

Si les hétérogénéités sont à une échelle suffisamment grande, on peut détecter les contrastes de résistivité électrique. Notamment, on retrouve des zones de résistivité plus élevées à l'intérieur de l'unité de sédiments indifférenciés. Cette unité résistive est identifiée comme étant l'aquifère exploité par le puits P1/67 et est bien visible sur la ligne 3. Ceci permet de répondre aux objectifs

2 a) et b) du présent chapitre, soit de déterminer la géométrie de la zone aquifère. Son extension latérale dans l'axe de la rivière est d'environ 20 à 30 mètres. La présence d'une clôture et d'un bâtiment autour du puits PE-1-15 a nui au déploiement de lignes de relevé près de ce puits, ce qui fait en sorte qu'il n'est pas possible de déterminer si ce puits exploite le même type de dépôts.

Le roc a été interprété en deux unités distinctes différenciées par la résistivité électrique. En jaune, on trouve les endroits où le socle est constitué de grès. L'unité noire correspond au roc plus conducteur électriquement, soit la phyllade. La profondeur du roc est variable sur le site. Selon les résultats, le roc est de plus en plus profond vers la rivière et vers l'ouest. Ces résultats sont cohérents avec les résultats des relevés de sismique réfraction réalisés sur le site en 2013 et permettent de répondre à l'objectif 2 d) de chapitre. Localement, le socle rocheux présente des dépressions qui pourraient être remplies de sédiments plus grossiers.

5.6.2 Impact de l'inversion conjointe

De façon générale, les résultats montrent une amélioration des inversions avec l'approche d'inversion conjointe. Comme dans le cas synthétique, les profils de résistivité électriques sont relativement similaires avec les deux approches. Certaines structures horizontales sont plus continues. Le lissage des structures est toutefois moins prononcé. Le gain principal des inversions conjointes pour les inversions présentées est la délimitation plus claire de l'interface du socle rocheux. Cet effet est notamment bien visible en comparant les profils de la figure 5.9 c) et d). L'inversion conjointe donne des modèles de vitesses qui varient davantage en couche. En effet, sur les trois profils, on peut distinguer une couche de vitesse intermédiaire qui surmonte le roc ainsi qu'une couche de vitesse plus faible à la surface. Les résultats présentés dans cette section ainsi que l'exemple synthétique montre que l'algorithme d'inversion implémenté permet de répondre à l'objectif 3 du mémoire, soit d'appliquer une approche d'inversion conjointe de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction à partir d'une routine d'inversion implémentée à l'aide de la librairie pyGIMLi. Certaines limitations de cette approche doivent toutefois être considérées.

5.6.3 Défis de l'inversion conjointe

L'interprétation des données avec une approche multiméthode vient notamment avec des défis d'interprétation. Les résultats d'une méthode à l'autre ne sont pas forcément cohérents, et il peut survenir des ambiguïtés. L'inversion conjointe permet de mitiger ces ambiguïtés. Toutefois, la prudence reste de mise lors de l'interprétation. L'inversion conjointe avec couplage structural telle qu'implémentée et appliquée dans ce chapitre se base sur l'hypothèse d'une similarité structurale entre différentes propriétés physiques. Cette hypothèse peut ne pas être valide dans toutes les situations. Le choix d'opter pour une approche d'inversion conjointe pour un jeu de données en particulier ne se base pas seulement sur les méthodes employées, mais dépend également des objec-

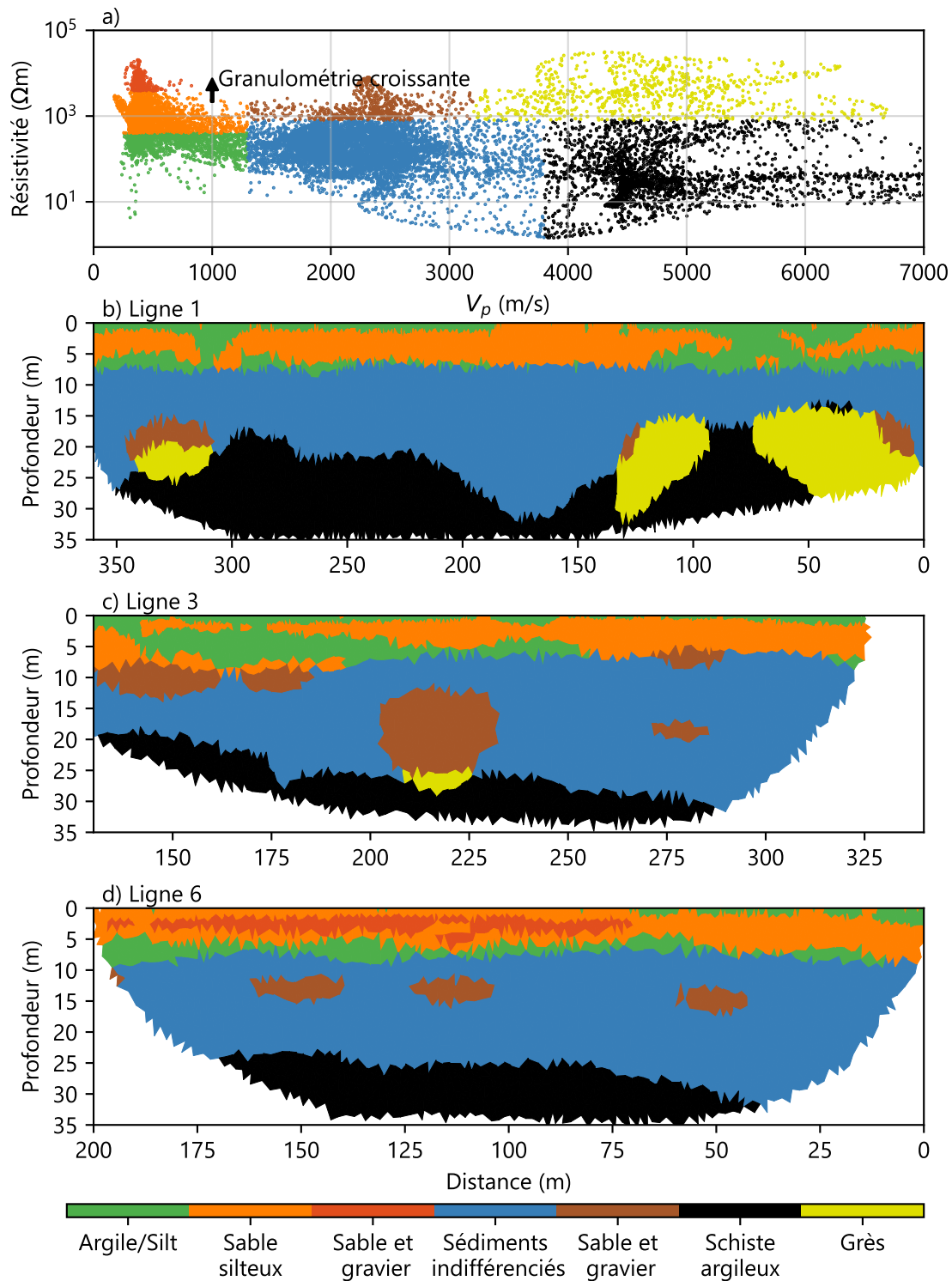


FIGURE 5.13 Regroupement en fonction de la résistivité électrique et de la vitesse sismique pour chaque ligne présenté sous forme de a) graphique et pour chaque maille de la ligne b) 01, c) 03 et d) 06.

tifs du levé et du contexte géologique. Dans cette étude de cas, le contexte géologique sédimentaire et l'objectif d'identifier et délimiter les unités stratigraphiques se prêtaient bien à l'application de

l'inversion conjointe, car on s'attend à ce qu'un contraste de résistivité électrique soit accompagné d'une variation dans la même direction des ondes sismiques de compression. Le regroupement en fonction de la résistivité électrique et de la vitesse sismique pose toutefois certains défis. Le choix des limites de chaque groupe n'est pas toujours évident, car les propriétés de toutes les unités ne sont pas forcément connues et peuvent se recouper. Dans certains cas, des unités discernables sur les profils inversés ne peuvent pas être bien discernées en représentant les résultats tels qu'à la figure 5.13 a), comme c'est le cas de l'unité de sédiments indifférenciés qui consiste au regroupement des unités E et D. L'ajout d'un terme à la fonction coût qui favorise la formation de groupe sur la base des propriétés géophysiques inversées est une option à envisager pour améliorer les résultats (Sun & Li, 2016). Ceci pourrait aider à obtenir des modèles inversés avec des unités de propriétés géophysiques moins étalées. L'ajout de contraintes sur l'inversion permet d'obtenir des modèles qui se rapprochent de ce qui est attendu en fonction des hypothèses sur la géologie, mais demeurent toujours empreints d'incertitudes.

En effet, l'incertitude des modèles de propriétés inversées est mal représentée avec l'approche d'inversion conjointe (Wagner & Uhlemann, 2021) et peut résulter en une confiance trop grande pour le modèle inversé. L'inversion géophysique en général est un problème très mal posé qui requiert une forte régularisation. Il existe une infinité de modèles qui peuvent reproduire les données à l'intérieur de l'erreur de mesure. Même en ajoutant un terme d'inversion conjointe à la fonction coût, les possibilités sont toujours très vastes. L'inversion conjointe est simplement une modification à la fonction optimisée pour favoriser des modèles physiques qui se ressemblent pour deux méthodes. En théorie, les résultats des inversions conjointes pourraient être obtenus avec des inversions indépendantes, car ces modèles font partie du domaine de possibilité de la distribution de propriétés qui reproduisent les données mesurées. L'inversion conjointe consiste à l'introduction d'un a priori géologique au problème. Ceci dit, l'observation et l'analyse de résultats d'inversions conjointes tels que ceux présentés aux figures 5.9 à 5.11 peut mener à un sentiment que ces modèles représentent la réalité et qu'aucune incertitude n'est rattachée à ces résultats. En réalité, de nombreux modèles différents peuvent être obtenus avec la routine d'inversion conjointe en modifiant les paramètres de l'inversion.

Le choix des paramètres d'inversion et de régularisation représente un défi important. Dans ce cas, les paramètres à choisir sont le paramètre de régularisation λ , le modèle de corrélation géostatistique pour le calcul du terme de régularisation, le paramètre de pondération de l'accord structural λ_{cg} ainsi que le modèle de corrélation géostatistique pour le calcul du gradient. Chacun de ces paramètres influence le résultat final. Le temps de calcul pour les inversions réalisées dans le cadre de ce chapitre limite la possibilité de tester un grand nombre de combinaisons. En somme, l'ajout d'un terme à la fonction à optimiser complexifie le choix des paramètres d'inversion et peut alourdir le processus d'inversion des données géophysiques par rapport à une inversion indépendante.

5.7 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de répondre à l'objectif 3 du mémoire, soit d'appliquer une approche d'inversion conjointe de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction à partir d'une routine d'inversion implémentée à l'aide de la librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017). L'approche proposée par Jordi et al. (2020) a été implémentée en se basant sur les codes de Wagner et al. (2019). Les codes sont disponibles sur GitHub à l'adresse <https://github.com/JeremyGendreau/JointInversion>. La routine d'inversion a été appliquée sur un exemple synthétique qui a permis d'observer la complémentarité des méthodes de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction.

La routine d'inversion a également été appliquée sur un jeu de données réelles. Les méthodes géophysiques de tomographie de résistivité électrique, de sismique réfraction et le géoradar ont été appliquées sur un site où est situé un puits d'alimentation en eau potable. Une régularisation géostatistique anisotrope a été appliquée. Les résultats d'inversion conjointe ont permis d'obtenir des profils de vitesse sismique qui présente des interfaces de changement de propriétés qui sont plus réalistes d'un point de vue géologique. Dans l'objectif d'étudier la contribution de ces méthodes dans un contexte d'approvisionnement en eau potable, les résultats ont été interprétés en termes de stratigraphie des dépôts meubles. Les résultats ont mis en lumière la forte hétérogénéité des dépôts. Les résultats géoradar combinés aux résultats de tomographie électrique ont permis de déterminer la répartition spatiale d'une couche confinante de sédiments fins à la surface. La répartition de l'épaisseur de cette unité a été déterminée à partir du contact inférieur de cette dernière qui est visible sur les profils géoradar. L'aquifère exploité par le puits PE-1-15 n'a pas pu être caractérisé directement à partir des levés à cause des limitations du site. L'aquifère exploité par le puits P1/67 a été identifié sur l'un des profils. La profondeur du socle rocheux est très variable sur le site, ce dernier varie entre 15 et 30 mètres de profondeur.

CHAPITRE 6 DISCUSSION

Ce chapitre propose un retour sur les résultats des trois chapitres précédents pour discuter de l'intégration de la géophysique dans la méthodologie d'investigation et de la contribution des méthodes utilisées, proposer d'autres méthodes qui n'ont pas été employées, faire un retour sur l'approche d'application du VLF-EM et discuter des limitations des approches de traitement conjoint.

6.1 Approche méthodologique générale pour la caractérisation locale d'un aquifère

Au chapitre 3, une approche méthodologique spécifique à la problématique du site à l'étude a été présentée. Le schéma de la figure 3.3 a été simplifié pour représenter une méthodologie plus générale qui est présentée à la figure 6.1. Cette section se penche sur la façon dont les méthodes géophysiques se sont intégrées à la caractérisation dans un contexte granulaire et de roc fracturé.

6.1.1 Aquifère granulaire

Le chapitre 3 a présenté un exemple de cas de l'application de la géophysique pour répondre à un problème concret dans un contexte d'approvisionnement en eau souterraine dans un aquifère granulaire. Ce chapitre a permis d'illustrer que le choix de méthodes sensibles aux contrastes de propriétés est important, mais que l'intégration des méthodes géophysiques va au-delà de la compréhension des principes physiques des méthodes et exige une compréhension du contexte géologique. Les investigations géophysiques doivent être considérées comme des outils pour guider la prise de décision et fournir de l'information sur les distributions de propriétés. Les résultats géophysiques sont également accompagnés d'une forte incertitude et doivent être interprétés à la lumière de mesures directes de propriétés.

Le géoradar s'est montré comme une méthode utile pour couvrir une grande superficie du site d'étude. L'utilisation du géoradar comme outil de reconnaissance (voir figure 6.1) peut s'avérer pertinente lorsque le contexte s'y prête, comme dans l'étude de cas présentée au chapitre 3. D'autres méthodes géophysiques pourraient être employées à cette étape. Par exemple, les méthodes électromagnétiques en fréquence (FEM) qui ont été brièvement présentées à la section 2.3.1 permettent d'estimer la conductivité électrique des dépôts des premiers mètres à partir de la surface. Aucun contact direct avec le sol n'est requis et les données peuvent souvent être acquises à vitesse de marche. Selon le contexte du site et les informations préalables, la détermination de zones d'intérêts peut être réalisée sans l'apport d'une méthode géophysique de reconnaissance. Les cartes topographiques, les données de forages existants et les autres informations connues sur le site peuvent être convenables pour établir l'emplacement de levés ciblés. Dans tous les cas, l'application de plus d'une méthode sur un même site est grandement bénéfique pour réduire les ambiguïtés

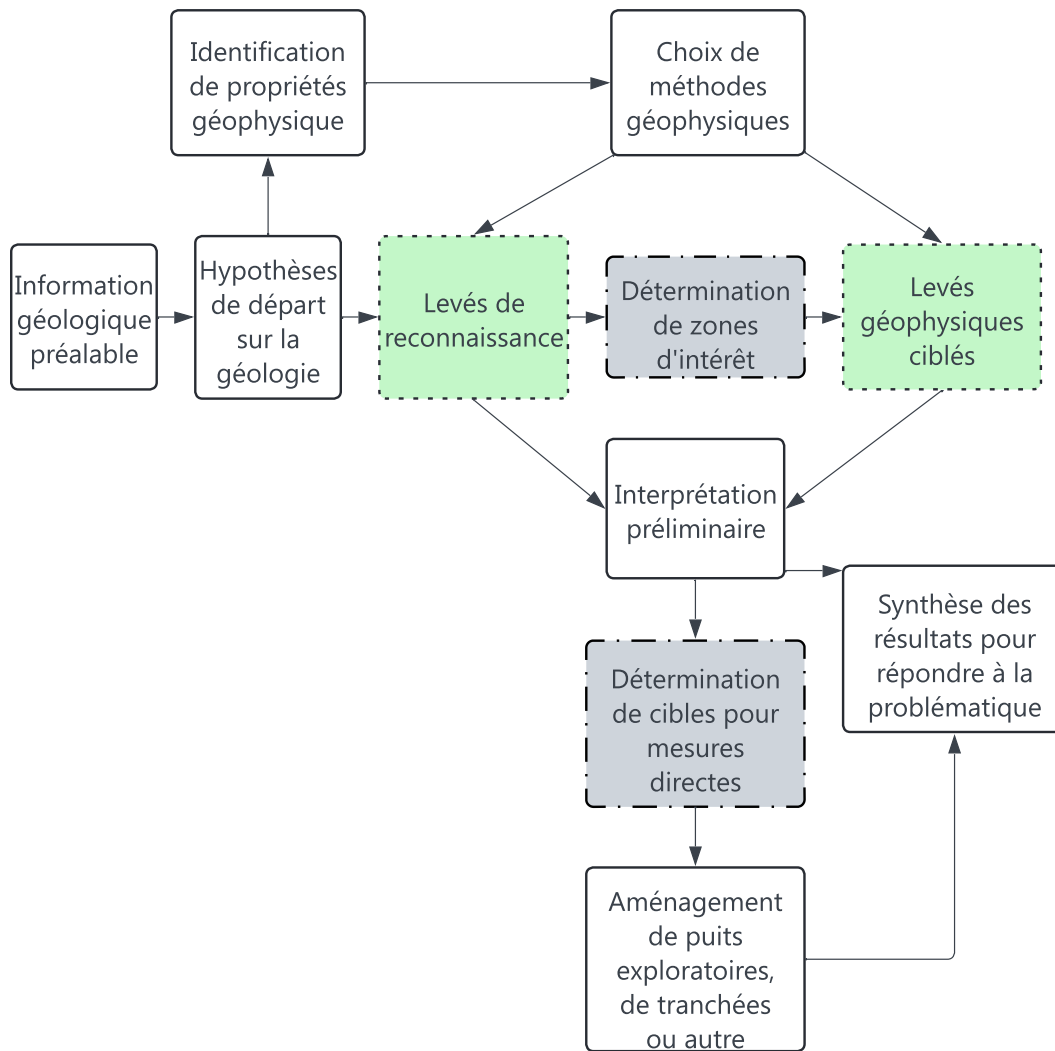


FIGURE 6.1 Approche méthodologique générale pour la caractérisation locale d'un aquifère

et les erreurs potentielles d'interprétation.

Les levés géophysiques ciblés permettent d'approfondir le niveau de connaissance dans les zones d'intérêt. La méthode choisie à cette étape dépend notamment de la cible des levés et des propriétés géophysiques associées. Dans le cadre de ce travail, la méthode de tomographie électrique s'est montrée utile pour départager différentes lithologies de granulométrie variable. Une limitation importante et bien connue de la méthode est sa résolution limitée en profondeur. Les potentiels mesurés pour de plus grands écartements sont également plus faibles, et l'erreur est donc plus grande. Les variations plus fines de propriétés ne peuvent être détectées en profondeur, et il en résulte un modèle qui est représentatif de la résistivité électrique moyenne du sol investigué. Cette limitation est particulièrement importante lorsque la cible d'investigation est plus faible que la résolution. Par exemple, dans le chapitre 3, la zone aquifère de sable et gravier a pu être corrélée à une structure fortement résistive au-dessus de l'aquifère, mais la couche de sable et gravier n'a pas pu être vi-

sualisée sur les profils inversés. Dans ce type d'investigation, l'acquisition de diagraphie électrique lors des travaux de forages peut s'avérer être grandement bénéfique à l'interprétation des résultats de tomographie électrique en permettant de contraindre l'inversion, connaître les résistivités réelles des unités et ainsi accroître le niveau de confiance de l'interprétation. En effet, des mesures directes sont essentielles pour l'interprétation. Les profils électriques du chapitre 3 ne prennent un sens géologique qu'après les avoir comparés aux mesures de stratigraphie en forage. Comme on peut le voir au tableau 2.2, la résistivité électrique pour un matériau géologique donné peut varier grandement. Ces valeurs peuvent servir de guide pour émettre des hypothèses sur la nature des dépôts à partir de la résistivité électrique, mais ultimement l'interprétation doit être rattachée à ce qu'on peut mesurer directement sur le terrain. Un aquifère de sable et gravier peut présenter une résistivité électrique complètement différente d'un autre aquifère de même granulométrie si la conductivité électrique de l'eau présente une grande différence. Les informations quantitatives obtenues par inversion peuvent être utiles pour interpréter certains paramètres, comme la conductivité hydraulique, mais bien souvent, particulièrement pour l'interprétation de la stratigraphie d'un site, ce sont les contrastes de propriétés qui sont intéressants, d'où l'importance d'avoir une bonne idée du contexte géologique du site lors de la planification de levés géophysiques.

L'interprétation des profils du chapitre 5 est relativement limitée, puisque bien que plusieurs forages soient présents sur le site, les profils étaient souvent localisés à une distance relativement grande des forages. Comme le milieu est fortement hétérogène, la corrélation n'était pas toujours évidente. De plus, plusieurs des forages n'atteignent pas le roc, ce qui limite l'interprétation, particulièrement pour la sismique réfraction.

La méthode de sismique réfraction est utile pour identifier la profondeur de l'interface entre les dépôts meubles et le roc. Cette méthode peut également permettre d'identifier des variations de vitesse dans les dépôts meubles, lorsque des contrastes importants existent. Ces variations de vitesse peuvent être associées à des niveaux de compacité ou de saturation variable des dépôts meubles. Sur le site du chapitre 5, des variations de vitesse ont été observées dans les dépôts meubles. La sismique réfraction se prête bien à une utilisation conjointe à la tomographie de résistivité électrique étant donné que cette méthode permet d'obtenir une meilleure résolution sur la profondeur du roc, donc l'épaisseur de dépôts meubles. La sismique réflexion n'a pas été appliquée dans le cadre de ce mémoire, mais peut fournir de l'information utile pour caractériser la stratigraphie des dépôts meubles. La réflexion des ondes S permet d'obtenir une bonne résolution. Lorsque les paramètres d'acquisition le permettent, les différentes arrivées sismiques (réfractées, réfléchies, de surface) peuvent être interprétées et ainsi solidifier l'interprétation (Fabien-Ouellet & Fortier, 2014). Les investigations dans le roc suivent les mêmes grandes étapes d'investigation que pour un aquifère granulaire, mais les méthodes employées présentent des différences.

6.1.2 Aquifère dans le roc

Le chapitre 4 a présenté un exemple d'investigation géophysique pour caractériser un aquifère de roc fracturé. À l'étape des relevés de reconnaissance, la méthode VLF-EM est une méthode connue qui permet d'identifier des zones de fracturation du roc lorsqu'un contraste de conductivité électrique important est présent. Par ailleurs, les résultats du chapitre 4 ont bien illustré l'importance de bien comprendre les propriétés physiques de la cible des relevés géophysiques. Une mauvaise compréhension de ces propriétés peut causer des erreurs d'interprétation. La méthode VLF-EM est une méthode relativement simple, mais elle doit être utilisée dans un contexte propice à la détection de zones perméables dans le roc sur la base de contrastes de conductivité électrique. Lorsque le contexte est inapproprié, par exemple, en présence de dépôts de surface conducteurs, d'autres méthodes électromagnétiques peuvent être considérées. Notamment, certaines méthodes actives permettent d'identifier des zones conductrices selon le même principe que le VLF, mais en exploitant des fréquences qui sont moins atténuées par la présence de matériaux conducteurs. Le système Max-Min de Apex est un exemple d'appareil commercial qui peut être pertinent lors des relevés de reconnaissance dans un contexte de roc fracturé.

L'utilisation couplée du VLF-EM et de la tomographie de résistivité électrique s'est montrée pertinente pour obtenir un modèle de conductivité électrique estimée en 2D et juger de l'applicabilité de la méthode VLF-EM. Notamment, ces profils sont utiles pour estimer la profondeur d'investigation et peuvent servir de modèles initiaux pour effectuer l'inversion des données. Ce traitement n'a pas été présenté dans le cadre de ce mémoire, mais offre la possibilité d'obtenir des profils de résistivité électrique qui permettent d'expliquer les données mesurées. La tomographie de résistivité électrique est donc pertinente pour mieux comprendre la réponse des méthodes électromagnétiques sensibles à la conductivité électrique des sols. Toutefois, sa faible résolution en profondeur limite la possibilité de détecter des fractures ou de zones de fracturation dont l'épaisseur est inférieure à la résolution.

La diaggraphie électrique en forage s'est également avérée être fortement révélatrice en permettant de déterminer que, dans le contexte du site d'étude, les venues d'eau sont probablement associées à des zones de résistivité très élevée par rapport au roc encaissant. Pour les projets d'envergure, où de nombreux levés VLF-EM sont réalisés et de nombreux forages exploratoires sont planifiés, la diaggraphie électrique en forage peut permettre de vérifier les propriétés électriques du roc et des venues d'eau. Ces mesures peuvent être jumelées à d'autres mesures simples en forage, telles qu'une inspection par caméra. Lorsque des forages existants sont disponibles, ces mesures peuvent être réalisées préalablement aux investigations géophysiques de surface pour orienter les travaux. Dans le contexte du chapitre 4, ces images auraient éventuellement pu confirmer l'interprétation d'un horizon de quartz. Ces mesures sont alors utiles pour orienter la suite des investigations. En somme, avant d'appliquer le VLF-EM sur un site pour y détecter des anomalies, il faut s'assurer, à partir des meilleures données disponibles, de la pertinence de la méthode. Par la suite, selon

l'envergure du projet, l'acquisition d'un ou quelques profils de tomographie de résistivité électrique peut aider à mieux définir la distribution de résistivité électrique attendue, valider la pertinence de la méthode, valider le positionnement des cibles de forage et servir de modèle initial pour l'inversion des données. Par la suite, selon l'envergure du projet, des mesures des propriétés électriques en forage permettent d'obtenir une estimation des propriétés à haute résolution en profondeur. La combinaison de ces mesures sert ensuite à guider la suite des investigations.

Dans certains cas, on peut chercher à forer un nouveau forage qui intercepte le même réseau de fracturation pour relocaliser un puits existant. Un exemple typique est le fait qu'un puits soit trop près d'une zone d'activités agricoles et qu'on cherche à réduire l'impact du prélèvement sur ces activités. La méthode électrique de mise-à-la-masse représente une avenue intéressante à explorer. La mise-à-la-masse est appliquée dans le domaine minier et permet d'estimer l'extension de zones de minéralisation. Le principe est d'injecter un courant au niveau de la zone de fracturation conductrice et de mesurer le potentiel à la surface et en déduire la direction d'extension de la zone de conductivité électrique élevée (Telford et al., 1990). Par ailleurs, il existe de nombreuses autres méthodes géophysiques en forage. Ce travail a mis l'emphasis sur les méthodes de surface, mais les mesures en forage peuvent s'avérer grandement utiles en complémentarité des mesures en surface pour obtenir des valeurs de propriétés à d'excellentes résolutions, même en profondeur. L'utilisation de la diagraphie électrique présentée au chapitre 4 a permis d'avoir un exemple de la pertinence de ce type de mesures pour la compréhension globale des distributions de propriétés.

6.2 Inversion conjointe

Il a été présenté au chapitre 5 que l'inversion peut permettre de réduire l'ambiguïté des résultats des inversions en ajoutant un terme à la fonction objectif qui favorise des modèles structurellement similaires. Le couplage de profils de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction permet d'obtenir une idée de la stratigraphie des dépôts meubles dont l'épaisseur totale est bien contrainte par la profondeur du roc. De plus, le déploiement et l'acquisition des deux profils peuvent se faire de façon simultanée et ainsi minimiser le déplacement du personnel le long des profils. Dans le cadre de ce travail, une approche spécifique d'inversion conjointe a été présentée. Toutefois, plusieurs autres approches de traitements conjoints existent, telles que présentées à la section 5.1. Par exemple, l'introduction d'une contrainte structurale à l'inversion d'un jeu de données peut permettre de réduire les incohérences d'une méthode à l'autre en plus d'obtenir des modèles inversés moins lisses.

Certains auteurs utilisent des méthodes géophysiques à haute résolution pour contraindre l'inversion d'une autre méthode à plus faible résolution. Par exemple, Zhou et al. (2014) utilise une procédure de traitement d'image pour extraire les caractéristiques structurales d'une image géoradar et contraindre l'inversion d'un jeu de données de tomographie de résistivité électrique. Doetsch et al.

(2012) utilise les interfaces identifiées sur des profils géoradar pour contraindre des inversions de tomographie de résistivité électrique pour caractériser un aquifère de gravier dans un contexte fluvial. Ces approches doivent toutefois être sélectionnées avec précaution, car les données géoradar sont accompagnées d'une incertitude non négligeable sur la profondeur des réflecteurs. Lorsqu'on identifie une frontière du domaine à partir du géoradar et qu'on permet à l'inversion électrique d'obtenir des modèles de résistivité qui varient fortement de part et d'autre de cette frontière, on introduit une donnée dans l'inversion sans tenir compte de son incertitude. Autrement dit, on tient pour acquis que cette frontière interprétée des données géoradar est exactement à la profondeur qu'elle a été observée. Toutefois, les mesures géoradar sont acquises selon le temps. La conversion en profondeur exige une connaissance de la vitesse de propagation de l'onde. Ce modèle de vitesse est toutefois une simplification de la réalité. Il ne permet pas toujours de tenir compte des variations latérales de vitesse, ce qui peut induire une erreur variable selon la position sur la conversion le long d'un profil. Un réflecteur plat dans la réalité pourrait apparaître penté sur les données si une variation latérale de vitesse existe et qu'elle n'est pas prise en compte.

Les chapitres 3, 4 et 5 ont présenté des exemples d'intégration de méthodes géophysiques pour guider les investigations et la caractérisation dans un contexte de recherche en eau souterraine. Toutefois, de nombreux défis limitent leurs utilisations.

6.3 Défis à l'intégration de la géophysique en pratique

Les contraintes physiques des sites sont une première limitation importante. Les recherches en eau souterraine se font habituellement à proximité des populations à approvisionner. Ces milieux sont caractérisés par la présence d'infrastructures anthropiques. La présence de routes, de bâtiments, de clôtures métalliques ou encore de lignes de transports d'électricités limite physiquement le déploiement des profils en plus de représenter des sources potentielles de bruits. Pour plusieurs méthodes géophysiques, la profondeur des investigations dépend de la longueur totale d'un déploiement. La présence de routes représente un obstacle important qui peut limiter la longueur des levés. Par exemple, sur le site d'essai du chapitre 3, la présence d'une route, d'habitations, de bâtiments de ferme, de clôtures et d'autres infrastructures agricoles ont limité le déploiement des profils sur le site. De plus, comme les recherches en eau se font en milieu habité, les terrains sur lesquels se font les investigations sont souvent des terrains privés. L'accès au site peut être compliqué et les conflits avec les propriétaires peuvent occasionnellement représenter des défis à la réalisation des travaux.

L'interprétation des résultats pose également des défis. Les résultats de levés géophysiques doivent être rattachés à des mesures directes de propriétés pour l'interprétation. En effet, la non-unicité est un problème inhérent aux investigations géophysiques : une infinité de modèles de propriétés physiques peuvent expliquer les données observées. Souvent, il n'y a pas de mesures directes de propriétés existantes sur un site et il peut être compliqué de croiser les forages existants avec les

levés géophysiques, pour les raisons énumérées au premier paragraphe. Une approche séquentielle comme celle présentée au chapitre 3 de ce travail et qui permet de construire une connaissance du site progressivement en basant les prochaines décisions sur cette compréhension à jour du site permet de mieux diriger les travaux. Il ne faut pas oublier que les travaux géophysiques en soi sont insuffisants pour tirer des conclusions d'ordre géologique. Ils permettent d'émettre des hypothèses basées sur les principes physiques exploités par une méthode en particulier, mais doivent être couplés à des forages. L'utilisation d'une combinaison de méthodes se présente comme une façon de diminuer l'incertitude, mais demeure limitée. En somme, lorsqu'on choisit une méthode géophysique pour obtenir de l'information et répondre à une problématique, il est impératif de se questionner sur la susceptibilité de la méthode à détecter des contrastes de propriétés qui permettent d'atteindre la cible des levés. Parfois, les investigations ne permettront pas de répondre aux objectifs, mais cela ne veut pas dire qu'il faut conclure que la méthode ne fonctionne pas. Dans ces cas, il faut plutôt se questionner sur la validité des hypothèses de départ sur lesquelles le choix des méthodes a été réalisé.

Un autre défi important d'interprétation est la modélisation 2D des profils géophysiques. Lorsqu'on regarde un profil 2D, on s'imagine une coupe du sol au droit de la position du profil sur le terrain. La réalité est plus complexe. Les données mesurées proviennent de la contribution de la distribution de propriétés dans le sol de chaque côté de la ligne également. Par exemple, on peut aisément s'imaginer qu'un corps métallique très conducteur enfoui à 5 mètres de profondeur à une distance de quelques mètres d'un profil de résistivité électrique déformera la distribution de potentiel dans le sol, même s'il ne se trouve pas directement sous la ligne. Ces limitations doivent être prises en considération lors de l'interprétation des données, en particulier lorsque de fortes variations latérales de propriétés sont attendues. En somme, l'application de la géophysique pour la caractérisation d'aquifère vient avec son lot de défis, mais une bonne compréhension des fondements des méthodes et des limitations qui en découlent permettent de bien guider l'interprétation afin de minimiser les erreurs.

CHAPITRE 7 CONCLUSION

Pour répondre aux besoins d’approvisionnement en eau souterraine, les hydrogéologues doivent identifier les zones de perméabilité plus élevées qui permettent d’exploiter les débits requis. Ils doivent également déterminer les aires de protection des puits et quantifier la vulnérabilité de l’aquifère. Pour ce faire, plusieurs paramètres sont requis, dont les distributions de propriétés hydrauliques, la nature des unités et leur géométrie et la présence de fractures dans le roc et leur interconnectivité. Lorsque des mesures ponctuelles de ces paramètres en forages accompagnées d’essai hydraulique sont employées seuls pour répondre à ces besoins en information, les risques de mal caractériser les hétérogénéités sont grands, car ces propriétés varient souvent à une échelle plus petite que l’échelle à laquelle il est réaliste d’aménager des puits exploratoires.

La géophysique permet d’obtenir des mesures indirectes de propriétés physiques et, lorsqu’interprétés en complément aux forages et autres sources d’information, permet d’obtenir une idée de la distribution de propriétés ainsi que de la géométrie des unités de façon continue. La géophysique n’est toutefois pas toujours intégrée dans la pratique au Québec pour les recherches en eau souterraine de moyenne envergure, et c’est à cette problématique qu’à tenté de répondre ce mémoire.

L’objectif général de ce mémoire était de développer et tester une approche de caractérisation intégrant la géophysique pour les projets de recherche en eau souterraine et d’analyse de vulnérabilité de moyenne envergure. L’objectif principal se divisait en trois sous-objectifs :

1. Établir une méthodologie de caractérisation multiméthode et la tester sur deux sites d’essai : un pour un aquifère granulaire et un pour un aquifère de roc fracturé ;
2. Évaluer la réponse de la méthode VLF-EM avec une approche multiméthode ;
3. Implémenter et appliquer une approche d’inversion conjointe de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction à l’aide de la librairie pyGIMLi (Rücker et al., 2017).

Ce chapitre de conclusion présente un retour sur les travaux présentés et comment ceux-ci répondent aux objectifs du mémoire, les limitations générales des résultats ainsi que les recommandations pour des travaux futurs.

7.1 Synthèse des travaux

Le chapitre 3 a présenté un exemple d’approche méthodologique intégrant la géophysique pour répondre à une problématique réelle dans un contexte d’approvisionnement en eau souterraine dans un aquifère granulaire et ainsi répondre au sous-objectif 1. La problématique consistait à mettre à jour les aires de protection d’un puits et éventuellement déplacer le puits pour qu’il exploite le même aquifère, mais à une plus grande distance de bâtiments de ferme. La géophysique

a été employée en deux étapes : une de reconnaissance et une autre pour caractériser la zone aquifère de façon plus ciblée. Le géoradar a été mis à contribution pour cartographier la nature des dépôts meubles à grande échelle sur le site et identifier un secteur d'intérêt. Des profils de résistivité électrique dans la zone d'intérêt ont permis de délimiter la zone aquifère et positionner trois puits exploratoires qui ont intercepté l'aquifère. Les résultats ont été réinterprétés à la lumière des résultats des forages pour identifier les unités stratigraphiques du site, bâtir un modèle conceptuel et mettre à jour les aires de protection à l'aide d'un outil de modélisation numérique.

Le chapitre 4 a présenté une caractérisation multiméthode d'un aquifère de roc fracturé pour étudier la réponse VLF pour répondre aux sous-objectifs 1 et 2 du mémoire. Les résultats de diagraphie électrique en forage ont permis d'observer que les venues d'eau dans ce contexte semble être associées à des veines de quartz. Ces intrusions sont de résistivité électrique très élevée par rapport au roc encaissant. Les profils de tomographie de résistivité électrique ont permis de modéliser la réponse VLF-EM dans ce contexte et de conclure que la méthode est inappropriée pour identifier la cible dans ce contexte. Ces résultats illustrent l'importance de bien comprendre les propriétés physiques des cibles d'investigation lors de la sélection de méthodes géophysiques. La tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction se sont montrées utile pour caractériser les dépôts meubles, mais n'ont pas pu être interprétées pour identifier des zones de potentiels hydrogéologiques plus élevées dans ce contexte.

Le chapitre 5 a présenté l'implémentation de la routine d'inversion conjointe avec couplage structural basé sur Jordi et al. (2020). Ce chapitre a permis de répondre au sous-objectif 3 du mémoire. La routine d'inversion conjointe a été appliquée à un jeu de données acquis dans un contexte d'approvisionnement en eau souterraine dans un aquifère granulaire. L'inversion conjointe a permis d'obtenir des modèles de propriétés cohérents entre les méthodes de tomographie de résistivité électrique et de sismique réfraction qui sont considérés comme plus plausibles d'un point de vue géologique. Les résultats ont été interprétés en termes d'unités stratigraphiques, ce qui a contribué à répondre au sous-objectif 1 du mémoire.

7.2 Limitations

Toutes les méthodes géophysiques utilisées présentent des limitations qui dépendent de la physique des phénomènes exploités pour obtenir de l'information sur les distributions de propriétés de la sous-surface. Du choix des méthodes jusqu'à l'interprétation des résultats pour répondre à une problématique spécifique, les limitations doivent être considérées. Les méthodes géophysiques permettent d'obtenir des hypothèses sur les distributions de propriétés de la sous-surface. Une infinité de modèles de propriétés peuvent habituellement expliquer les données observées. L'incertitude sur les résultats provient également de l'erreur sur les données mesurées ainsi que de l'erreur sur la modélisation directe. La comparaison entre les données observées et modélisées se base sur notre

aptitude à simuler les résultats qui seraient mesurés pour une distribution de propriété donnée. La géologie est souvent simplifiée pour retrouver une distribution 2D qui explique les données observées, alors que dans la réalité, la géologie présente des variations 3D. La modélisation directe représente une simplification de la réalité et se base souvent sur plusieurs hypothèses propres à chaque méthode.

De plus, l'intégration de méthodes géophysiques lors de caractérisation hydrogéologique n'est pas toujours pertinente. La décision d'utiliser une méthode géophysique ou non doit se baser sur une analyse du risque de mal représenter l'aquifère. Les besoins en eau, les impacts potentiels d'une mauvaise compréhension ainsi que les connaissances préalables sur la géologie du site doivent être considérés lors de la prise de décision. Les méthodes géophysiques représentent simplement des outils à la disposition des hydrogéologues. Comme n'importe quels outils, ils doivent être employés dans un contexte approprié qui favorise leur utilité et leur efficacité pour répondre aux objectifs du site.

7.3 Recommandations

Pour favoriser l'intégration de la géophysique dans la pratique, le niveau de compréhension de ces méthodes par les professionnels en hydrogéologie doit être suffisant pour leur permettre de comprendre les limitations et contextes appropriés à leur utilisation. Ceci passe notamment par la formation ainsi que la collaboration entre les firmes spécialisées en hydrogéologie et en géophysique. Comme il a été montré dans ce travail, d'un côté, le développement d'une approche géophysique appropriée exige de bonnes connaissances géologiques et d'un autre côté, l'interprétation géologique des résultats géophysiques exige une bonne compréhension des fondements des méthodes. Le succès de campagnes de caractérisation employant la géophysique dépend ultimement de l'intégration des approches. Bref, il faut prendre le temps de bien comprendre les grands principes des méthodes géophysiques pour se poser les bonnes questions et juger de leur pertinence pour répondre aux objectifs d'une caractérisation.

L'interprétation sur la base des propriétés géophysiques inversées a posé des défis. L'ajout d'un terme qui favorise des regroupements des propriétés inversées conjointement, tel que présenté par Sun & Li (2016) pourrait permettre d'améliorer l'interprétation des résultats d'inversion conjointe. Malgré les limitations qui accompagnent cette approche, l'intégration de contraintes structurales provenant des résultats géoradar aux inversions offre la possibilité d'obtenir des résultats cohérents avec les méthodes électriques, sismiques, et géoradar.

Les mesures en forage ont le potentiel d'améliorer grandement la compréhension de la distribution des propriétés géophysiques. Des mesures de tomographie de résistivité électrique surface-forage ont été réalisées dans le cadre des travaux du chapitre 4, mais n'ont pas été présentées dans le mémoire. L'effet du contraste de résistivité électrique entre l'eau et les parois du forage posent des

défis de modélisation (Doetsch et al., 2010). L'intégration de ces résultats dans l'analyse présente toutefois le potentiel de mieux comprendre la distribution de résistivité électrique autour du forage et autour de la venue d'eau. Pour ce faire, une grille d'inversion 3D doit être utilisée pour modéliser adéquatement le forage. L'acquisition de ce type de mesure ne requiert pas plus d'effort par rapport aux mesures de surface et peut être envisagée lorsque possible.

Une approche d'inversion conjointe avec couplage structural a été appliquée sur des données électriques et sismiques. Certaines méthodes électromagnétiques en fréquence ou dans le temps qui ont le potentiel d'être utilisées pour les relevés de reconnaissance pourraient être inversées conjointement à l'électrique et la sismique pour renforcer davantage la confiance des résultats. Une intégration des données géoradar incluant l'incertitude sur la conversion temps-profondeur offre également une avenue intéressante pour de futurs travaux.

RÉFÉRENCES

- Allen, J. R. L. (1965). A Review of the Origin and Characteristics of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, 5(2), 89–191.
- Aller, L., Bennett, T., Lehr, J. H., & Petty, R. (1986). DRASTIC : A System to Evaluate the Pollution Potential of Hydrogeologic Settings by Pesticides. Dans *Evaluation of Pesticides in Ground Water*. American Chemical Society.
- Annan, A. P. (2005). 11. Ground-Penetrating Radar. Dans *Near-Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Archie, G. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54–62.
- Ashraf, M. A. M., Yusoh, R., Sazalil, M. A., & Abidin, M. H. Z. (2018). Aquifer Characterization and Groundwater Potential Evaluation in Sedimentary Rock Formation. *Journal of Physics : Conference Series*, 995(1), 012106.
- Aster, R. C., Borchers, B., & Thurber, C. H. (2018). *Parameter Estimation and Inverse Problems*. Elsevier.
- Baig, F., Sherif, M., Sefelnasr, A., & Faiz, M. A. (2023). Groundwater vulnerability to contamination in the gulf cooperation council region : A review. *Groundwater for Sustainable Development*, 23, 101023.
- Banerjee, B. & Gupta, S. K. (1975). HIDDEN LAYER PROBLEM IN SEISMIC REFRACTION WORK*. *Geophysical Prospecting*, 23(4), 642–652.
- Beres, M., Huggenberger, P., Green, A. G., & Horstmeyer, H. (1999). Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture. *Sedimentary Geology*, 129(1), 1–24.
- Beres Jr., M. & Haeni, F. P. (1991). Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Groundwater*, 29(3), 375–386.
- Berg, S. J. & Illman, W. A. (2011). Capturing aquifer heterogeneity : Comparison of approaches through controlled sandbox experiments. *Water Resources Research*, 47(9).
- Binley, A., Cassiani, G., & Deiana, R. (2010). Hydrogeophysics - Opportunities and Challenges. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 51.

- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Revil, A., Robinson, D. A., Singha, K., & Slater, L. D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6), 3837–3866.
- Binley, A. & Slater, L. (2020). *Resistivity and induced polarization : Theory and applications to the near-surface earth*. Cambridge University Press.
- Boisvert, E., Bolduc, A., Bourque, É., Fagnan, N., Fortier, R., Girard, F., Larose-Charette, D., Lefebvre, R., Martel, R., Michaud, Y., Paradis, D., Parent, M., & Vigneault, H. (2007). Guide méthodologique pour la caractérisation des aquifères granulaires de surface. *Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs Québec*.
- Boisvert, É., Bourque, E., Cloutier, V., Kirkwood, D., Lauziere, K., Lefebvre, R., Martel, R., Michaud, Y., Nastev, M., Ouellet, M., et al. (2008). Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères en roches sédimentaires fracturées. *Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. INRS-ETE, rapport de recherche R-981*.
- Bowling, J. C., Harry, D. L., Rodriguez, A. B., & Zheng, C. (2007). Integrated geophysical and geological investigation of a heterogeneous fluvial aquifer in Columbus Mississippi. *Journal of Applied Geophysics*, 62(1), 58–73.
- Brodic, B., Malehmir, A., Pugin, A., & Maries, G. (2018). Three-component seismic land streamer study of an esker architecture through S- and surface-wave imaging. *Geophysics*, 83(6), B339–B353.
- Burger, H. R. (1992). *Exploration geophysics of the shallow subsurface*. Prentice Hall ; 1st edition. Publisher : Englewood Cliffs, NJ (United States) ; Prentice Hall.
- Butler, D. K. (2005). *Near-Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Cardarelli, E., Cercato, M., Cerreto, A., & Filippo, G. D. (2010). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*, 58(4), 685–695.
- Carollo, A., Capizzi, P., & Martorana, R. (2020). Joint interpretation of seismic refraction tomography and electrical resistivity tomography by cluster analysis to detect buried cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 178, 104069.
- Cassiani, G., Censini, M., Barone, I., Perri, M. T., Boaga, J., & Deiana, R. (2022). Hydrogeophysical Methods for Water Resources Protection and Management. Dans *Instrumentation and Measurement Technologies for Water Cycle Management*. Springer International Publishing.
- Cerveny, V. (2001). *Seismic ray theory*, volume 110. Cambridge university press Cambridge.

- Chandra, P. C. (2015). *Groundwater Geophysics in Hard Rock*. CRC Press, London.
- Chapuis, R. P. (1999). *Guide sur les essais de pompage et leurs interprétations*. Les Publications du Québec.
- Claprod, M., Gloaguen, E., Béraud, T., Blouin, M., Dupuis, C., Ferron, P., Ouellet, M., Chaussé, M., Martel, R., Paradis, D., & Ballard, J.-M. (2022). A Case Study Using Seismic Reflection and Well Logs to Reduce and Quantify Uncertainty During a Hydrogeological Assessment. *Frontiers in Water*, 3.
- Collier, H. A. (1993). *Borehole geophysical techniques for determining the water quality and reservoir parameters of fresh and saline water aquifers in Texas*. Ph.D., The University of Texas at Dallas.
- Conway-White, O., Steelman, C. M., Arnaud, E., Ugalde, H., Munn, J. D., & Parker, B. L. (2023). Constraining the lithostratigraphic architecture of a buried bedrock valley using surface electrical resistivity and seismic refraction tomography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 60(3), 333–349.
- Corwin, R. F. (1990). 5. The Self-Potential Method for Environmental and Engineering Applications. Dans *Geotechnical and Environmental Geophysics : Volume I, Review and Tutorial*. Society of Exploration Geophysicists.
- Coscia, I., Linde, N., Greenhalgh, S., Vogt, T., & Green, A. (2012). Estimating traveltimes and groundwater flow patterns using 3D time-lapse crosshole ERT imaging of electrical resistivity fluctuations induced by infiltrating river water. *GEOPHYSICS*, 77(4), E239–E250.
- Crook, N., Binley, A., Knight, R., Robinson, D. A., Zarnetske, J., & Haggerty, R. (2008). Electrical resistivity imaging of the architecture of substream sediments. *Water Resources Research*, 44(4).
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Milette, S., Hurtubise, M. A., Leduc, E., Thiery, G., Horth, N., & Dubois-Verret, M. (2014). Cartographie des formations superficielles de la partie sud du projet PACES Chaudière-Appalaches. Rapport géologique MB 2014-01, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.
- Day-Lewis, F., Johnson, C., Slater, L., Robinson, J., Williams, J., Boyden, C., Werkema, D., & Lane, J. (2016). A fractured rock geophysical toolbox method selection tool. *Ground Water*, 54(3).
- Day-Lewis, F. D., Johnson, C. D., Singha, K., & Lane, J. (2008). Best practices in electrical resistivity imaging : Data collection and processing, and application to data from Corinna, Maine. *EPA report, Boston, MA*.

- Day-Lewis, F. D., Slater, L. D., Robinson, J., Johnson, C. D., Terry, N., & Werkema, D. (2017). An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. *Journal of environmental management*, 204, 709–720.
- Dey, A. & Morrison, H. F. (1979). Resistivity Modelling for Arbitrarily Shaped Two-Dimensional Structures*. *Geophysical Prospecting*, 27(1), 106–136.
- Dijkstra, E. (1959). A note on two problems in connexion with graphs. *Numerische Mathematik*, 50, 269–271.
- Dimech, A., Isabelle, A., Sylvain, K., Liu, C., Cheng, L., Bussière, B., Chouteau, M., Fabien-Ouellet, G., Bérubé, C., Wilkinson, P., et al. (2023). A multiscale accuracy assessment of moisture content predictions using time-lapse electrical resistivity tomography in mine tailings. *Scientific Reports*, 13(1), 20922.
- Dion, D.-J. (1986). La méthode sismique réfraction appliquée au génie géologique. *Notions d'interprétation. Ministère de l'Énergie*.
- Dobrin, M. B. & Savit, C. H. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill, 4th edition.
- Doetsch, J., Linde, N., Pessognelli, M., Green, A. G., & Günther, T. (2012). Constraining 3-D electrical resistance tomography with GPR reflection data for improved aquifer characterization. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 68–76.
- Doetsch, J. A., Coscia, I., Greenhalgh, S., Linde, N., Green, A., & Günther, T. (2010). The borehole-fluid effect in electrical resistivity imaging. *Geophysics*, 75(4), F107–F114.
- Driscoll, F. G. (1986). *Groundwater and Wells*. Johnson Division.
- Dubé-Loubert, H. & Brazeau, A. (2011). Cartographie des dépôts de surface de la zone nord du bassin versant contigu des rivières Yamaska, Richelieu et de la Baie de Missisquoi. RP 2011-03. Rapport technique RP 2011-03, Géologie Québec.
- Dubé-Loubert, H., Parent, M., & Brazeau, A. (2014). Cartographie des dépôts de surface des bassins versants contigus des rivières Richelieu, Yamaska et de la Baie Missisquoi. RP 2014-01. Rapport technique RP 2014-01, Géologie Québec.
- Eaton, T. T. (2006). On the importance of geological heterogeneity for flow simulation. *Sedimentary Geology*, 184(3-4), 187–201.
- Eppelbaum, L. V. (2021). Review of processing and interpretation of self-potential anomalies : Transfer of methodologies developed in magnetic prospecting. *Geosciences*, 11(5), 194.

- Everett, M. E. & Meju, M. A. (2005). Near-surface controlled-source electromagnetic induction : Background and recent advances. Dans *Hydrogeophysics*. Springer.
- Fabien-Ouellet, G. (2014). Mesures sismiques à faible profondeur : Une approche intégrée. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Fabien-Ouellet, G. & Fortier, R. (2014). Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 103, 31–42.
- Falgàs, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T., & Martí, A. (2011). Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surveys in Geophysics*, 32, 857–873.
- Francés, A. P., Lubczynski, M. W., Roy, J., Santos, F. A., & Ardekani, M. R. M. (2014). Hydrogeophysics and remote sensing for the design of hydrogeological conceptual models in hard rocks–sardón catchment (spain). *Journal of Applied Geophysics*, 110, 63–81.
- Fraser, D. (1969). Contouring of VLF-EM data. *Geophysics*, 34(6), 958–967.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Gallardo, L. A. & Meju, M. A. (2003). Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 30(13).
- Gallardo, L. A. & Meju, M. A. (2004). Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B3).
- Gannon, J. P., Burbey, T. J., Bodnar, R. J., & Aylor, J. (2012). Geophysical and geochemical characterization of the groundwater system and the role of Chatham Fault in groundwater movement at the Coles Hill uranium deposit, Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 20(1), 45.
- Gentry, R. et al. (2011). Physical and chemical characterization of groundwater systems. Dans *Groundwater quantity and quality management*. American Society of Civil Engineers (ASCE).
- Globensky, Y. (1987). Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent, Québec. *Ministère des Richesses Naturelles du Québec*, 63.
- Glover, P. W. J. (2015). 11.04 - Geophysical Properties of the Near Surface Earth : Electrical Properties. Dans *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. Elsevier.
- Goldman, M. & Neubauer, F. M. (1994). Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics*, 15(3), 331–361.

- González, J. A. M., Comte, J.-C., Legchenko, A., Ofterdinger, U., & Healy, D. (2021). Quantification of groundwater storage heterogeneity in weathered/fractured basement rock aquifers using electrical resistivity tomography : Sensitivity and uncertainty associated with petrophysical modelling. *Journal of Hydrology*, 593, 125637.
- Grasmueck, M. (1996). 3-D ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. *Geophysics*, 61(4), 1050–1064.
- Gürer, A., Bayrak, M., & Gürer, Ö. (2009). A VLF survey using current gathering phenomena for tracing buried faults of Fethiye-Burdur Fault Zone, Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, 68(3), 437–447.
- Guérin, R. (2005). Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 251–254.
- Günther, T., Rücker, C., & Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166(2), 506–517.
- Haber, E. & Oldenburg, D. (1997). Joint inversion : a structural approach. *Inverse problems*, 13(1), 63.
- Hagedoorn, J. (1959). The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical prospecting*, 7(2), 158–182.
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J. S., Ganerød, G. V., & Elvebakk, H. (2010). Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway. *Journal of Applied Geophysics*, 70(4), 292–306.
- Hellman, K., Ronczka, M., Günther, T., Wennermark, M., Rücker, C., & Dahlin, T. (2017). Structurally coupled inversion of ERT and refraction seismic data combined with cluster-based model integration. *Journal of Applied Geophysics*, 143, 169–181.
- Hirsch, M., Bentley, L. R., & Dietrich, P. (2008). A comparison of electrical resistivity, ground penetrating radar and seismic refraction results at a river terrace site. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 13(4), 325–333.
- Hubbard, S. S., Chen, J., Peterson, J., Majer, E. L., Williams, K. H., Swift, D. J., Mailloux, B., & Rubin, Y. (2001). Hydrogeological characterization of the South Oyster Bacterial Transport Site using geophysical data. *Water Resources Research*, 37(10), 2431–2456.
- Jol, H. M. (2008). *Ground penetrating radar theory and applications*. elsevier.

- Jordi, C., Doetsch, J., Günther, T., Schmelzbach, C., Maurer, H., & Robertsson, J. O. (2020). Structural joint inversion on irregular meshes. *Geophysical Journal International*, 220(3), 1995–2008.
- Jordi, C., Doetsch, J., Günther, T., Schmelzbach, C., & Robertsson, J. O. (2018). Geostatistical regularization operators for geophysical inverse problems on irregular meshes. *Geophysical Journal International*, 213(2), 1374–1386.
- Kaikkonen, P. & Sharma, S. (1998). 2-D nonlinear joint inversion of VLF and VLF-R data using simulated annealing. *Journal of Applied Geophysics*, 39(3), 155–176.
- Karous, M. & Hjelt, S. (1983). Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophysical prospecting*, 31(5), 782–794.
- Kirsch, R. (2006). Aquifer structures — pore aquifers. Dans *Groundwater Geophysics : A Tool for Hydrogeology*. Springer.
- Koch, K., Wenninger, J., Uhlenbrook, S., & Bonell, M. (2009). Joint interpretation of hydrological and geophysical data : electrical resistivity tomography results from a process hydrological research site in the Black Forest Mountains, Germany. *Hydrological Processes : An International Journal*, 23(10), 1501–1513.
- Kuang, X., Jiao, J. J., Zheng, C., Cherry, J. A., & Li, H. (2020). A review of specific storage in aquifers. *Journal of Hydrology*, 581, 124383.
- Lamothe, M. & St-Jacques, G. (2015). Rapport final, géologie du Quaternaire des bassins versants des rivières Nicolet et Saint-François, Québec. MB 2015-01. Rapport technique, Ministère de l'énergie et des ressources naturelles.
- Lefebvre, R., Ballard, J., Carrier, M., Vigneault, H., Beaudry, C., Berthot, L., Légaré-Couture, G., Parent, M., Laurencelle, M., Malet, X., et al. (2015). Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada. *Projet réalisé conjointement par l'INRS, l'IRDA et le OBVCA dans le cadre du PACES (Rapport final INRS R-1580, soumis au MDDELCC en mars 2015)*, 300.
- Lesmes, D. P. & Friedman, S. P. (2005). Relationships between the Electrical and Hydrogeological Properties of Rocks and Soils. Dans *Hydrogeophysics*. Springer Netherlands.
- Lesparre, N., Nguyen, F., Kemna, A., Robert, T., Hermans, T., Daoudi, M., & Flores-Orozco, A. (2017). A new approach for time-lapse data weighting in electrical resistivity tomography. *GEOPHYSICS*, 82(6), E325–E333.

- Lespérance, P. (1963). Rapport préliminaire sur la région d'Acton, comtés de Bagot et de Shefford. RP 496. Rapport technique, MINISTÈRE DES RICHESSES NATURELLES.
- Lévesque, Y., Chesnaux, R., & Walter, J. (2023). Using geophysical data to assess groundwater levels and the accuracy of a regional numerical flow model. *Hydrogeology Journal*, 31(2), 351–370.
- Lévesque, Y., Walter, J., Boumaiza, L., Lambert, M., Ferroud, A., & Chesnaux, R. (2024). Multitechnique approach for characterizing the hydrogeology of aquifer systems : application to the Mauricie region of Québec, Canada. *Canadian Water Resources Journal/Revue canadienne des ressources hydriques*, 49(1), 80–105.
- Linde, N. & Doetsch, J. (2016). *Joint Inversion in Hydrogeophysics and Near-Surface Geophysics*. Wiley Online Library.
- Loke, D. M. H. (2024). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, M. H., Chambers, J. E., Rucker, D. F., Kuras, O., & Wilkinson, P. B. (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95, 135–156.
- MALA Geoscience (2019). *ProEx - Professional Explorer Control Unit - Operating Manual v. 2.0. 19-001030*.
- Mälicke, M., Möller, E., Schneider, H. D., & Müller, S. (2021). mmaelicke/scikit-gstat : A scipy flavoured geostatistical variogram analysis toolbox.
- Mardan, A., Blouin, M., Fabien-Ouellet, G., Giroux, B., Vergniault, C., & Gendreau, J. (2024). A fine-tuning workflow for automatic first-break picking with deep learning. *Near Surface Geophysics*.
- Maries, G., Ahokangas, E., Makinen, J., Pasanen, A., & Malehmir, A. (2017). Interlobate esker architecture and related hydrogeological features derived from a combination of high-resolution reflection seismics and refraction tomography, Virttaankangas, southwest Finland. *Hydrogeology Journal*, 25(3), 829–845.
- Martel, R., Castellazzi, P., Gloaguen, E., Trépanier, L., & Garfias, J. (2018). ERT, GPR, InSAR, and tracer tests to characterize karst aquifer systems under urban areas : The case of Quebec City. *Geomorphology*, 310, 45–56.
- Maurya, P. K., Balbarini, N., Møller, I., Rønde, V., Christiansen, A. V., Bjerg, P. L., Auken, E., & Fiandaca, G. (2018). Subsurface imaging of water electrical conductivity, hydraulic permeability and lithology at contaminated sites by induced polarization. *Geophysical Journal International*, 213(2), 770–785.

- McClymont, A. F., Green, A. G., Villamor, P., Horstmeyer, H., Grass, C., & Nobes, D. C. (2008). Characterization of the shallow structures of active fault zones using 3-D ground-penetrating radar data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(B10).
- McNeill, J. & Labson, V. (1991). *Geological mapping using VLF radio fields*. Society of Exploration Geophysicists.
- Miller, R., Pullan, S., Waldner, J., & Haeni, F. (1986). Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, 51(11), 2067–2092.
- Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs (s.d.). Projets d'acquisition de connaissance des eaux souterraines. <https://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>.
- Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (2019). Détermination des aires de protection des prélèvements d'eau souterraine et des indices de vulnérabilité drastic – Guide technique. 86 pages. <http://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/drastic/guide.pdf>.
- Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (2020). Guide de présentation des travaux de modélisation hydrogéologique. 48 pages. <http://www.environnement.gouv.qc.ca/eau/souterraines/Guide-modelisation-hydrogeologique.pdf>.
- Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts (2016). LiDAR - Modèles numériques (terrain, canopée, pente). Jeu de données. <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/produits-derives-de-base-du-lidar>.
- Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts (2023). Géo-Inondations : Grille de présence des zones inondables cartographiées. Jeu de données. <https://www.donneesquebec.ca/recherche/dataset/geo-inondations-grille-de-presence-des-zones-inondables-cartographiees>.
- Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. (2018). Stratégie québécoise de l'eau 2018-2030. 80 pages. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/strategie-quebecoise>.
- Moorkamp, M., Lelièvre, P. G., Linde, N., & Khan, A. (2016). *Integrated imaging of the earth : Theory and applications*, volume 218. John Wiley & Sons.
- Moser, T. (1991). Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59–67.
- Nakanishi, I. & Yamaguchi, K. (1986). A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure. *Journal of Physics of the Earth*, 34(2), 195–201.

- Nasr, M., Giroux, B., & Dupuis, J. C. (2020). A hybrid approach to compute seismic travel times in three-dimensional tetrahedral meshes. *Geophysical Prospecting*, 68(4), 1291–1313.
- Nastev, M., Savard, M. M., Lapcevic, P., Lefebvre, R., & Martel, R. (2004). Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12, 257–269.
- Occhietti, S. (1990). Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent : méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 137–145.
- Okay, G., Cosenza, P., Ghorbani, A., Camerlynck, C., Cabrera, J., Florsch, N., & Revil, A. (2013). Localization and characterization of cracks in clay-rocks using frequency and time-domain induced polarization. *Geophysical Prospecting*, 61(1), 134–152.
- Oldenborger, G., Logan, C., Hinton, M., Pugin, A.-M., Sapia, V., Sharpe, D., & Russell, H. (2016). Bedrock mapping of buried valley networks using seismic reflection and airborne electromagnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 128, 191–201.
- Osiensky, J. L., Nimmer, R., & Binley, A. M. (2004). Borehole cylindrical noise during hole–surface and hole–hole resistivity measurements. *Journal of Hydrology*, 289(1-4), 78–94.
- Paal, G. (1965). Ore prospecting based on VLF-radio signals. *Geoexploration*, 3(3), 139–147.
- Paige, C. C. & Saunders, M. A. (1982). LSQR : An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, 8(1), 43–71.
- Palmer, D. (1981). An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, 46(11), 1508–1518.
- Perrot, M. & Tremblay, A. (2017). Compilation géologique - Richmond. CG-31H09-2016-01. Rapport technique, Ministère de l'énergie et des ressources naturelles.
- Pugin, A. J., Larson, T. H., Sargent, S. L., McBride, J. H., & Bexfield, C. E. (2004). Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, US. *The Leading Edge*, 23(7), 677–682.
- Pugin, A. J.-M., Pullan, S. E., & Duchesne, M. J. (2013). Regional hydrostratigraphy and insights into fluid flow through a clay aquitard from shallow seismic reflection data. *The Leading Edge*, 32(7), 742–748.
- Pugin, A. J.-M., Pullan, S. E., Hunter, J. A., & Oldenborger, G. A. (2009). Hydrogeological prospecting using P-and S-wave landstreamer seismic reflection methods. *Near Surface Geophysics*, 7(5-6), 315–328.

- Pullan, S. & Hunter, J. (1990). Delineation of buried bedrock valleys using the optimum offset shallow seismic reflection technique. *Geotechnical and environmental geophysics*, 3, 75–88.
- Rawlinson, N., Pozgay, S., & Fishwick, S. (2010). Seismic tomography : a window into deep earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3-4), 101–135.
- Renard, P. (2007). Stochastic hydrogeology : what professionals really need ? *Groundwater*, 45(5), 531–541.
- Revil, A., Karaoulis, M., Johnson, T., & Kemna, A. (2012). Review : Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrogeology. *Hydrogeology Journal*, 20(4), 617–658.
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rivera, A., Allen, D., & Maathuis, H. (2004). Climate Variability and Change – Groundwater Resources. Dans *Threats to Freshwater Availability in Canada*. Environnement Canada.
- Robinson, D., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F., Ferré, T., Grauch, V., Knight, R., Knoll, M., Lakshmi, V., Miller, R., et al. (2008). Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics : A vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes : An International Journal*, 22(18), 3604–3635.
- Rubin, Y. & Hubbard, S. S. (2006). *Hydrogeophysics*, volume 50. Springer Science & Business Media.
- Rücker, C., Günther, T., & Wagner, F. M. (2017). pyGIMLi : An open-source library for modelling and inversion in geophysics. *Computers & Geosciences*, 109, 106–123.
- Règlement sur le prélèvement des eaux et leur protection, RLRQ Q-2, r. 35.2 (2024).
- Règlement sur l’encadrement d’activités en fonction de leur impact sur l’environnement, RLRQ Q-2, r. 17.1 (2024).
- Rücker, C., Günther, T., & Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modelling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — I. Modelling. *Geophysical Journal International*, 166(2), 495–505.
- Santos, F. M., Mateus, A., Figueiras, J., & Gonçalves, M. A. (2006). Mapping groundwater contamination around a landfill facility using the VLF-EM method—a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 60(2), 115–125.

- Seigel, H., Nabighian, M., Parasnis, D. S., & Vozoff, K. (2007). The early history of the induced polarization method. *The Leading Edge*, 26(3), 312–321.
- Sharma, S. & Baranwal, V. (2005). Delineation of groundwater-bearing fracture zones in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data. *Journal of Applied geophysics*, 57(2), 155–166.
- Slater, L. (2007). Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity : From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries—A Review. *Surveys in Geophysics*, 28(2), 169–197.
- Słowik, M. (2011). Reconstructing migration phases of meandering channels by means of ground-penetrating radar (gpr) : the case of the obra river, poland. *Journal of soils and sediments*, 11, 1262–1278.
- Steeple, D. W. (2005). Shallow seismic methods. Dans *Hydrogeophysics*. Springer.
- Straface, S., Fallico, C., Troisi, S., Rizzo, E., Reil, A., et al. (2007). Estimating of the transmissivities of a real aquifer using a self potential signals associated with a pumping test. *Ground Water*, 45, 420–428.
- Sun, J. & Li, Y. (2016). Joint inversion of multiple geophysical and petrophysical data using generalized fuzzy clustering algorithms. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 208(2), 1201–1216.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. SIAM.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Tikhonov, A. N. & Arsenin, V. I. (1977). *Solutions of Ill-posed Problems*. Winston.
- Todd, D. K. (1980). *Groundwater hydrology*. J. Wiley, New York, 2nd ed edition.
- Tremblay, A. & Perrot, M. (2016). Compilation géologique des feuillets 31H02, 31H07, 31H08, 31H09 et 31H16, régions de l’Estrie et de la Montérégie. MB 2016-16. Rapport technique, Ministère des Ressources naturelles du Québec.
- Tso, C.-H. M., Kuras, O., Wilkinson, P. B., Uhlemann, S., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Graham, J., Sherlock, E. F., & Binley, A. (2017). Improved characterisation and modelling of measurement errors in electrical resistivity tomography (ERT) surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 146, 103–119.

- Uhlemann, S., Kuras, O., Richards, L. A., Naden, E., & Polya, D. A. (2017). Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 147, 402–414.
- Van Overmeeren, R. (1998). Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands : A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of applied geophysics*, 40(1-3), 1–18.
- Vogelgesang, J. A., Holt, N., Schilling, K. E., Gannon, M., & Tassier-Surine, S. (2020). Using high-resolution electrical resistivity to estimate hydraulic conductivity and improve characterization of alluvial aquifers. *Journal of Hydrology*, 580, 123992.
- Wagner, F. M., Mollaret, C., Günther, T., Kemna, A., & Hauck, C. (2019). Quantitative imaging of water, ice and air in permafrost systems through petrophysical joint inversion of seismic refraction and electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 219(3), 1866–1875.
- Wagner, F. M. & Uhlemann, S. (2021). An overview of multimethod imaging approaches in environmental geophysics. Dans *Advances in Geophysics*. Elsevier.
- Wightman, W., Jalinoos, F., Hanna, K., Sirles, P., et al. (2003). Application of geophysical methods to highway related problems. Rapport technique, United States. Federal Highway Administration.
- Wishart, D. N., Slater, L. D., & Gates, A. E. (2006). Self potential improves characterization of hydraulically-active fractures from azimuthal geoelectrical measurements. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Wood, W. W. (2000). It's the Heterogeneity! *Groundwater*, 38(1), 1–1.
- Wright, J. L. (1988). *VLF interpretation manual*. Scintrex 788-714.
- Xiong, H., Wang, Y., Guo, X., Han, J., Ma, C., & Zhang, X. (2022). Current status and future challenges of groundwater vulnerability assessment : A bibliometric analysis. *Journal of Hydrology*, 615, 128694.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis : Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- Zhao, H. (2005). A fast sweeping method for eikonal equations. *Mathematics of computation*, 74(250), 603–627.
- Zhou, J., Revil, A., Karaoulis, M., Hale, D., Doetsch, J., & Cuttler, S. (2014). Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 197(1), 292–309.

Zinn, B. & Harvey, C. F. (2003). When good statistical models of aquifer heterogeneity go bad : A comparison of flow, dispersion, and mass transfer in connected and multivariate gaussian hydraulic conductivity fields. *Water Resources Research*, 39(3).

ANNEXE A MATÉRIEL COMPLÉMENTAIRE POUR LE CHAPITRE 3

A.1 Quelques mots sur la qualité des inversions électriques

L'erreur relative sur la reproduction des données par l'inversion semble relativement élevée à première vue. En effet, elle est de 8,74 % pour le profil TRE-3 (figure 3.7) et de 11,74% pour le profil TRE-2 (figure 3.8). Toutefois, cela ne veut pas forcément dire que les inversions sont mauvaises et ne reproduisent pas bien les données. L'erreur relative élevée provient en fait de quelques points de faible résistivité apparente dont l'erreur de mesure estimée est grande. Comme l'erreur estimée est grande, ces points ont moins de poids dans l'inversion. Par exemple, la figure A.1 présente les pseudosections observées et modélisées pour le profil TRE-3. Les points visiblement moins bien reproduits sont ceux en profondeur. Ce sont des points pour lesquels le facteur géométrique est grand, et comme le potentiel mesuré est faible, l'erreur relative devient importante. Mis à part quelques-uns de ces points en profondeur, les deux pseudosections sont très similaires.

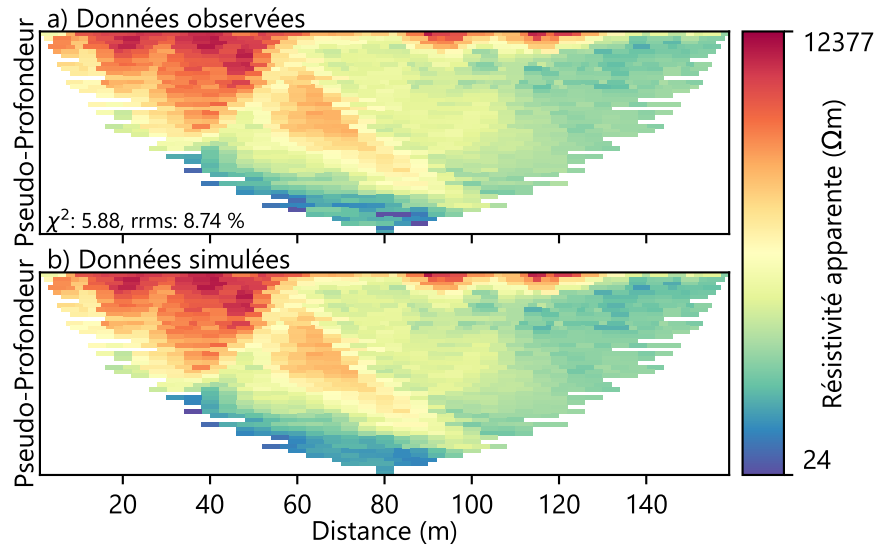


FIGURE A.1 Pseudo-sections observées et simulées pour la ligne TRE-3.

La figure A.2 permet de valider cette explication et confirmer que les inversions reproduisent bien les données, malgré l'erreur relative élevée. En effet, en a), on constate que les données simulées reproduisent bien les données observées, comme la tendance du nuage de points est bien concentrée autour de la tendance 1 :1. En b), on voit que la majorité des points de mesures se trouvent sous la barre du 5% d'erreur relative. L'erreur relative moyenne est en fait artificiellement gonflée par quelques points de faible résistivité apparente correspondant à de grandes pseudo-profondeurs qui sont mal reproduits. Lorsque ces erreurs sont élevées au carré (voir équation 2.23), les points mal reproduits font grandement augmenter la valeur de l'erreur relative.

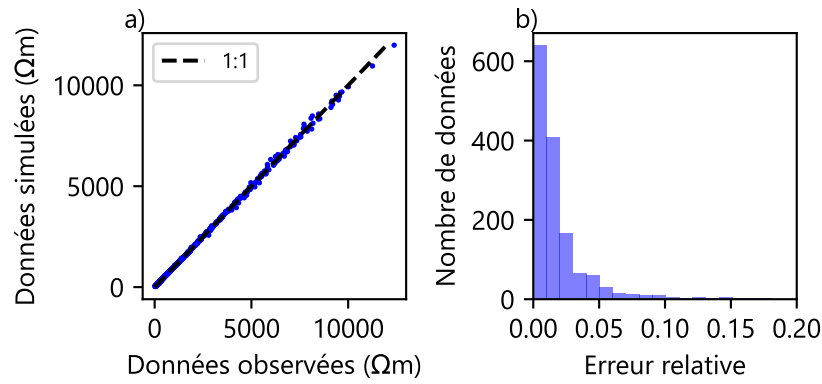


FIGURE A.2 Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour la ligne TRE-3

La figure A.3 présente la résistivité électrique en profondeur où les profils TRE-2 et TRE-3 se croisent. Malgré le fait que les courbes ne soient pas exactement identiques, les tendances sont les mêmes. Bref, les profils de résistivité électrique inversées permettent de reproduire les données à l'intérieur d'une erreur raisonnable et réaliste et on peut considérer que ces modèles sont une représentation plausible de la distribution de résistivité électrique, en particulier en considérant le fait que les résultats sont cohérents avec ce qui a été observé en forage, malgré le lissage très important par rapport à la réalité (voir figure 2.8). Le réalisme de ces résultats est donc suffisant pour guider l'élaboration d'un modèle de la géométrie des unités.

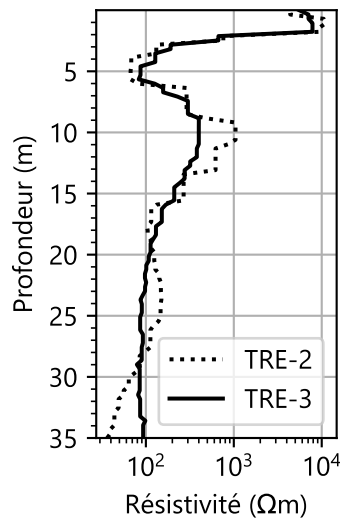


FIGURE A.3 Résultats des inversions des profils TRE-2 et TRE-3 à la position où ils se croisent.

ANNEXE B MATÉRIEL COMPLÉMENTAIRE POUR LE CHAPITRE 4

B.1 Ligne TRE-02

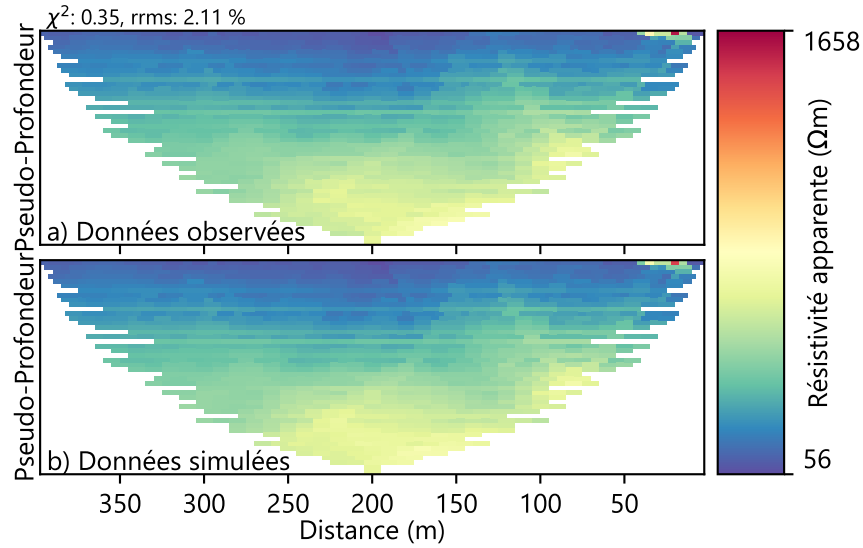


FIGURE B.1 Comparaison des pseudo-sections observées et simulées de la ligne TRE-02

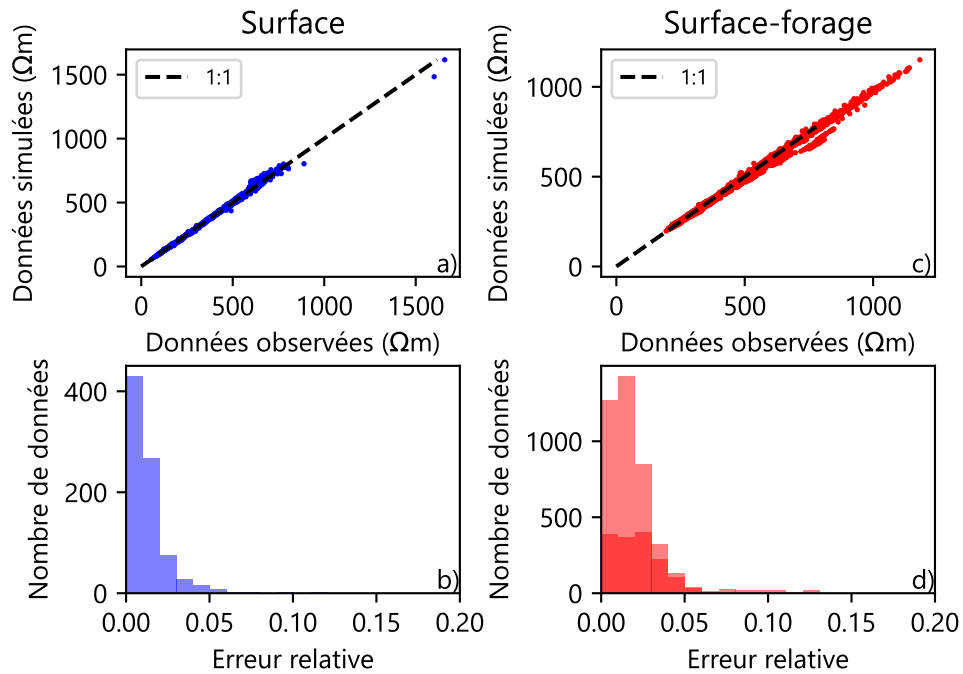


FIGURE B.2 Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour les jeux de données a), b) surface et c), d) surface-forage pour la ligne TRE-02.

B.2 Ligne TRE-03

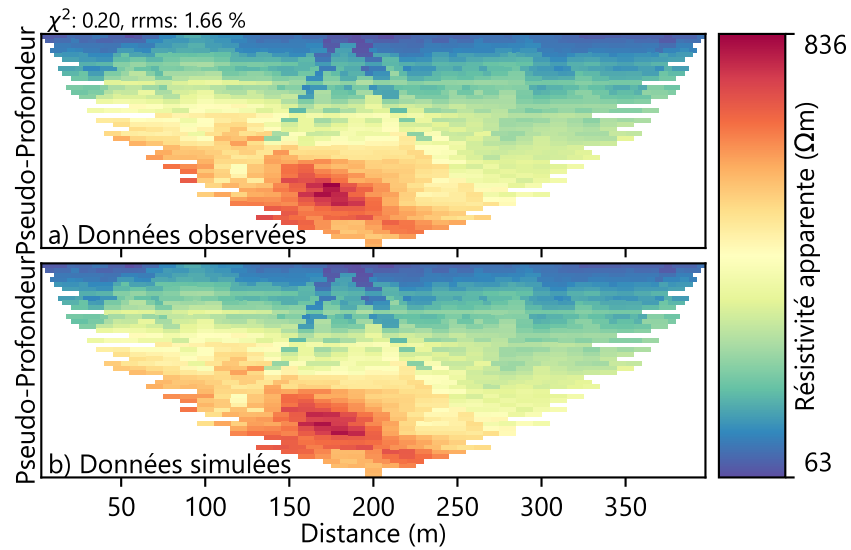


FIGURE B.3 Comparaison des pseudo-sections observées et simulées de la ligne TRE-03

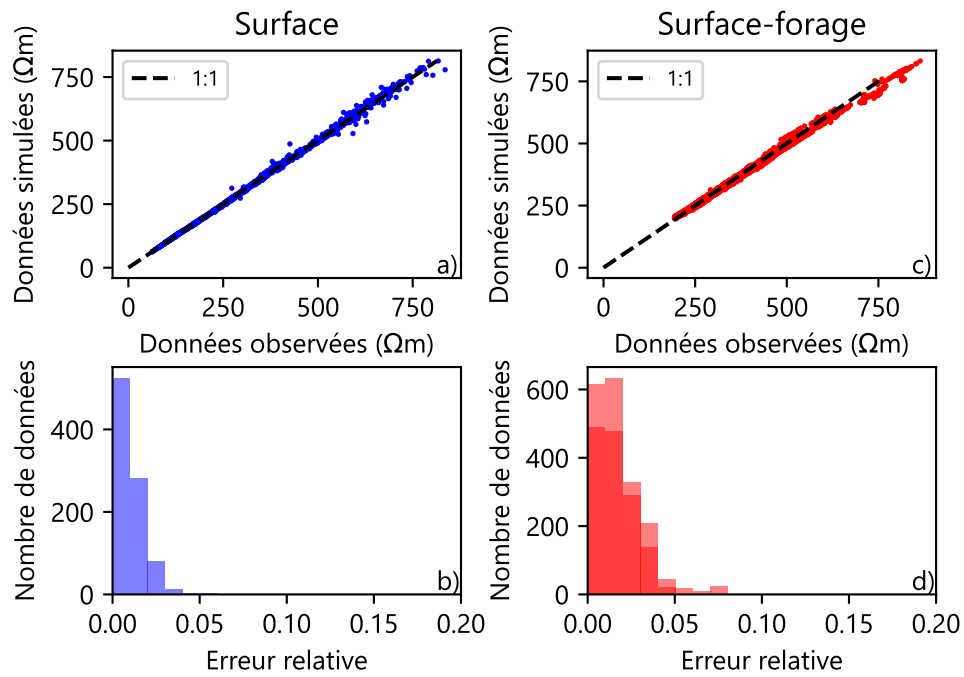


FIGURE B.4 Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour les jeux de données a), b) surface et c), d) surface-forage pour la ligne TRE-02.

B.3 Ligne SIS-01

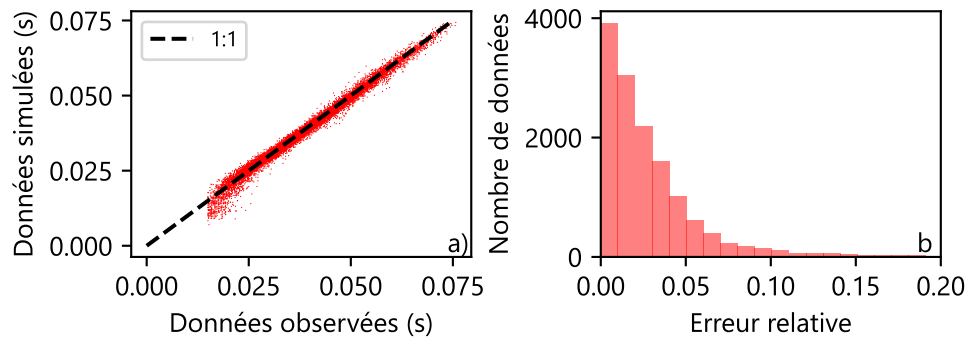


FIGURE B.5 Données simulées en fonction des données observées et distribution de l'erreur relative pour la ligne SIS-01.

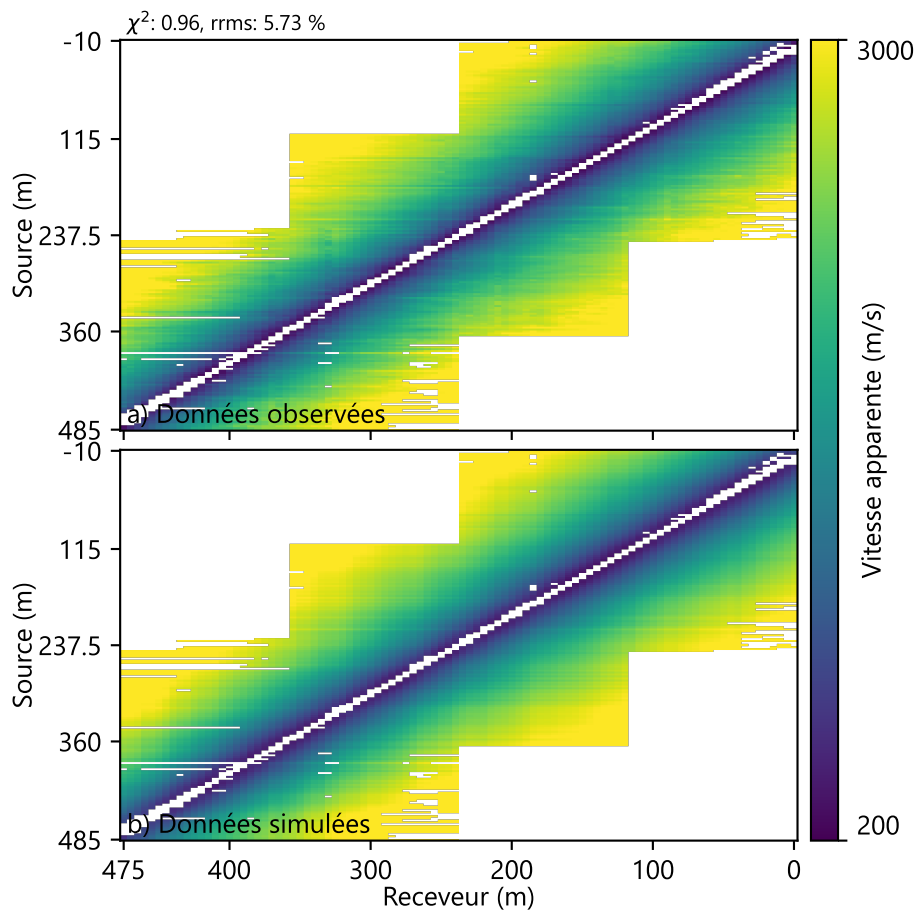


FIGURE B.6 Comparaison des vitesses relatives observées et simulées de la ligne SIS-01.

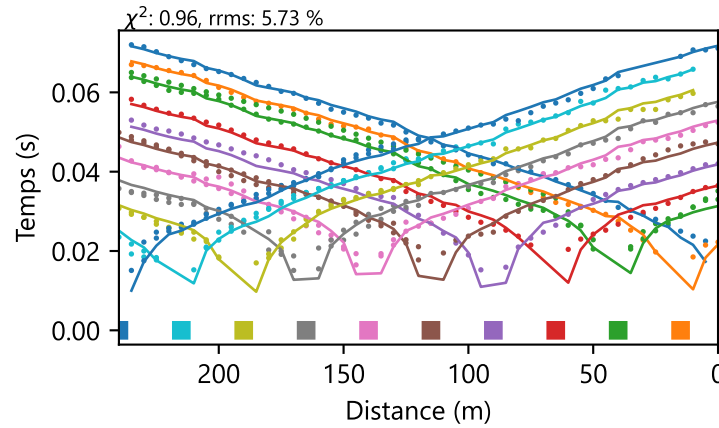


FIGURE B.7 Comparaison de temps de parcours observées et simulés pour la ligne SIS-01.

B.4 Mesures surfaces-forages

TABLEAU B.1 Paramètres d'acquisition pour la méthode de TRE pour chaque ligne avec la configuration surface-forage.

Paramètres	TRE-02 0-200 m	TRE-02 200-400 m	TRE-03 0-200 m	TRE-03 200-400 m
Longueur totale (m)	200	200	200	200
Espacement des électrodes (m)	5	5	5	5
Espacement des dipôles (m)	5 à 100	5 à 25	5 à 25	5 à 25
Dispositif utilisé	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle	Dipôle-dipôle
Mesures réciproques	Oui, partiel	Non	Non	Non
Nombre de sommation min/max	2/4	2/4	2/4	2/4
Courant demandé min/max (mA)	1/100	1/100	1/100	1/100
Durée d'injection (s)	0.2 à 0.5	0.3	0.2	0.3
Délai avant mesure (s)	0.2 à 0.5	0.3	0.2	0.3
Nombre de quadripôles	5335	2715	2715	2715
Déviatoin standard demandée (%)	1	1	1	1

Les figures B.8 et B.9 présentent les résultats des inversions des lignes TRE-02 et TRE-03. Pour chaque ligne, les inversions pour les jeux de données surfaces-forages individuelles sont présentées en a) ou en b). L'inversion de l'acquisition de surface est présentée en c).

Sur la figure B.8, la concordance entre les structures visibles de chaque côté du forage n'est pas bonne. Débutons l'analyse à proximité du forage, là où la sensibilité de la méthode est plus grande. D'abord, sur la section de 200 à 400 m, on observe une zone conductrice jusqu'à environ 50 m, suivi d'une zone de résistivité intermédiaire jusqu'à 125 m puis une zone très résistive de 125 à 155 m. De l'autre côté du forage, l'inversion avec les mesures de surface-forage de 0 à 200 m résulte en un modèle différent. D'abord, de 30 à 50 m, la résistivité est plus élevée de ce côté. À partir de

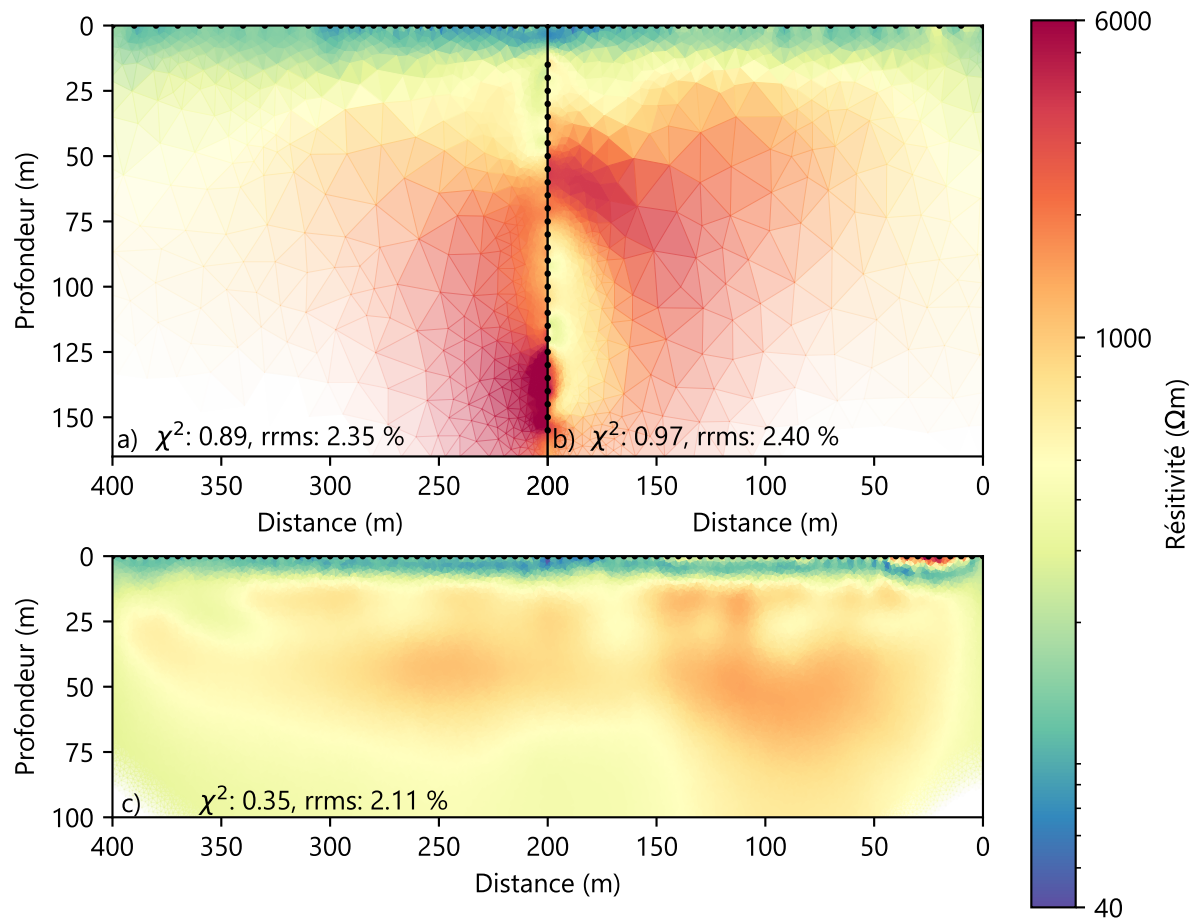


FIGURE B.8 Résultats des inversions pour la ligne TRE-02 pour les acquisitions surface-forage de a) 0 à 200 m, b) 200 à 400 m et c) avec le dispositif de surface.

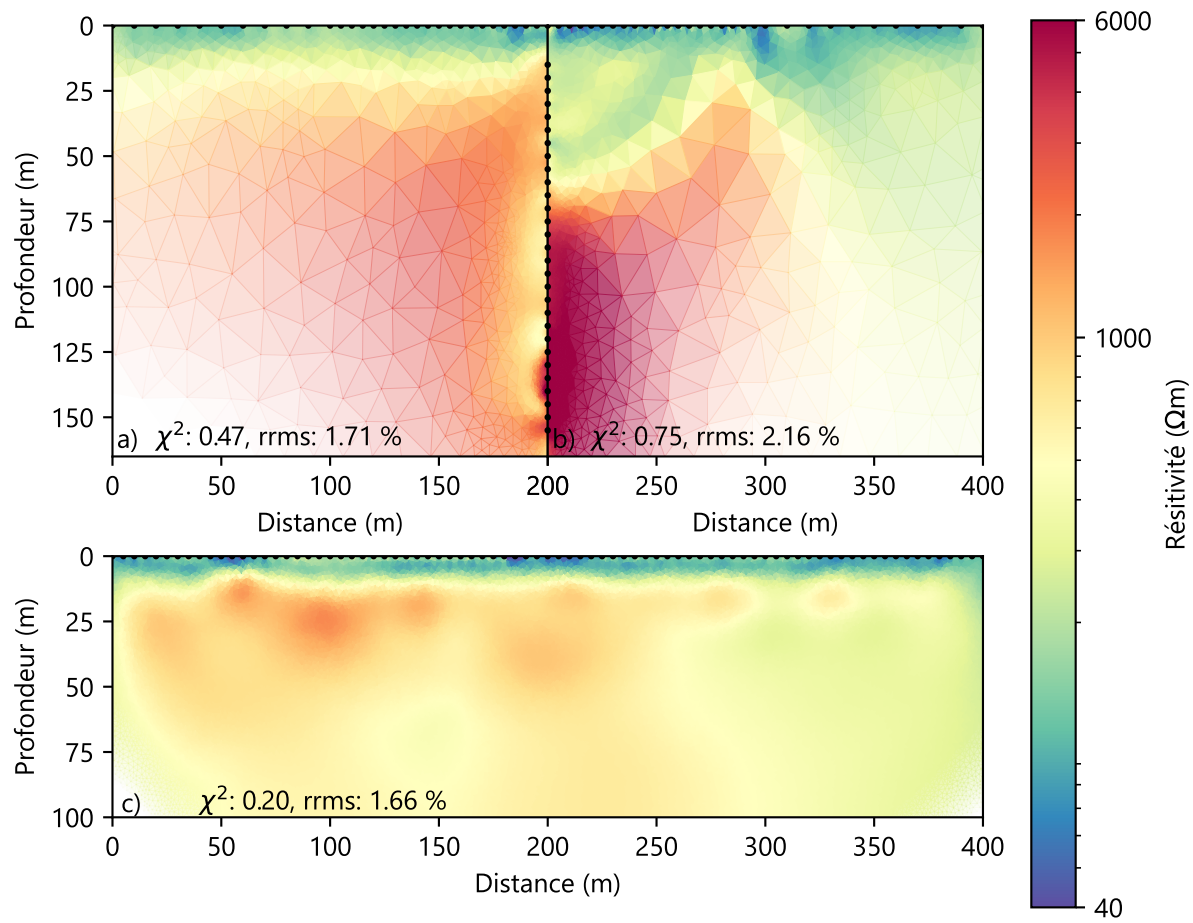


FIGURE B.9 Résultats des inversions pour la ligne TRE-03 pour les acquisitions surface-forage de a) 0 à 200 m, b) 200 à 400 m et c) avec le dispositif de surface.

75 m, la résistivité est relativement faible par rapport au résultat à la même profondeur, mais de l'autre côté du puits. L'inversion des données de surface donne un modèle différent et qui partage moins de similitudes. La résistivité varie grandement entre le mort terrain et le socle rocheux. En effet, les dépôts meubles ont une résistivité de l'ordre de 50 à 200 Ωm . Le roc présente également des variations importantes de la résistivité électrique. Celle-ci varie entre 200 et 3000 Ωm selon l'inversion des données de surface.

Le portrait est similaire pour les résultats de la ligne TRE-03. La concordance entre les données de chaque côté du forage n'est pas bonne. Sur l'inversion de la figure b), il semble y avoir un corps conducteur de ce côté qui fait en sorte que le modèle inversé est conducteur de 0 à 50m. De l'autre côté, la résistivité est plus grande. En profondeur, le résultat de l'inversion de 200 à 400 m est beaucoup plus résistif que celui de 0 à 200 m. Le résultat de l'inversion du jeu de données avec le dispositif en surface est similaire au résultat de la ligne précédente. Le socle rocheux présente des hétérogénéités de la résistivité électrique à l'échelle des investigations. De 0 à 150 m, à une profondeur de 20 à 50 m, il y a une zone de résistivité plus élevée, de l'ordre de 1000 à 2000 Ωm . Au l'autre extrémité de la ligne, la résistivité est plus faible, autour de 200 à 300 Ωm . La résistivité près de la surface est plus faible, de l'ordre de 100 Ωm .

ANNEXE C MATÉRIEL COMPLÉMENTAIRE POUR LE CHAPITRE 5

C.1 Contexte du site

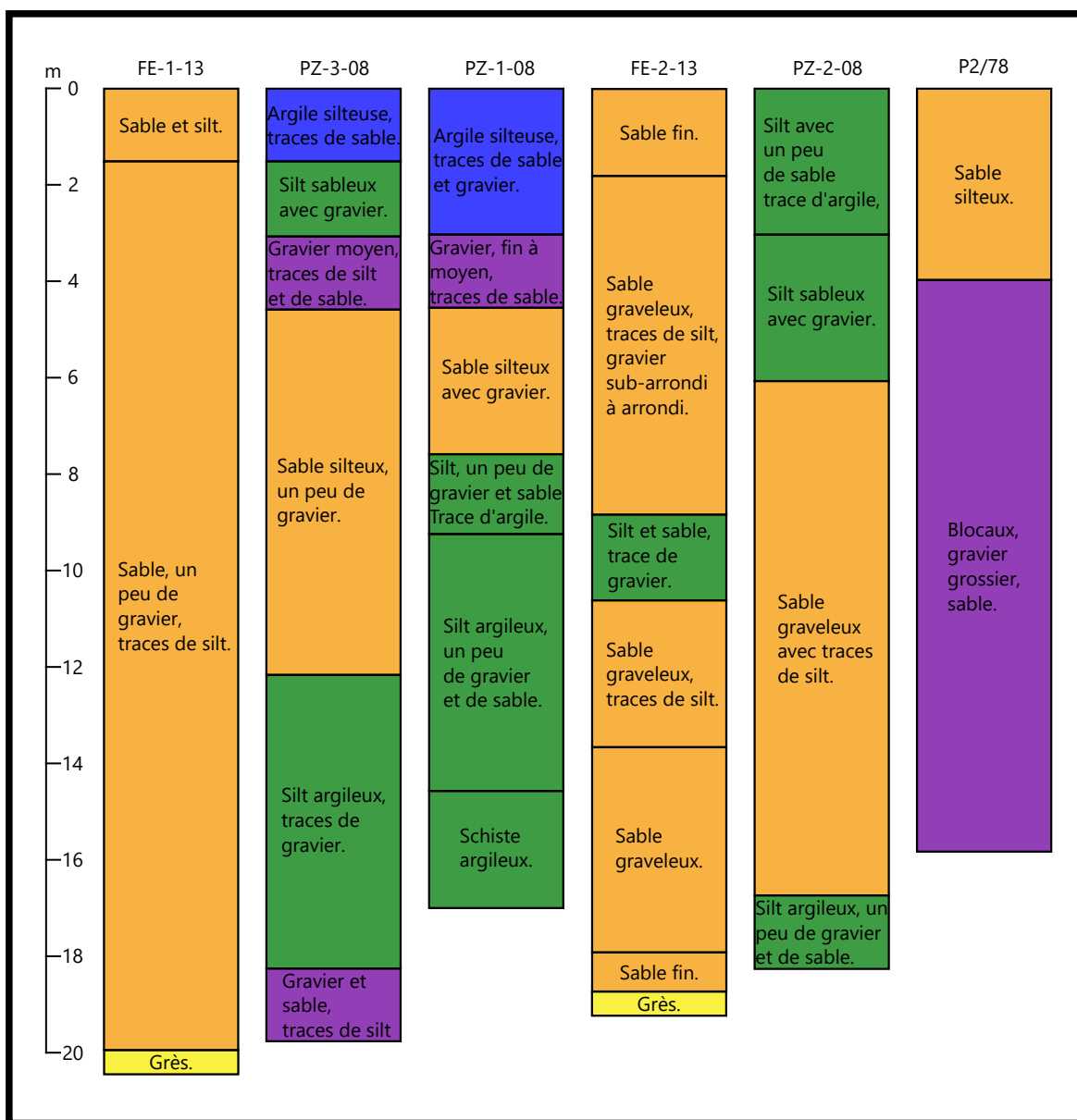


FIGURE C.1 Stratigraphie des forages réalisés sur le site. La profondeur est mesurée à partir de la surface du sol.

C.2 Résultats géoradar

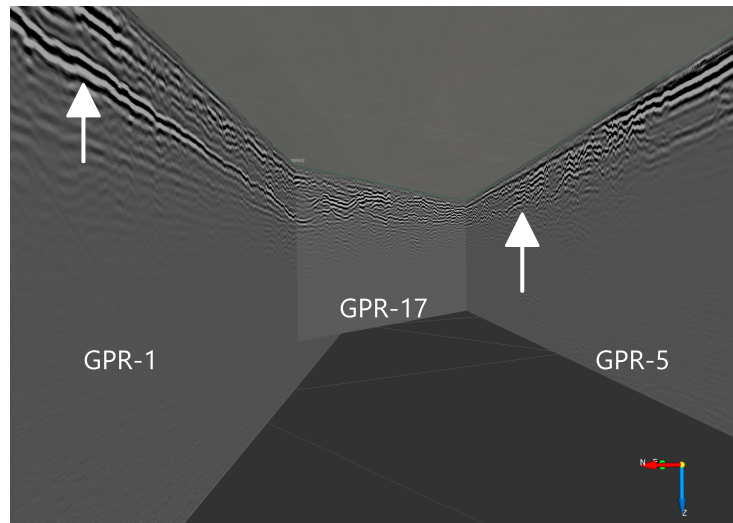


FIGURE C.2 Vue 3D des profils géoradar GPR-1, GPR-5 et GPR-17.

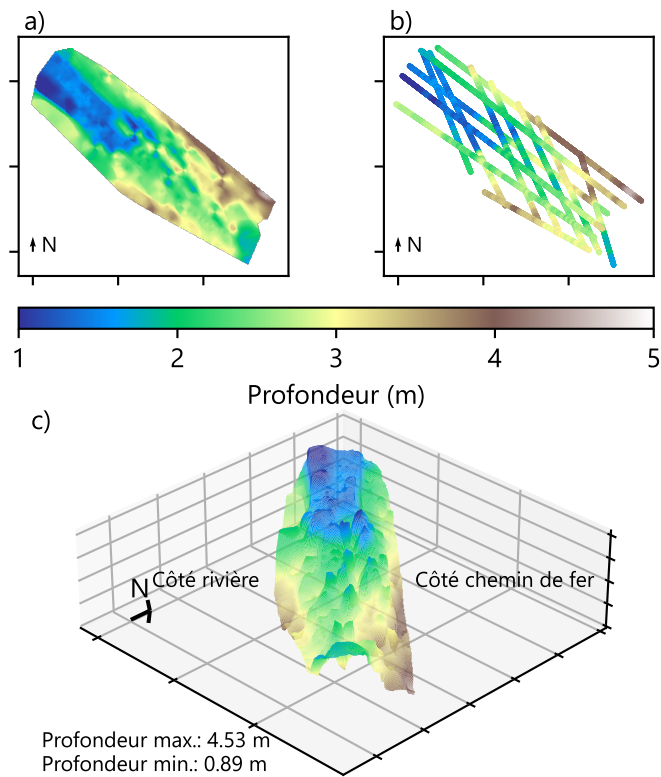


FIGURE C.3 a) Profondeur krigée de la couche de sable silteux à graveleux. b) Vue en plan de la profondeur du réflecteur identifié sur chaque profil. Chaque pointé est représenté par un point. c) Surface interpolée à partir des profils géoradar du dessus de l'unité de sable silteux à graveleux.

Les données géoradar permettent également de tirer des conclusions sur le type d'environnement sédimentaire. Sur les profils géoradar, à une profondeur de moins de 8 m, plusieurs formes concaves ont été identifiées sur les profils géoradar. Ces dépressions sont identifiées par des flèches jaunes sur les profils. La figure C.4 présente quelques exemples. Ces dépressions sont interprétées comme des paléochenaux (Słowik, 2011). La présence de ces structures confirme également que le type d'environnement de dépôts est alluvionnaire. Les fortes variations de résistivité électrique sont bien représentatives de l'hétérogénéité de ce type de milieu.

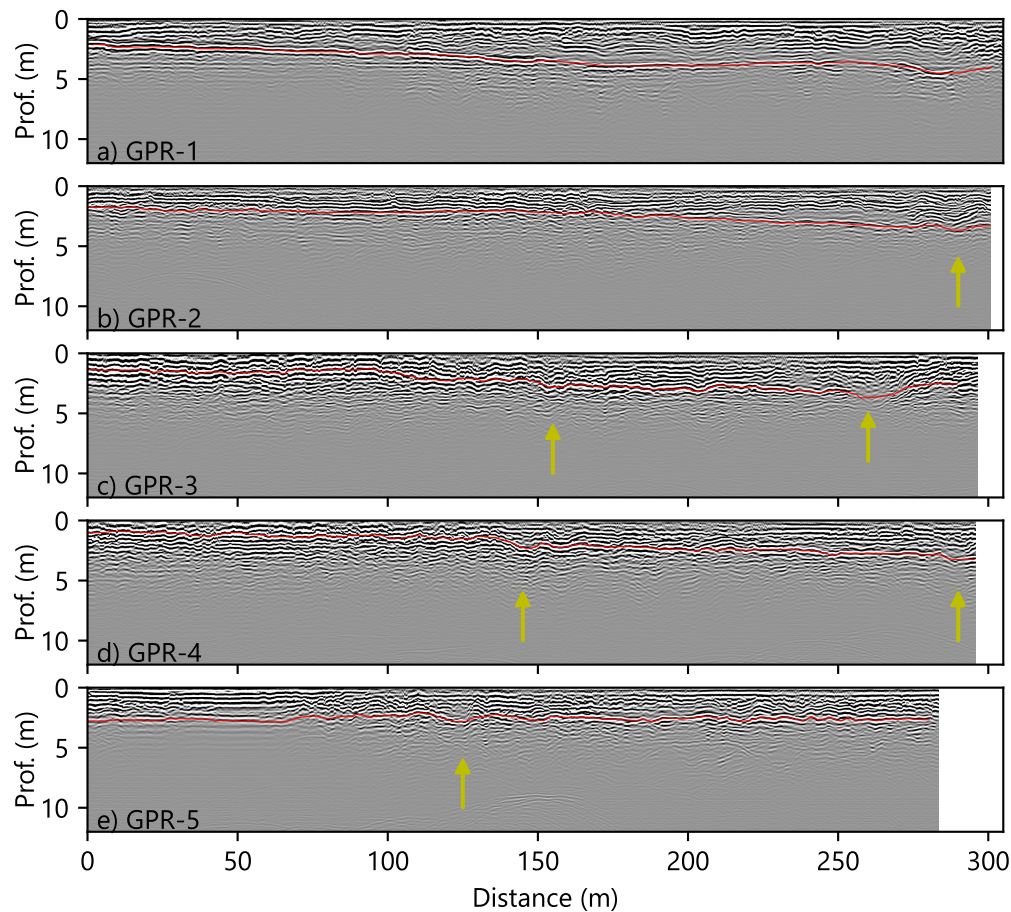


FIGURE C.4 Profils géoradar 100 MHz des lignes GPR-1 à GPR-5.

Limitations de la méthode

La migration temps-profondeur des profils géoradar n'a pas été effectuée avec le même modèle de vitesse pour toutes les lignes, ce qui peut induire une correspondance plus ou moins bonne du réflecteur au croisement de deux profils géoradar. Seulement trois acquisitions en point milieu ont été effectuées pour déterminer un modèle de vitesse. De plus, ce réflecteur n'est pas continu de façon claire sur tous les profils. Ces disparités expliquent l'irrégularité de la surface interpolée, en particulier aux croisements des lignes pour lesquelles la profondeur est décalée. Les profils

de résistivité électrique permettent de déduire qu'il existe des contrastes latéraux importants de granulométrie des dépôts de surface. On peut donc supposer que les vitesses des ondes exploitées par le géoradar varient également. Dans ce cas, un modèle 1D est moins approprié et induit des erreurs. Notamment, un réflecteur peut présenter des variations de profondeur qui proviennent en fait d'une conversion temps-profondeur avec une vitesse constante latéralement, alors qu'elle est variable. Une approche pour pallier à cet écart serait de développer un modèle 3D de la vitesse des ondes géoradar à partir de la combinaison des acquisitions en point milieu commun et de la calibration des hyperboles de diffractions visibles sur les profils.

Malgré l'incertitude sur la conversion temps-profondeur des profils géoradar, l'analyse qui a été faite est suffisante pour tirer des conclusions sur les tendances générales de la stratigraphie de l'unité confinante en surface. En effet, la profondeur des pointés permet tout de même de déduire que la couche de silt et d'argile confinante au-dessus du sable silteux est plus mince, ou absente, dans la portion nord-ouest des levés géoradar. Cette strate s'épaissit plus rapidement vers le nord-est est le sud-ouest, dans un axe plus ou moins perpendiculaire à la rivière. Vers le sud-est, elle s'épaissit progressivement, puis semble s'amincir de nouveau. Bref, cette analyse illustre le fait que la couche confinante présente des variations locales importantes. Ce modèle pourrait éventuellement être intégré dans un modèle numérique pour modéliser l'écoulement et la recharge dans l'aquifère et déterminer plus précisément les aires de protections des puits exploités ainsi que le lien hydraulique entre le puits et la rivière.