

Titre: Développement d'approches géophysiques et de cartographie par drone pour l'évaluation des discontinuités structurales dans les aquifères de roc fracturée
Title:

Auteur: Oumaïma Ejbabra
Author:

Date: 2023

Type: Mémoire ou thèse / Dissertation or Thesis

Référence: Ejbabra, O. (2023). Développement d'approches géophysiques et de cartographie par drone pour l'évaluation des discontinuités structurales dans les aquifères de roc fracturée [Master's thesis, Polytechnique Montréal]. PolyPublie.
Citation: <https://publications.polymtl.ca/54860/>

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

URL de PolyPublie: <https://publications.polymtl.ca/54860/>
PolyPublie URL:

Directeurs de recherche: Éric Rosa
Advisors:

Programme: Génie minéral
Program:

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

Affiliée à l'Université de Montréal

et

L'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

**Développement d'approches géophysiques et de cartographie par drone pour
l'évaluation des discontinuités structurales dans les aquifères de roc fracturée**

OUMAÏMA EJBABRA

Département des génies civil, géologique et des mines

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

Génie minéral

Août 2023

POLYTECHNIQUE MONTRÉAL

Affiliée à l'Université de Montréal

et

L'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue

Ce mémoire intitulé :

**Développement d'approches géophysiques et de cartographie par drone pour
l'évaluation des discontinuités structurales dans les aquifères de roc fracturée**

présenté par **Oumaïma EJBABRA**

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

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

Li Zhen CHENG, présidente

Eric ROSA, membre et directeur de recherche

Vincent CLOUTIER, membre et codirecteur de recherche

Fionna Ann DARBYSHIRE, membre et codirectrice de recherche

Marc LEGAULT, membre externe

DÉDICACE

À mes très chers Parents, À ma sœur bien-aimée

Il est difficile de trouver les mots justes pour exprimer toute ma gratitude envers vous. Vous êtes les piliers inébranlables de ma vie, les personnes qui m'ont soutenu et encouragé à chaque instant. Ce mémoire de fin d'études représente bien plus qu'un simple accomplissement personnel, c'est le résultat de notre amour, de notre dévouement et de notre soutien mutuel.

À mes parents, je vous remercie du fond du cœur pour votre amour inconditionnel, votre patience infinie et vos sacrifices inestimables. Vous avez toujours cru en moi, même lorsque je doutais de mes propres capacités. Votre confiance et votre soutien indéfectibles ont été ma plus grande source de motivation.

À ma sœur chérie, tu es ma confidente, ma meilleure amie et mon modèle. Tu m'as inspirée par ta persévérance, ta force et ton intelligence. Tu as toujours été là pour moi, me poussant à viser plus haut et à croire en mes rêves. Ta présence précieuse a illuminé chacune de mes journées.

Ce mémoire est le fruit de notre amour, de notre complicité et de notre unité en tant que famille. Vos encouragements, vos conseils avisés et votre amour inconditionnel ont été mes plus grands atouts tout au long de ce parcours académique. Je ne pourrais jamais assez vous remercier pour tout ce que vous avez fait et continuez de faire pour moi.

Puissent ces mots humblement écrits témoigner de toute mon admiration et de ma reconnaissance éternelle envers vous. Vous êtes mes héros, ma force et ma plus grande source d'inspiration.

Avec tout mon amour,

Oumaïma

REMERCIEMENTS

Je tenais à vous adresser mes plus sincères remerciements à l'occasion de la remise de mon rapport de maîtrise. Votre soutien indéfectible tout au long de ce parcours académique a été inestimable et a grandement contribué à ma réussite.

Je tiens à remercier chaleureusement mon directeur, Éric Rosa, pour son encadrement précieux et son soutien constant tout au long de ma recherche. Vos conseils éclairés, votre expertise et votre disponibilité ont joué un rôle essentiel dans la réalisation de ce rapport. Vous m'avez encouragée à aller au-delà de mes limites intellectuelles.

Je souhaite également exprimer ma profonde gratitude envers mes co-directeurs, Fiona Ann Darbyshire et Vincent Cloutier, pour leurs collaborations fructueuses et leurs apports intellectuels tout au long de ce projet. Vos expertises complémentaires et vos engagements ont été des atouts majeurs pour l'aboutissement de mon travail.

Je tiens à remercier la professeur Li Zhen Cheng et le professeur Marc Legault d'avoir accepté d'évaluer ce mémoire.

Je remercie aussi la collaboration, le support et l'accueil de toute l'équipe de la Fonderie Horne, je tiens particulièrement à remercier le Coordonnateur Environnement - gestion des eaux, Frédérick Lagacé, pour l'accueil chaleureux et le support tout au long des travaux de terrain.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements aux agents de recherches Magalie Roy et Brahim Maylal, pour votre précieuse contribution à mon travail de recherche et à l'aide précieuse que vous m'avez apportée lors des travaux de terrain et pour le soutien en géomatique, ainsi que votre disponibilité. J'adresse mes sincères remerciements à Pierre-Luc Dallaire pour son support en géophysique.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Dany Charon, directrice du campus d'Amos et Hélène Lavoie secrétaire du campus d'Amos, pour votre rôle essentiel dans la création d'une atmosphère familiale et chaleureuse au sein de notre campus. Votre dévouement et votre engagement ont transformé notre séjour en une expérience véritablement mémorable. Merci pour votre bienveillance!

À mes collègues et amis du campus, je voudrais vous remercier pour vos encouragements, vos échanges intellectuelles stimulants et votre soutien mutuel tout au long de cette aventure académique.

Mes très chers parents, vous êtes ma source de force et de confort. Votre amour et votre soutien constants m'ont permis de surmonter les obstacles qui se sont présentés sur mon chemin. Vos encouragements, vos mots d'encouragement et votre présence à mes côtés, même à distance, ont été d'une valeur inestimable pour moi. Ma sœur jumelle Yasmine, merci pour ta présence constante, malgré les kilomètres qui nous séparent, merci pour ta loyauté sans faille et pour ton amour inconditionnel. Je suis reconnaissante pour chaque moment partagé, chaque éclat de rire et chaque épreuve surmontée ensemble. Je tiens à prendre un moment pour exprimer ma profonde gratitude et remercier du fond du cœur ma tante Naïma et mon oncle André pour votre soutien inconditionnel tout au long de mes moments difficiles, même malgré la distance qui nous sépare, a été un véritable baume pour mon cœur. Je tiens à remercier mon très cher Mohammed pour son soutien inconditionnel et ses encouragements qui ont été des éléments essentiels et qui m'ont permis de franchir chaque étape avec confiance, je suis reconnaissante de t'avoir à mes côtés.

Enfin, à ma meilleure amie, Wijdane, je voudrais exprimer ma reconnaissance infinie. Tu as été présente à mes côtés à chaque étape de ce parcours, écoutant mes doutes, me motivant et me rappelant toujours la force qui réside en moi. Tu es ma confidente qui me protège, tu es mon rayon de soleil quotidien, celle qui me pousse à donner le meilleur de moi-même, je suis tellement reconnaissante de t'avoir dans ma vie grande sœur. Un grand Merci à ma meilleure Latifa pour le support qu'elle m'a apportée également tout au long de mon parcours académique.

RÉSUMÉ

Les bassins à résidus peuvent constituer une source de contamination pour les eaux de surface et les aquifères. L'évaluation des voies potentielles de migration des contaminants dans les zones environnantes des bassins de résidus est primordiale. Cependant, évaluer les chemins d'écoulement des contaminants à travers du roc fracturé est un défi majeur en raison du manque de méthodes permettant d'analyser l'architecture et la connectivité des discontinuités structurales. Dans cette étude, le parc à résidus du site Quémont-2, une propriété de Glencore Fonderie Horne situé à Rouyn-Noranda, est ciblé. Ce parc à résidus, couvrant une superficie de 102 ha, a été utilisé successivement pour le dépôt de résidus sulfureux, de scories et de boues d'UTAF (unité de traitement d'acide faible) au fil des années et a atteint sa capacité d'accumulation maximale. Pour évaluer l'architecture des discontinuités structurales en périphérie du parc à résidus, des approches géophysiques non invasives ont été déployées en parallèle à la cartographie d'affleurements et à la collecte d'images par drone. La cartographie manuelle et par drone a permis de collecter des données détaillées sur les fractures présentes dans la zone d'étude, révélant leur distribution spatiale et leur orientation en couplant avec le graphique 3D des plans d'intersections. Les profils de résistivité électrique ont fourni des informations précieuses sur la structure du sous-sol, tandis que les profils de géoradar (GPR) ont détecté les réflexions d'ondes électromagnétiques provenant des fractures. La combinaison des méthodes précitées a permis de caractériser les réseaux de fractures de l'aquifère rocheux et de déterminer les milieux hétérogènes fracturés où les écoulements sont fortement chenalisés. L'intégration de ces méthodes permettra d'évaluer la connectivité hydraulique entre le parc à résidus et l'aquifère rocheux fracturé, ainsi que la présence potentielle des chemins d'écoulement préférentielles pouvant entraîner la migration des polluants vers le lac Dufault, qui alimente l'aqueduc de la ville de Rouyn-Noranda. En complément de ces approches, les simulations numériques ont été réalisées en employant les composantes *SEEP/W* et *CTRAN/W* du Geoslope 2021.3. Différents scénarios prenant en compte la densité et l'orientation des fractures ont été étudiés pour mieux comprendre l'écoulement des eaux souterraines. Les simulations ont permis d'évaluer la migration des contaminants dans le site Quémont-2 à travers les fractures. Les résultats de cette étude ont permis de caractériser les réseaux de fractures de l'aquifère rocheux et de déterminer les zones où les écoulements sont fortement chenalisés. L'intégration des données de cartographie, de résistivité électrique, de GPR et de simulation d'écoulement a permis d'évaluer la connectivité hydraulique dans les affleurements rocheux fracturés. De plus, ces résultats ont

souligné l'importance des intersections de fractures dans le transport des contaminants, en mettant en évidence les chemins d'écoulement préférentiels susceptibles de conduire une migration des polluants vers le lac Dufault. Cette étude fournit donc une compréhension approfondie des interactions hydrogéologiques et géologiques des substrats rocheux fracturés du parc à résidus Quémont-2. Les résultats de cette étude contribuent à optimiser les stratégies de restauration et de prévention de la contamination des eaux dans les bassins à résidus miniers.

Mots clés : substrat rocheux fracturé, eau souterraine, résidus miniers, cartographie manuelle, cartographie par drone, géophysique, résistivité électrique, Géoradar GPR, graphique 3D, modèle numérique, modèle de transport, fracture.

ABSTRACT

Tailings ponds can be a source of contamination for surface water and aquifers. Assessment of potential contaminant migration pathways in areas surrounding tailings ponds is thus critical. However, assessing contaminant flow paths through fractured rock is a major challenge due to the lack of methods for analyzing the architecture and connectivity of structural discontinuities. This study focuses on the tailings facility at the Quémont-2 site in Rouyn-Noranda, owned by Glencore Fonderie Horne. This tailings facility, covering an area of 102 ha, has been used successively to deposit sulphide tailings, slag and weak acid treatment plant sludge over the years, and has reached its maximum accumulation capacity. To assess the architecture of structural discontinuities around the periphery of the tailings pond, non-invasive geophysical approaches were deployed in parallel with outcrop mapping and drone image collection. Manual and drone mapping provided detailed data on the fractures present in the study area, revealing their spatial distribution and orientation by coupling with 3D graphics of intersection planes. Electrical resistivity profiles provided valuable information on the subsurface structure, whereas ground-penetrating radar (GPR) profiles detected electromagnetic wave reflections from fractures. The combination of the above methods has enabled us to characterize the fracture network of the rock aquifer and identify fractured heterogeneous environments where flows are highly channeled. The integration to these methods will allow for assessing the hydraulic connectivity between the tailings facility and the fractured bedrock aquifer, as well as the potential presence of preferential flow paths that could lead to the migration of pollutants towards Lac Dufault, which supplies drinking water to the city of Rouyn-Noranda. To complement these approaches, numerical simulations were carried out using the *SEEP/W* and *CTRAN/W* components of *Geoslope 2021.3*. Different scenarios considering fracture density and orientation were studied to better understand groundwater flow. The simulations provided a better understanding of fracture flow and the migration of contaminants in the Quémont-2 site. The results of this study were used to characterize the fracture networks in the bedrock aquifer, and to identify areas where flow is highly channelled. The integration of mapping, electrical resistivity, GPR and flow simulation data enabled us to assess hydraulic connectivity in fractured rock outcrops. In addition, these results highlighted the importance of fracture intersections in contaminant transport, emphasizing the preferential flow paths likely to drive pollutant migration into Lac Dufault. This study therefore provides an in-depth understanding of the hydrogeological and geological interactions of fractured bedrock at the Quémont-2 tailings

facility. The results of this study will help optimize strategies for remediation and prevention of water contamination in tailings ponds.

Keywords: fractured bedrock, groundwater, tailings, manual mapping, drone mapping, geophysics, electrical resistivity, Ground-penetrating radar GPR, 3D graphics, numerical model, transport model, fracture.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	III
REMERCIEMENTS	IV
RÉSUMÉ.....	VI
ABSTRACT	VIII
TABLE DES MATIÈRES	X
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTE DES FIGURES.....	XIV
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	XVIII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1. Mise en contexte et problématique.....	1
1.2. Objectifs et hypothèses du projet de recherche	3
1.3. Originalité du projet et principales contributions.....	4
1.3.1. Originalité du projet	4
1.3.2. Principales contributions	5
CHAPITRE 2 REVUE LITTÉRATURE ET CONCEPTS THÉORIQUES.....	6
2.1. Caractéristiques des aquifères rocheux fracturés	6
2.1.1. Discontinuités structurales dans le socle rocheux	7
2.1.2. Systèmes d'écoulement de l'eau souterraine dans le roc fracturé.....	11
2.1.3. Caractéristiques des aquifères de roc fracturé.....	14
2.2. Méthode géophysique électromagnétique (GPR)	17
2.2.1. Principe de la méthode GPR	17
2.2.2. Traitements des données GPR.....	20

2.2.3. Exemples d'application : acquisition de données GPR sur le roc	22
2.3. Méthodes électriques : Application de la tomographie électrique	24
2.3.1 Principe de la méthode de résistivité électrique	24
2.3.2. Traitement des données de résistivité électrique.....	30
2.3.3. Exemples d'application : acquisition de données de résistivité électrique sur le roc ..	30
2.4. Liens entre certaines propriétés géophysiques et hydrogéologiques des matériaux	34
2.5. Identification des discontinuités structurales par télédétection.....	38
2.6. Modèles d'écoulement de l'eau souterraine dans le roc fracturé	38
CHAPITRE 3 SITE D'ÉTUDE.....	41
3.1. Description générale.....	41
3.2. Contexte géologique.....	43
3.2. Topographie et hydrographie	46
CHAPITRE 4 MATÉRIAUX ET MÉTHODES.....	49
4.1. Cartographie d'affleurements par mesures structurales	51
4.2. Cartographie d'affleurements par télédétection	53
4.3. Acquisition de données de résistivité électrique	56
4.4. Acquisition de données GPR.....	58
4.5. Modélisation hydrogéologique et transport de masse	60
CHAPITRE 5 RÉSULTATS.....	63
5.1. Cartographie d'affleurements par mesures structurales	64
5.2. Cartographie d'affleurements par télédétection	70
5.3. Profils de résistivité électrique	77
5.3.1. Profil acquis dans la zone B	77
5.3.2. Profils acquis dans la zone C.....	78

5.4. Profils GPR	80
5.5. Modélisation hydrogéologique et transport de masse	104
CHAPITRE 6 DISCUSSION	118
6.1 Cartographie d’affleurements par mesures structurales	118
6.2. Cartographie d’affleurements par télédétection	119
6.3 Profils de résistivité électrique	120
6.4 Profils GPR	122
6.5 Interprétation des modèles conceptuels sur <i>SEEP/W</i> et <i>CTRAN/W</i>	122
6.6 Adéquation et complémentarité des approches utilisées	123
CHAPITRE 7 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS.....	126
RÉFÉRENCES.....	128

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Sommaire de différents procédures applicables pour le traitement de données GPR	21
Tableau 2.2 Exemples d'études exploitant la méthode GPR pour l'étude des propriétés du roc fracturé	23
Tableau 2.3 Sommaire d'informations concernant différentes configurations d'électrodes couramment employées en tomographie de résistivité électrique 2D. Les symboles + à ++++ montrent une amélioration progressive. Les flèches ↔ et ↑ font références à l'axe horizontal et vertical respectivement.....	27
Tableau 2.4 Exemples d'études exploitant la méthode ERT pour l'étude des propriétés du roc fracturé	33
Tableau 2.5 Intervalles de valeurs de porosités (Freeze & Cherry, 1979)	35
Tableau 2.6 Exemples des travaux exploitant des modèles numériques pour l'étude des propriétés du roc fracturé .	39
Tableau 4.1 Paramétrages des vols automatisés dans le cadre de ce travail	54
Tableau 4.2 Données d'entrées et propriétés des matériaux sur <i>SEEP/W</i>	61
Tableau 4.3 Densité de fracture selon les 6 différents scénarios réalisés ainsi que leurs pendages	62
Tableau 5.1 Sommaire descriptif de la stratégie de compilation des données de terrain.....	63
Tableau 5.2 Mesures de pendage et de direction des fractures des affleurements rocheux	65
Tableau 5.3 Sommaire des principales observations associées aux différents profils	81
Tableau 5.4 Récapitulatif des résultats sur <i>SEEP/W</i> et <i>CTRAN/W</i> des différents scénarios	117
Tableau 6.1 Sommaire de l'utilité et des avantages des différentes approches utilisées	125

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Organigramme de la structure générale du projet.....	4
Figure 2.1 Modes fondamentales de déplacement des fractures : Mode I traction : ouverture, Mode II, cisaillement plan : glissement par translation et Mode III, cisaillement transversal : glissement par rotation (tirée de Metoui, 2015)	8
Figure 2.2 Organisation du milieu fracturé (tirée de Ruhland, 1973)	8
Figure 2.3 Schéma illustrant (a) : cœur de la faille et sa zone endommagée, modifié de (Caine et al. (1996). (b) : la croissance d'une faille et l'endommagement associé dans les grès poreux (tirée de Schuller et al., 2013)	9
Figure 2.4 Modèle conceptuel des failles d'extension dans les roches métamorphiques et cristallines, divisé en sous-zones (tirée de Gagné, 2014)	10
Figure 2.5 Représentation de l'orientation des fractures : règle de la main droite (tirée de https://gq.mines.gouv.qc.ca)	11
Figure 2.6 Modèles conceptuels : la faille joue le rôle d'un drain si les fractures sont ouvertes et vierges (A), (B) niveaux de la relation entre les linéaments et les eaux souterraines, ils sont considérés comme barrière puisque les fractures sont comblées (tirée de Gleeson, 2009).	12
Figure 2.7 Schématisation du principe de la distribution des propriétés hydrauliques de la structure interne des failles cassantes majeures (tirée de Rafini, 2008).	13
Figure 2.8 Classification conceptuelle de la relation entre les structures de failles majeures et leurs propriétés hydrauliques (tirée de Caine et al., 1996)	14
Figure 2.9 La classification des réservoirs fracturés (tirée de Nelson, 2001)	15
Figure 2.10 Les modèles d'un milieu fracturé : - À gauche : Approche discrète - Au Milieu : Approche continue -À droite : Approche mixte (tirée de Le Goc, 2009)	16
Figure 2.11 Principe de fonctionnement de Géoradar (tirée de Neal, 2004)	19
Figure 2.12 Modes d'acquisition des profils radar (tirée de Neal, 2004)	20
Figure 2.13 Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol (tirée de Fauchard & Mériaux, 2004).	26
Figure 2.14 Exemple conceptuel d'une matrice poreuse partiellement saturée soumise à la circulation d'un courant électrique.	29
Figure 2.15 Gamme de résistivités de différents matériaux géologiques et des eaux	29
Figure 2.16 Identification des failles de chevauchement à partir du profil ERT (tirée de Bran et al., 2018)	31
Figure 2.17 Exemples de profils de résistivité électrique réalisés pour l'identification de fractures (identifiées par les appellations L1BG, L2GL, L3GL, L5TM et L2BB) (tirée de Yalo et al., 2021)	32
Figure 2.18 Relations entre texture et porosité a) Dépôt sédimentaire à faible porosité ; (b) Dépôt sédimentaire mal trié à faible porosité ; (c) Dépôt sédimentaire bien trié; (d) Dépôt sédimentaire bien trié avec une dont une	

diminution de porosité dans les interstices ; (e) roche poreuse par la fracturation (tirée de Freeze & Cherry, 1979)	34
Figure 2.19 Valeurs de conductivité hydraulique et de perméabilité (tirée de Freeze & Cherry, 1979)	36
Figure 3.1 Localisation du parc à résidus Quémont-2	42
Figure 3.2 Géologie du roc de la zone d'étude	44
Figure 3.3 Dépôts de surface du site Quémont-2	45
Figure 3.4 Distribution des données collectées sous le LiDAR	47
Figure 3.5 Hydrographie et délimitation des bassins versant dans la zone d'étude (WSP, 2019a)	48
Figure 4.1 Localisation générale des zones de travail du site d'étude Quémont-2	50
Figure 4.2 Boussole marque BRUNTON Com-Pro Pocket Type Transit	52
Figure 4.3 Méthodes de mesure des structures planaires et linéaires (Daigneault, 1991)	52
Figure 4.4 Drone DJI Matrice 200 avec caméra Zenmuse XT2 du GRES	54
Figure 4.5 Résistivimètre <i>SYSCAL Pro SWITCH 72</i> d' <i>IRIS Instruments</i> du GRES	57
Figure 4.6 Schéma d'acquisition et de traitement des données de résistivité électrique	58
Figure 4.7 GPR Mala vision du GRES	59
Figure 4.8 Les conditions aux limites appliquées aux modèles <i>SEEP/W</i> et <i>CTRAN/W</i>	61
Figure 5.1 Fractures observées aux stations A, B et C de l'affleurement OE2600	66
Figure 5.2 Rosaces directionnelles des sites A et B de l'affleurement rocheux OE2600	67
Figure 5.3 Fractures identifiées sur le massif rhyolitique de l'affleurement OE2601	68
Figure 5.4 Lentille de quartz de l'affleurement OE2601	68
Figure 5.5 Contraste d'intensité de schistosité dans le massif rhyolitique de l'affleurement OE2601	69
Figure 5.6 Rosace directionnelle du massif rhyolitique OE2601 du parc à résidus Quémont-2	69
Figure 5.7 Image RGB finale du roc après mosaïquage	70
Figure 5.8 Modèle numérique de terrain créé à partir des images mosaïquées	71
Figure 5-9 Différents filtres de relief ombragé utilisés pour l'accentuation des contrastes associés aux discontinuités structurales	72
Figure 5.10 Extraction des linéaments du socle rocheux Quémont-2	73
Figure 5.11 Carte de densité des linéaments du socle rocheux Quémont-2	74
Figure 5.12 Représentation graphique 3D des linéaments du socle rocheux Quémont-2	75
Figure 5.13 Graphique en 3D les plans des fractures	76
Figure 5.14 Profils de résistivité électrique (rouge) et profils GPR (blanc) dans les zones B et C	77
Figure 5.15 Profil N→S de résistivité électrique P3-P3' (zone B; configuration dipôle-dipôle)	78

Figure 5.16 Profil NE→SO de résistivité électrique P1-P1' (zone C; configuration dipôle-dipôle).....	79
Figure 5.17 Profil NE→SO de résistivité électrique P2-P2' (zone C; configuration dipôle-dipôle).....	79
Figure 5.18 Profil GPR AA' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	84
Figure 5.19 Profil GPR BB' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	85
Figure 5.20 Profil GPR CC' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	86
Figure 5.21 Profil GPR DD' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	90
Figure 5.22 Profil GPR EE' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	91
Figure 5.23 Profil GPR FF' de la zone B (milieu humide) L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	92
Figure 5.24 Profil GPR GG' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	93
Figure 5.25 Profil GPR HH' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	94
Figure 5.26 Profil GPR AA' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	95
Figure 5.27 Profil GPR BB' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	96
Figure 5.28 Profil GPR CC' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.	97

Figure 5.29 Profil DD' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	98
Figure 5.30 Profil GPR EE' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	99
Figure 5.31 Profil GPR DD' de la digue D. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	100
Figure 5.32 Profil GPR EE' de la digue E. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	101
Figure 5.33 Profil GPR FF' de la digue F. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	102
Figure 5.34 Profil GPR GG' de la digue G. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.....	103
Figure 5.35 Simulation d'écoulement pour le scénario 1 sur <i>SEEP/W</i>	105
Figure 5.36 Simulation d'écoulement pour le scénario 2 sur <i>SEEP/W</i>	106
Figure 5.37 Simulation d'écoulement pour le scénario 3 sur <i>SEEP/W</i>	107
Figure 5.38 Simulation d'écoulement pour le scénario 4 sur <i>SEEP/W</i>	108
Figure 5.39 Simulation d'écoulement pour le scénario 5 sur <i>SEEP/W</i>	109
Figure 5.40 Simulation d'écoulement pour le scénario 6 sur <i>SEEP/W</i>	110
Figure 5.41 Simulation du scénario 1 sur <i>CTRAN/W</i>	112
Figure 5.42 Simulation du scénario 2 sur <i>CTRAN/W</i>	113
Figure 5.43 Simulation du scénario 3 sur <i>CTRAN/W</i>	114
Figure 5.44 Simulation du scénario 4 sur <i>CTRAN/W</i>	115
Figure 5.45 Simulation du scénario 5 sur <i>CTRAN/W</i>	116
Figure 5.46 Simulation du scénario 6 sur <i>CTRAN/W</i>	117
Figure 6.1 Coupe géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P1-P1'	120
Figure 6.2 Coupe transversal géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P2-P2'	121
Figure 6.3 Coupe transversal géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P3-P3'	121

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ACP	Analyse de la composante principale
AGC	Automatic Gain Control (<i>contrôle automatique du gain</i>)
BG	Background (<i>arrière-plan</i>)
CO	Common offset (<i>décalage commun</i>)
CMP	Common mid-point (<i>Point median commun</i>)
DC	Direct-current (<i>courant continu</i>)
DFN	Discrete fracture networks (<i>reseaux de fractures discrètes</i>)
DEM	Digital Elevation Model (<i>modèle numérique d'élévation</i>)
E	Est
EM	Électromagnétique
ERT	Tomographie de résistivité électrique
ESE	Est-Sud-Est
FHC	Faille Hunter Creek
GPR	Ground Penetrating Radar (<i>radar à pénétration de sol</i>)
GRES	Groupe de Recherche sur l'Eau Souterraine
K	Conductivité hydraulique
MNT	Modèle numérique de terrain
N	Nord
NE	Nord-Est
O	Ouest
OE	Onde électromagnétique
ONO	Ouest-Nord-Ouest

OS	Objectif spécifique
P	Résistivité électrique
PI	Polarisation induite
PIS	Polarisation induite spectrale
RE	Résistivité électrique
S	Sud
SEV	Sondage électrique vertical
SIG	Système d'information géographique
SO	Sud-Ouest
SP	Spontaneous-potential (<i>potentiel spontané</i>)
UTAF	Unité de traitement d'acide faible
VP	Vitesse de propagation
WA	Wenner Alpha
WB	Wenner Beta
WG	Wenner Gamma
Ze	Profondeur d'investigation
ρ_a	Résistivité apparente
σ	Conductivité
μ	Perméabilité magnétique
ε	Permittivité
α_L	Dispersivité longitudinale
α_T	Dispersivité transversale
3D	Trois dimensions
2D	Deux dimensions

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1. Mise en contexte et problématique

Les eaux souterraines et de surface font partie d'un continuum hydrogéochimique (Winter et al., 1998). Ainsi, les bilans hydrogéochimiques des eaux souterraines et de surface sont souvent liés. À titre d'exemple, la surexploitation d'eau souterraine peut engendrer un abaissement des niveaux de nappe et modifier significativement le bilan hydrique de plans et de cours d'eau (Konikow & Kendy, 2005; McCallum et al., 2015). De surcroît, l'exfiltration d'eau souterraine de mauvaise qualité vers le réseau hydrographique peut dégrader la qualité des eaux de surface (Rozemeijer & Broers, 2007). La compréhension des liens hydrogéochimiques entre les différentes composantes du cycle de l'eau requiert une évaluation des flux d'eau et de substances chimiques qui sont échangés entre les aquifères et le réseau hydrographique. Différentes approches appuyées notamment sur (1) des équations empiriques, (2) des bilans de masse, (3) des solutions analytiques et (4) des simulations numériques permettent d'évaluer les échanges hydrogéochimiques entre les aquifères et le réseau hydrographique. Or, la plupart des approches de calcul empiriques, analytiques et numériques appuyées sur la loi de Darcy sont plus facilement applicables lorsque le milieu aquifère est considéré comme un milieu poreux équivalent (i.e. un milieu sans discontinuités discrètes du point de vue de l'écoulement du fluide). Cela s'explique par le fait que la loi de Darcy, laquelle représente le point d'origine de l'hydrogéologie quantitative, consiste en une loi empirique applicable à l'échelle macroscopique (Freeze & Cherry, 1979). Or, un milieu poreux ne peut être considéré comme un équivalent macroscopique homogène qu'à partir d'un certain volume minimal au-delà duquel les caractéristiques physiques (p. ex. : porosité) et hydrauliques (p. ex. conductivité hydraulique) ne dépendent plus de l'échelle étudiée. Le volume minimal précité est souvent désigné par l'expression *volume élémentaire représentatif*. En hydrogéologie, il est commun d'étudier des phénomènes d'écoulement à des échelles qui permettent de considérer le milieu aquifère comme un milieu poreux équivalent. Néanmoins, l'évaluation du volume élémentaire représentatif est singulièrement complexe dans le cas des aquifères caractérisés par des discontinuités discrètes et distribuées de façon hétérogène dans l'espace. C'est le cas notamment pour les aquifères de roc fracturé en contexte de bouclier canadien, où les discontinuités structurales (failles, joints, contacts entre unités géologiques) sont dictées par l'architecture des formations rocheuses et par les

déformations issues de leur évolution géologique. Dans un tel milieu, il s'avère complexe d'évaluer si une portion d'aquifère ayant 10 m^3 de volume présentera les mêmes caractéristiques physiques et hydrauliques d'une portion d'aquifère ayant $1\,000 \text{ m}^3$ ou $100\,000 \text{ m}^3$ de volume. L'obtention d'une réponse à cette question requiert une évaluation de l'architecture des discontinuités structurales dans le roc à différentes échelles. Cela peut être étudié à partir d'observations au sein de forages ou sur des échantillons de roc issus de forages. Néanmoins, les forages offrent généralement des informations ponctuelles au sein d'un milieu rocheux ayant pu être altéré par la procédure de forage. En contexte minier, l'analyse des parois des fosses et galeries pourrait fournir des informations sur l'architecture des fractures. Néanmoins, les parois des ouvertures minières sont généralement affectées par les activités de dynamitage requises pour l'exploitation. Ainsi, l'enveloppe de roc proximal à une ouverture minière risque de présenter un niveau de fracturation distinct de celui du roc sain (Rousseau, 2021). Cette situation implique des enjeux techniques et scientifiques majeurs en hydrogéologie minière, notamment en ce qui concerne la prédiction des débits d'eau susceptibles d'atteindre les ouvertures minières (p. ex. fosses et galeries). La question a notamment été étudiée pour le contexte des ouvertures minières de l'Abitibi-Témiscamingue par l'utilisation d'équations de bilans, de solutions analytiques et de modèles numériques (Gagné, 2014). Néanmoins, bien que le drainage minier de surface soit largement étudié, la question de la migration de contaminants depuis les aires d'accumulation de rejets miniers vers les aquifères de roc fracturé demeure peu étudiée. Cela représente un enjeu majeur en contexte minier, notamment lorsque l'eau souterraine représente une source d'eau potable ou qu'elle se décharge dans les eaux de surface au niveau d'une zone sensible (p. ex. : prise d'eau potable de surface ou écosystème sensible).

Le contexte décrit ci-dessus illustre l'importance fondamentale de développer des approches de caractérisation des propriétés des aquifères de roc fracturé en contexte minier. D'une part, le développement d'approches non-invasives telles la géophysique et la télédétection pour l'évaluation des discontinuités structurales dans le socle rocheux pourrait permettre de compléter les approches par forage (Reynolds, 2011). De surcroît, la comparaison de modèles numériques impliquant des fractures discrètes avec des modèles numériques appuyés sur

l'hypothèse d'un milieu poreux équivalent pourrait permettre de mieux évaluer l'importance de la prise en compte des fractures discrètes dans les problèmes impliquant le transport de contaminants issus de rejets miniers au sein d'aquifères de roc fracturé.

1.2. Objectifs et hypothèses du projet de recherche

S'inscrivant dans le contexte préétabli, l'objectif général du projet de maîtrise est d'évaluer l'influence des discontinuités structurales sur le transport de contaminants dans un aquifère de roc fracturé situé immédiatement en aval hydraulique d'une aire d'accumulation de résidus miniers. Le projet cible le secteur du parc à résidus Quémont-2 de la Fonderie Horne (propriété de Glencore) à Rouyn-Noranda, et qui se situe à 1 km du lac Dufault qui est une prise d'eau potable de la ville de Rouyn -Noranda. Les objectifs spécifiques (OS) et hypothèses (H) associées sont :

OS1 : Développer des méthodes non-invasives pour l'évaluation de l'architecture des discontinuités structurales du socle rocheux.

H1 : Les méthodes de télédétection par drone et de géophysique électromagnétique (radar) ainsi la cartographie structurale permettront une évaluation de la densité des fractures dans les zones de roc affleurant;

H2 : La méthode géophysique électrique permettra de détecter les discontinuités structurales dans les zones de roc enfoui.

OS2 : Évaluer l'influence de la prise en compte de fractures discrètes sur le transport de contaminants par modélisation hydrogéologique.

H3 : Pour le système d'écoulement local se trouvant entre le parc à résidus Quémont-2 et le lac Dufault, la simulation du transport des contaminants appuyée sur l'hypothèse d'un milieu poreux équivalent sous-estimera significativement la vitesse de transport des contaminants.

Les principales approches méthodologiques incluront la cartographie de fractures sur affleurements, l'acquisition d'images par drone, la géophysique électrique et électromagnétique ainsi que la modélisation hydrogéologique. La figure 1.1 présente un organigramme qui résume la structure du projet d'étude.

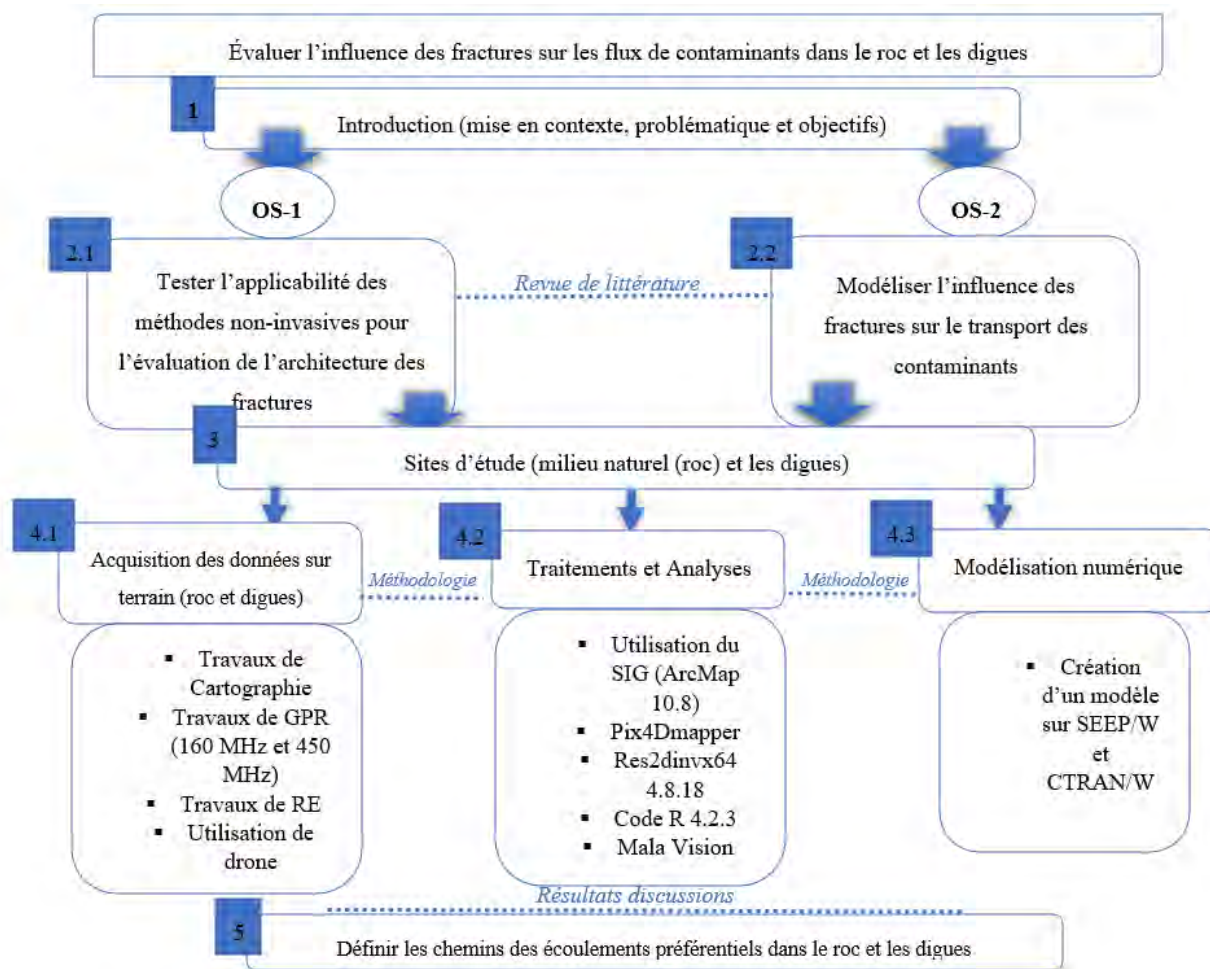


Figure 1.1 Organigramme de la structure générale du projet

1.3. Originalité du projet et principales contributions

1.3.1. Originalité du projet

L'originalité scientifique de ce projet réside notamment dans l'établissement d'approches novatrices pour l'évaluation des voies de migration de contaminants dans un aquifère de roc fracturé en contexte minier. Sur le plan technique, l'utilisation couplée d'approches de géophysique électrique, de géophysique électromagnétique et de télédétection pour l'évaluation de l'architecture des discontinuités structurales en contexte minier s'avère novatrice. Sur le plan sociétal, le projet se distingue en raison de l'évaluation de la migration potentielle de contaminants vers un captage d'eau de surface du lac Dufault via un aquifère de roc fracturé, un aspect peu documenté par rapport

à l'évaluation des flux de contaminants associés au drainage de surface. Sur un plan plus fondamental, les approches de modélisation ciblant la comparaison de modèles avec fractures discrètes et de modèles impliquant un milieu poreux équivalent permettra d'aborder la notion de volume élémentaire représentatif dans le contexte d'aquifères de roc fracturé du Bouclier Canadien. Les travaux réalisés ici représentent ainsi une contribution originale et complémentaire par rapport aux études déjà complétées au même site (El Mrabet, 2021; Kahlaoui, 2022).

1.3.2. Principales contributions

Au niveau scientifique, les démarches réalisées dans ce projet permettent d'améliorer les approches relatives à l'identification des discontinuités structurales dans les aquifères de roc et de mieux comprendre l'influence de ces discontinuités sur l'écoulement et le transport de masse dans ces aquifères en aval d'aires d'accumulation de rejets miniers. De surcroît, les démarches réalisées dans le projet permettront de mieux conceptualiser et modéliser la connectivité hydraulique entre les aires d'accumulation de rejets miniers et les aquifères de roc fracturé via l'identification de chemins d'écoulement préférentiels pouvant entraîner la migration de polluants. Sur le plan sociétal, la principale contribution de ce projet concerne la documentation de potentielles voies de migration de contaminants depuis le parc à résidus Quémont-2 vers le lac Dufault, lequel constitue la prise d'eau de l'aqueduc de la ville de Rouyn-Noranda. Ultimement, les résultats issus du projet contribueront aux efforts de restauration et de renaturation du site Quémont-2.

CHAPITRE 2 REVUE LITTÉRATURE ET CONCEPTS THÉORIQUES

Tel que préalablement établi, la présente étude cible l'évaluation de l'influence des discontinuités structurales sur le transport de contaminants dans le roc fracturé. La revue de littérature et les concepts théoriques présentés ici concernent donc spécifiquement les caractéristiques des aquifères de roc fracturé et des différentes méthodes permettant d'évaluer la géométrie des discontinuités structurales. L'emphase est mise sur les méthodes non-invasives car ces dernières sont plus facilement applicables au niveau des zones difficilement accessibles pour la réalisation de forages. Différentes méthodes géophysiques permettent d'étudier les propriétés physiques des roches et des structures souterraines (Telford et al., 1990). La combinaison de méthodes géophysiques avec la cartographie géologique, la télédétection et la modélisation de l'écoulement et du transport de masse offre la possibilité de caractériser les réseaux de fractures d'un aquifère rocheux en surface et en sous-surface pour identifier des zones fracturées où les écoulements sont susceptibles d'être chenalisés (Bense et al., 2016). Parmi la vaste gamme d'approches géophysiques disponibles pour la caractérisation du roc, les méthodes électriques et électromagnétiques telles que la résistivité électrique et le géoradar (ci-après GPR, pour *ground penetrating radar*) présentent des avantages en raison de leur simplicité d'utilisation et de leur résolution à faible profondeur, dans la tranche la plus active des aquifères de roc fracturé (Marescot, 2004). En complément, les approches d'acquisition d'images thermiques et du spectre du visible par drone permettent d'identifier les caractéristiques géométriques de discontinuités structurales visibles depuis la surface avec une résolution centimétrique (Thomas, 2017). Les sous-sections qui suivent présentent ainsi des concepts théoriques et une revue de littérature scientifique concernant ces différentes méthodes, avec une emphase sur l'évaluation des propriétés hydrogéologiques des aquifères de roc fracturé.

2.1. Caractéristiques des aquifères rocheux fracturés

Le socle rocheux comporte par endroits des structures telles que des plans de litage, des failles, des fissures, des fractures, des joints et d'autres discontinuités formées par des processus géologiques, tels que la tectonique et les contrastes de température. Les fractures se forment naturellement dans différents types de formations géologiques, soit les roches ignées, sédimentaires et métamorphiques. Priest (1993) définit le terme « discontinuité » comme toute cassure mécanique ou fracture ayant une résistance en tension négligeable dans une roche. Ici, le terme « discontinuité

structurale » sera retenu pour définir les discontinuités discrètes dans le socle rocheux susceptibles de constituer des chemins d'écoulement préférentiels ou des frontières imperméables dans le socle rocheux.

2.1.1. Discontinuités structurales dans le socle rocheux

Du point de vue structural, une fracture est une discontinuité d'origine mécanique ou diagenétique dans un matériau rocheux (Bonnet et al., 2001; Engelder, 1987; Gudmundsson, 2011a; Nelson, 2001; NRC, 1996). Le terme de fracture englobe plusieurs types de discontinuités (p.ex. : joints, failles, diaclases, stylolites) et la typologie peut varier d'un auteur à l'autre. Zhong et al. (2009) s'appuient sur l'analyse des interrelations entre les notions de structures géologiques, de mécanismes de formation, de propriétés géométriques et pétrophysiques pour documenter les réseaux de fractures. Cette dernière représente l'intersection de la fracture avec une surface spécifique (surface d'affleurement d'une roche, paroi de puits de forage) (Pollard & Aydin, 1988). La forme des fractures est liée aux propriétés d'une surface de faiblesse et dépend des caractéristiques de la masse rocheuse (Pollard & Aydin, 1988). Dans le cas des roches massives, les fractures prennent souvent une forme rétiligne (Bahat et al., 2003). Dans les roches stratifiées, les fractures prennent souvent une forme perpendiculaires à la stratification (Jorand, 2007). Les fractures peuvent être des structures planaires ou présenter des courbures centimétriques à décimétriques causées par des hétérogénéités locales ou des mécanismes d'interaction avec des fractures voisines. Selon Mattauer (1973), les fractures sont divisées en deux classes principales, selon la nature du déplacement entre les plans de la fracture et leur mode de formation :

- **Fractures de mode I (fractures des joints)** : les fractures de mode I sont générées en réponse aux contraintes d'un régime d'ouverture avec déplacement normal aux surfaces de séparation du plan de la fracture (figure 2.1). Il s'agit du type de discontinuité le plus abondant dans le sous-sol en tout type de roche de n'importe quel contexte tectonique.
- **Fractures de mode II et III (fractures des cisaillement)** : les fractures de mode II et III se caractérisent par un déplacement parallèle sur le plan de la fracture en réponse à des contraintes tangentielles associées à un régime tectonique agissant sur le plan de la fracture. Le déplacement est accompagné d'un mouvement relatif des compartiments

perpendiculaires ou parallèles au front de propagation. Ces déplacements sont observés en réponse à des régimes de cisaillement planaires ou transversaux (figure 2.1). Ce type de fracture donne des failles décrochantes ou des failles normales.

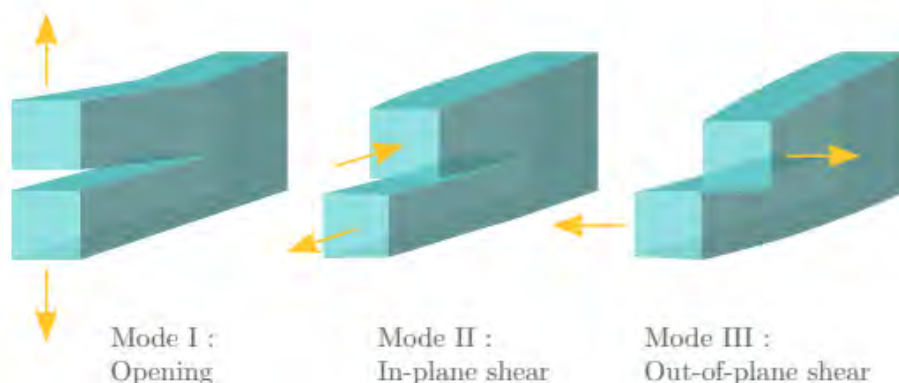


Figure 2.1 Modes fondamentales de déplacement des fractures : Mode I traction : ouverture, Mode II, cisaillement plan : glissement par translation et Mode III, cisaillement transversal : glissement par rotation (tirée de Metoui, 2015)

Les fractures dans les ensembles rocheux peuvent engendrer des systèmes dits « familles » lorsqu'elles sont distribuées de façon homogène sur un certain volume ou des systèmes présentant une direction particulière lorsque des discontinuités discrètes forment un système prédominant anisotrope (figure 2.2).

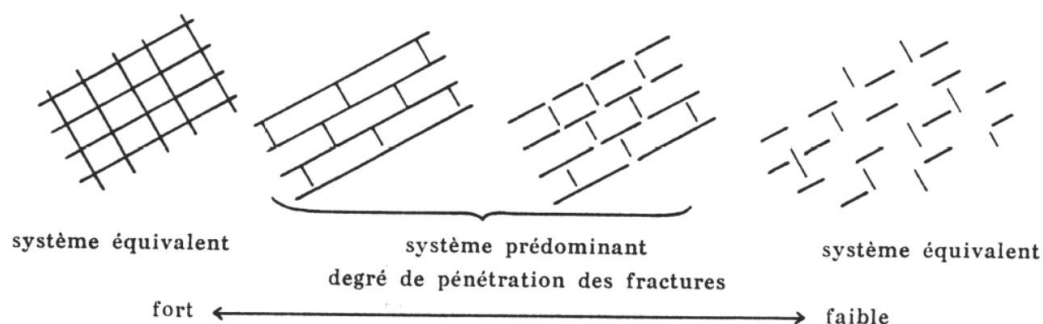


Figure 2.2 Organisation du milieu fracturé (tirée de Ruhland, 1973)

Des études ont montré que les zones de failles dans les roches cristallines consistent en un noyau (cœur) bordé de zones de rupture (Caine et al., 1996; Ganerød et al., 2008; Gleeson, 2009; Seront

et al., 1998). Dans les zones de rupture, la présence des veines, de fractures et de plis est liée aux failles. De telles structures entraînent l'anisotropie et l'hétérogénéité des propriétés mécaniques et hydrogéologiques des roches (Bruhn et al., 1994; Caine et al., 1996). De surcroît, la zone endommagée elle-même se compose de sous-zones aux propriétés différentes selon la fréquence et l'ouverture des fractures (figures 2.3 et 2.4 : (Caine et al., 1996, 1996; Ganerød et al., 2008; Gudmundsson, 2011b).

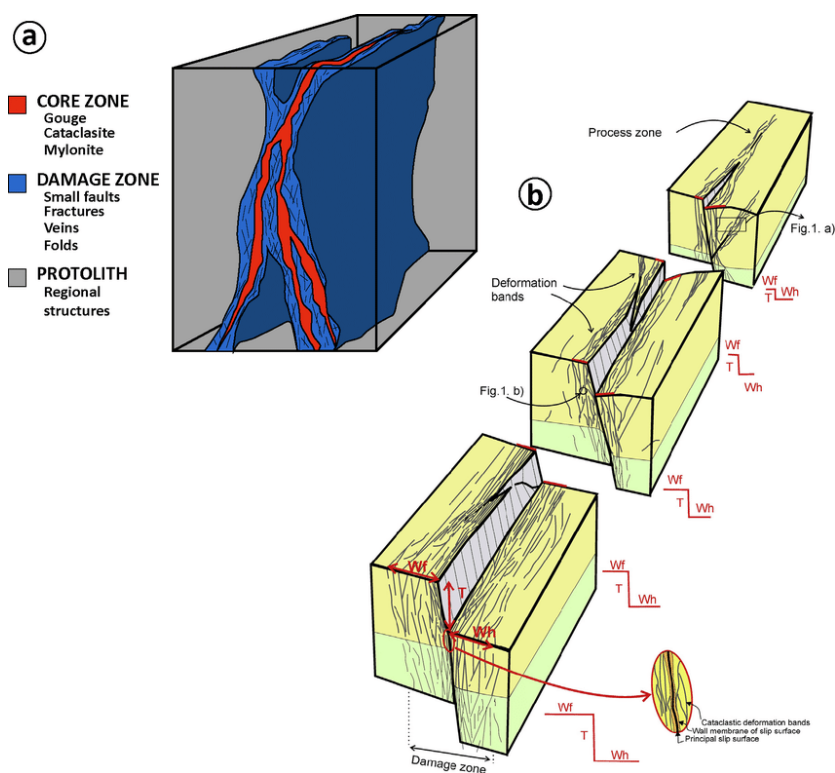


Figure 2.3 Schéma illustrant (a) : cœur de la faille et sa zone endommagée, modifié de (Caine et al. (1996). (b) : la croissance d'une faille et l'endommagement associé dans les grès poreux (tirée de Schuller et al., 2013)

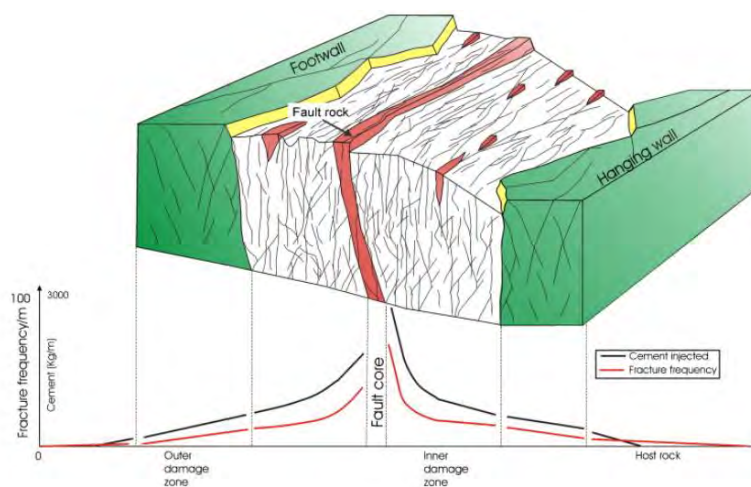


Figure 2.4 Modèle conceptuel des failles d'extension dans les roches métamorphiques et cristallines, divisé en sous-zones (tirée de Gagné, 2014)

Les caractéristiques des structures (planaires ou linéaires) peuvent être déterminées en se basant sur la règle de la main droite. Pour déterminer l'orientation d'une structure planaire (figure 2.5), une approche repose sur une analogie tactile en plaçant la paume de la main droite sur le plan à mesurer, les quatre doigts sont alors dirigés vers le bas de la pente, tandis que le pouce reste ouvert, indiquant ainsi la direction du plan. La mesure d'un plan s'effectue en deux étapes distinctes. L'utilisation de la plaque d'aluminium pour délimiter la surface à mesurer. Tout d'abord, la boussole est apposée contre la plaque d'aluminium et orientée à l'horizontale au moyen du niveau à bulle incorporé. La mire de la boussole est alignée en fonction de l'azimut à mesurer, jouant ainsi le rôle du pouce dans la méthode de la main droite. Une fois que l'aiguille de la boussole s'est stabilisée, il est possible de relever la valeur de l'azimut du plan (sa direction) en se référant à l'extrémité nord de l'aiguille.

Dans un second temps, le côté long de la boussole est appuyé contre la plaque, avec la mire positionnée le long de la ligne de plus forte pente du plan (c'est-à-dire perpendiculairement à la direction précédemment mesurée). L'utilisation d'un clinomètre permet d'évaluer l'inclinaison du plan (son pendage).

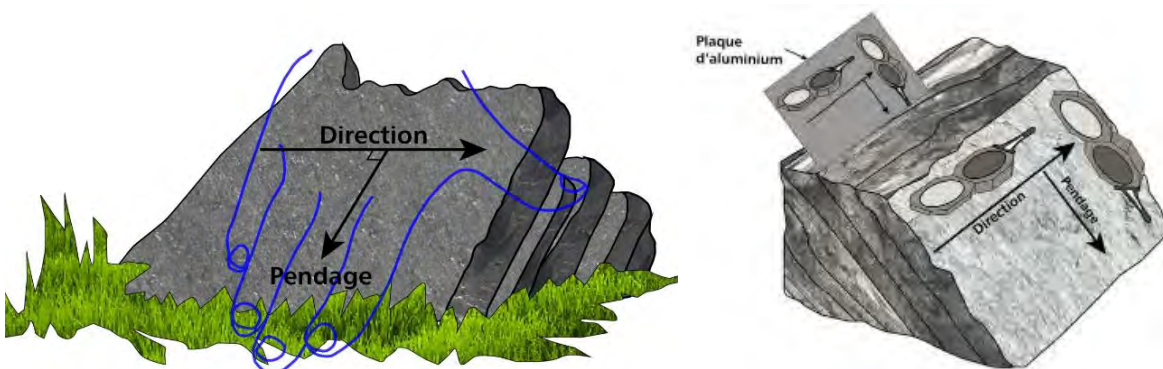


Figure 2.5 Représentation de l'orientation des fractures : règle de la main droite (tirée de <https://gq.mines.gouv.qc.ca>)

2.1.2. Systèmes d'écoulement de l'eau souterraine dans le roc fracturé

La séparation entre les parois rugueuses non homogènes des fractures engendre des espaces qui peuvent demeurer ouverts ou être scellés (Tsang, 1992). Une fracture peut être donc être ouverte ou fermée. La fracture fermée est scellée par un remplissage minéralogique tandis qu'une fracture ouverte est remplie par l'air, l'eau ou tout fluide (Munier & Talbot, 1993; NRC, 1996). Les aquifères fracturés présentent des fissures, des joints et des failles avec divers degrés d'ouverture et d'extension latérale, allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'ouverture et de quelques centimètres à plusieurs kilomètres d'étendue latérale. Les eaux souterraines circulent principalement par les ouvertures créées par la fracturation tandis que la porosité induite par la fracturation ouverte du massif rocheux permet le développement d'un réservoir aquifère. Les fractures comblées (figure 2.6) peuvent quant à elles représenter des frontières imperméables à l'écoulement. La géométrie des discontinuités structurales ouvertes et comblées contrôle l'écoulement de l'eau, de l'échelle locale à l'échelle régionale (Denny et al., 2007; Gleeson, 2009) et l'écoulement de l'eau à l'échelle locale est plus hétérogène que l'écoulement à l'échelle régionale (Novakowski et al., 2006). La relation entre le volume d'investigation et l'hétérogénéité s'explique vraisemblablement par le fait qu'au-delà d'un certain volume, un massif rocheux aquifère peut être considéré comme un milieu poreux équivalent (p. ex. : voir Bear, 1972) alors qu'à l'échelle locale, les discontinuités discrètes définissent des limites imperméables ou des chemins d'écoulement de géométrie hétérogène. La notion de volume poreux équivalent est ainsi

centrale dans les études concernant l'évaluation de l'écoulement et du transport de masse dans les aquifères de roc fracturé, car ce volume représentera la limite en deçà de laquelle l'hypothèse du milieu poreux équivalent, fort utile pour simplifier les calculs appuyés sur la loi de Darcy et la représentation des aquifères, n'est plus valide.

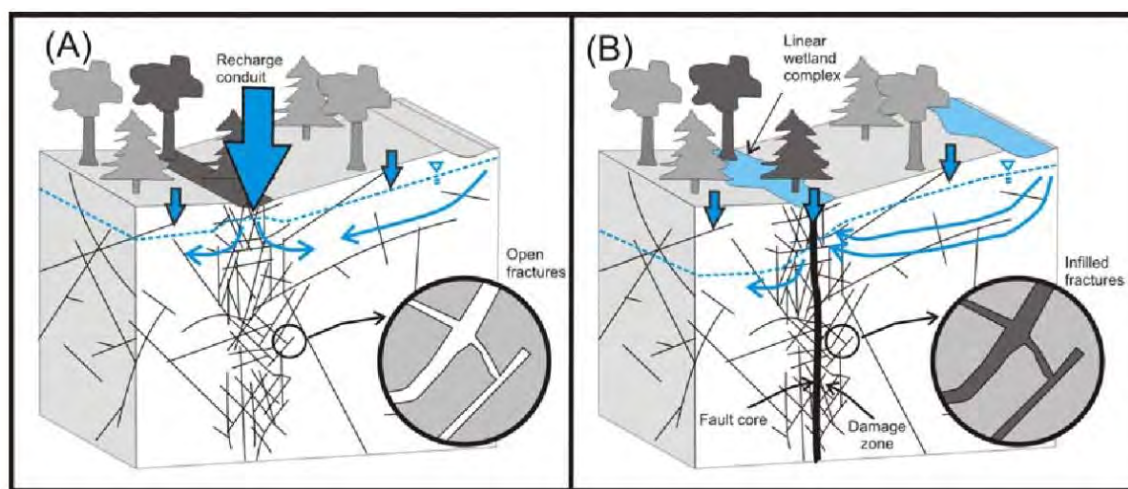


Figure 2.6 Modèles conceptuels : la faille joue le rôle d'un drain si les fractures sont ouvertes et vierges (A), (B) niveaux de la relation entre les linéaments et les eaux souterraines, ils sont considérés comme barrière puisque les fractures sont comblées (tirée de Gleeson, 2009).

Les failles majeures peuvent constituer des conduits pour les écoulements longitudinaux (failles ouvertes) ou des barrières aux écoulements transversaux (failles barrières) (Antonellini & Aydin, 1994; Fisher & Knipe, 2001; Gringarten & Raghavan, 1974). En périphérie des failles majeures, les discontinuités rendent souvent les zones endommagées plus perméables que le cœur de la faille (Rafini, 2008; Caine et al., 1996). Cela est illustré de façon conceptuelle à la figure 2.7, qui montre un accroissement potentiel de la conductivité hydraulique jusqu'au cœur d'une faille, où la conductivité hydraulique diminue significativement. De plus, la perméabilité du roc fracturé est susceptible de diminuer de façon marquée avec la pression de confinement, notamment pour les structures horizontales (Evans et al., 1997; Seront et al., 1998). Pour le contexte propre au Bouclier Canadien, d'intérêt central pour la présente étude, Rouleau et al. (1999) soulignent que de nombreux joints horizontaux et subhorizontaux présents dans la première tranche de 75 m sous la surface forment la tranche la plus active des aquifères de roc fracturé. Les mêmes auteurs notent

aussi que la formation des creux topographiques est souvent causée par les failles et les zones de cisaillement et que des lacs sont fréquemment associés à des discontinuités structurales. Rouleau et al. (1999) ont également souligné l'importance hydrogéologique des discontinuités structurales sur les systèmes d'écoulement locaux, notamment lorsqu'elles sont en contact avec des plans d'eau ou des dépôts meubles perméables.

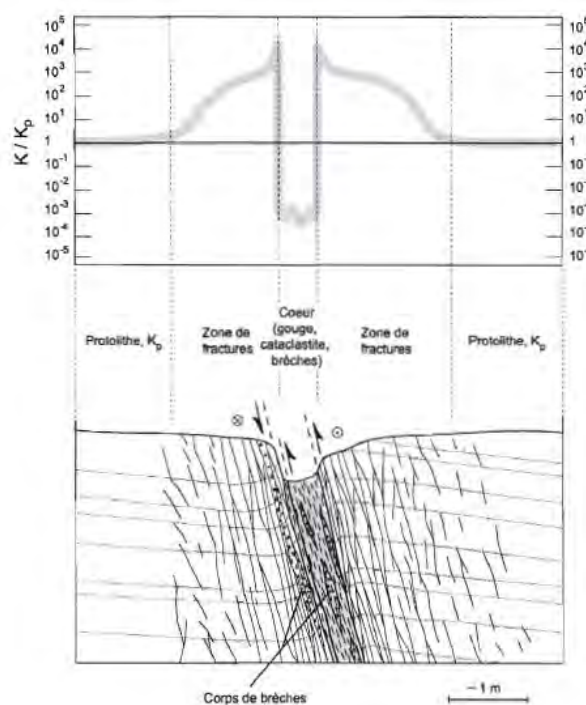


Figure 2.7 Schématisation du principe de la distribution des propriétés hydrauliques de la structure interne des failles cassantes majeures (tirée de Rafini, 2008).

Le modèle développé par Caine et al. (1996) vise à représenter conceptuellement les comportements hydrogéologiques distincts qui sont associés à l'architecture interne des failles (figure 2.8). Ces auteurs définissent quatre contextes types, soit (1) les conduits préférentiels distribués, (2) les conduits préférentiels locaux, (3) les barrières locales et (4) les zones de conduits et barrières combinées.

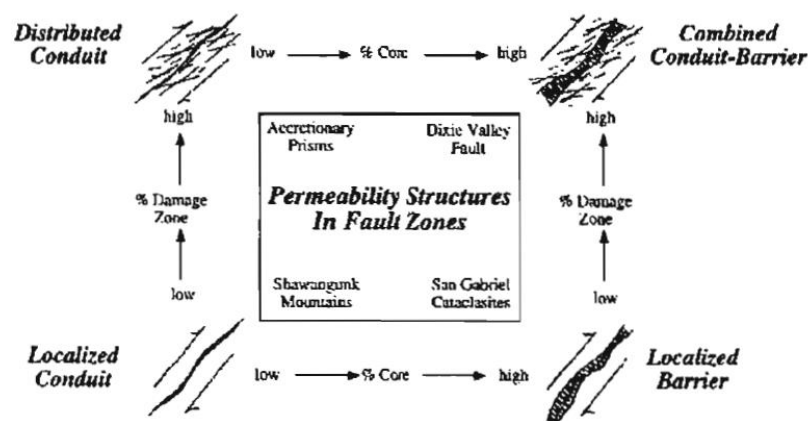


Figure 2.8 Classification conceptuelle de la relation entre les structures de failles majeures et leurs propriétés hydrauliques (tirée de Caine et al., 1996)

Les discontinuités structurales mineures peuvent aussi influencer significativement l'écoulement de l'eau dans les aquifères rocheux. Ces discontinuités sont généralement associées à des phénomènes géologiques locaux tels que l'intrusion rocheuse, des déformations et plissements locaux à des phénomènes glaciaires (Coulibaly, 1996). Les principaux facteurs contrôlant l'écoulement des eaux souterraines dans les systèmes locaux associés au roc fracturé incluent la densité du réseau de fractures, sa géométrie, son interconnectivité et l'ouverture des fractures (Cook, 1992). L'interconnectivité des structures, qui permet la formation d'un réseau d'écoulement de l'eau souterraine, est contrôlée par les orientations des fractures, leur espacement et leurs longueurs (Lemieux et al., 2009). Le ratio de porosité efficace par rapport à la porosité totale est fortement dépendant de l'interconnectivité des fractures (Rouleau et al., 1999). Berkowitz, (1995) souligne que seulement une partie des fractures du massif rocheux contribue à l'écoulement, alors que les fractures qui ne sont pas interconnectées sont hydrauliquement passives.

2.1.3. Caractéristiques des aquifères de roc fracturé

Baker & Kuppe (2000) et Nelson (2001) ont proposé un mode de classification des aquifères de roc fracturé selon l'importance que pouvait avoir la fracturation sur les écoulements. Quatre types d'aquifères sont proposés selon la perméabilité et la porosité des fractures (figure 2.9) :

- **Type 1** : les fractures représentent l'essentiel de capacité de stockage et de la perméabilité du réservoir, tandis que la porosité et la perméabilité de la matrice rocheuse entre les fractures est négligeable.
- **Type 2** : La porosité est induite par les fractures et par la matrice de roc. Les fractures représentent l'essentiel de la perméabilité du réservoir.
- **Type 3** : Les fractures ne représentent qu'une faible proportion de la porosité de l'aquifère mais contribuent de façon significative à la perméabilité.
- **Type 4** : les fractures contribuent de façon modeste à la porosité et à la perméabilité de l'aquifère, mais elles peuvent engendrer une anisotropie ou constituer des barrières d'écoulement.

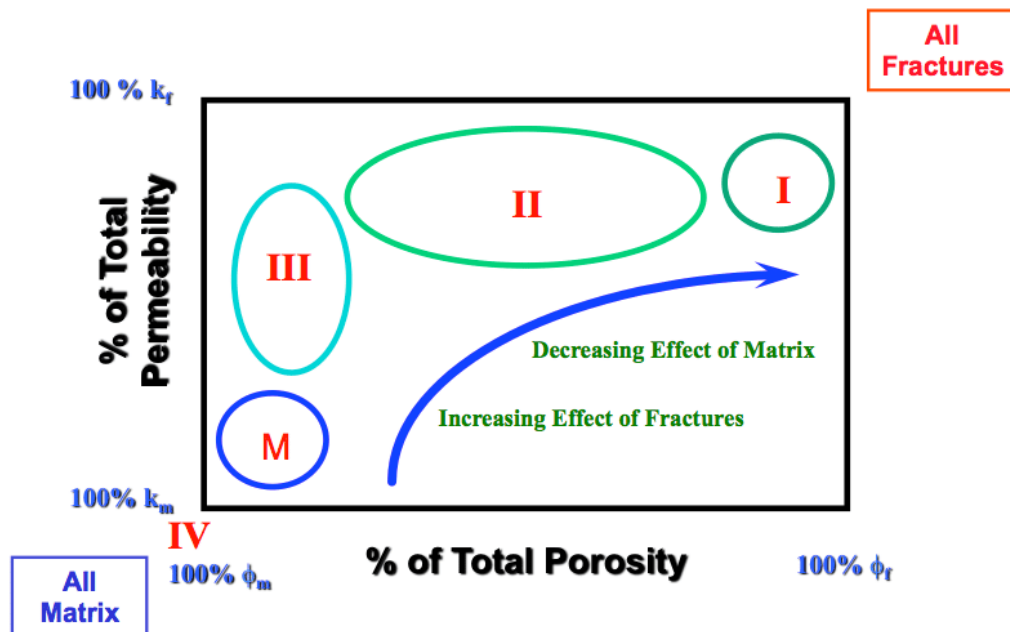


Figure 2.9 La classification des réservoirs fracturés (tirée de Nelson, 2001)

Indépendamment du type de fracture associé à la classification précitée, la représentation des discontinuités structurales dans un modèle conceptuel ou numérique d'écoulement de l'eau souterraine implique de définir si l'aquifère de roc constitue un milieu poreux équivalent ou un système où des conduits et barrières discrets doivent être considérés (figure 2.10). Le Goc (2009) propose que la représentation discrète des réseaux de fractures est nécessaire pour déduire leurs

propriétés hydrauliques. Cette hypothèse est également adoptée par Cacas et al., (1990), qui ont développé un modèle stochastique de fractures discrètes pour étudier les écoulements dans un massif cristallin de Fanay-Augrès (France). Cependant, Le Goc (2009) suggère qu'une approche complémentaire doit être utilisée lorsque le modèle avec fractures discrètes n'est pas applicable. Cette approche consiste à modéliser le milieu naturel en utilisant un champ continu de perméabilité, dont les propriétés sont ajustées en fonction d'expériences hydrauliques. Ando et al. (2003) ont notamment utilisé cette approche pour modéliser le même massif cristallin de Fanay-Augrès. Rodrigo-Illarri et al., (2003) ont utilisé un modèle stochastique continu afin de déterminer la position des fractures majeures. Pour intégrer le concept d'écoulement préférentiel, les cellules de la grille correspondant à une fracture ont une transmissivité beaucoup plus forte que la matrice en arrière-plan. Le Goc (2009) considère que lorsque le réseau de fractures est dense et contient des structures fortement interconnectées entre eux, il peut être modélisé à travers un milieu continu (continuum).

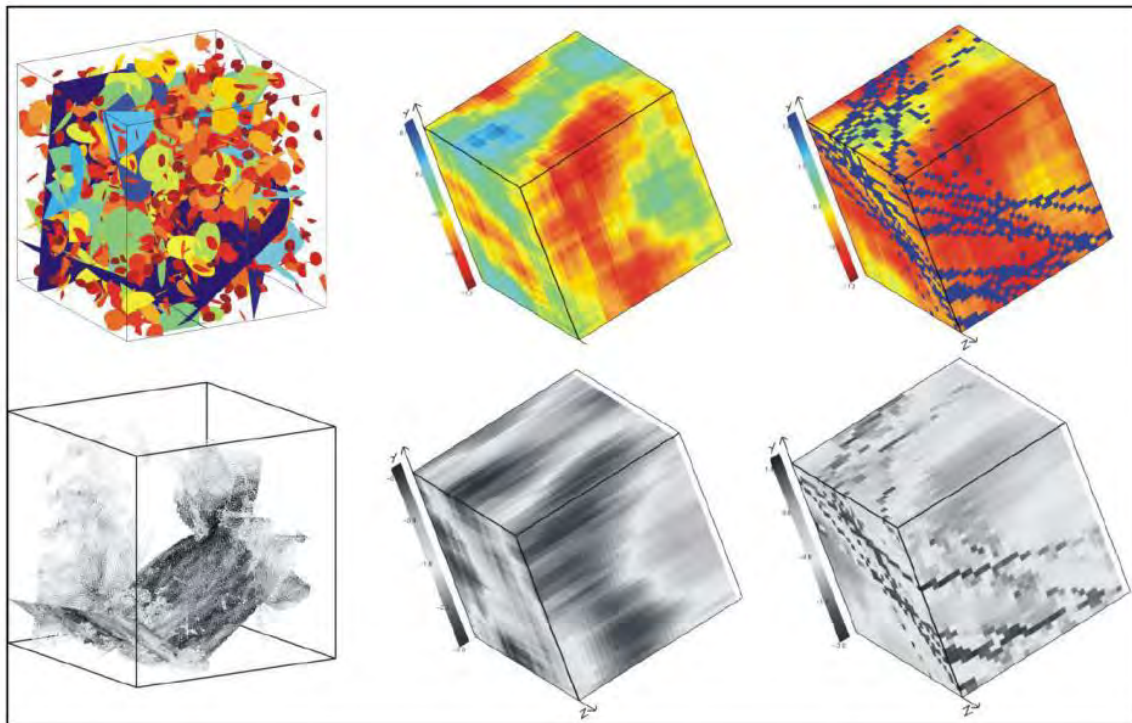


Figure 2.10 Les modèles d'un milieu fracturé : - À gauche : Approche discrète - Au Milieu : Approche continue -À droite : Approche mixte (tirée de Le Goc, 2009)

2.2. Méthode géophysique électromagnétique (GPR)

Le GPR consiste en un dispositif géophysique non invasif permettant la détection de discontinuités diélectriques en sous-surface, jusqu'à des profondeurs n'excédant généralement pas 50 m (Neal, 2004). L'appareil fonctionne via la génération d'une onde électromagnétique à haute fréquence (généralement de l'ordre de 50 – 1 000 MHz). Cette onde est transmise en sous-surface et réfléchi à l'interface entre des matériaux de propriétés diélectriques distinctes lors de sa propagation. Le GPR capte ensuite le signal réfléchi tout en enregistrant précisément (sur une plage temporelle de l'ordre de la nanoseconde (ns)) le temps entre l'émission de l'onde transmise et la réception du signal réfléchi. Lorsque la vitesse de propagation (VP) de l'onde électromagnétique (OE) est connue ou estimée, alors le temps d'aller-retour de l'onde permet d'estimer la profondeur de réflecteurs en sous-surface. L'utilisation du GPR a débuté pour l'exploitation minière dans les années 1950 et son utilisation a connu une croissance marquée depuis les années 1980 (Lai et al., 2017; Neal, 2004). Le GPR permet de nombreuses applications en géosciences et en environnement minier, notamment pour l'investigation d'anciennes mines (Galdón et al., 2017), l'exploration de zones minéralisées (Eisenburger et al., 2010) et l'étude des fractures au sein des massifs rocheux (Rafiee, 2008). Il s'agit aujourd'hui de l'une des méthodes électromagnétiques les plus largement utilisées pour obtenir des informations sur la structure et les propriétés physiques près de la surface (Biancheri-Astier, 2012).

2.2.1. Principe de la méthode GPR

Le principe de fonctionnement de la méthode GPR est illustré à la figure 2.11. Comme décrit ci-dessus, l'onde transmise va se réfléchir à l'interface entre des matériaux de propriétés diélectriques différentes lors de sa propagation, et sa vitesse de propagation dépend des propriétés hydro-physiques du milieu. Cette dépendance est décrite par l'équation suivante (Neal, 2004) :

$$v = \frac{C_0}{\sqrt{\varepsilon_r \mu_r \sqrt{\frac{1 + (\sigma / 2\pi f \varepsilon)^2}{2}}}} \quad (2.1)$$

Où (v) représente la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique en sous-surface, C_0 représente la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le vide (3×10^8 m/s), ε_r représente la permittivité diélectrique relative du matériel (adimensionnel), μ_r représente la

perméabilité magnétique du matériel sondé (H/m), σ représente la conductivité électrique du milieu sondé (S/m), f représente la fréquence de l'onde (Hz) dans le milieu sondé et ε est la permittivité diélectrique du milieu sondé (F/m). En général, dans la pratique, le terme $\mu_r \frac{\sqrt{1+(2\pi f/\omega\varepsilon)^2}}{2}$ de l'équation (2.1) est considéré comme négligeable et la vitesse de propagation de l'onde en sous-surface est estimée selon Neal (2004) :

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.2)$$

La profondeur d'investigation de la méthode radar est en grande partie dictée par l'atténuation de l'amplitude (A) de l'onde électromagnétique par rapport à son amplitude initiale (A_0) lors de sa propagation qu'elle parcourt la distance z , laquelle est exprimée selon Neal (2004) :

$$A = A_0 e^{\frac{z\sigma\sqrt{\mu/\varepsilon}}{2}} \quad (2.3)$$

De façon générale, la conductivité électrique du milieu de propagation de l'onde aura l'impact le plus important sur l'atténuation, les milieux plus conducteurs engendrant une plus forte atténuation que les milieux moins conducteurs. Il incombe également de mentionner que l'atténuation est dépendante de la fréquence de l'onde, les fréquences plus hautes s'atténuant davantage que les fréquences plus basses pour un trajet donné en sous-surface.

Lors de la propagation de l'onde, les contrastes de propriétés diélectriques en sous-surface engendrent la réflexion des ondes électromagnétiques selon Neal (2004) :

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}}}{\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}}} \quad (2.4)$$

Où R représente le coefficient de réflexion et ε_{r2} et ε_{r1} représentent les constantes diélectriques des matériaux se trouvant de part et d'autre de l'interface générant la réflexion.

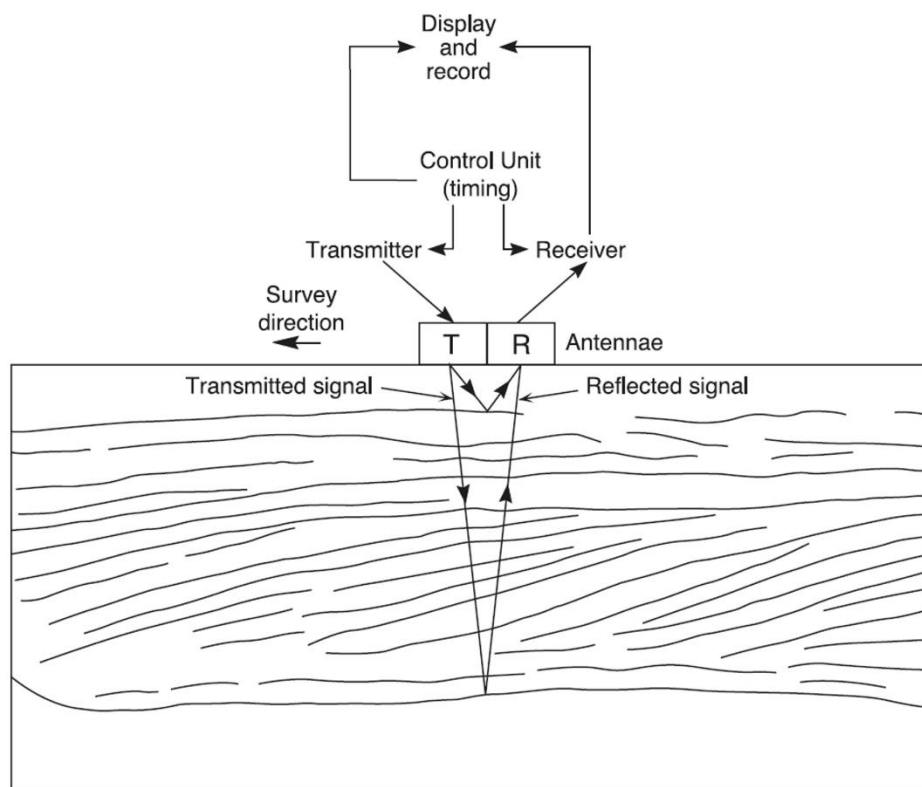


Figure 2.11 Principe de fonctionnement de Géoradar (tirée de Neal, 2004)

Sur le terrain, les données peuvent être collectées selon différentes configurations telles que le décalage constant (*common offset*; CO), le point commun central (*common mid-point*; CMP) ainsi que des configurations impliquant une antenne transmettrice ou réceptrice en position statique (*common source* et *common receiver*) (figure 2.12). Dans la pratique, les configurations CO et CMP sont les plus employées. La configuration CO (figure 2.12a) implique de maintenir une distance constante entre le transmetteur et le récepteur lors de l'acquisition des données le long de profils rectilignes ou non. Pour la collecte de données avec la configuration CO, chaque point de mesure sera associé à une trace radar qui devra être géolocalisée (x, y, z). Les traces radar sont ensuite juxtaposées selon leurs localisations afin de produire un profil radar ayant en abscisse la position (généralement exprimée en mètres) le long du profil et en ordonnée le temps d'aller-retour de l'onde. Ainsi, pour connaître la profondeur d'un réflecteur sur un profil acquis en mode CO, la vitesse de propagation de l'onde doit être connue. Il existe deux principales méthodes pour estimer cette vitesse de propagation, soit la méthode CMP et la méthode appuyée sur des points de référence

connus (*depth to target*). La méthode CMP (figure 2.12b) implique d'éloigner progressivement l'antenne transmettrice et l'antenne émettrice par rapport à un point central sous lequel un réflecteur est détectable. Puisque le réflecteur est statique et que l'augmentation progressive de la distance entre les antennes est mesurable (donc connue), l'augmentation du temps d'aller-retour ($t_{x_2} - t_{x_1}$) de l'onde telle que mesurée avec l'augmentation de la distance ($x_2 - x_1$) séparant les antennes permet d'estimer la vitesse (v) de l'onde selon :

$$v = \sqrt{\frac{x_2^2 - x_1^2}{t_{x_2}^2 - t_{x_1}^2}} \quad (2.5)$$

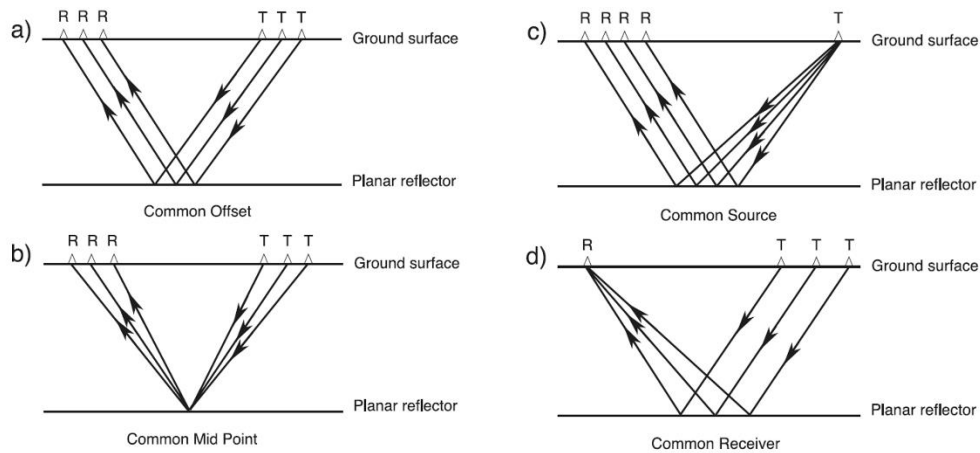


Figure 2.12 Modes d'acquisition des profils radar (tirée de Neal, 2004)

2.2.2. Traitements des données GPR

Le traitement des données GPR implique plusieurs étapes, dont les plus communes sont identifiées au tableau 2.1.

Tableau 2.1 Sommaire de différents procédures applicables pour le traitement de données GPR

Étapes de Traitement	Impacts sur les résultats
Ajustement du temps zéro (<i>time zero correction</i>)	Cette correction permet d'identifier le temps zéro (temps auquel l'onde est émise) selon le temps d'arrivée de l'onde aérienne directe entre le transmetteur et le récepteur. Cette correction est requise car il existe un délai entre le déclenchement de l'émetteur et la génération de l'onde. Ce délai, qui peut varier lors de l'acquisition d'un profil, est causé par différents facteurs (p. ex. : température) qui affectent la performance du GPR pour la génération de l'onde.
Correction géométrique (<i>normal moveout</i>)	Cette correction est requise pour éliminer l'effet induit par la distance entre l'antenne émettrice et l'antenne réceptrice sur les temps d'aller-retour des ondes. Par exemple, pour un réflecteur situé à 3 m de profondeur, le temps d'aller-retour de l'onde entre l'antenne réceptrice et l'antenne émettrice sera plus long si les antennes sont séparées de 2 m que si elles sont séparées de 1 m.
Ajustement du temps maximal (<i>time cut</i>)	La fenêtre temporelle (time window) d'acquisition correspond à la durée de la période d'enregistrement du signal radar par l'antenne réceptrice. Sur le terrain, il est opportun d'enregistrer les données sur une fenêtre temporelle assez longue pour s'assurer de pouvoir exploiter les données jusqu'à une profondeur maximale, laquelle est dictée par l'atténuation de l'onde. Lors du traitement, l'ajustement du temps maximal permet de tronquer les profils selon l'ordonnée (temps d'aller-retour de l'onde) pour éliminer les valeurs les plus élevées où aucun réflecteur n'est détecté.
Correction de la saturation du signal (<i>dewow</i>)	L'émission de l'onde radar est réalisée via une séquence répétée d'impulsions de courte durée et cela peut engendrer une saturation de l'antenne réceptrice par des fréquences plus basses que la fréquence émise, notamment en raison de l'énergie des ondes directes (sol et air). Un filtre de type dewow permet de supprimer ce bruit de basse fréquence.
Rehaussements (<i>gain</i>)	Tel qu'exprimé à l'équation (2.3), l'amplitude de l'onde électromagnétique décroît lors de son parcours en sous-surface. Il en résulte que pour une interface entre deux matériaux donnés, un réflecteur situé plus près de la surface engendrera une réflexion plus marquée qu'un réflecteur situé à plus grande profondeur. Les rehaussements consistent en des fonctions mathématiques visant à compenser l'effet de l'atténuation de l'onde afin d'équilibrer l'intensité des réflecteurs situés à différentes profondeurs sur les traces radar.
Élimination des réflecteurs aériens	Lorsqu'un GPR doté d'antennes non blindées est employé pour la collecte de données sur le terrain, l'onde émise se propage au sein d'une géométrie 3D complexe. Des ondes voyageant dans l'air peuvent atteindre des réflecteurs hors-sols et engendrer des enregistrements indésirés au niveau du récepteur. Certains réflecteurs aériens peuvent générer des hyperboles dans les profils radar.
Correction topographique	Par défaut, un profil radar présente en abscisse la position (ou le numéro de trace) le long d'un profil et en ordonnée le temps d'aller-retour de l'onde. Or, si un profil GPR traverse une butte (relief positif) se trouvant au-dessus d'un réflecteur souterrain parfaitement horizontal, le profil GPR exempt de correction topographique montrera un réflecteur souterrain incurvé vers le bas vis-à-vis la butte en surface. La correction topographique permet de s'affranchir de cet effet indésirable.
Migration	La migration permet, en théorie, d'améliorer la résolution des profils et la représentation géométrique des structures souterraines dans les profils GPR.
Correction de fréquence	Bien que les antennes radar soient communément associées à des fréquences spécifiques (p. ex. : 50 Mhz, 100 MHz, 200 MHz), les ondes émises sont dans les faits associées à une enveloppe de fréquences centrée sur la fréquence ciblée. De plus, l'atténuation étant plus marquée pour les hautes fréquences que pour les basses fréquences, le signal réfléchi peut présenter un spectre légèrement décalé vers les basses fréquences. Le filtre de correction de fréquence permet d'éliminer les signaux associés à des fréquences plus basses ou plus hautes que la fréquence centrale spécifiquement ciblée.

2.2.3. Exemples d'application : acquisition de données GPR sur le roc

L'utilisation de la méthode radar en géologie est largement documentée, comme en témoigne la revue de littérature réalisée par Neal (2004). L'évaluation de l'architecture de discontinuités structurales par méthode radar a notamment été réalisée dans le cadre de plusieurs études (tableau 2.2). De façon générale, les études recensées suggèrent que la présence d'eau, d'air ou de minéralisations au sein des fractures engendrent des contrastes de propriétés diélectriques, lesquelles engendrent des réflexions détectables par la méthode radar.

Tableau 2.2 Exemples d'études exploitant la méthode GPR pour l'étude des propriétés du roc fracturé

Références	Objectifs de l'étude	Site d'étude	Principales observations
Molron (2021)	Améliorer la précision des modèles d'écoulements et de transport des contaminants dans les réseaux de fractures	Tunnel Äspö hard rock laboratory, Suède	L'utilisation de GPR permet de détecter environ 80% des fractures ouvertes (de faible transmissivité) ayant des tailles comprises entre 1 et 10 m ² dans un tunnel. Les levés de GPR réalisés ont également permis de détecter les chemins d'écoulement associés aux fractures. L'étude a démontré la capacité du GPR à détecter les fractures ouvertes dans des formations peu perméables, ce qui est important notamment pour la caractérisation de sites potentiels pour le stockage de déchets nucléaires.
Porsani et al. (2006)	Cartographier les fractures d'une carrière de granit par méthode radar.	Carrière de Granit de la région Capa õ Bonito, Sao Paulo, Brésil	Le GPR a permis l'identification des plans de discontinuités structurales qui s'étendent à 25 m de profondeur, y compris des fractures inclinées. Les résultats ont contribué à l'optimisation des opérations d'extraction par la définition de zones de faiblesse qui facilitent l'extraction.
Tsoflias et al. (2004)	Explorer les propriétés de polarisation des OE dans le contexte de la détection des fractures	Site de la carrière de Bissen, Sturgeon Bay, Wisconsin, États-Unis	Les mesures GPR effectuées avec un dispositif <i>Pulse EKKO 100</i> , en surface, à travers des fractures verticales. Les résultats indiquent qu'il existe un champ électromagnétique qui est orienté de manière perpendiculaire par rapport au plan de fracture. L'utilisation d'une configuration constante d'azimut du champ d'ondes est applicable dans les puits de forages pour la détection de fractures en profondeur.
Grasmueck (1996)	Détecter, cartographier et cartographier des fractures.	Carrière d'Iragna dans la vallée du Tessin, Sud de la Suisse.	Des réflexions subhorizontales ont été caractérisées par des réflexions de polarité négative causées par un système de fractures (d'épaisseurs de 2 à 4 cm) remplies d'eau. Le traitement 3D des données GPR a permis de définir un réseau de fractures subhorizontales et de cartographier une discontinuité structurale majeure verticale.
Benson (1995)	Évaluer les caractéristiques de failles et l'étendue de panaches de contaminants.	Rock Canyon, Provo, Utah, États-Unis	Identification des failles superficielles à l'aide du GPR. Identification de panaches de contamination par des hydrocarbures à l'aide des levés GPR.
Pilon (1992)	Cartographier des fractures et des changements lithologiques.	Tunnel dans un pluton granitique, Manitoba, Canada	Obtention d'une réflexion GPR à partir d'une zone de fracture sèche d'environ 0,5 m d'épaisseur à 12 m sous la surface. Identification d'une réflexion associée à un dyke de pegmatite avec un pendage d'environ 45°.

2.3. Méthodes électriques : Application de la tomographie électrique

La méthode de tomographie électrique (figure 2.13) s'est développée vers la fin des années 80 à partir des méthodes préexistantes de résistivité électrique (Hebbache, 2017). L'avènement des dispositifs automatisés a permis des développements importants en lien avec la tomographie électrique (Dahlin, 1993; Loke & Barker, 1996). Aujourd'hui, des logiciels de programmation des séquences d'acquisition de données et des algorithmes et logiciels d'inversions tels que Res2DInv et Res3DInv sont largement employés pour l'acquisition et le traitement des données électriques. Ces approches sont employées pour obtenir un modèle de la résistivité du sous-sol le long de profils 2D ou de zones 3D.

2.3.1 Principe de la méthode de résistivité électrique

La loi d'Ohm donne la relation entre la différence de potentiel (ΔV en V), l'intensité du courant (I en A) et la résistance (R en Ω) du milieu dans lequel circule un courant :

$$\Delta V = RI \quad (2.6)$$

Pour un corps simple (par exemple un cylindre homogène et isotrope), la résistivité (ρ en $\Omega \text{ m}$) est fonction de la longueur du cylindre (L en m), de la surface de sa section (S en m^2) et de la résistance du matériel constituant le cylindre (R en Ω) :

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (2.7)$$

La conductivité électrique (σ en S m^{-1}) est quant à elle définie comme l'inverse de la résistivité électrique :

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.8)$$

En géophysique électrique, lors de la collecte de données depuis la surface du sol, la résistivité est mesurée en injectant un courant et en mesurant les différences de potentiel à la surface. En assumant un demi-espace souterrain homogène et isotrope, la densité de courant (J en A m^{-2}) peut être exprimée selon Samouëlian et al. (2005) où $2\pi r^2$ est la surface d'une sphère hémisphère de rayon r :

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.9)$$

Le potentiel (V) sera évalué selon :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (2.10)$$

La mesure de la résistivité électrique des unités en sous-surface requiert généralement l'utilisation de deux électrodes destinées à l'injection de courant ($A-B$) et de deux électrodes destinées à la mesure de différence de potentiel ($M-N$). La différence de potentiel (ΔV) entre les électrodes M et N est donnée par Samouëlian et al. (2005) avec AM représente la distance entre électrode A et électrode M, BM représente la distance entre électrode B et électrode M, AN représente la distance entre électrode A et électrode N ainsi, BN représente la distance entre électrode B et électrode N :

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (2.11)$$

La résistivité électrique se calcule donc selon Samouëlian et al. (2005) :

$$\rho = \left[\frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right] \frac{\Delta V}{I} \quad (2.12)$$

En définissant un coefficient géométrique $K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$ représentatif de la configuration des électrodes, on obtient :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.13)$$

La figure 2.13 illustre, de façon conceptuelle, la collecte de données de résistivité électrique depuis la surface. Le courant injecté dans le sol engendre des surfaces équipotentielles en sous-surface (figure 2.13) pouvant être détectées grâce à des électrodes de potentiel (MN sur la figure 2.13).

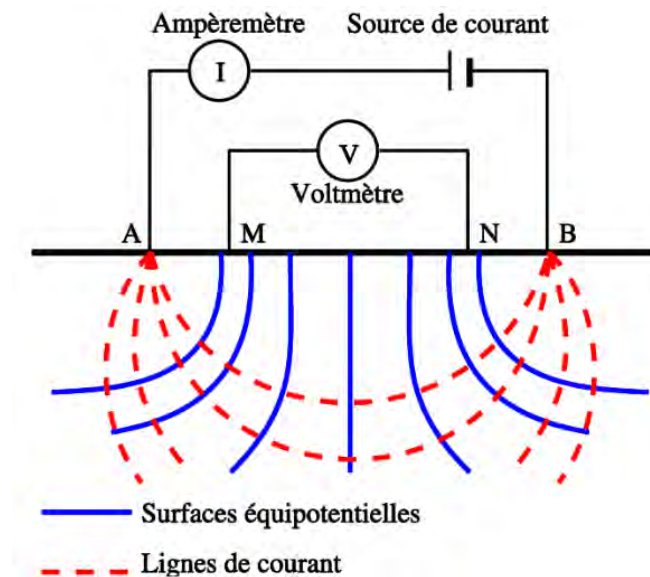
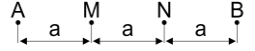
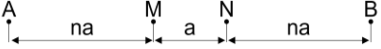
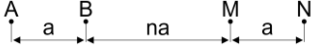
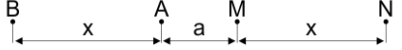
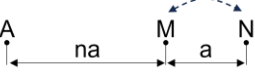


Figure 2.13 Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol (tirée de Fauchard & Mériaux, 2004).

Les équations (2.11) à (2.13) révèlent qu'on peut estimer la valeur moyenne de la résistivité électrique (nommée résistivité apparente) d'un milieu sous-surface par mesurer la différence de potentiel entre les électrodes. Dans la présente étude, l'emphasis est mise spécifiquement sur la tomographie électrique 2D en coupe. Dans ce contexte, les configurations d'implantation des électrodes AB-MN les plus couramment utilisées sont celles de Wenner, Wenner-Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-pôle et pôle-dipôle (Aizebeokhai, 2011; M. H. Loke et al., 2013; Samouëlian et al., 2005; Hebbache, 2017). Le tableau 2.3 présente un sommaire des caractéristiques des configurations, dont leurs sensibilités à la détection de structure horizontales et verticales et leur couverture horizontale et verticale. De façon générale, la configuration Wenner se distingue pour la détection de structures horizontales malgré une faible couverture spatiale alors que la configuration dipôle-dipôle se distingue pour la détection de structures verticales et la couverture horizontale et verticale.

Tableau 2.3 Sommaire d'informations concernant différentes configurations d'électrodes couramment employées en tomographie de résistivité électrique 2D. Les symboles + à ++++ montrent une amélioration progressive. Les flèches $\leftrightarrow$ et $\updownarrow$ font références à l'axe horizontal et vertical respectivement

Configurations	Coefficient géométrique K	Sensibilité $\leftrightarrow$	Sensibilité $\updownarrow$	Couverture $\updownarrow$	Couverture $\leftrightarrow$	Force du signal
Wenner 	$2\pi a$	++++	+	+	+	++++
Wenner-Schlumberger 	$\pi n(n+1)a$	++	++	++	++	+++
Dipôle-dipôle 	$\pi n(n+1)(n+2)a$	+	++++	+++	+++	+
Pôle-pôle 	$2\pi a$	++	++	++++	++++	+++
Pôle-dipôle 	$2\pi(n+1)a$	++	+	+++	+++	++

Lors de la collecte des données, plus l'espacement entre les électrodes est grand, plus la profondeur d'investigation est grande, bien que la relation entre ces deux paramètres ne soit pas constante pour un milieu hétérogène (Samouëlian et al., 2005). Ainsi, les mesures de terrain représentent des résistivités apparentes associées à des pseudo-profondeurs qui peuvent être rapportées sur des pseudo-sections de résistivité électrique. Ces pseudo-sections de résistivités apparentes ne permettent pas une représentation fidèle des caractéristiques électriques de la sous surface. Une inversion mathématique est requise afin de transformer une pseudo-section en une coupe de résistivité électrique interprétée. C'est uniquement à la suite de leur traitement mathématique que les résultats des mesures peuvent permettre d'évaluer l'architecture des formations en sous-surface et certaines propriétés telles que la porosité, la teneur en eau et la conductivité des fluides (Samouëlian et al., 2005; Slater, 2007). La résistivité électrique d'un matériau géologique sera en fonction des propriétés de sa matrice solide (p. ex. minéralogie, granulométrie), de l'architecture de sa porosité (p. ex. dimensions et connectivité des pores) et du fluide s'y trouvant (teneur volumique et salinité). À titre d'exemple, la figure 2-14 illustre, de façon conceptuelle, une matrice poreuse partiellement saturée. Le courant électrique dans ce matériau peut circuler via le fluide présent dans les pores interconnectés et via les grains solides en contact entre eux. Pour ce type de matériau, les constats généraux suivants sont souvent applicables (figure 2.14):

- La présence de minéraux conducteurs favorisera la circulation de courant dans les grains solides et donc une résistivité électrique plus faible.
- Une granulométrie plus fine engendrera plus de contacts entre les grains et donc une résistivité électrique plus faible.
- Une teneur en fluide (généralement l'eau) plus élevée favorisera le transport électrolytique de courant par le fluide et réduira la résistivité.
- L'augmentation de la salinité du fluide (généralement l'eau) favorisera le transport électrolytique de courant par le fluide et réduira la résistivité.

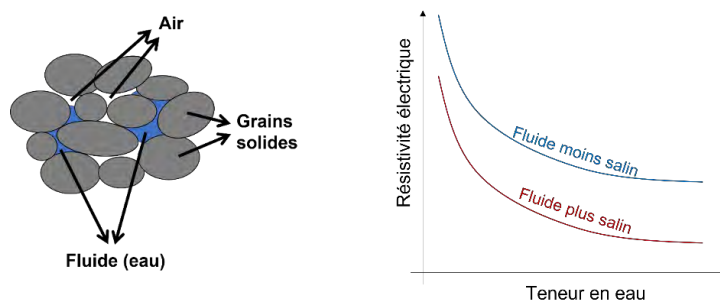


Figure 2.14 Exemple conceptuel d'une matrice poreuse partiellement saturée soumise à la circulation d'un courant électrique.

Les différences de résistivité électrique des différents matériaux géologiques sont très marquées, avec des valeurs allant d'environ $10^{-2} \Omega\text{m}$ pour les sulfures massifs à près de $10^5 \Omega\text{m}$ pour des roches cristallines non altérées (figure 2.15). Cette caractéristique fait en sorte que les approches géophysiques électriques présentent un fort potentiel notamment pour la réalisation d'études stratigraphiques (Laigre et al., 2012) et hydrogéologiques (Slater, 2007).

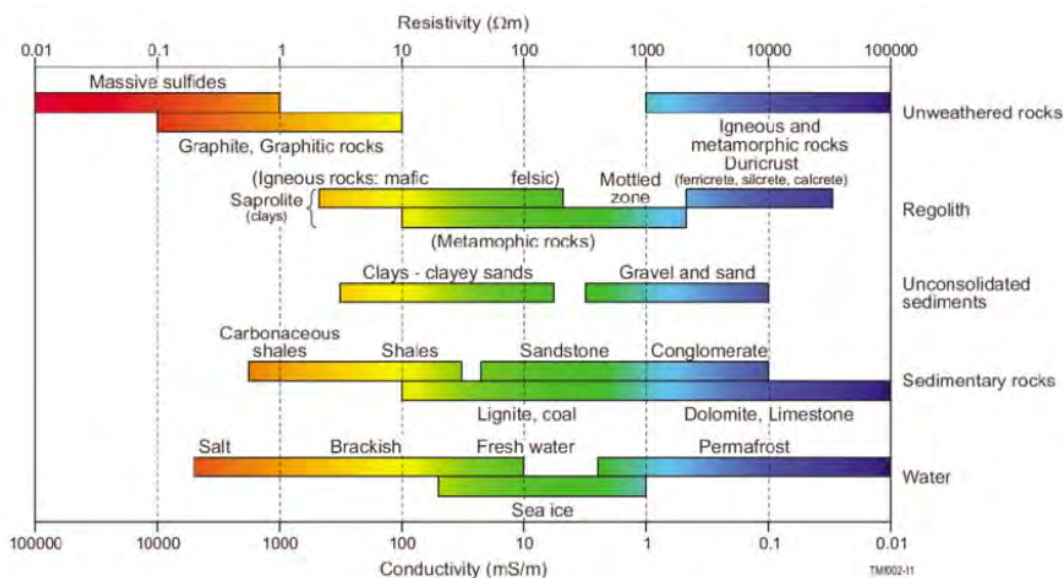


Figure 2.15 Gamme de résistivités de différents matériaux géologiques et des eaux
(tirée de Palacky, 1987)

2.3.2. Traitement des données de résistivité électrique

Comme indiqué plus haut (section 2.3.1), les mesures de terrain en résistivité électrique permettent d'évaluer des résistivités apparentes pour des pseudo-profondeurs, ces valeurs étant souvent rapportées sur des pseudo-sections. Dans la pratique, un processus d'inversion par modélisation numérique est requis pour transcrire une pseudo-section en un profil de résistivité électrique interprété. Le processus démarre avec un modèle initial prédéfini par l'utilisateur et le processus d'inversion ajuste itérativement les paramètres du modèle jusqu'à l'obtention d'une solution numérique qui minimise l'écart entre les valeurs calculées et mesurées (Loke, 2004). Une revue détaillée des approches d'inversion en géophysique électrique excéderait la portée de la présente étude. Dans la présente étude, les inversions ont été réalisées à l'aide du logiciel Res2DInv, lequel permet des inversions robustes et est spécialement adapté pour des utilisateurs ne se spécialisant pas en inversion numérique (Loke, 2004). Ce logiciel présente l'avantage de s'appuyer sur des paramètres d'inversion prédéfinis qui permettent un traitement automatisé des données. Res2DInv permet la réalisation d'inversions selon un modèle discrétisé en cellules. Le modèle ajuste (calcule) des valeurs de résistivité pour chaque cellule avec comme intrants les valeurs de résistivité apparente mesurées. Dans le processus d'inversion, les cellules rectangulaires qui discrétisent la section sont fixes alors que les valeurs de résistivité peuvent varier.

2.3.3. Exemples d'application : acquisition de données de résistivité électrique sur le roc

L'approche de tomographie électrique pour l'évaluation des caractéristiques de discontinuités structurales du roc est documentée dans la littérature scientifique, comme en témoignent les exemples cités au tableau 2.4. Parmi les études brièvement décrites au tableau 2.4, deux sont présentées plus en détail ci-dessous. La première étude retenue en exemple est celle de Bran et al. (2018). Ces auteurs ont employé la tomographie de résistivité électrique pour étudier l'architecture de linéaments peu profonds des Andes fuégiennes, au Chili. Les travaux réalisés ont permis de mettre en évidence l'existence de failles d'extension transversale détectables grâce à des contrastes identifiés sur les profils de résistivité (figure 2.16).

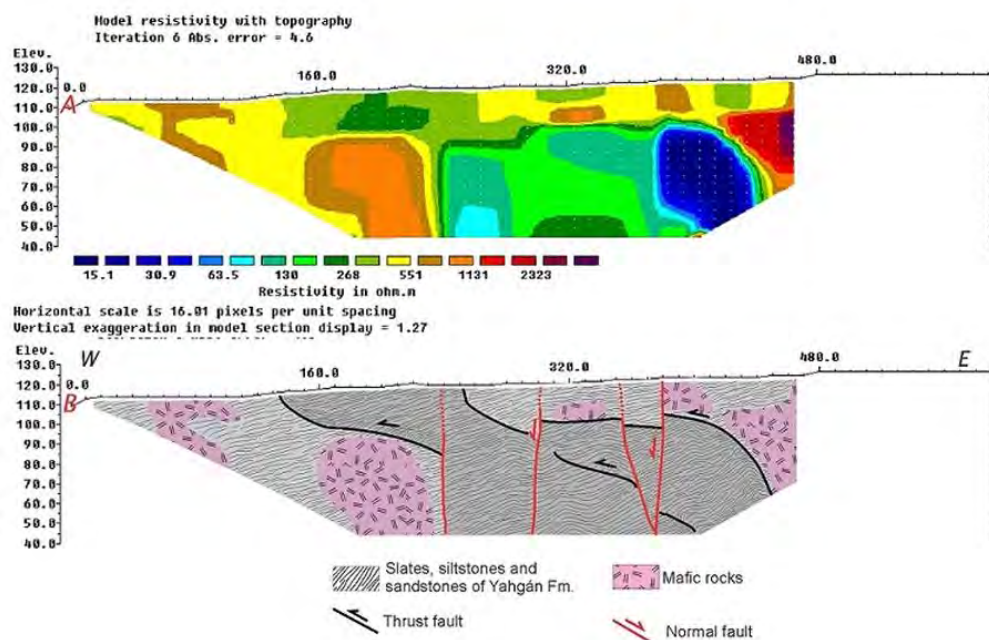


Figure 2.16 Identification des failles de chevauchement à partir du profil ERT
(tirée de Bran et al., 2018)

La seconde étude retenue en exemple est celle menée par Yalo et al. (2021). Ces auteurs ont réalisé des profils de résistivité électrique en employant une configuration dipôle-dipôle pour identifier des zones aquifères. En analysant les sections de résistivité électriques obtenues (figure 2.17), les auteurs ont observé que les fractures se manifestent par des couloirs caractérisés par une diminution des valeurs de résistivité électrique dans un environnement géologique plus résistif. Les résultats de cette étude révèlent néanmoins que sur huit linéaments identifiés à l'aide de sections de résistivités électriques, seuls trois correspondent effectivement à des fractures présentes dans le socle rocheux.

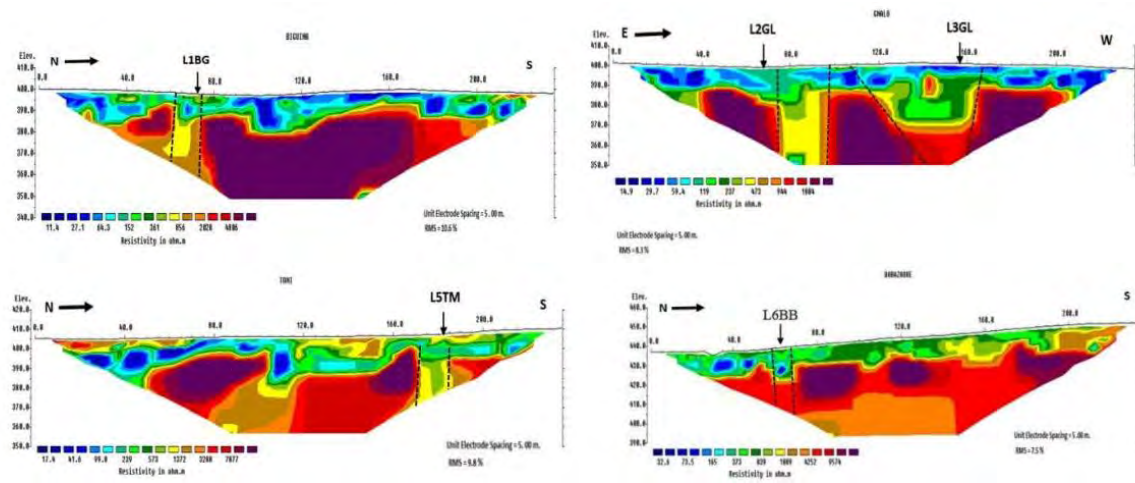


Figure 2.17 Exemples de profils de résistivité électrique réalisés pour l'identification de fractures (identifiées par les appellations L1BG, L2GL, L3GL, L5TM et L2BB) (tirée de Yalo et al., 2021)

Tableau 2.4 Exemples d'études exploitant la méthode ERT pour l'étude des propriétés du roc fracturé

Références	Objectifs de l'étude	Région de l'étude	Principales observations
Yalo et al. (2021)	Identifier des fractures dans le socle rocheux par télédétection et géophysique	Nord du Bénin	La combinaison de la cartographie des linéaments avec la télédétection est utilisée. 8 linéaments identifiés à l'aide des sections de résistivités électriques obtenues grâce à la méthode dipôle-dipôle, 3 d'entre eux sont confirmés comme étant effectivement des fractures présentes dans le socle rocheux. L'utilisation de la ERT afin d'identifier les zones exploitables pour répondre aux besoins en eau.
Kumar et al. (2020)	Caractériser le potentiel aquifère du socle rocheux	Complexe gneissique de Chhotanagpur, région de Ranchi, Inde	Variation significative de la résistivité dans différentes zones de fracturation dans le plateau du complexe gneissique de Chhotanagpur. Cartographie des zones de roches massives et des discontinuités structurales.
Almadani et al. (2019)	Délimiter un aquifère de roc fracturé	Région d'Alwadeen, Bouclier Arabique, Arabie Saoudite	Évaluation de l'architecture d'une formation géologique multicouches présentant des contrastes de résistivité électrique. Délimitation d'un aquifère associé aux zones de fractures.
Neyamadpour (2018)	Évaluer l'impact de fractures sur la stabilité de routes	Masjed - Soleiman, Iran	Évaluation de l'extension verticale et horizontale de fissures. Réalisations des forages pour confirmer les fissures détectées par l'imagerie de résistivité électrique.
Bran et al. (2018)	Évaluer l'architecture de fractures	Bassin des Andes fuégiennes, Chili	Identification de contrastes sub-verticaux de résistivité électrique interprétés comme des zones fracturées. Identification de failles normales qui peuvent engendrer un contrôle extensionnel sur des dépressions obliques. Identification d'une déformation post-glaciaire dans la région.
Kumar et al. (2014)	Réaliser la prospection des eaux souterraines profondes	Delhi, Inde	Délimitation de zones fracturées susceptibles de constituer des aquifères au sein de formations quartzifères.

2.4. Liens entre certaines propriétés géophysiques et hydrogéologiques des matériaux

En plus de permettre de documenter les caractéristiques géométriques et l'architecture des formations géologiques en sous-surface, les approches géophysiques GPR et de résistivité électrique permettent de documenter certaines propriétés hydrogéologiques des matériaux (Slater, 2007). À ce jour, les approches géophysiques demeurent néanmoins peu exploitées pour documenter les propriétés hydrauliques des aquifères, malgré certaines études ayant montré des résultats convaincants (p. ex. Kazakis et al., 2016). La porosité et la conductivité hydraulique font partie des propriétés hydrogéologiques d'intérêt pouvant être évaluées indirectement par les méthodes géophysiques précitées.

La porosité est définie comme le rapport du volume des pores au volume total du matériau (Chapuis, 1999). La porosité primaire découle de processus associés à la formation des unités géologiques, tandis que la porosité secondaire est associée à des changements après leur formation, comme par exemple les processus diagenétiques et de mise en solution (Martin & Colpitts, 1996). La porosité du sol et la distribution de la taille des pores caractérisent l'espace poreux (figure 2.18) et chaque faciès est défini par un intervalle de valeurs de porosité n (tableau 2.5).

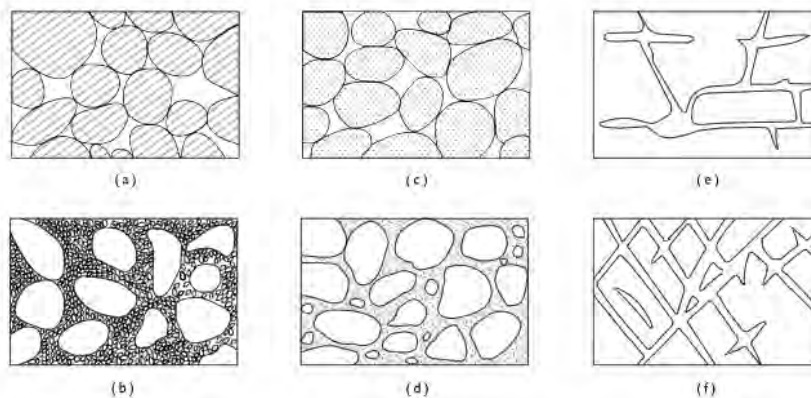


Figure 2.18 Relations entre texture et porosité a) Dépôt sédimentaire à faible porosité ; (b) Dépôt sédimentaire mal trié à faible porosité ; (c) Dépôt sédimentaire bien trié; (d) Dépôt sédimentaire bien trié avec une diminution de porosité dans les interstices ; (e) roche poreuse par la fracturation (tirée de Freeze & Cherry, 1979)

Tableau 2.5 Intervalles de valeurs de porosités (Freeze & Cherry, 1979)

<i>n (%)</i>	
Dépôts non-consolidés	
Gravier	25-40
Sable	25-50
Silt	35-50
Argile	40-70
Roches	
Basalte fracturé	5-50
Calcaire Karstique	5-50
Grès	5-30
Calcaire, dolomie	0-20
Schiste	0-10
Roche cristalline fracturée	0-10
Roche cristalline compacte	0-5

La conductivité hydraulique (K) d'un matériau caractérise l'aisance avec laquelle l'eau peut s'écouler au sein de ce dernier sous l'effet d'un gradient hydraulique d'eau à une densité et vitesse cinématique constante (Chapuis, 1999). La conductivité hydraulique (K) est liée à la perméabilité intrinsèque k du sol (figure 2.19), laquelle est liée à la porosité du sol et à la viscosité du fluide :

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \quad (2.14)$$

où K représente la conductivité hydraulique (LT^{-1}), k représente la perméabilité intrinsèque du sol (L^2), g représente l'accélération gravitationnelle (LT^{-2}), ρ est masse volumique de l'eau (ML^{-3}) et μ la viscosité dynamique de l'eau ($ML^{-1}T^{-1}$).

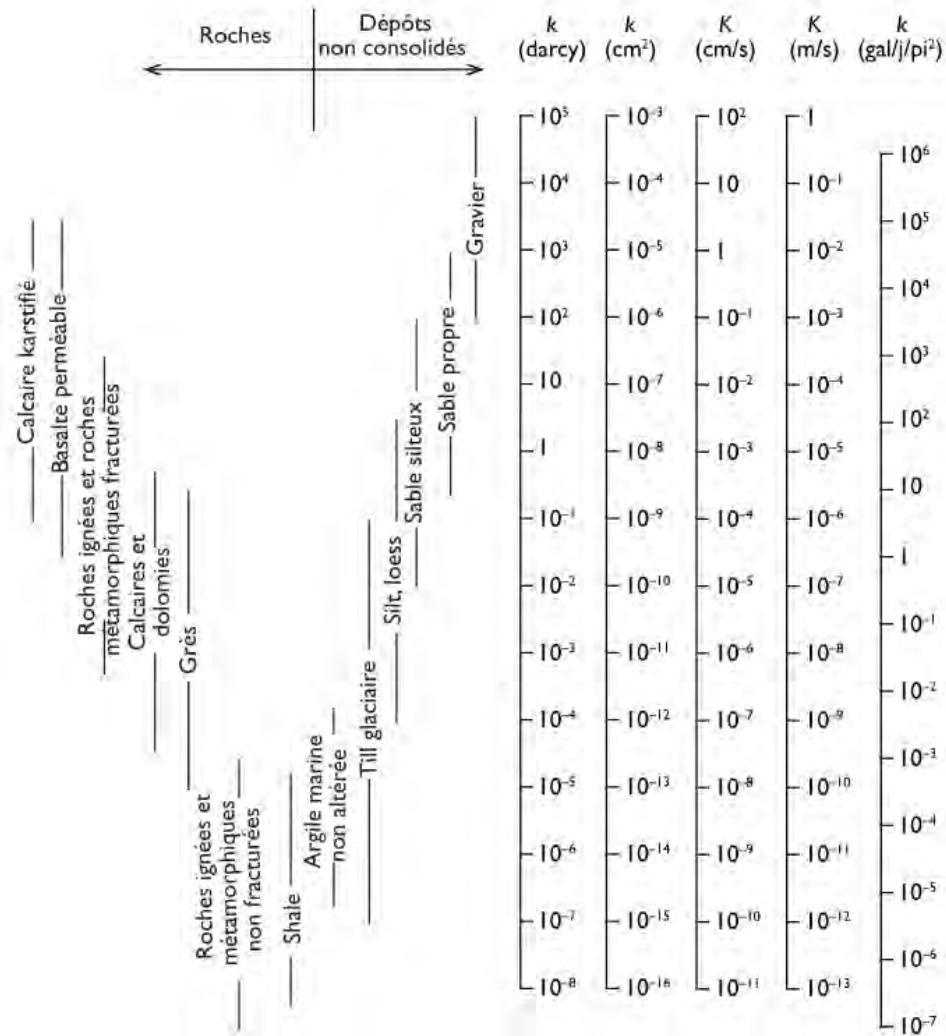


Figure 2.19 Valeurs de conductivité hydraulique et de perméabilité (tirée de Freeze & Cherry, 1979)

La porosité peut être estimée en employant les méthodes de résistivité électrique et GPR, notamment par l'application de la loi d'Archie (équation 2.15) qui est liée à la résistivité du milieu granulaire et à la porosité des dépôts saturés :

$$\rho = \alpha \rho_w \phi^{-m} \quad (2.15)$$

où ρ est la résistivité apparente (Ωm), ρ_w est la résistivité du fluide (Ωm), ϕ est la porosité moyenne, α est un coefficient associé aux propriétés intrinsèques du milieu ($0,5 \leq \alpha \leq 2,5$) et m est un facteur de cimentation. Une relation indirecte existe entre la porosité et la conductivité hydraulique des matériaux. À titre d'exemple, l'équation de Kozny-Carmen, qui prend différentes formes selon les adaptations (dont celle donnée par Bear (1972)) permet de lier K et ϕ :

$$K = \frac{\delta g}{\mu} \frac{d^2}{180} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \quad (2.16)$$

où d représente le diamètre représentatif de la taille des pores, ϕ la porosité, g l'accélération de gravitation ($9,8 \text{ m/s}^2$), μ coefficient de viscosité cinématique, et δ la masse volumique du fluide.

Ces relations ont été utilisées dans différentes études scientifiques. À titre d'exemple, Niwas & Celik (2012) ont estimé la porosité et la conductivité hydraulique de matériaux en utilisant les lois fondamentales de Darcy et d'Ohm, la loi d'Archie (1942) et l'équation de Kozeny (1953). Kazakis et al. (2016) pour leur part ont appliqué la loi d'Archie en s'appuyant sur des données de résistivité électrique et d'essais de pompage. Les coefficients m et α de la loi d'Archie ont été obtenus en appliquant les équations de Theis et Cooper-Jacob (voir Chapuis (1999)) et en appliquant l'équation de Kozeny pour définir la porosité. Les valeurs de m et α ont été reportés à l'équation d'Archie, la résistivité apparente étant estimée grâce à des sondages électriques. Ultimement, les équations d'Archie et de Kozeny ont permis aux auteurs de déterminer la valeur moyenne de conductivité hydraulique à des sites caractérisés par sondage de résistivité électrique.

Slater (2007) a pour sa part présenté une revue de littérature concernant l'estimation de conductivité hydraulique saturée (K) à partir de mesures électriques statiques de basse fréquence (résistivité électrique, polarisation induite (PI) et polarisation induite spectrale (PIS)). La conductivité hydraulique K a été trouvée sensible aux propriétés de volume et de surface des pores, selon une analyse appuyée notamment sur l'équation de Kozeny-Carman. Slater (2007) a conclu qu'il est possible de lier les mesures électriques de basse fréquence aux propriétés hydrauliques effectives.

2.5. Identification des discontinuités structurales par télédétection

Les discontinuités structurales sont souvent associées à des traits physiographiques observables depuis la surface, à différentes échelles. Ces manifestations en surface font en sorte que certaines discontinuités structurales peuvent être détectées par télédétection. Par exemple, à l'échelle régionale, certaines grandes zones de faille du socle rocheux peuvent engendrer des dépressions topographiques linéaires, lesquelles sont parfois associées à la présence de lacs ((Rouleau et al., 1999). De telles structures de vaste envergure sont susceptibles d'être détectables par télédétection satellitaire (p. ex. Coulibaly, 1996; Koffi et al., 2021; Tanguay & Seuthé, 1981). À l'échelle locale, l'utilisation de drones dotés de caméras à haute résolution permet la détection de structures de moindre envergure (p. ex. : Ovaskainen, 2023; Saponaro et al., 2021). Dans le cadre de la présente étude, l'emphasis est portée spécifiquement sur l'identification de discontinuités structurales locales via l'acquisition d'images (spectre du visible) par drone.

2.6. Modèles d'écoulement de l'eau souterraine dans le roc fracturé

Dans le domaine de la caractérisation des aquifères de roc fracturé, de l'exploration des eaux souterraines et de la détermination de l'influence des fractures sur l'écoulement des eaux et le transport de contaminants, de nombreuses études ont été menées en utilisant des modèles numériques. Ces études ont permis d'améliorer la compréhension de la structure et des caractéristiques hydrogéologiques et géologiques des régions étudiées en mettant l'accent sur la circulation des eaux souterraines et le transport des contaminants.

Le tableau 2.6 fournit un aperçu des références des études qui ont utilisé de différents modèles numériques pour atteindre différents objectifs.

Tableau 2.6 Exemples des travaux exploitant des modèles numériques pour l'étude des propriétés du roc fracturé

Références	Objectifs de l'étude	Région de l'étude	Principales observations
Domingue (2017)	Modéliser le système hydrogéologique de la mine Éléonore.	Mine Éléonore, Baie de James, Nord du Québec	Un modèle d'écoulement numérique 3D représenté par des milieux poreux équivalents couplés aux structures majeures (failles) a été utilisé pour simuler le système d'écoulement avec HydroGeoSphere.
Soro (2017)	Améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique et hydrodynamique d'aquifères de socles hétérogènes	Site expérimental de Sanon, plateau central du Burkina Faso	Évaluation de la géométrie et de la structure du système aquifère de Sanon par des analyses lithologiques et des investigations géophysiques. Réalisation d'un modèle hydrogéologique conceptuel de l'aquifère de roc fracturé. Simulation des écoulements dans le roc avec MODFLOW.
Abdelghani et al. (2014)	Évaluer l'influence des fractures sur l'écoulement de l'eau et le transport de contaminants en périphérie de rejets miniers d'une mine à ciel ouvert.	Mine à ciel ouvert en Abitibi, Québec	L'écoulement de l'eau souterraine et le transport des contaminants sont fortement influencés par la présence de fractures dans le massif rocheux. Les simulations numériques montrent que le type de rejets accumulés dans la fosse (stériles vs rejets de concentrateurs) ainsi que la fracturation du massif rocheux avoisinant ont un impact significatif sur l'écoulement de l'eau et le transport des contaminants.
Lavigne (2006)	Comprendre le comportement d'écoulement de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Étudier l'effet de la fracturation du massif rocheux avoisinant sur l'écoulement de l'eau souterraine et le transport du contaminant.	Bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec	L'écoulement de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay est fortement influencé par la présence de fractures dans le massif rocheux. Les fractures horizontales du litage jouent un rôle important dans le contrôle de l'écoulement, ce qui conduit à une anisotropie importante. La présence de fractures verticales ou d'un réseau orthogonal a un impact significatif sur le transport des contaminants. Les contaminants peuvent migrer plus rapidement à travers ces fractures et atteindre des distances plus grandes, ce qui peut augmenter le risque de contamination des eaux souterraines ou de surface.

Suite tableau 2.6 Exemples des travaux exploitant des modèles numériques pour l'étude des propriétés du roc fracturé

Références	Objectifs de l'étude	Région de l'étude	Principales observations
Chesnaux et al. (2012)	Évaluer par simulation numérique les liens hydrauliques entre un aquifère de roc fracturé et un aquifère granulaire	Étude conceptuelle	Les liens hydrauliques et les échanges hydrogéochimiques entre l'aquifère de roc fracturé et l'aquifère granulaire sont largement contrôlés par les fractures. Les composantes SPPE/W et CTRAN/W permettent l'évaluation de l'écoulement et du transport de masse via des fractures discrètes.
Blais (2006)	Définir le lien entre l'écoulement dans l'aquifère, la migration du TCE et la migration du TCE et la rivière Jacques-Cartier	Secteur de, Valcartier de la rivière Jacques-Cartier et de Shanon, Québec.	Le modèle numérique parvient à reproduire avec précision le schéma d'écoulement dans la zone. En traçant les particules, la vitesse de l'eau souterraine est observée plus élevée le long des berges de la rivière et au nord du panage de TCE.
Lavigne (2006)	Comprendre le comportement d'écoulement de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Étudier l'effet de la fracturation du massif rocheux avoisinant sur l'écoulement de l'eau souterraine et le transport du contaminant.	Bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec	Les simulations de l'écoulement de l'eau souterraine et du transport des contaminants ont été effectuées à l'aide du modèle numérique <i>FEFLOW</i>

CHAPITRE 3 SITE D'ÉTUDE

3.1. Description générale

Le secteur retenu pour la présente étude est celui du site Quémont-2, appartenant à Glencore Canada Corporation - Fonderie Horne (GCC-FH), à Rouyn-Noranda, Québec, Canada (figure 3.1). Le site est situé à environ 1 km au sud-est du lac Dufault, lequel représente le captage d'eau de surface alimentant l'aqueduc de la ville de Rouyn-Noranda. Le site Quémont-2 comporte deux parcs à résidus (désignés par les appellations « ancien parc » et « nouveau parc »). L'ancien parc est ceinturé par les digues D-E-F alors que la digue G marque la limite ouest du nouveau parc (Figure 3.1). Le nouveau parc est le plus imposant en termes de volume et de superficie. Il couvre environ 102 hectares et a été utilisé pour le dépôt de différents types de résidus, dont 7,6 millions de tonnes de résidus sulfureux, 1,4 millions de tonnes de scories et de 1,1 million de tonnes de boues de traitement de l'UTAF (unité de traitement d'acide faible). Il est prévu que le parc atteigne bientôt sa pleine capacité. Ce parc est équipé d'un bassin de polissage, d'un déversoir d'urgence et d'un réseau de fossés de drainage destiné à recueillir les eaux naturelles au pied des digues. La gestion des eaux sur le site est d'une importance critique pour éviter toute contamination de l'environnement, notamment la source d'eau potable de la ville. Les caractéristiques du site sont décrites en détail dans les travaux antérieurs du Groupe de Recherche sur l'Eau Souterraine (GRES) de l'UQAT (El Mrabet, 2021; Kahlaoui, 2022) ainsi que dans différentes études techniques réalisées par des consultants (WSP, 2019a; b). Les zones A-B-C et les points OE2600 et OE2601 identifiés sur la figure 3.1 sont présentés à titre indicatif. Il s'agit de zones ciblées pour la collecte de données dans le cadre de la présente étude. Ces zones feront l'objet de descriptions plus détaillées dans les chapitres 4, 5 et 6 de ce mémoire.



Figure 3.1 Localisation du parc à résidus Quémont-2

3.2. Contexte géologique

Le site Quémont- 2 fait partie de la Sous-province géologique de l'Abitibi, une composante de la province géologique du Supérieur au sein du Bouclier Canadien. Le socle rocheux local fait partie de la formation de Noranda du Groupe de Blake River (SIGEOM, 2023). Le socle est constitué d'une alternance complexe de roches intrusives felsiques porphyriques, de diorites quartzitiques, de rhyolites porphyriques et d'andésites (figure 3.2). La zone d'étude présente plusieurs discontinuités structurales, dont la faille de South Bay qui présente une orientation SO-NE et qui s'observe à l'extrémité SE du lac Dufault (figure 3.2). Quatre autres grandes discontinuités structurales d'orientation ONO-ESE sont cartographiées à l'est de la faille de South Bay (figure 3.2). Du côté sud-est de la faille de South Bay, les contacts entre les formations géologiques présentent généralement une orientation ONO-ESE. Du côté nord-ouest de la faille, les formations géologiques présentent généralement une orientation N-S.

Bien que le socle rocheux de la zone d'étude affleure sur de vastes superficies, il est couvert par endroits par des dépôts meubles issus du dernier cycle de glaciation-déglaciation (figure 3.3). Des dépôts glaciolacustres d'eau profonde (silts et argiles du lac Barlow-Ojibway) sont observés dans certains creux topographiques du socle rocheux, notamment à l'extrémité est du lac Dufault. Des dépôts organiques sont aussi observés au niveau de dépressions éparses dans le socle rocheux, notamment entre les parcs à résidus et le lac Dufault. Il s'agit de zones où l'accumulation de matière organique fut favorisée par le maintien de conditions humides au fil du temps. Finalement, des dépôts de till composé de fragments rocheux de tailles variables s'observent sur une faible superficie dans la limite sud-ouest de la zone d'étude.

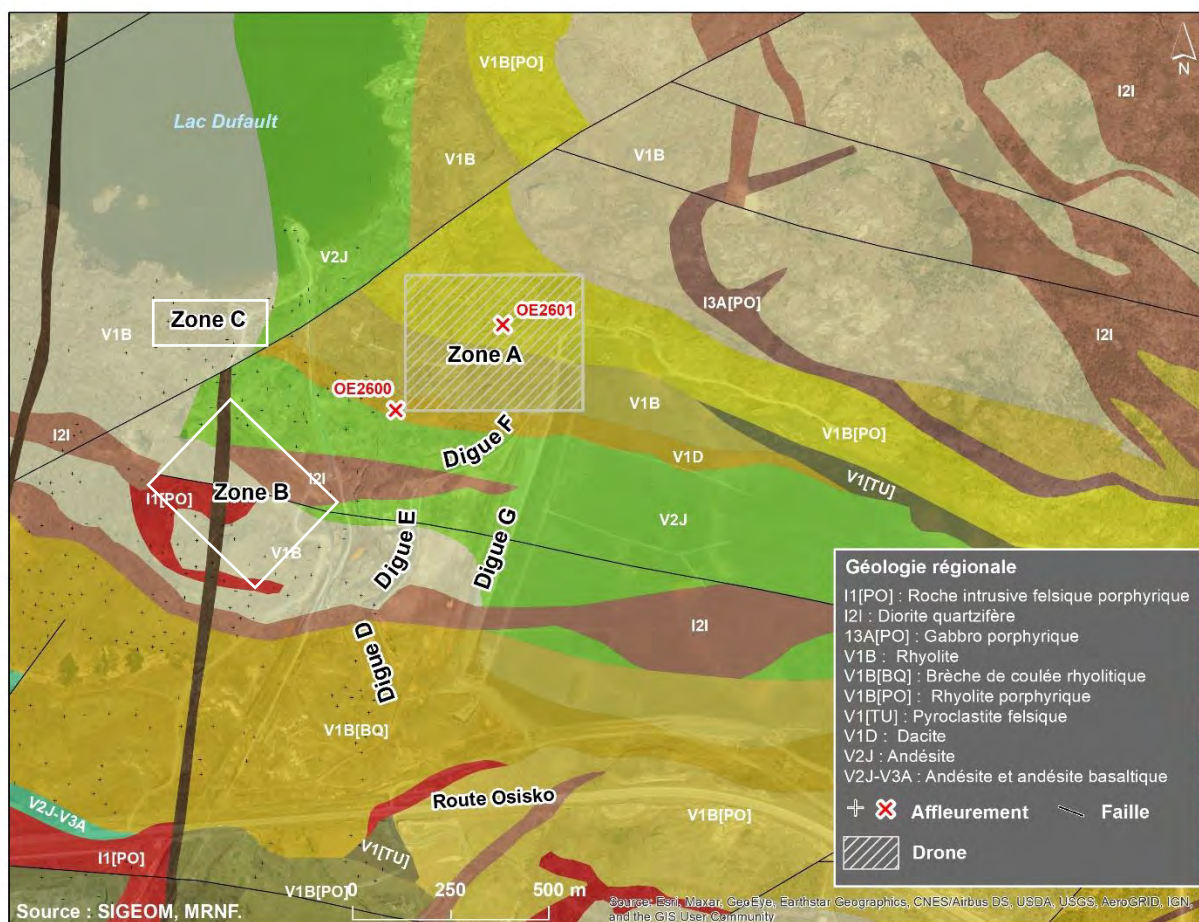


Figure 3.2 Géologie du roc de la zone d'étude
(source des données : SIGEOM, MRNF)

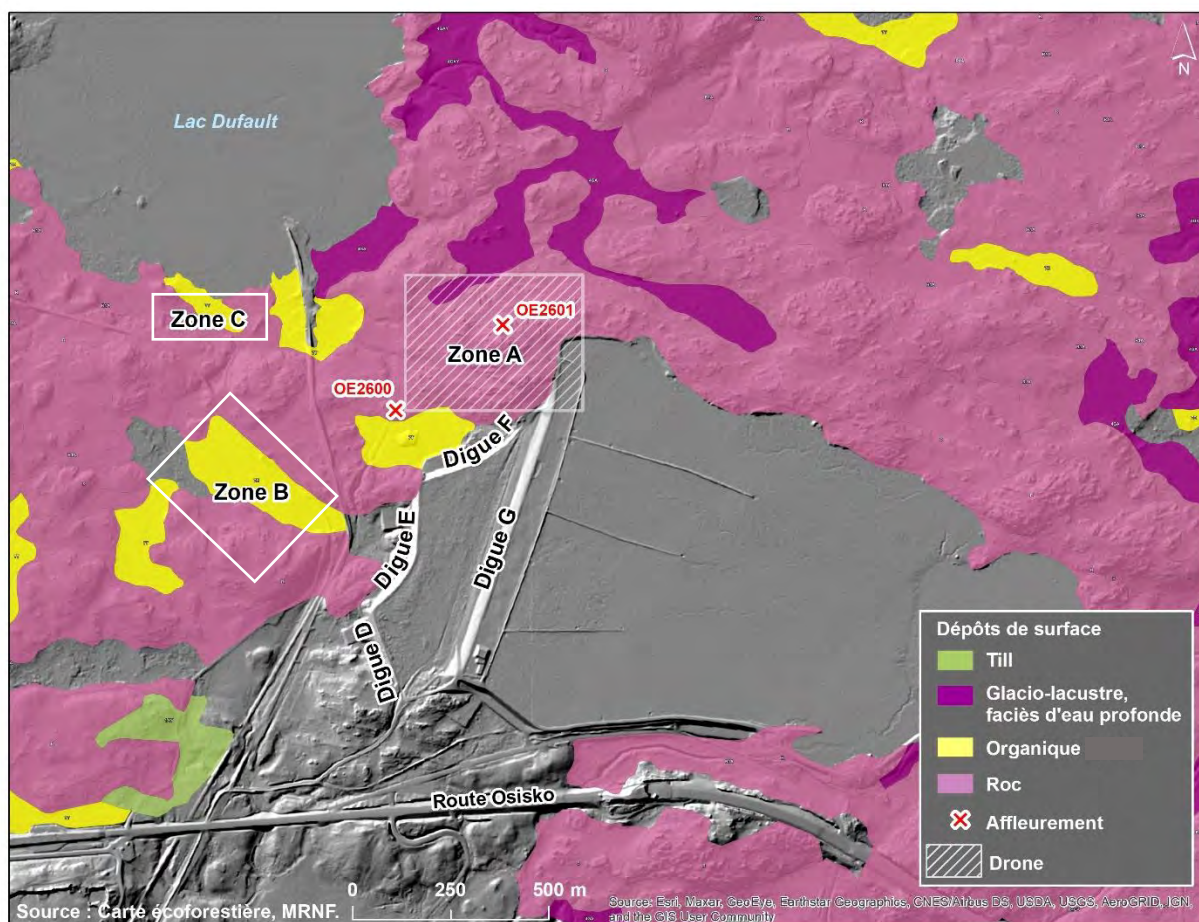


Figure 3.3 Dépôts de surface du site Quémont-2

(source des données : Carte écoforestière, MRNF)

3.2. Topographie et hydrographie

Le site Quémont-2 est caractérisé par un contexte hydrographique complexe dicté en grande partie par la topographie héritée du socle rocheux rugueux (figures 3.4 et 3.5). Le modèle numérique de terrain appuyé sur les données LiDAR disponibles pour le secteur montre que les parcs à résidus du site ont des surfaces planes et qu'ils sont situés au niveau d'un haut topographique (figure 3.4). Le nouveau parc est toutefois bordé à sa limite nord par des affleurements topographiques définissant des reliefs positifs. Les principaux apports hydrologiques associés à la zone d'étude incluent les apports verticaux directs (pluie, eau issue de la fonte des neiges), les eaux de ruissellement issus des affleurements rocheux, l'écoulement d'eau souterraine provenant de la zone située au nord du nouveau parc et les eaux provenant du déversement (déposition) des résidus. Les eaux accumulées sur le nouveau parc sont en grande partie pompées et dirigées vers le bassin de polissage Noranda 5 (WSP, 2019a). La figure 3.5 illustre la délimitation des bassins et sous-bassins versants, ainsi que le réseau hydrographique de la zone d'étude (WSP, 2019). La figure montre que la limite nord du nouveau parc se trouve très près de la limite du bassin versant du lac Dufault. La topographie imposée par le socle rocheux dicte les écoulements gravitaires du secteur, avec plusieurs petits ruisseaux se développant au sein de vallées de faible envergure entre des buttes rocheuses.

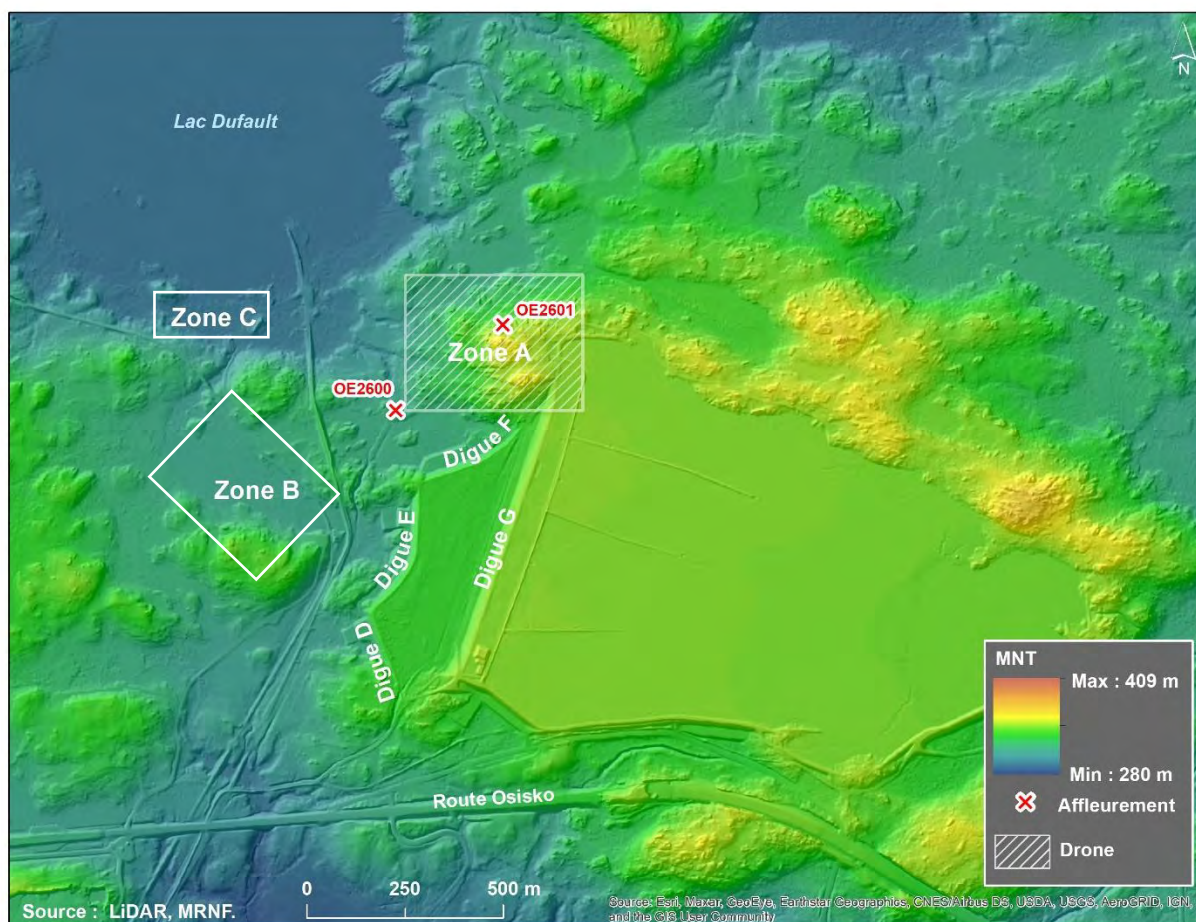


Figure 3.4 Distribution des données collectées sous le LiDAR

(source des données : LiDAR, MRNF)

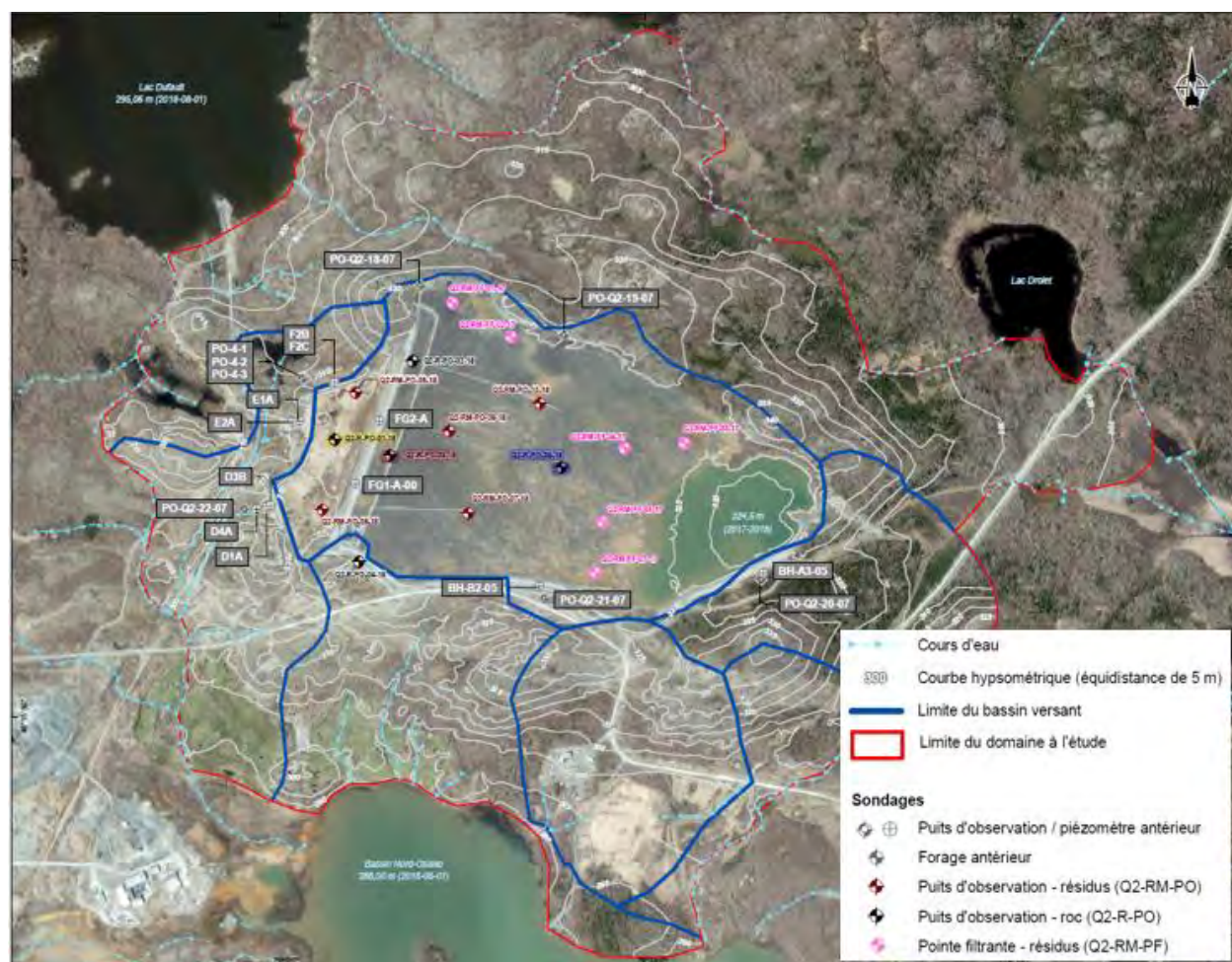


Figure 3.5 Hydrographie et délimitation des bassins versant dans la zone d'étude (WSP, 2019a)

CHAPITRE 4 MATÉRIAUX ET MÉTHODES

La caractérisation hydrogéologique des aquifères de roc fracturé peut être effectuée par la réalisation de mesures invasives et non-invasives, lesquelles sont souvent complémentaires. Chaque catégorie d'approche présente des avantages et des inconvénients. D'une part, les approches invasives, incluant notamment la réalisation de forages, le prélèvement d'échantillons de roche et l'installation de puits d'observation, présentent l'avantage de permettre des observations directes sur l'aquifère étudié. L'installation de puits d'observation permet de surcroît la réalisation d'essais hydrauliques, le suivi des niveaux d'eau et la collecte d'échantillons d'eau souterraine destinés à des analyses chimiques. Néanmoins, les méthodes invasives sont souvent associées à des observations très locales et il est parfois complexe de généraliser des observations réalisées en forage pour comprendre le fonctionnement d'un système d'écoulement de l'eau souterraine. De surcroît, les approches invasives comme la réalisation de forages sont généralement onéreuses. Utilisées de façon complémentaire, les approches non invasives telles que la géophysique et la télédétection présentent l'avantage de permettre la réalisation d'observations spatialement continues sur des volumes et superficies plus vastes que les mesures invasives. Néanmoins, les méthodes non invasives fournissent souvent des données qui permettent uniquement une caractérisation indirecte des propriétés des aquifères. Dans le cadre de la présente étude, l'emphasis est mise sur l'utilisation de méthodes non invasives. Ce choix est motivé notamment (1) par le fait que le site Quémont-2 a déjà été caractérisé par la réalisation de forages, l'installation et l'instrumentation de puits d'observation de l'eau souterraine et (2) par l'avantage qu'offrent les méthodes non invasives pour l'acquisition de données au niveau de zones difficiles d'accès pour le forage. La cartographie de certains affleurements rocheux a d'abord été faite via la réalisation d'observations visuelles et de mesures structurales de terrain. Des images ont ensuite été acquises par drone afin de développer une approche de cartographie des discontinuités structurales par télédétection. Des profils de résistivité électrique et de GPR ont aussi été réalisés afin de caractériser le socle rocheux sous la surface. Ultimement, les données ont été employées pour développer des simulations numériques visant à évaluer l'effet des discontinuités structurales du site Quémont-2 sur les écoulements d'eau souterraine et le transport de masse associé. Les principales zones associées à la collecte de données sont illustrées sur la figure 4.1.



Figure 4.1 Localisation générale des zones de travail du site d'étude Quémont-2

4.1. Cartographie d’affleurements par mesures structurales

Dans ce projet, les données disponibles sur le site SIGEOM, notamment les géofiches du feuillet 32D06 et le rapport de Filon (1980), ont été consultées afin d’orienter la méthode de cartographie des affleurements et d’identifier les sites spécifiques pour l’acquisition de données. Les images satellitaires disponibles avec le logiciel *ArcGIS* ont aussi été inspectées pour orienter le choix d’affleurements montrant des structures visibles. Une première visite exploratoire de terrain a ensuite été réalisée afin d’observer les lithologies et la topographie du site ainsi que pour repérer des fractures, veines, joints et failles et cibler les affleurements à caractériser.

La cartographie des affleurements par inspection directe et observations visuelles sur le terrain implique la mesure de la direction et du pendage de structures géologiques. Dans la présente étude, des mesures ont été réalisées avec une boussole Brunton *Com-Pro Pocket Transit* (figure 4.2). Cette boussole permet de mesurer avec précision en degré la direction (angle compris entre 0 et 360 degrés) et le pendage (angle compris entre 0 et 90 degrés) des plans associés à des discontinuités structurales (figure 4.3). La direction du plan correspond à l’azimut et représente la droite d’intersection entre le plan horizontal et le plan à orienter. L’angle formé entre la ligne de la plus grande pente du plan et l’horizontale est appelé pendage. On utilise le clinomètre de la boussole pour déterminer le pendage.

Dans le cadre de cette étude, les mesures des directions et des pendages des fractures du socle rocheux ont été réalisées sur deux affleurements du site Quémont-2. Le choix des affleurements s’appuie sur des observations de terrain révélant des fractures abondantes au sein de zones associées à la faille de South Bay, entre le parc à résidus et le lac Dufault. Le premier site, appelé affleurement OE2600 (figure 4.1), a été divisé en trois stations de mesure pour optimiser la couverture spatiale et la caractérisation des discontinuités structurales. Le deuxième affleurement choisi (OE2601) est situé dans la zone A (figure 4.1). Cet affleurement a une largeur d’environ 90 m et une longueur d’environ 200 m. Des mesures ont été réalisées à différents endroits dans le massif rocheux.

Les mesures des pendages et des directions des fractures ont été traitées à l'aide de l'application *Dips Rocscience* pour dessiner des rosaces directionnelles. Les rosaces directionnelles représentent les directions des fractures projetées sur un cercle. Les fréquences des directions sont représentées par la longueur des vecteurs dessinés dans la rosace.



Figure 4.2 Boussole marque BRUNTON Com-Pro Pocket Type Transit

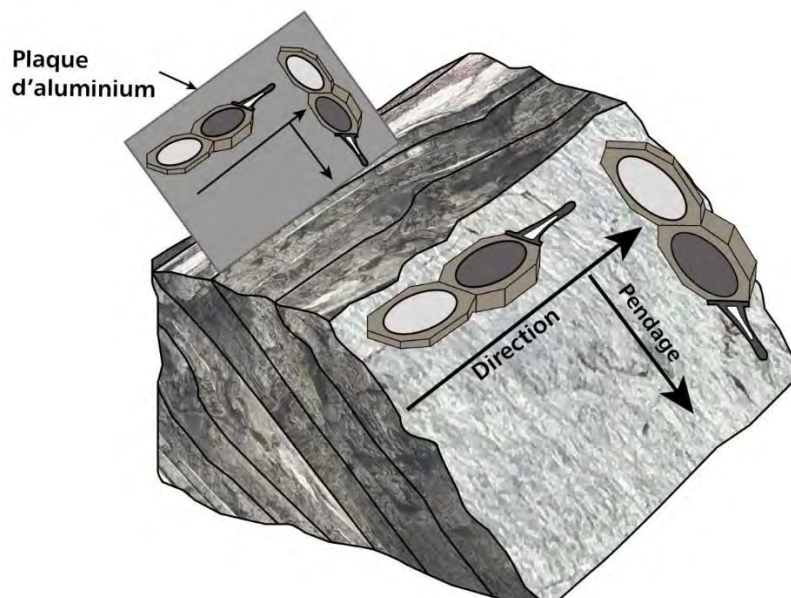


Figure 4.3 Méthodes de mesure des structures planaires et linéaires (Daigneault, 1991)

4.2. Cartographie d’affleurements par télédétection

Une approche de cartographie d’affleurement par collecte d’images du spectre du visible a été déployée afin de tester l’applicabilité de l’approche de télédétection pour la caractérisation d’affleurements. Un drone de type *DJI Matrice 200* équipé d'une caméra *Zenmuse XT2* a été employé. Ce drone a été choisi en raison de sa fiabilité et de sa stabilité en vol. La caméra *Zenmuse XT2* est spécialement conçue pour les applications de télédétection et dispose de capteurs thermiques infrarouges pour l'acquisition d'images thermiques et de capteurs pour la production d’images dans le spectre du visible. Cette caméra a été choisie en raison de sa résolution permettant l’identification de structures centimétriques.

Deux campagnes de terrain ont été réalisées dans la zone A, laquelle comporte l’affleurement OE2601 ayant aussi été caractérisé par la collecte de mesures manuelles (figure 4.1; section 4.1). La première campagne a été réalisée le 8 juillet 2022 et a permis la collecte de 531 images acquises à des hauteurs de vol de 30 à 50 mètres. La seconde campagne a eu lieu le 13 juillet 2022 et a permis de collecter 1497 images prises à des hauteurs de vol allant de 50 à 60 m, avec une inclinaison de 70° pour la collecte des images. Les dates de collecte des images ont été choisies en fonction des conditions météorologiques, notamment pour éviter la couverture nuageuse ou les vents forts. Cela permet d’améliorer la collecte d’images en réduisant les contrastes indésirables engendrés par la présence de nuages causant des ombres et en limitant le mouvement excessif de la caméra qui peut être induit par les vents forts ou irréguliers. La figure 4.4 montre le drone utilisé alors que le tableau 4.1 présente un sommaire des caractéristiques des deux campagnes d’acquisition de données par drone.



Figure 4.4 Drone DJI Matrice 200 avec caméra Zenmuse XT2 du GRES

Tableau 4.1 Paramétrages des vols automatisés dans le cadre de ce travail

Paramètres	Nombre d'images	Altitude de vol	Recouvrement Latéral	Recouvrement Frontal	Vitesse	Inclinaison	Superficie couverte
1^{ère} campagne 8/07/2022	531	30 m et 50 m	70%	80%	3 m/s	0°	21 625 m ²
2^{ème} campagne 13/07/2022	1497	50 à 60 m	70%	80%	3 m/s	70°	47 958 m ²

La programmation des vols et de l'acquisition des images a été réalisée à l'aide de l'application *DJI Pilot*. L'application permet de garantir un vol précis et reproductible en suivant des trajectoires prédéfinies et en collectant des images à des endroits ciblés. Une fois l'acquisition terminée, les

images acquises ont été traitées avec le logiciel *Pix4DMapper* pour générer des modèles 3D, des orthomosaïques et des cartes géoréférencées. Le logiciel *Pix4DMapper* utilise des techniques de photogrammétrie pour traiter les images et reconstruire la géométrie de la zone étudiée. Il permet de générer des modèles numériques de terrain ainsi que des orthomosaïques. Le logiciel permet aussi l'identification de structures (p. ex. linéaments) sur les images. Les images RGB ont d'abord été géoréférencées et mosaïquées dans *Pix4Dmapper*, ce qui a permis de créer des modèles numériques de terrain (MNT). Ces données ont subséquemment été traitées à l'aide de la fonction Hillshade (relief ombragé) du logiciel *ArcGIS 10.8* en ajustant l'azimut et l'altitude de l'éclairage afin de maximiser les contrastes ombragés générés par les discontinuités structurales. L'extraction des linéaments a ensuite été réalisée manuellement dans *ArcGIS*, sur la base d'observations visuelles réalisées en parallèle sur les images RGB et sur les images avec relief ombragé. Au total, 186 linéaments ont été identifiés sur l'affleurement ciblé. Pour chaque linéament identifié, des points localisés à différentes positions (x, y, z) le long du linéament ont été générés dans *ArcGIS*. Les points ont été organisés au sein d'un tableur en attribuant un identifiant unique pour chacun des 186 linéaments. Les données ainsi produites ont été traitées dans *R* afin de produire une représentation graphique 3D des discontinuités identifiées. Un script de la bibliothèque graphique ouverte *Plotly R* a été employé à cet effet. Avec ce script, les points associés aux différents linéaments définissent généralement des arcs de cercles irréguliers dans les graphiques 3D. Ces arcs sont le reflet de l'intersection des plans des discontinuités structurales avec la surface irrégulière de l'affleurement étudié. Les données ainsi produites ont ensuite été traitées afin de produire des surfaces planaires dans l'espace 3D. Pour ce faire, trois points ont été sélectionnés pour chaque linéament (en sélectionnant les points associés à la valeur d'élévation (z) minimale, médiane et maximale pour chacun des 186 linéaments). Les points ainsi définis sont utilisés dans *R* pour générer des surfaces 2D représentées au sein de graphiques 3D.

4.3. Acquisition de données de résistivité électrique

Un résistivimètre *SYSCAL Pro SWITCH 72* d'*IRIS Instruments* (figure 4.5) a été utilisé pour réaliser trois profils de résistivité électrique. Deux des profils ont été réalisés dans la zone C (longueurs de 21 m et 36 m et espacements d'électrodes de 1 m) et un a été réalisé dans la zone B (longueur de 216 m espacement d'électrodes de 3 m) (figure 4.1). Les configurations Wenner, Schlumberger et Dipôle-Dipôle ont été utilisées mais seule la configuration dipôle-dipôle est retenue ici en raison de sa meilleure performance. Les séquences d'acquisition des données ont été programmées avec le logiciel *Electre PRO* d'*IRIS*. Ce logiciel permet de planifier et de contrôler les différentes étapes d'acquisition des données. Il permet notamment la configuration des paramètres de mesure, tels que la configuration d'acquisition, le nombre de répétitions (*stacks*), la durée des injections de courant et l'erreur acceptable.

L'approche de traitement des données est illustrée conceptuellement à la figure 4-6. Le traitement des pseudo-sections de résistivité apparente (ρ_a) a débuté par l'application d'un filtre pour l'élimination des valeurs aberrantes. Cette première correction a été réalisée avec le logiciel *ProsysII* suivant les critères recommandés par *IRIS Instruments*. L'outil *Processing/ Automatic Filtering* a permis de filtrer les données avec les options prédéfinies *Filter.ini*. Après le traitement initial dans *Prosys II*, les données ont été inversées à l'aide du logiciel *Resd2invx64 4.8.18* de *GEOTOMO SOFTWARE*. L'inversion permet de transformer les mesures de résistivité apparentes en une image 2D représentant la distribution de la résistivité dans le sous-sol. Le logiciel permet à l'utilisateur de s'appuyer sur des paramètres d'inversion prédéfinis pour le traitement automatisé des données. Un modèle est d'abord discrétisé en cellules selon des contraintes ajustables. Le logiciel ajuste (calcule) ensuite des valeurs de résistivité pour chaque cellule en utilisant en entrée les valeurs de résistivité apparente mesurées et correspondant aux différentes cellules du modèle. Dans le processus d'inversion, les cellules qui discrétisent la section présentent une géométrie fixe alors que les valeurs de résistivité peuvent varier.



Figure 4.5 Résistivimètre *SYSCAL Pro SWITCH 72* d'*IRIS Instruments* du GRES

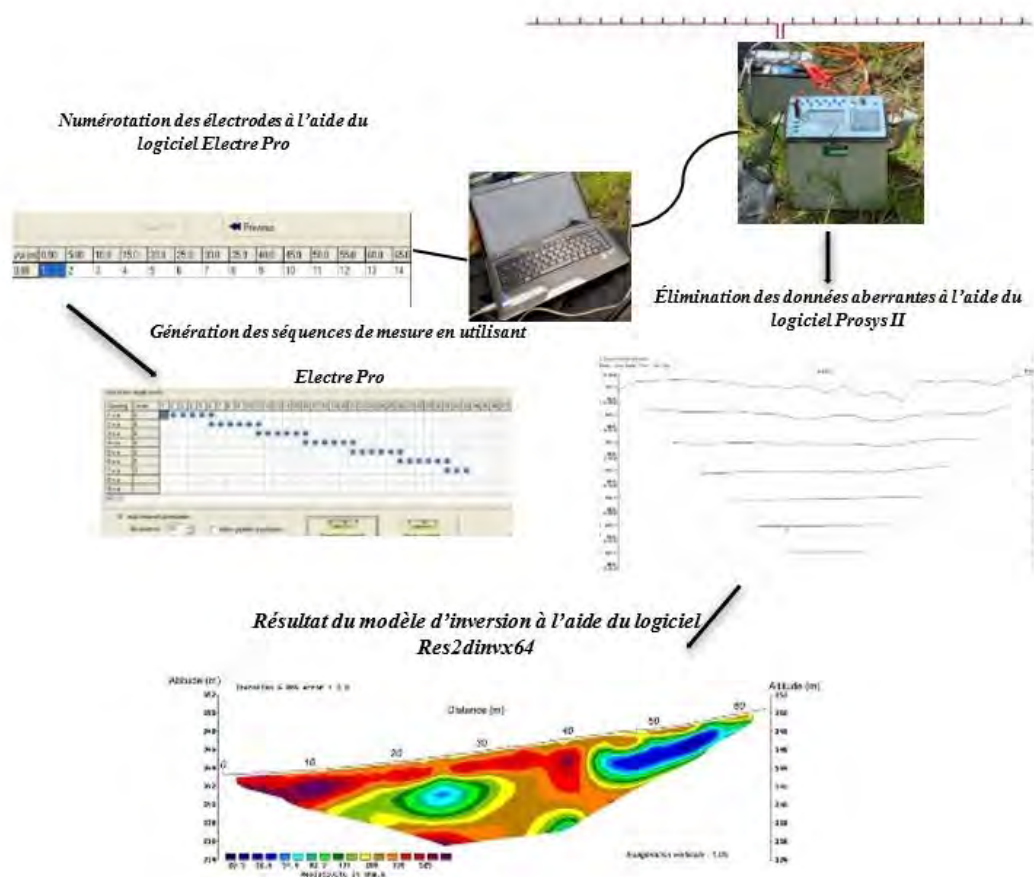


Figure 4.6 Schéma d'acquisition et de traitement des données de résistivité électrique

4.4. Acquisition de données GPR

Des profils GPR ont été réalisés à l'aide d'un appareil *MALÀ Ground Explorer* doté d'antennes blindées de type *GX160 HDR* (160 MHz) et *GX450 HDR* (450 MHz). Le dispositif précité était contrôlé sans fil via une tablette *Android* dotée l'application *MALÀ controller* (figure 4.7). Les données ont été collectées entre juin et octobre 2022. Au total, 20 levés de GPR ont été réalisés, soit 3 sur le roc fracturé de la zone A, 5 dans un milieu humide de la zone C, 8 dans un milieu humide de la zone B et 4 profils sur les digues D, E, F et G. Le traitement des données a été réalisé avec le logiciel *MALÀ Vision*, lequel permet de représenter les résultats sous la forme de profils 2D

où la position d'acquisition le long du profil (en m) est présentée en abscisse et le temps d'aller-retour de l'OE est présenté en ordonnée. Dans *MALA Vision*, les fichiers importés du GPR et nécessaires à la création des profils sont automatiquement extraits (extensions *.cor, *.mrk, *.rad et *.rd7). L'option d'analyse du logiciel permet d'accéder à différentes fonctionnalités de filtrage et d'ajustement d'affichage. Ces options comprennent l'application des filtres tels que le rehaussement automatique (*automatic gain control; AGC*), l'élimination du bruit de fond (*background removal*), le contrôle du contraste, l'équilibrage des niveaux de gris des profils, la luminosité, la palette de couleurs et le rapport d'aspect (exagération verticale) pour ajuster l'affichage. Dans le cadre du projet, des essais ont été réalisés afin de traiter les données avec le logiciel *Reflex-Win* mais cette piste fut finalement abandonnée en raison de difficultés liées à la compatibilité des données de géolocalisation entre l'enregistrement *MALA* et le logiciel *Reflex-Win*.



Figure 4.7 GPR Mala vision du GRES

4.5. Modélisation hydrogéologique et transport de masse

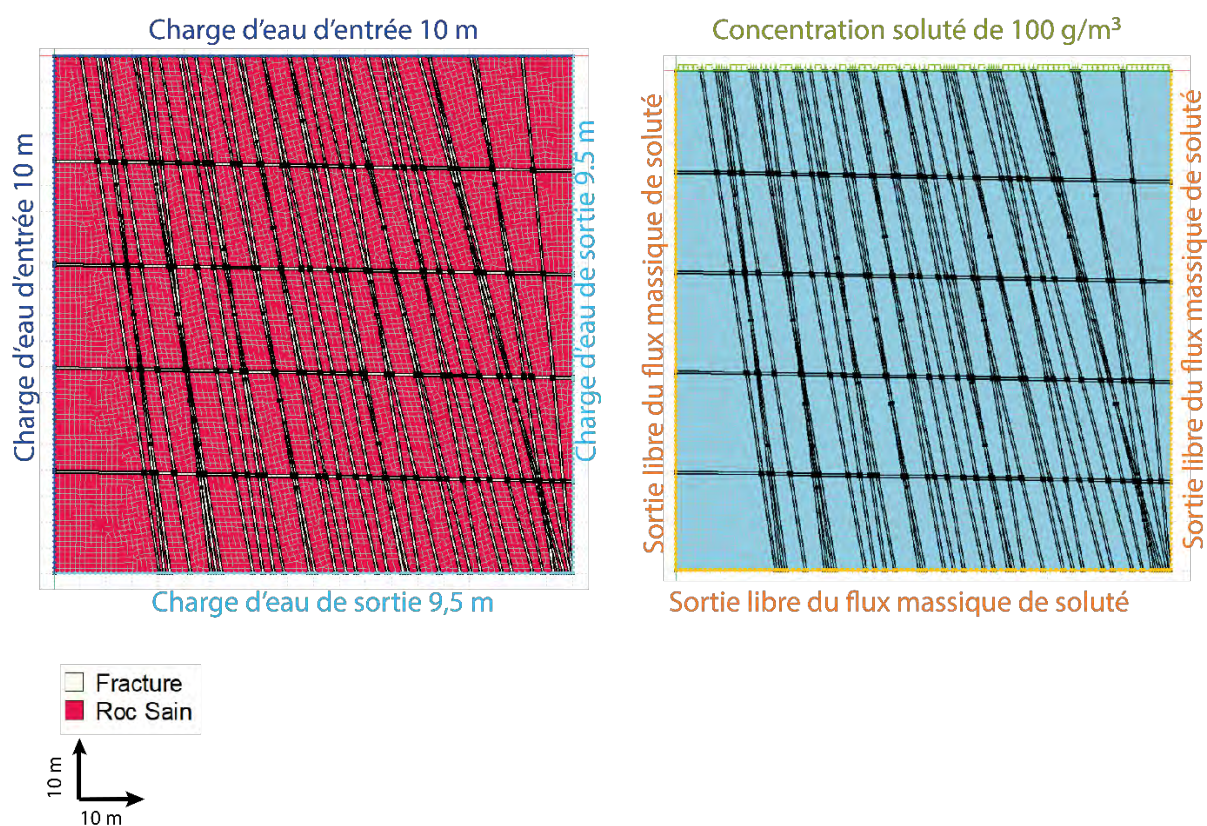
Les modules *SEEP/W* et *CTRAN/W* de *Geostudio 2021.3* ont été employés pour construire un modèle numérique 2D de l'écoulement (en régime permanent) et du transport de masse (flux de masse dissoute en régime transitoire) au sein du roc. Le tableau 4.2 et la figure 4.8 présentent un sommaire des caractéristiques des modèles. Les modèles numériques développés intègrent à la fois le roc sain et la présence des fractures discrètes. Six scénarios ont été testés afin de simuler l'impact de la géométrie et de la densité de fracturation sur l'écoulement et le transport de masse (tableau 4.3). Chaque scénario consiste en une simulation 2D sur un domaine de $50\text{ m} \times 50\text{ m}$ ou de $100\text{ m} \times 100\text{ m}$. Ces dimensions furent choisies car elles sont similaires à l'envergure des affleurements étudiés. Les densités de fractures retenues visent à représenter des conditions comparables aux observations de terrain.

Les caractéristiques géométriques et hydrauliques attribuées aux régions représentant des failles dans les modèles sont inspirées des travaux de Chesnaux et al. (2012), lesquels évaluent les mécanismes d'échanges hydrogéochimiques entre un aquifère de roc fracturé et un aquifère granulaire, également via l'utilisation de *SEEP/W* et *CTRAN/W*. Les modèles d'écoulement en régime permanent développés dans *SEEP/W* sont contraints par des charges hydrauliques constantes (figure 4.8). Ces modèles sont utilisés pour produire les intrants associés aux conditions initiales des simulations transitoires de transport de masse dans *CTRAN/W*. Le modèle de transport de masse permet de simuler l'effet de l'advection-dispersion. Dans la présente étude, les effets associés au transport réactif (p. ex. : sorption, précipitation, dissolution, dégradation) ne sont pas considérés. Ainsi, les simulations permettent d'estimer l'effet de l'advection et de la dispersion sur une substance dissoute conservatrice. Les simulations de transport de masse sont réalisées en régime transitoire, sur une durée totale de 365 jours, avec un pas de temps journalier. À la surface du roc sain, une condition limite de concentration constante a été définie, avec une valeur arbitraire de $C = 100\text{ g/m}^3$ (figure 4.8). Cette condition limite implique que la concentration des contaminants à la surface du roc sain reste constante tout au long de la simulation. Des conditions de type sortie libre de flux massique de soluté (*solute free exit mass flux*) ont été appliquées aux limites gauche, droite et bas du modèle.

Tableau 4.2 Données d'entrées et propriétés des matériaux sur *SEEP/W*

Unité géologique	K_{sat} (m/s)	θ [-]	D^* (m ² /s)	α_L (m)	α_T (m)
Roc sain	10^{-12}	0.0001	10^{-12}	1	0.1
Roc comme milieu poreux équivalent (selon El Mrabet, 2021)	10^{-07}	0.01	10^{-07}	1	0.1
Fracture	0.1	0.9	10^{-9}	5	0.05

K_{sat} : conductivité hydraulique, θ : porosité, D^* : coefficient de diffusion, α_L et α_T : dispersivité longitudinale et transversale, respectivement.

Figure 4.8 Les conditions aux limites appliquées aux modèles *SEEP/W* et *CTRAN/W*

CHAPITRE 5 RÉSULTATS

Les résultats des travaux sur le terrain et les traitements effectués sur le site Quémont-2 sont présentés dans les sous-sections qui suivent. Le tableau 5.1 présente un sommaire de l'architecture des différentes sous-sections et de leur adéquation avec les sections méthodologiques et les objectifs de l'étude.

Tableau 5.1 Sommaire descriptif de la stratégie de compilation des données de terrain

Source des données	Références au présent rapport (sections)	Mode d'entrée	Objectifs
Cartographie d'affleurements par mesures structurales	4.1 (Méthodes) 5.1 (Résultats)	Mesures des pendages et directions de chaque fracture dans les affleurements rocheux (OE2600, OE2601)	Évaluer les micro-fractures
Cartographie d'affleurements par télédétection	4.2 (Méthodes) 5.2 (Résultats)	Extraction des linéaments Depuis 2030 images RGB	Évaluer les macro-fractures
Acquisition de données de résistivité électrique	4.3 (Méthodes) 5.3 (Résultats)	3 profils collectés depuis la configuration Dipôle-Dipôle	Évaluer la géométrie des fractures et discontinuités en sous-surface
Acquisition de données GPR	4.4 (Méthodes) 5.4 (Résultats)	20 levés collectés	Évaluer la géométrie des fractures et discontinuités en sous-surface
Modélisation hydrogéologique et transport de masse	4.5 (Méthodes) 5.5 (Résultats)	Réalisation de 6 scénarios sur un domaine de 50 m × 50 m et 100 m × 100 m	Simuler l'impact de la géométrie et de la densité de fracturation sur l'écoulement et le transport de masse

5.1. Cartographie d’affleurements par mesures structurales

Le tableau 5.2 présente les mesures de terrain ($n = 47$) effectuées sur des discontinuités structurales des affleurements OE2600 et OE2601 (voir Figure 4.1). L’affleurement OE2600 a été subdivisé en trois stations (A, B, C) pour faciliter sa couverture spatiale. La station OE2600-A est principalement composée d’andésite, avec la présence de phénocristaux de feldspath et de pyroxène. Des veinules millimétriques de quartz orientées N090 y ont été observées, recoupant les fractures plus anciennes (figure 5.1. A). La principale caractéristique de la station OE2600-B concerne la présence de fractures subhorizontales. À la station OE2600-C, une faille inverse de décrochement senestre a été identifiée. Cette faille présente une direction N085 et un pendage de 70 degrés. Les fractures observées atteignent des dimensions décimétriques (figure 5.1. C). Les rosaces directionnelles associées à l’affleurement (OE2600-A et OE2600-B) sont présentées à la figure 5.2. Les données suggèrent que les fractures d’orientation NO-SE dominant à la station A alors que les fractures d’orientation NNE-SSO dominant à la station B. Les rosaces montrent de surcroît que des fractures sont répertoriées dans la quasi-totalité des directions, à l’exception de l’axe E-O.

L’affleurement OE2601 consiste en un massif rhyolitique situé dans la zone A (figures 4.1 et 5.3). Des lentilles de quartz de dimension décimétrique y ont été observées (figure 5-4). Une limite marquée entre une zone à schistosité plus élevée et une zone à schistosité plus faible y a été observée (figure 5.5). La rosace directionnelle obtenue pour l’affleurement OE2601 suggère que les discontinuités d’orientation E-O et NO-SE sont dominantes (figure 5.6).

Tableau 5.2 Mesures de pendage et de direction des fractures des affleurements rocheux

Fractures	Affleurement	Direction	Pendage
1	OE2601	N110	60 S
2	OE2601	N100	65 S
3	OE2600	N170	50 NO
4	OE2601	N025	0 N
5	OE2601	N105	70S
6	OE2600	N045	55N
7	OE2601	N045	0 N
8	OE2601	N030	80 O
9	OE2601	N030	80 O
10	OE2600	N095	60N
11	OE2601	N060	40N
12	OE2600	N110	55S
13	OE2601	N060	40N
14	OE2600	N110	55S
15	OE2600	N110	55S
16	OE2600	N085	60N
17	OE2600	N135	65N
18	OE2601	N045	0 N
19	OE2600	N065	70N
21	OE2600	N065	70N
22	OE2600	N110	55S
23	OE2601	N080	65S
24	OE2601	N025	0 N
25	OE2601	N040	25 N
26	OE2601	N040	85S
27	OE2601	N125	35SO
28	OE2600	N090	60N
29	OE2600	N085	60N
30	OE2601	N060	40N
31	OE2600	N110	55S
32	OE2601	N060	40N
33	OE2600	N110	55S
34	OE2600	N085	60N
35	OE2600	N085	60N
36	OE2600	N065	75N
37	OE2600	N110	55S
38	OE2600	N135	65N
39	OE2601	N045	0 N
40	OE2600	N085	70N
41	OE2600	N085	60N

(Suite) Tableau 5.2 Mesures de pendage et de direction des fractures de l’affleurement rocheux

Fractures	Affleurement	Direction	Pendage
42	OE2601	N060	40N
43	OE2600	N110	55S
44	OE2600	N085	60N
45	OE2600	N085	60N
46	OE2601	N060	40N
47	OE2600	N110	55S

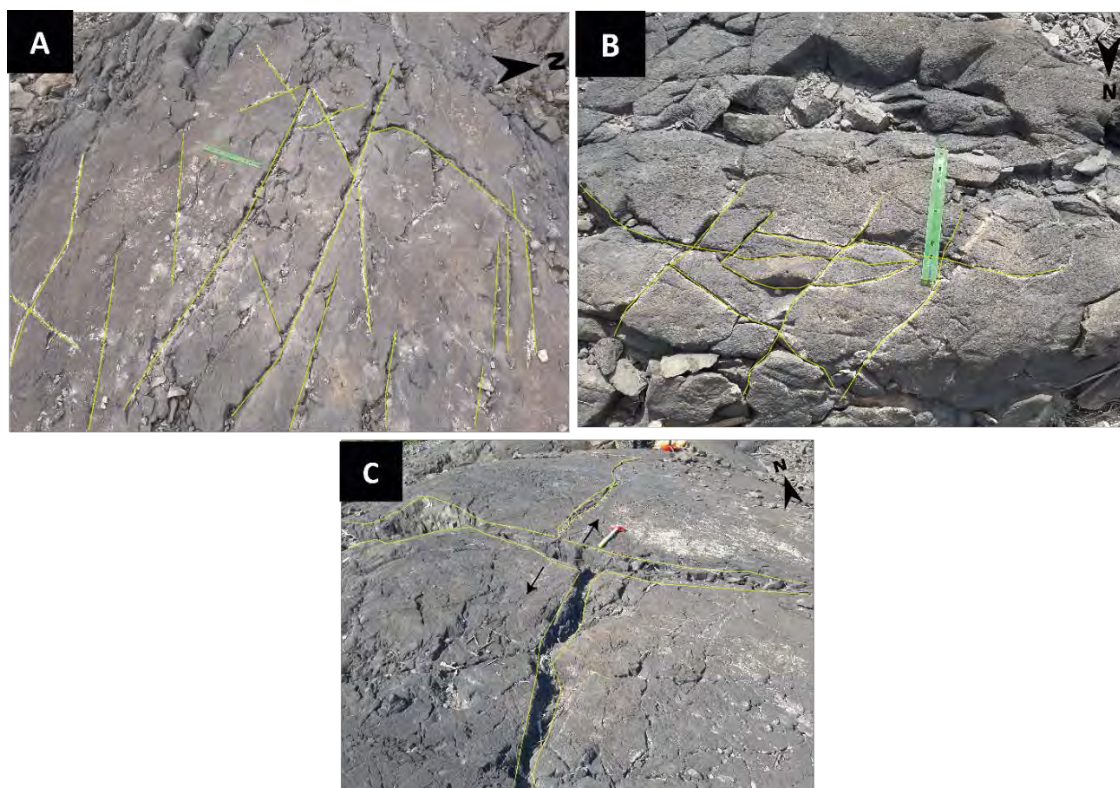


Figure 5.1 Fractures observées aux stations A, B et C de l’affleurement OE2600

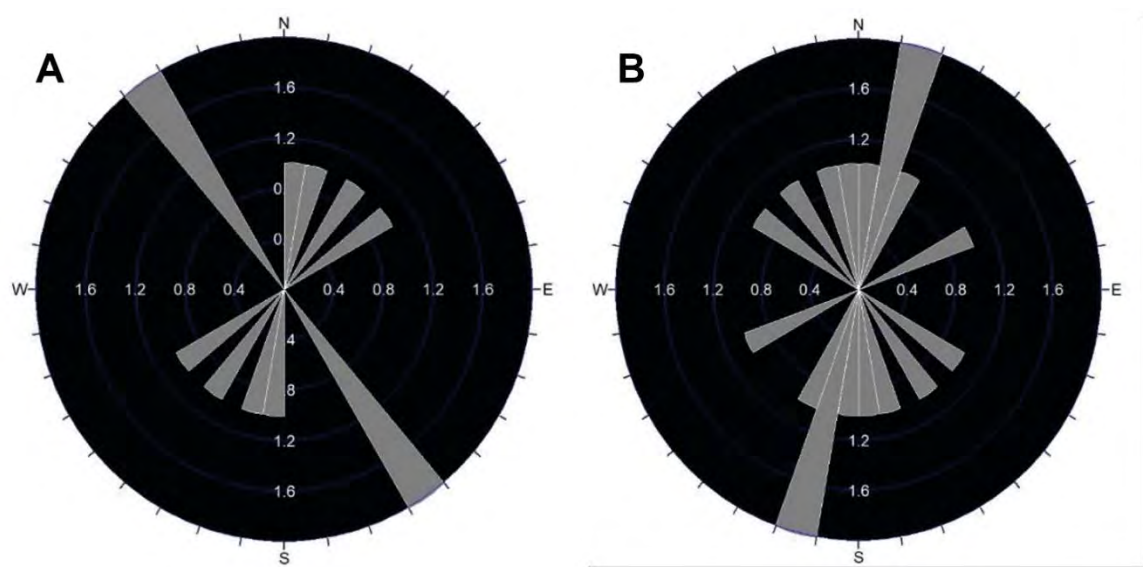


Figure 5.2 Rosaces directionnelles des sites A et B de l’affleurement rocheux OE2600



Figure 5.3 Fractures identifiées sur le massif rhyolitique de l’affleurement OE2601



Figure 5.4 Lentille de quartz de l’affleurement OE2601



Figure 5.5 Contraste d'intensité de schistosité dans le massif rhyolitique de l'affleurement OE2601

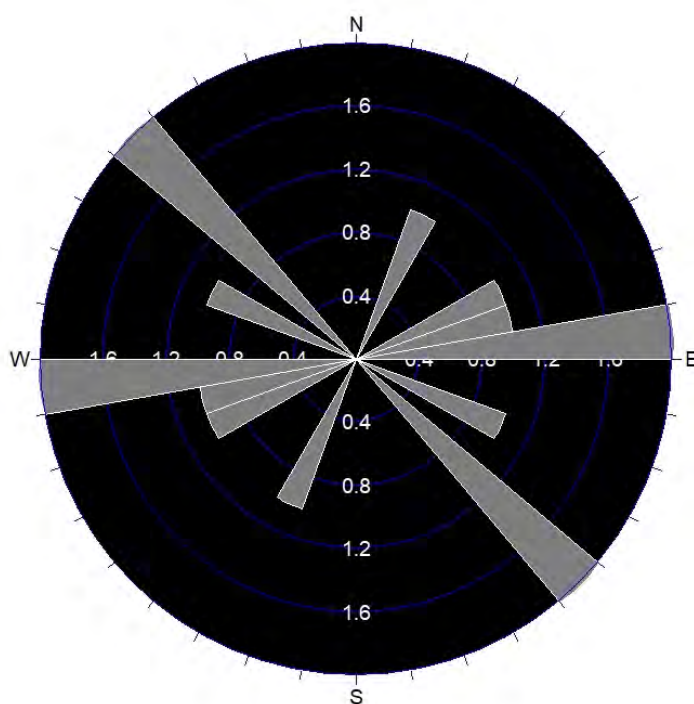


Figure 5.6 Rosace directionnelle du massif rhyolitique OE2601 du parc à résidus Quémont-2

5.2. Cartographie d’affleurements par télédétection

L’acquisition de données par drone a permis de collecter 2028 images RGB sur l’affleurement rocheux OE2601 (massif rhyolitique; figure 5.3). Les images ont été géoréférencées afin de produire une orthomosaïque en fusionnant les images individuelles pour créer une image continue de la zone cible en utilisant des techniques de recalage et d’assemblage. Lors de la création des orthomosaïques, des décalages par rapport au plan XY ont été observés pour certaines images. Ces décalages sont attribuables à l’effet d’instabilité causé par le vent lors de la prise des images. Pour corriger ces erreurs et assurer une représentation précise de la zone d’intérêt, un ajustement manuel des orthomosaïques a été effectué dans *ArcGIS*. L’orthomosaïque obtenue est illustrée à la figure 5.7.

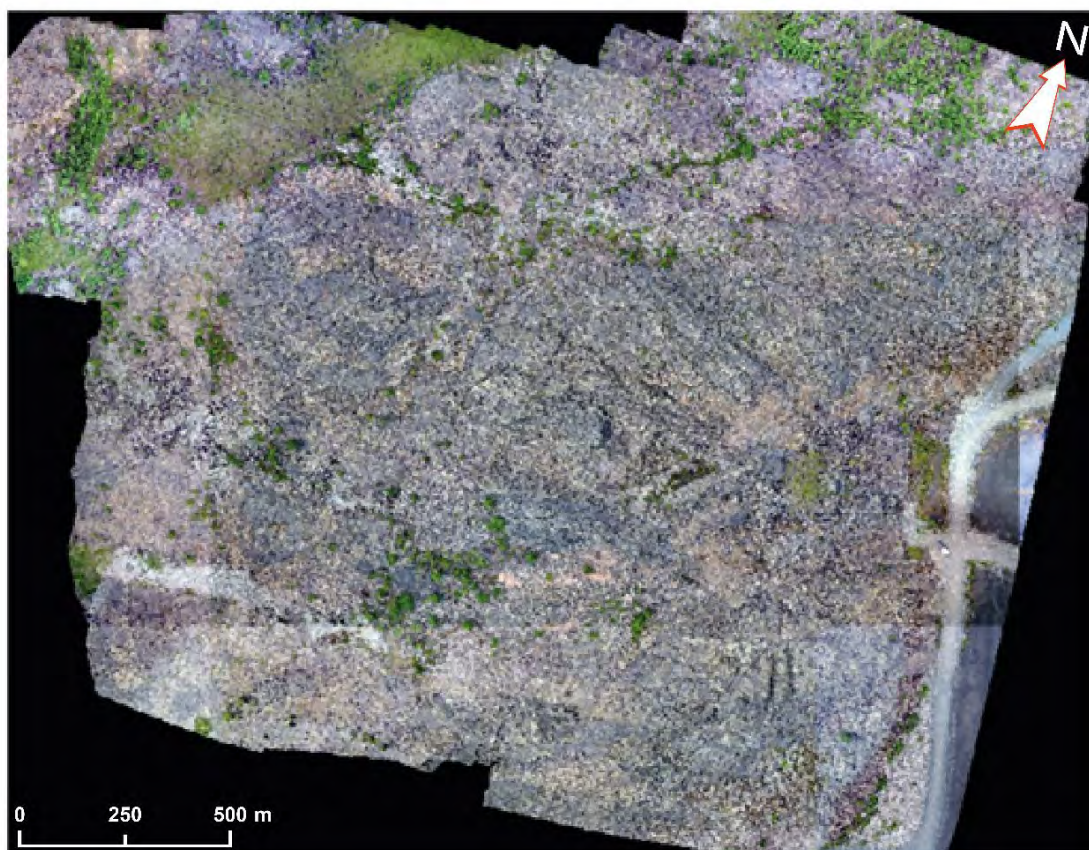


Figure 5.7 Image RGB finale du roc après mosaïquage

Le modèle numérique de terrain (MNT) créé à partir des images mosaïquées est présenté à la figure 5-8. Des reliefs ombragés (voir section 4.2) ont été appliqués au MNT en utilisant des couples d'angle d'éclairage et d'azimut de [100-60] (Figure 5.9A), [200-50] (Figure 5.9B) et [315-45] (figure 5.9C). L'application des reliefs ombragés permet d'accentuer des contrastes associés aux discontinuités structurales sans toutefois altérer la géométrie des images.

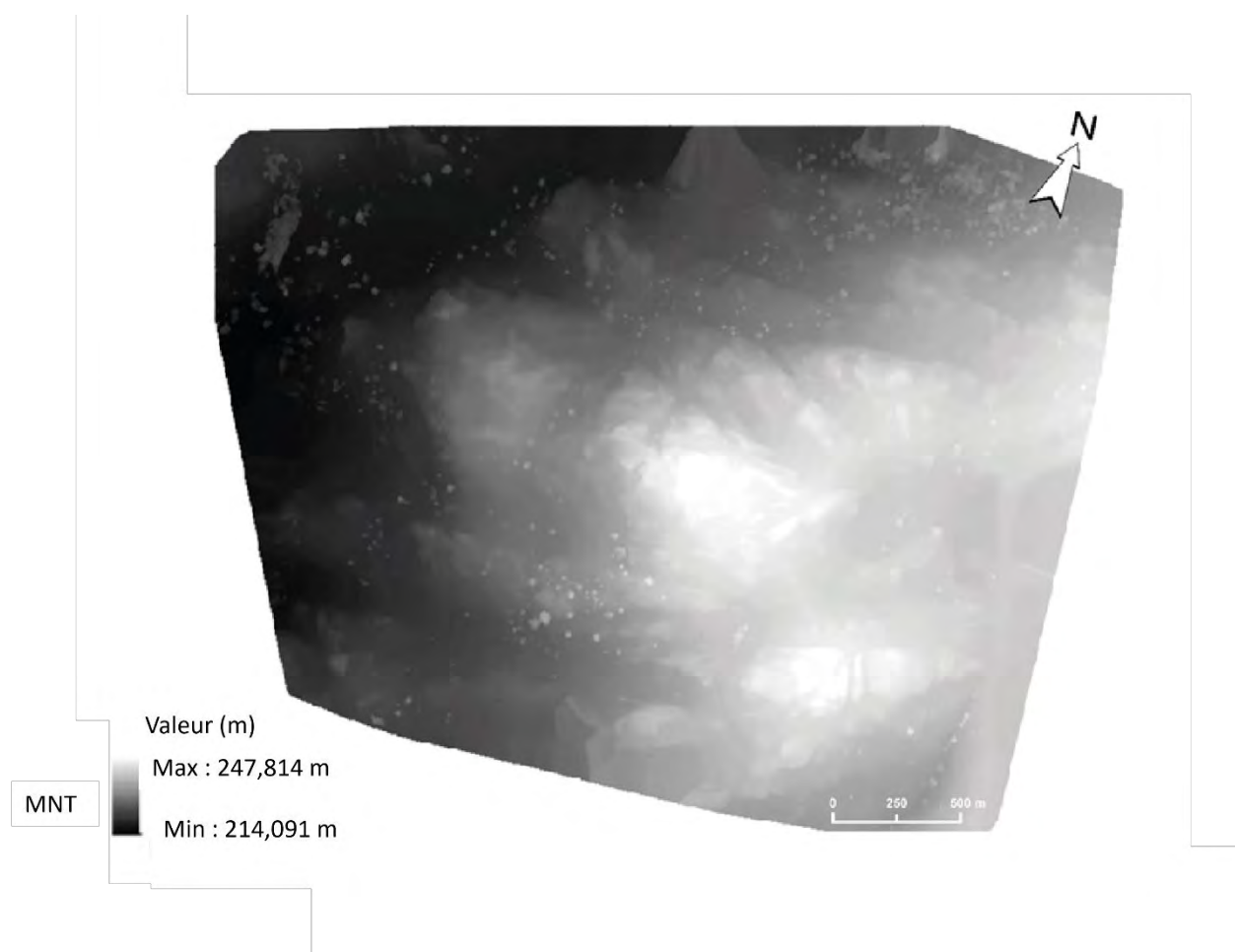


Figure 5.8 Modèle numérique de terrain créé à partir des images mosaïquées

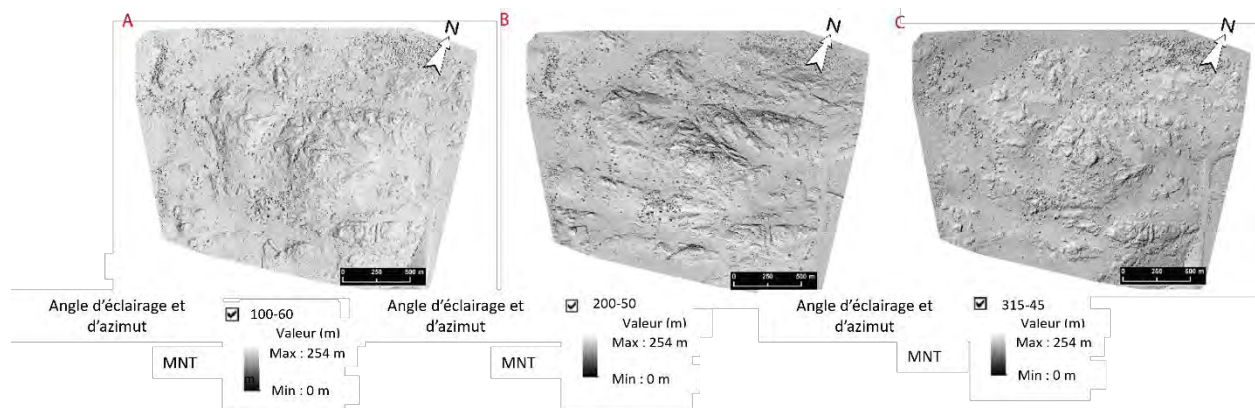


Figure 5-9 Différents filtres de relief ombragé utilisés pour l'accentuation des contrastes associés aux discontinuités structurales

Au total, 187 linéaments ont été identifiés à partir des orthomosaïques avec relief ombragé (figures 5.10 et 5.11). Les coordonnées xyz de ces linéaments ont été déterminées à partir du MNT afin de les positionner dans l'espace tridimensionnel (figure 5.12). Cette approche graphique permet de visualiser la morphologie de l'intersection des fractures avec la surface du roc, offrant une représentation complémentaire de la géométrie et de la disposition des linéaments dans l'espace.

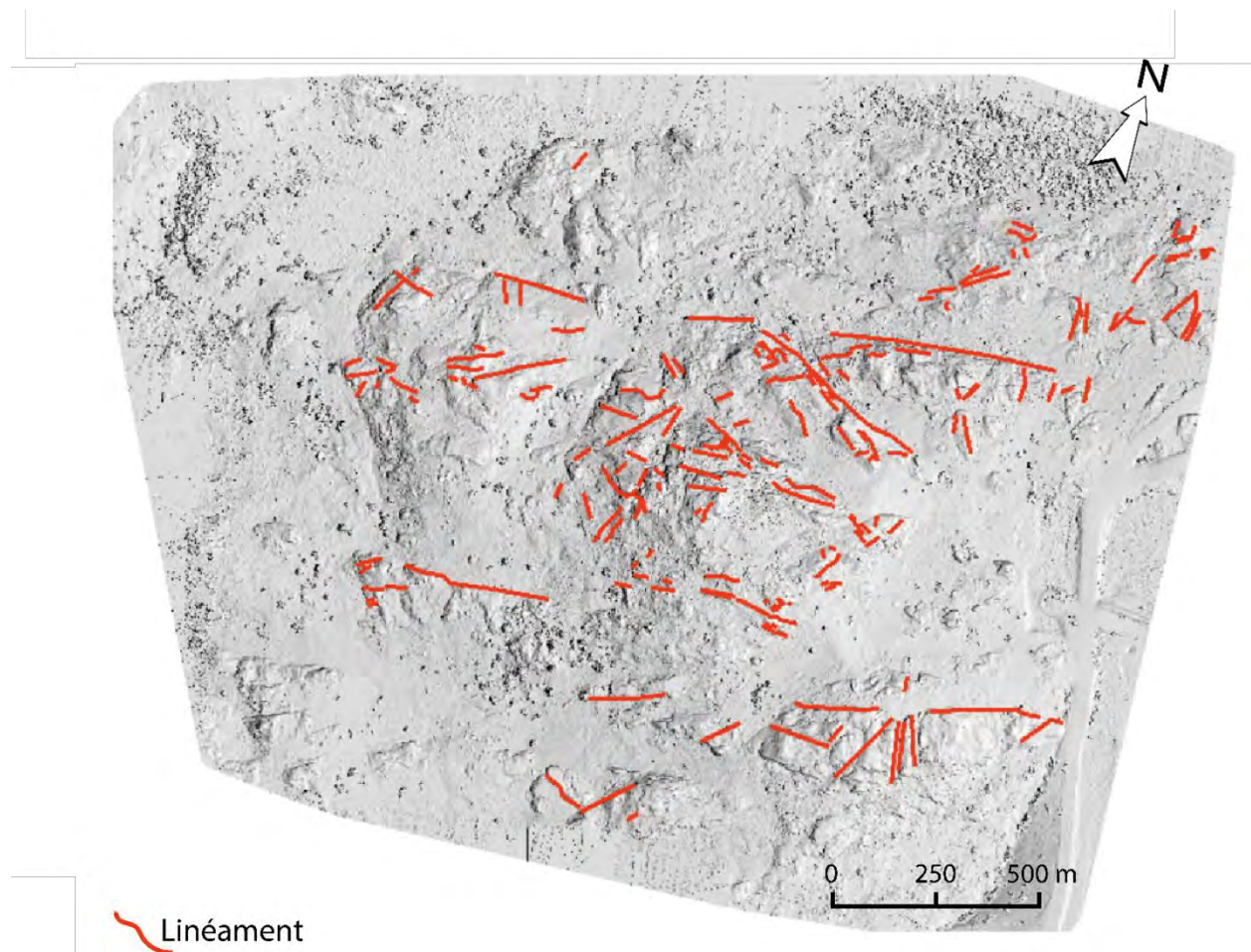


Figure 5.10 Extraction des linéaments du socle rocheux Quémont-2

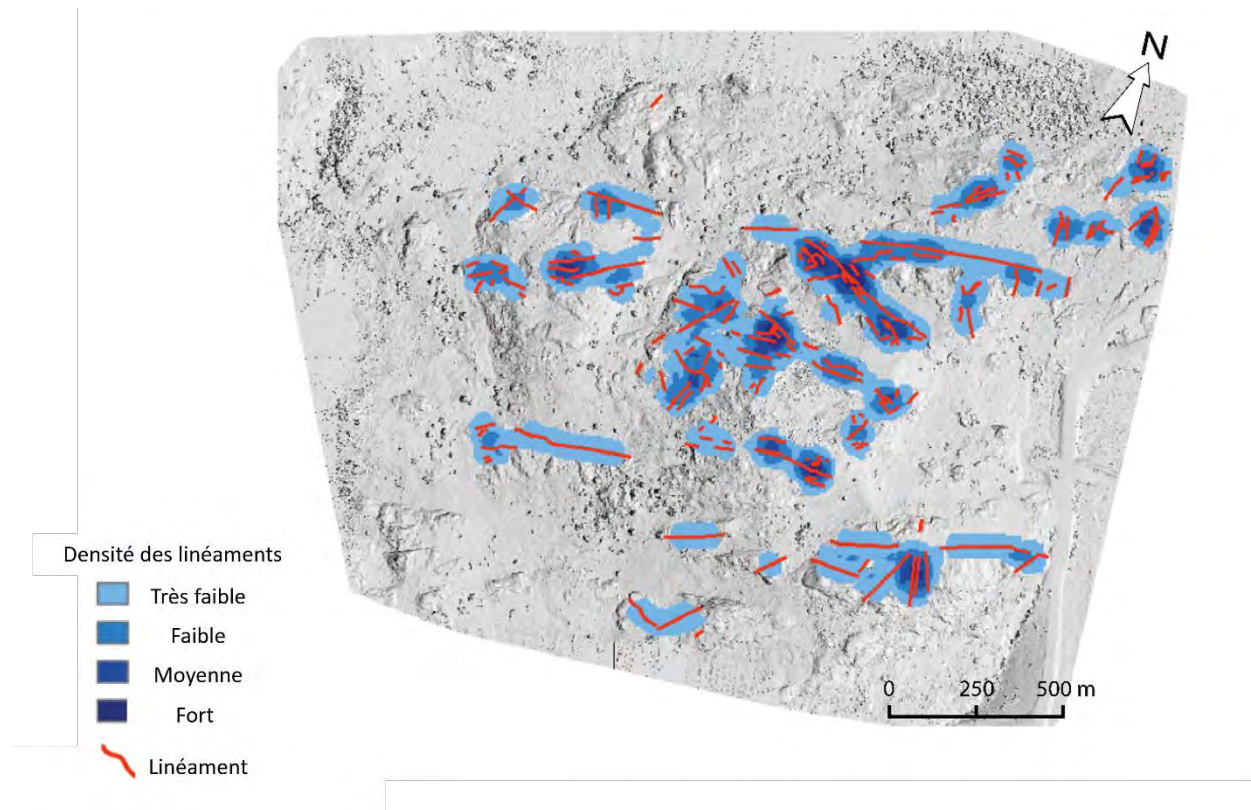


Figure 5.11 Carte de densité des linéaments du socle rocheux Quémont-2

Les linéaments illustrés à la figure 5.12 ont été convertis en surfaces planaires pour une représentation 3D suivant la procédure décrite à la section 4.2. Les résultats obtenus sont illustrés aux figures 5.12 et 5.13. À la figure 6.12, les positions (en m) représentent des coordonnées géographiques dans le système UTM alors que pour la figure 6.13, les positions (en m) sont attribuées par rapport à un référentiel arbitraire. Ainsi, dans la figure 6.13, les relations entre les plans de fractures doivent être considérées et non leurs positions absolues.

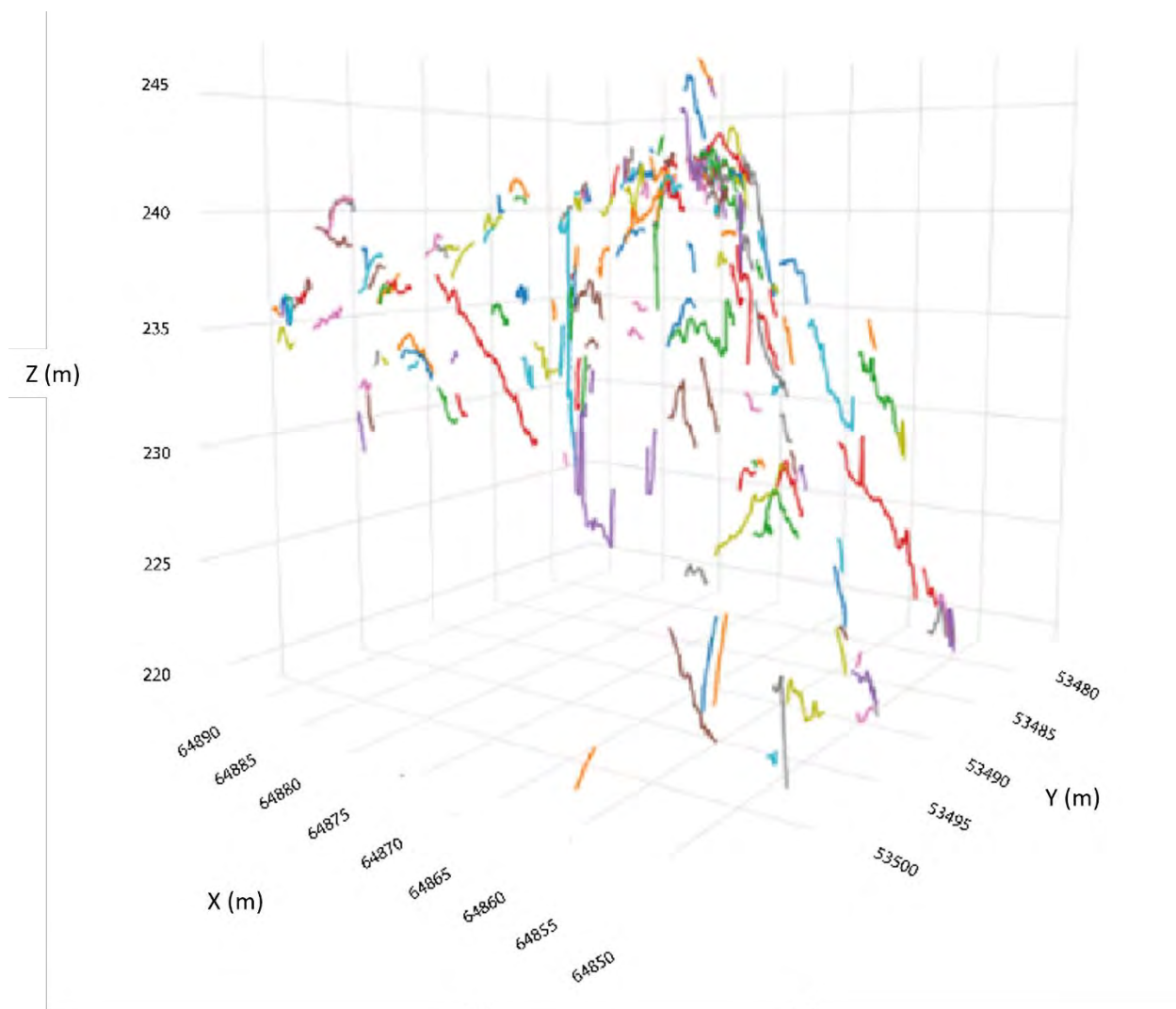


Figure 5.12 Représentation graphique 3D des linéaments du socle rocheux Quémont-2

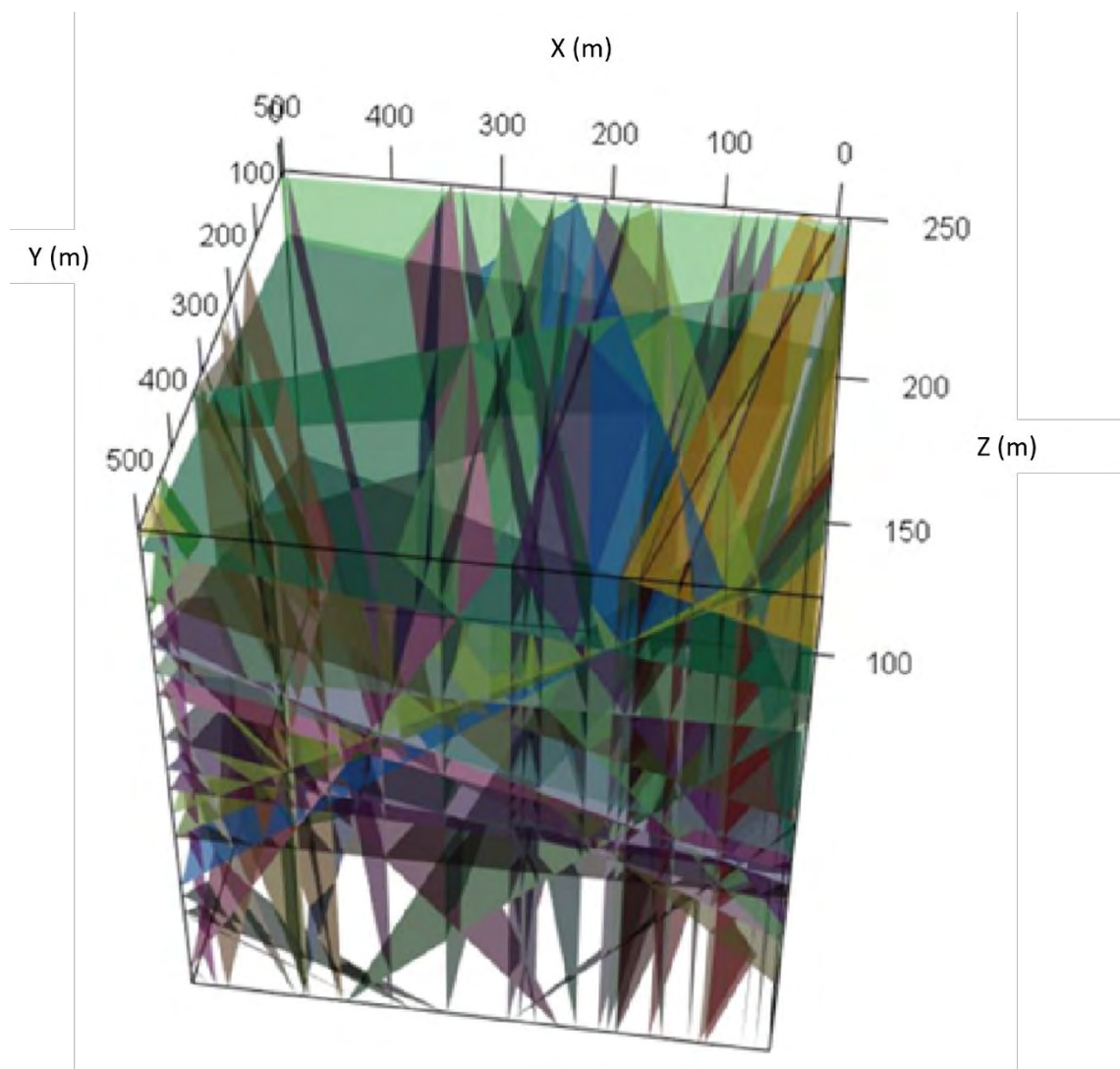


Figure 5.13 Graphique en 3D les plans des fractures

5.3. Profils de résistivité électrique

Trois profils de résistivité électriques (figure 5.14) ont été réalisés, soit deux dans le secteur ouest de la faille South-Bay (zone C) et un au sud-est de cette faille (zone B) (figure 3.2).



Figure 5.14 Profils de résistivité électrique (rouge) et profils GPR (blanc) dans les zones B et C

5.3.1. Profil acquis dans la zone B

Le modèle inverse de résistivité obtenu pour les données collectées dans la zone B est présenté à la figure 5.15. Ce profil a été acquis en mode dipôle-dipôle selon une orientation N-S en utilisant 72 électrodes espacées de 3 m au sein d'une zone humide située entre le parc Quémont-2 et le lac Dufault (voir figure 5.14). Les résultats obtenus suggèrent la présence d'une couche de faible résistivité ($< 32 \Omega\text{m}$) présente en surface à partir de la position $x = 30 \text{ m}$ le long du profil. Cette

couche, vraisemblablement constituée d'argile, atteint une profondeur maximale de l'ordre de 15 m. Vers la limite nord du profil (côté gauche de la coupe), trois zones de résistivité plus élevée ($> 200 \Omega\text{m}$) sont observées. Ces zones pourraient correspondre à la position du socle rocheux peu profond. Plus vers le sud (portion centrale et droite du profil), une couche de résistivité intermédiaire ($60 - 100 \Omega\text{m}$) est observée. Cette dernière est selon toute vraisemblance associée à des dépôts meubles saturés en eau. Dans la portion centrale du profil, une zone de très faible résistivité ($< 15 \Omega\text{m}$) s'observe à une profondeur > 30 m. Une telle zone pourrait être associée à la présence d'argile saturée en eau ou à une zone très fracturée ou minéralisée du socle rocheux.

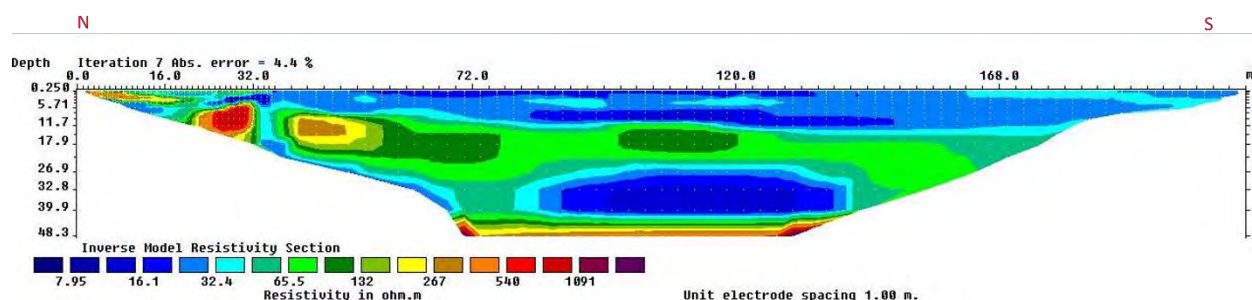


Figure 5.15 Profil N→S de résistivité électrique P3-P3' (zone B; configuration dipôle-dipôle)

5.3.2. Profils acquis dans la zone C

Le modèle de résistivité obtenu pour le profil P1-P1' est présenté à la figure 5.16. Ce profil d'orientation NE-SO a été réalisé avec 21 électrodes distantes de 1 m dans une zone humide entre le parc à résidus Quémont-2 et le lac Dufault (figure 5.14). Les résultats obtenus avec la configuration dipôle-dipôle suggèrent la présence d'une mince couche (moins de 1 m) de faible résistivité en surface ($16,1 - 32,4 \Omega\text{m}$). Cette couche est selon toute vraisemblance associée aux dépôts organiques saturés en eau observés à la surface. Les données suggèrent la présence d'une couche de résistivité intermédiaire ($200 - 500 \Omega\text{m}$) sur l'ensemble du profil. La limite inférieure de cette couche semble atteindre une profondeur de l'ordre de 3,5 m vers la position de 8 m (en x) le long du profil. La couche inférieure et plus résistive observée dans le profil (résistivités $> 800 \Omega\text{m}$) est identifiée ici comme le socle rocheux, lequel semble présenter une surface accidentée.

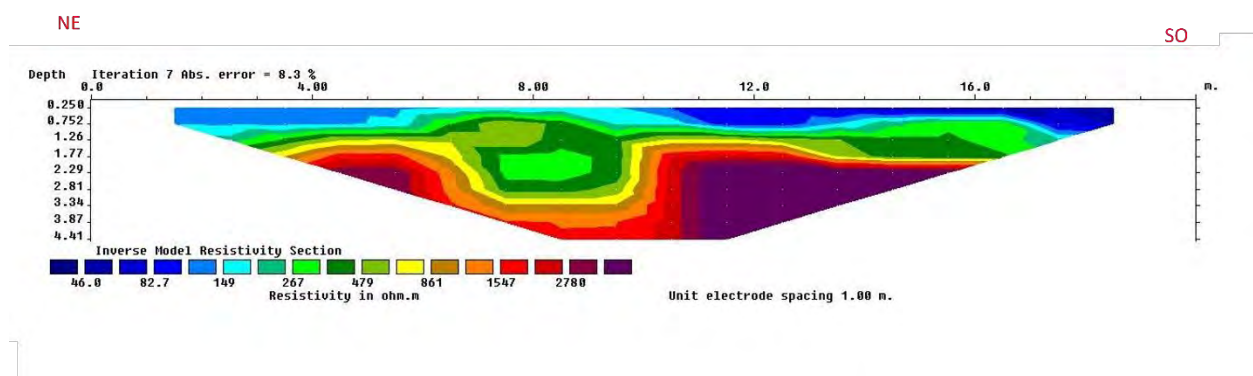


Figure 5.16 Profil NE→SO de résistivité électrique P1-P1' (zone C; configuration dipôle-dipôle)

Le modèle de résistivité électrique calculé à partir des données du profil P2-P2' est présenté à la figure 5-17. Ce profil d'orientation NE-SO a été acquis avec 36 électrodes distantes de 1 m dans la même zone humide que le profil P1-P1' (voir figure 5.14). Le profil suggère la présence de matériaux plus résistifs (résistivité $> 100 \Omega\text{m}$) définissant une zone oblique du côté NE (gauche) du profil et la présence de matériaux de très faible résistivité vers 3 m de profondeur à l'extrémité SO (droite) du profil.

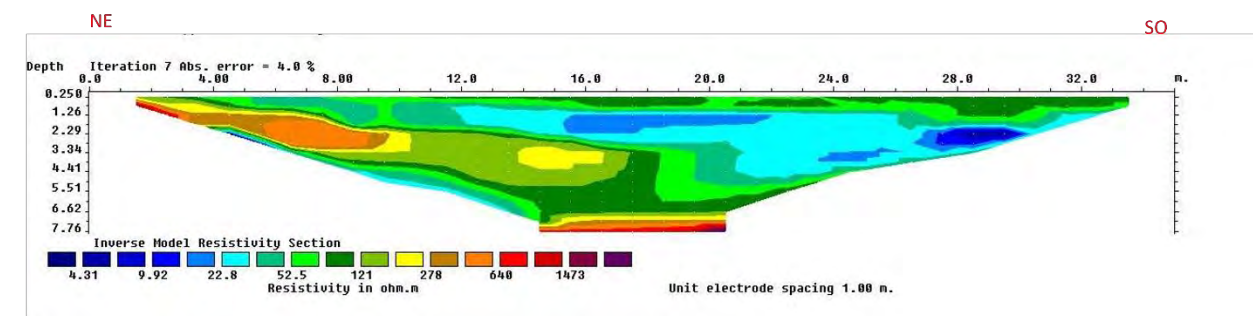


Figure 5.17 Profil NE→SO de résistivité électrique P2-P2' (zone C; configuration dipôle-dipôle)

5.4. Profils GPR

La figure 5.14 présente la localisation des profils GPR ($n = 20$) collectés dans les zones A, B et C ainsi que sur les digues ceinturant l'ancien et le nouveau parc. Dans la zone A et sur les digues, les données ont été collectées avec une fréquence de 160 MHz alors que les profils des zones B et C ont été collectés avec une fréquence de 450 MHz. Les figures 5.18 à 5.37 illustrent les profils obtenus. Les réflecteurs observés sur les profils radar réalisés sur le roc se manifestent sous la forme (1) de lignes obliques à subhorizontales et (2) d'hyperboles. Les réflecteurs définissant des lignes sont vraisemblablement associés à des contrastes de propriétés diélectriques associés à des discontinuités structurales. Les réflecteurs définissant des hyperboles sont pour leur part vraisemblablement associés à des discontinuités structurales perpendiculaires par rapport à la ligne de tracé GPR. Les profils sont analysés dans le logiciel *MALÁ Vision*, lequel ne permet pas l'application de correction topographique. Ainsi, pour les réflecteurs définissant des lignes, l'emphasis est mise sur l'évaluation de la densité des fractures (i.e. sur l'évaluation de l'abondance des fractures selon les axes x et z) et non sur leurs orientations. Les textures (i.e. abondances relatives de signaux observés) sont aussi évaluées sur les profils afin de distinguer des zones potentiellement plus homogènes (avec peu de signaux mesurés) de zones potentiellement hétérogènes (avec plusieurs signaux induisant un bruit hétérogène sur le profil). Le tableau 5.3 présente un sommaire des principales observations associées aux différents profils.

Tableau 5.3 Sommaire des principales observations associées aux différents profils

Profils	Zone (type de matériau)	Figure	Principales observations
AA'	A (roc)	5.18	Alternance de textures sur le profil radar avec des zones exemptes de réflexions et des zones à réflexions multiples. Principaux réflecteurs obliques dans la tranche 0-12 m.
BB'	A (roc)	5.19	Présence de nombreux réflecteurs subhorizontaux à obliques francs entre 0 et 10 m de profondeur. Intersections observables entre des réflecteurs distincts.
CC'	A (roc)	5.20	Alternance de textures sur le profil radar avec des zones exemptes de réflexions et des zones à réflexions multiples. Principaux réflecteurs obliques dans la tranche 0-14 m.
AA'	B (milieu humide)	5.21	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles à quelques endroits.
BB'	B (milieu humide)	5.22	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles à quelques endroits.
CC'	B (milieu humide)	5.23	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles à quelques endroits. Identification d'une dépression de faible envergure dans la première partie du profil.
DD'	B (milieu humide)	5.24	Identification d'un réflecteur subhorizontal sur une vaste partie du profil dans la zone humide et présence de nombreuses hyperboles sur la zone de roc affleurant (au-delà de 95 m selon x le long du profil)
EE'	B (milieu humide)	5.25	Identification d'un réflecteur subhorizontal sur une vaste partie du profil dans la zone humide et présence de nombreuses hyperboles sur la zone de roc affleurant (en deçà de 13 m selon x le long du profil)
FF'	B (milieu humide)	5.26	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles à quelques endroits. Identification d'une dépression de faible envergure dans la portion centrale du profil.

(Suite 1) Tableau 5.3 sommaire des principales observations associées aux différents profils

Profils	Zone (type de matériau)	Figure	Principales observations
GG'	B (milieu humide)	5.27	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles à quelques endroits.
HH'	B (milieu humide)	5.28	Forte atténuation du signal près de la surface. Présence d'hyperboles et de réflecteurs subhorizontaux à quelques endroits.
AA'	C (milieu humide)	5.29	Réflecteurs subhorizontaux en surface et présence de trois zones avec de nombreuses hyperboles.
BB'	C (milieu humide)	5.30	Réflecteurs subhorizontaux en surface et présence de nombreuses hyperboles.
CC'	C (milieu humide)	5.31	Réflecteurs subhorizontaux en surface, présence de nombreuses hyperboles, présence de réflecteurs obliques continus.
DD'	C (milieu humide)	5.32	Réflecteurs subhorizontaux en surface et présence de nombreuses hyperboles vers l'extrémité D' du profil.
EE'	C (milieu humide)	5.33	Forte atténuation en surface, présence d'une réflecteur subhorizontal continu dans la zone humides, présence de réflecteurs plus nombreux aux extrémités du profil, au contact avec le roc.

(Suite 2) Tableau 5.3 sommaire des principales observations associées aux différents profils

Profils	Zone (type de matériau)	Figure	Principales observations
DD'	Digue D	5.34	Profil homogène et exempt de réflecteurs majeurs sur de grand tronçons, présence de discontinuités locales dans (a) et (b)
EE'	Digue E	5.35	Profil fortement bruité montrant très peu de réflecteurs identifiables, présence de discontinuités locales dans les zones des encadrés (a) et (b).
FF'	Digue F	5.36	Profil fortement bruité montrant très peu de réflecteurs identifiables, présence de discontinuités locales dans les zones des encadrés (a), (b) et (c).
GG'	Digue G	5.37	Présence de réflecteurs horizontaux continus, présence de discontinuités locales dans les zones des encadrés (a) et (b).

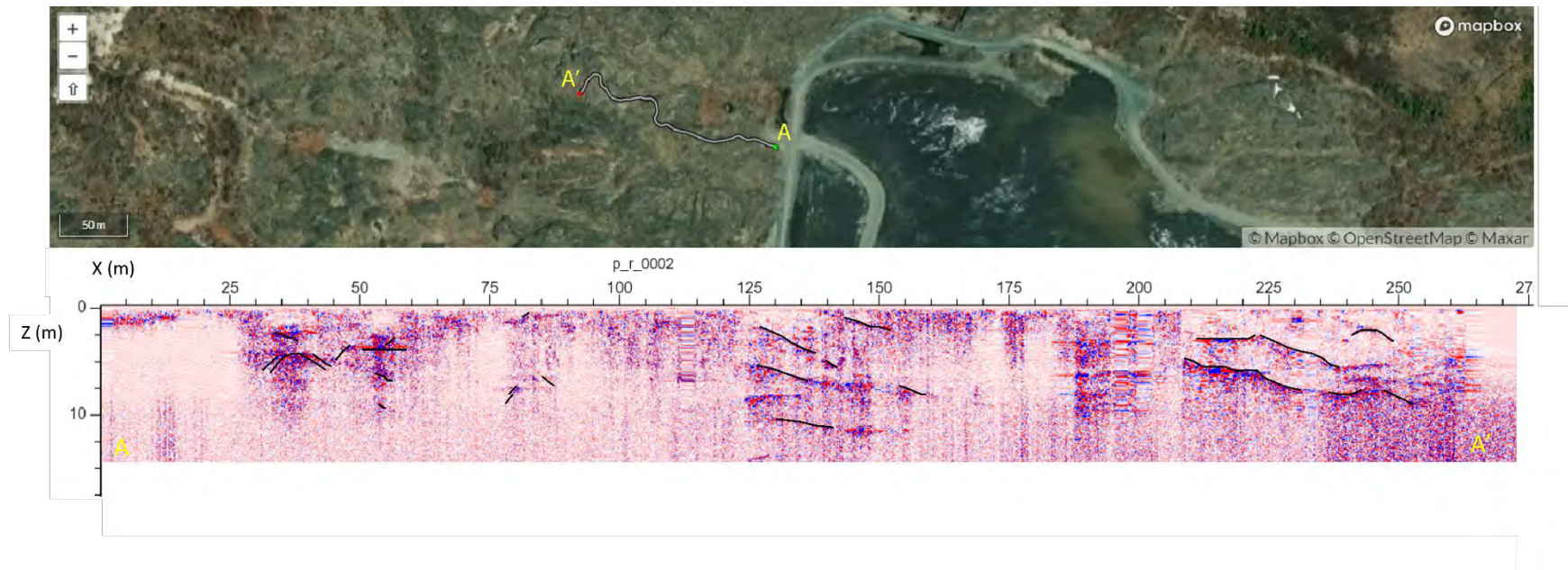


Figure 5.18 Profil GPR AA' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

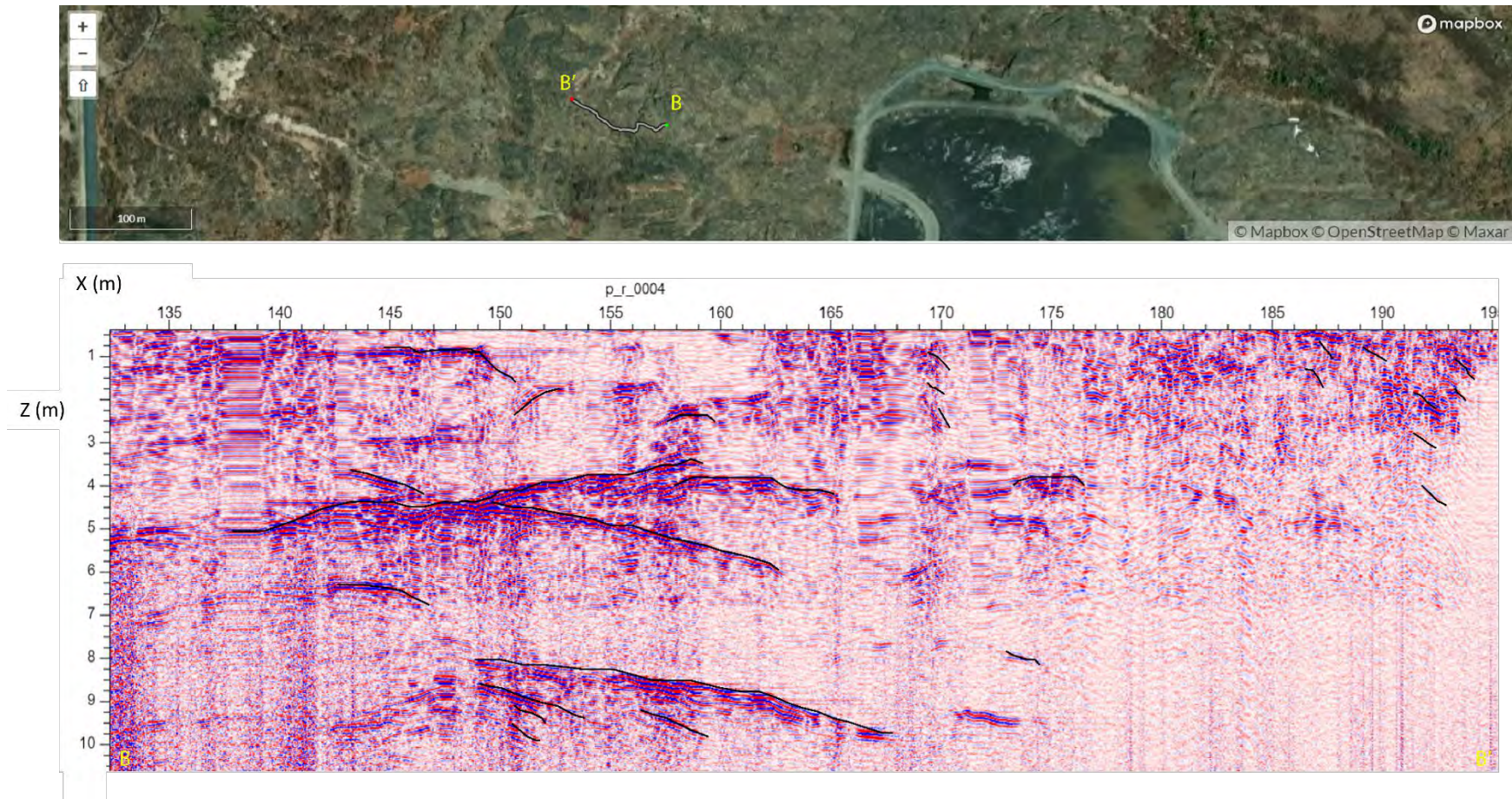


Figure 5.19 Profil GPR BB' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

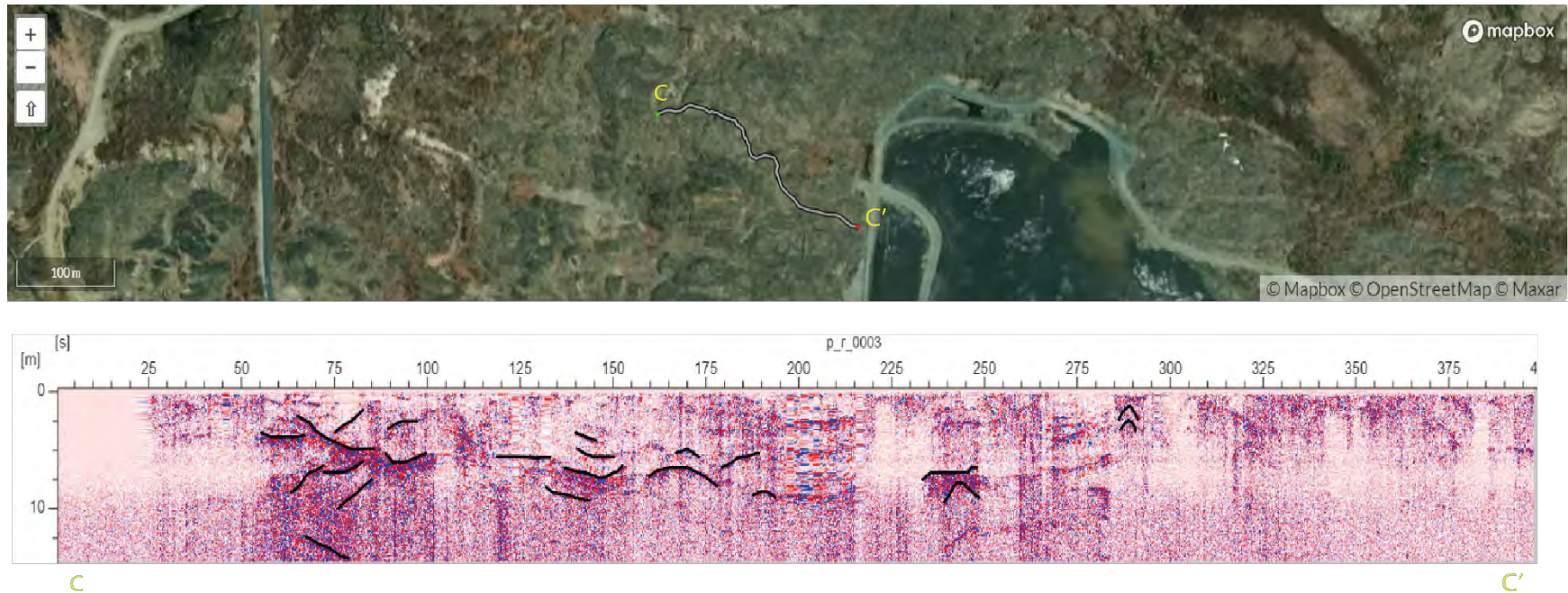


Figure 5.20 Profil GPR CC' de la zone A (roc). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

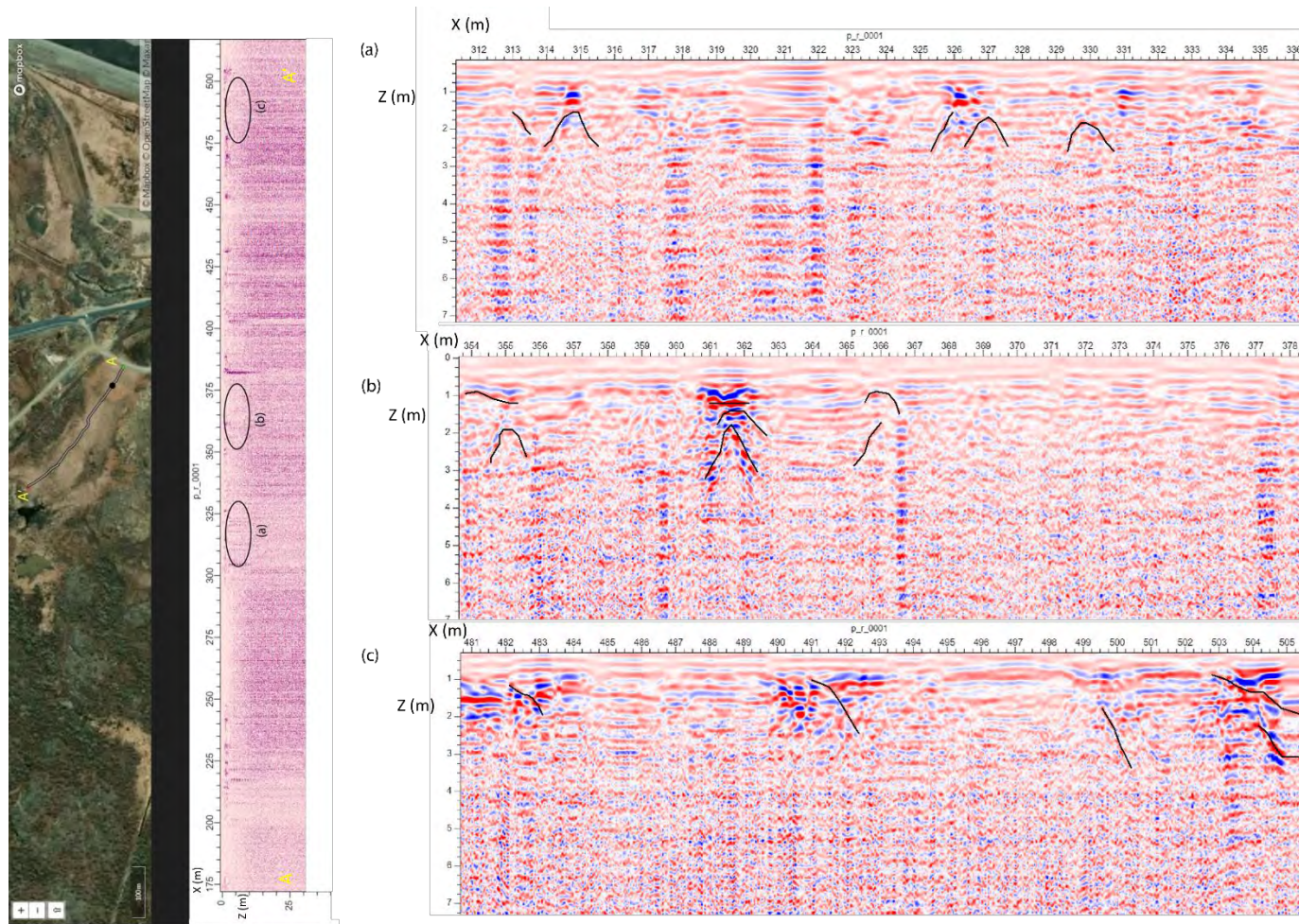


Figure 5.21 Profil GPR AA' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

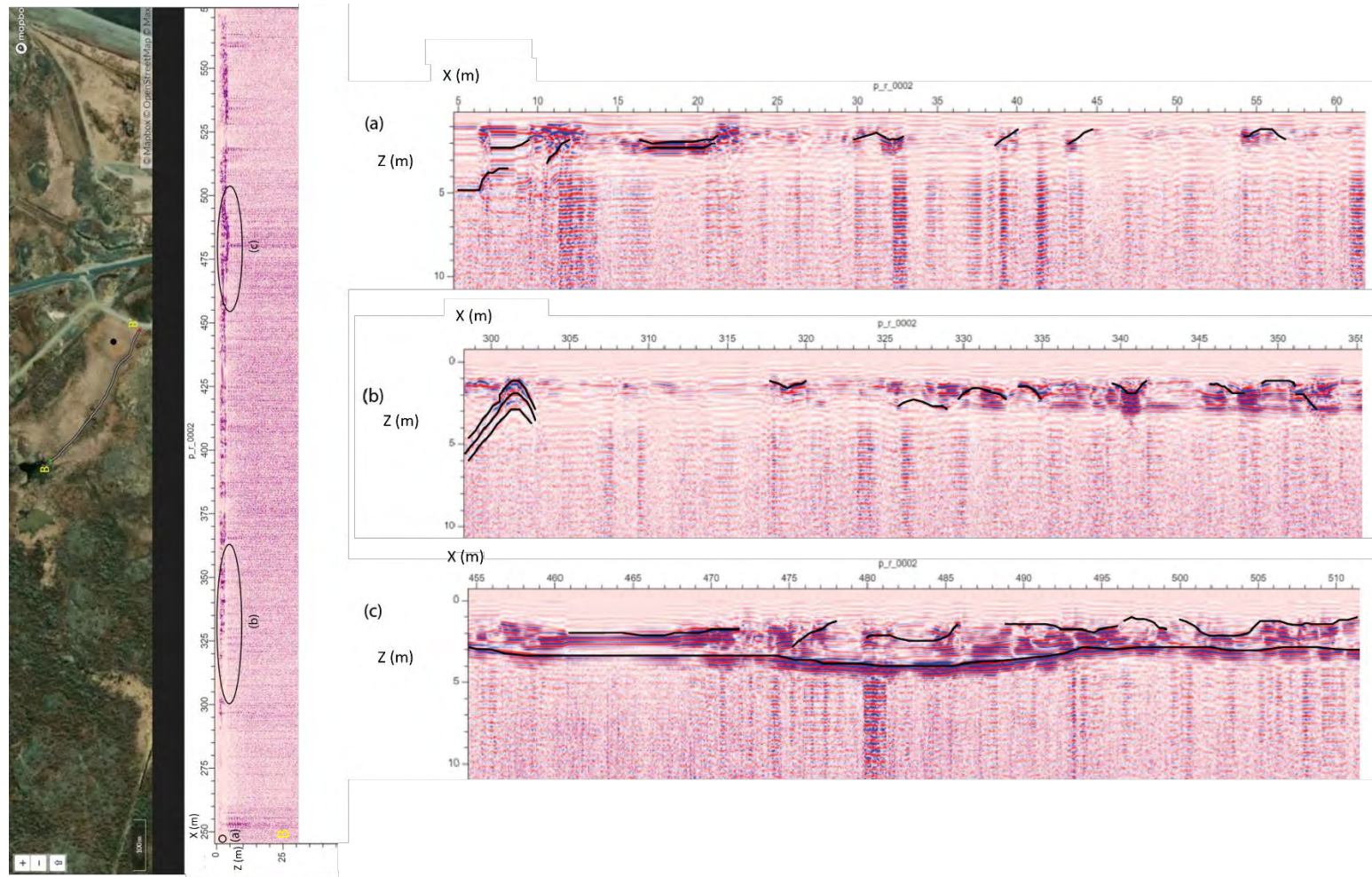


Figure 5.22 Profil GPR BB' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

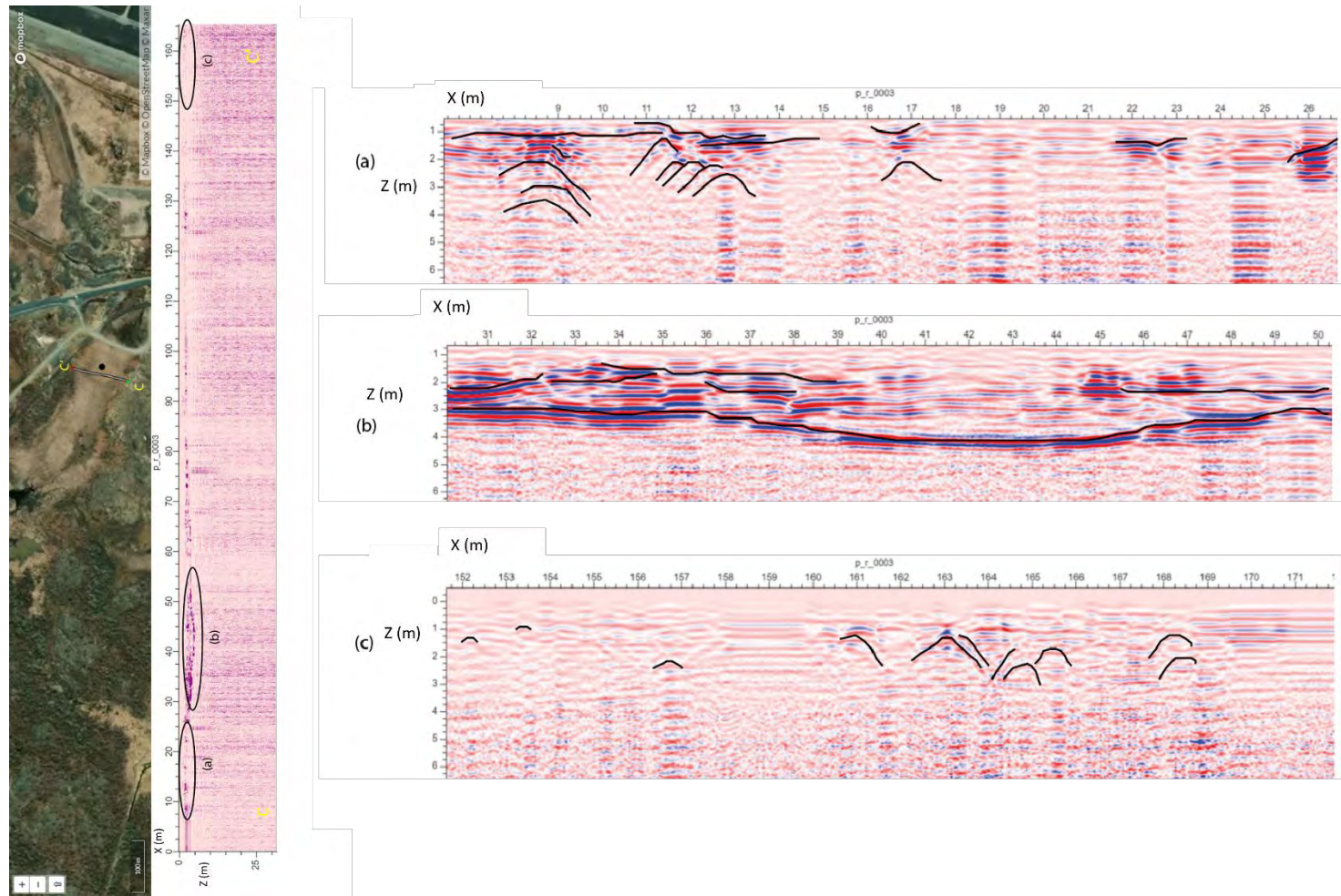


Figure 5.23 Profil GPR CC' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

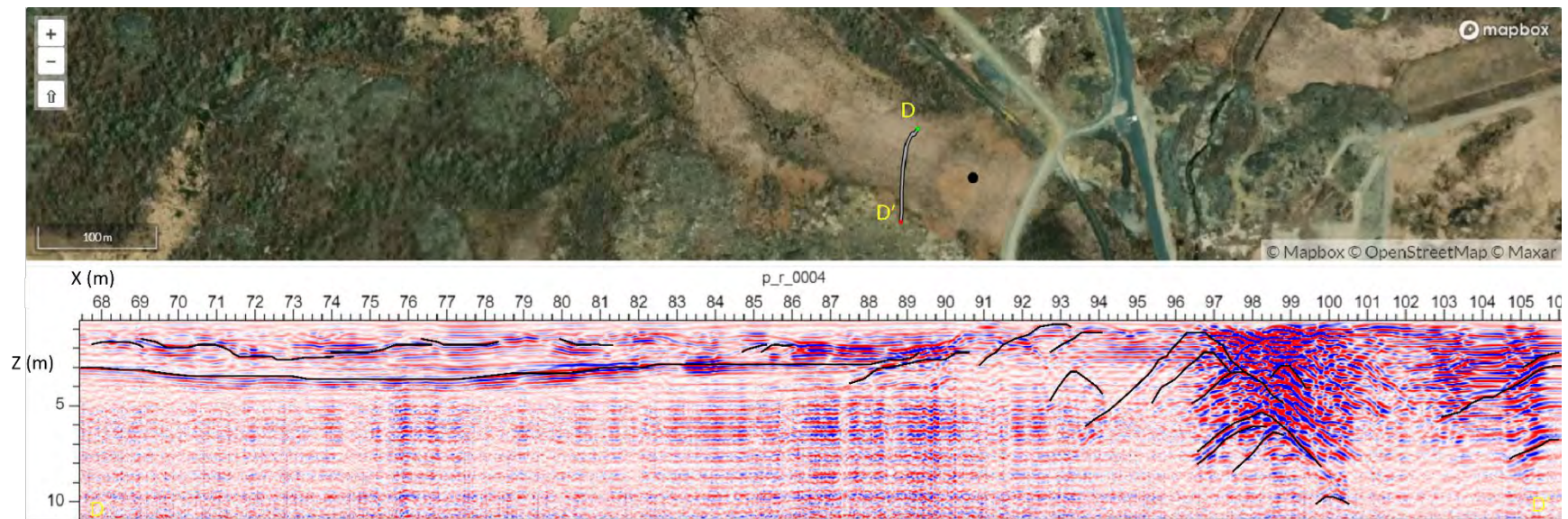


Figure 5.21 Profil GPR DD' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

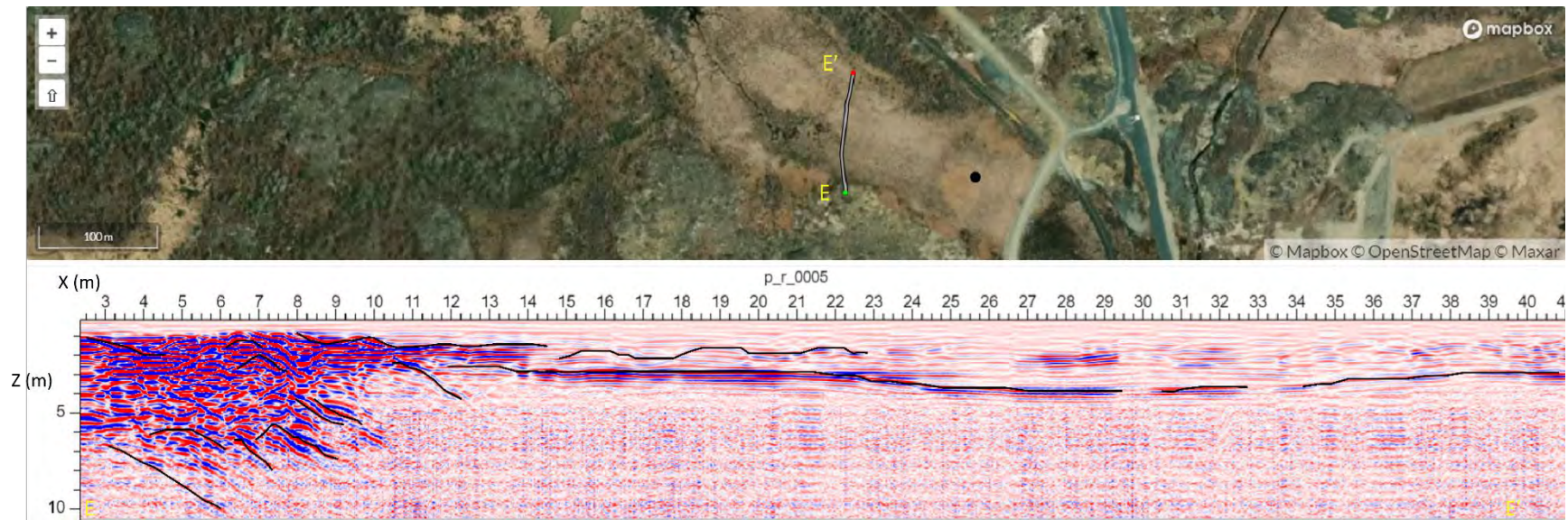


Figure 5.22 Profil GPR EE' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

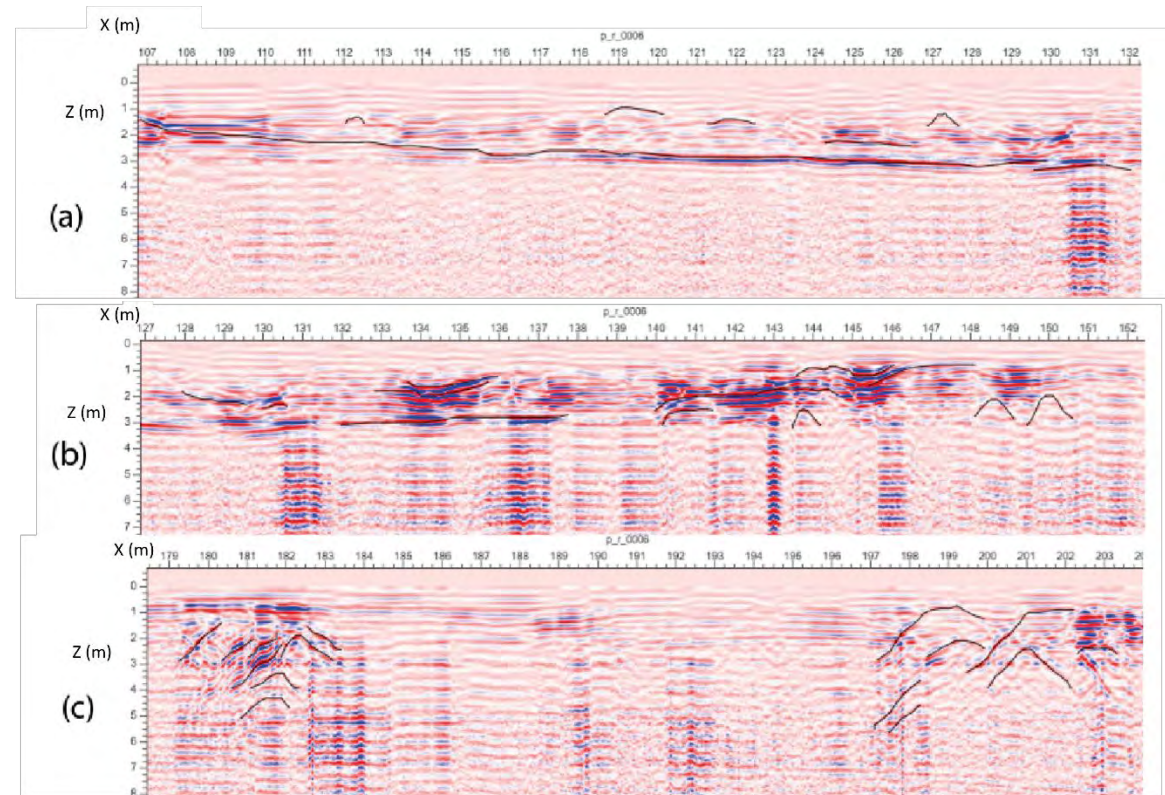
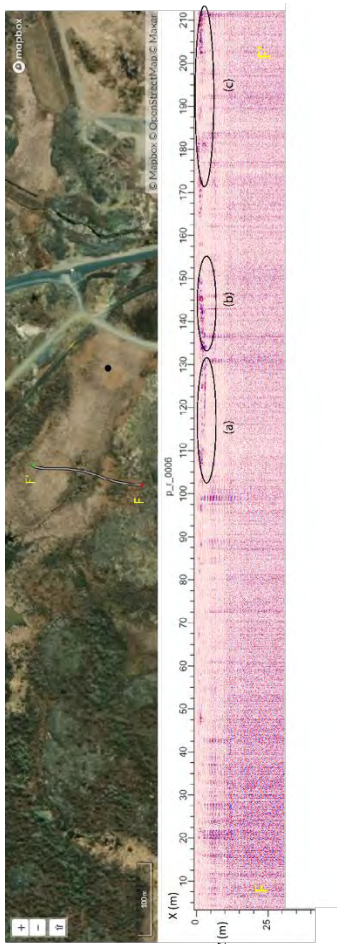


Figure 5.23 Profil GPR FF' de la zone B (milieu humide L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

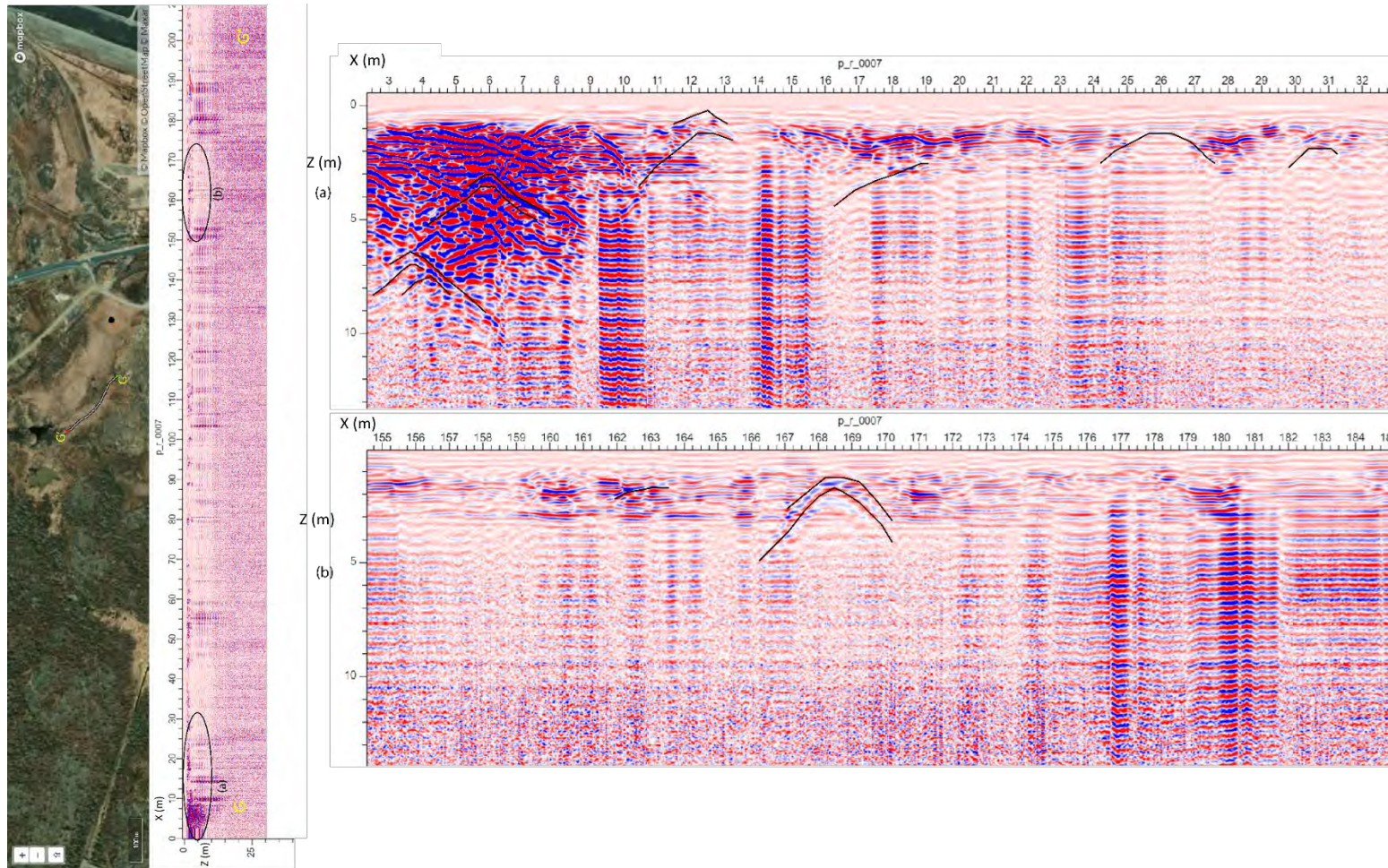


Figure 5.24 Profil GPR GG' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

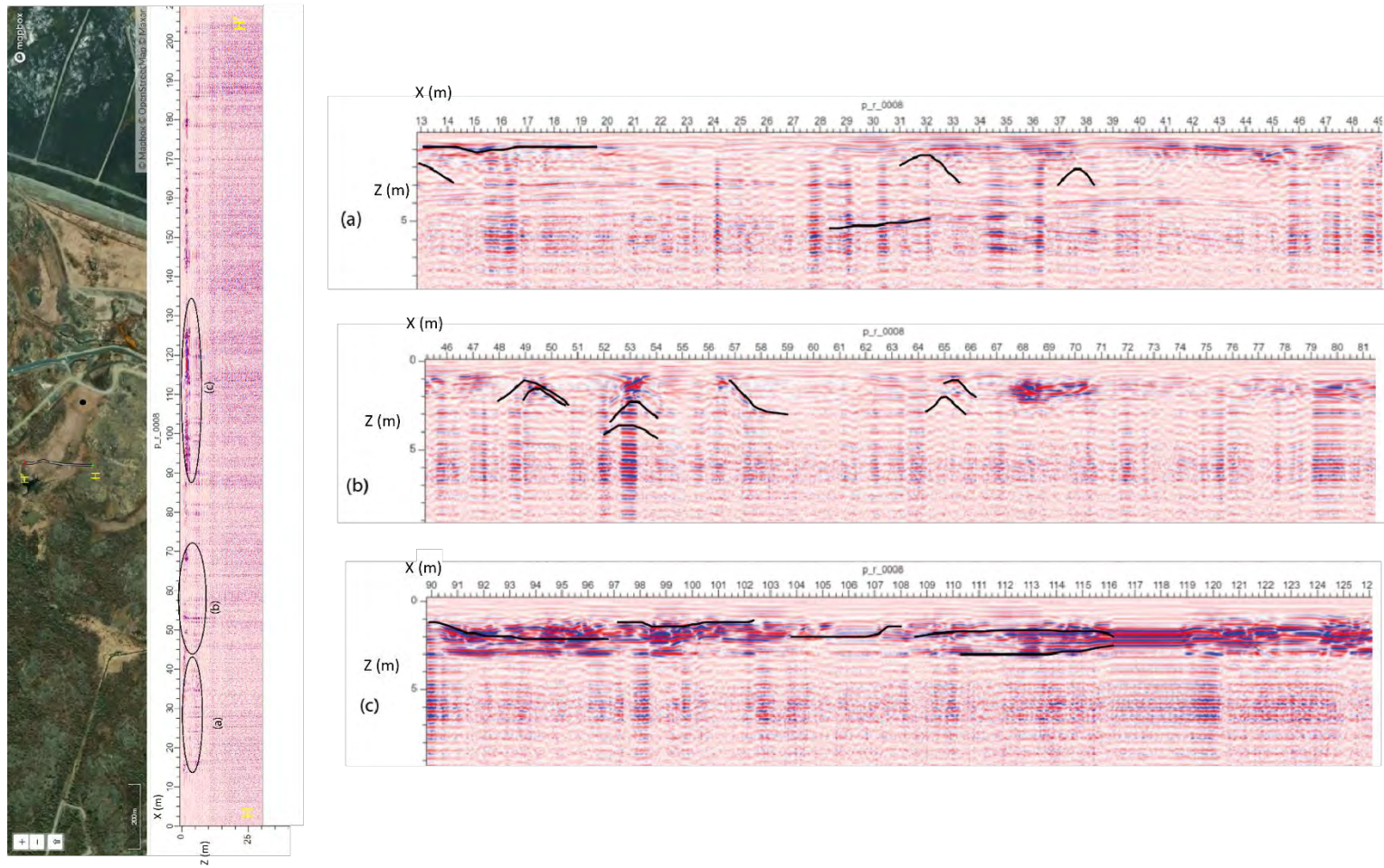


Figure 5.25 Profil GPR HH' de la zone B (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

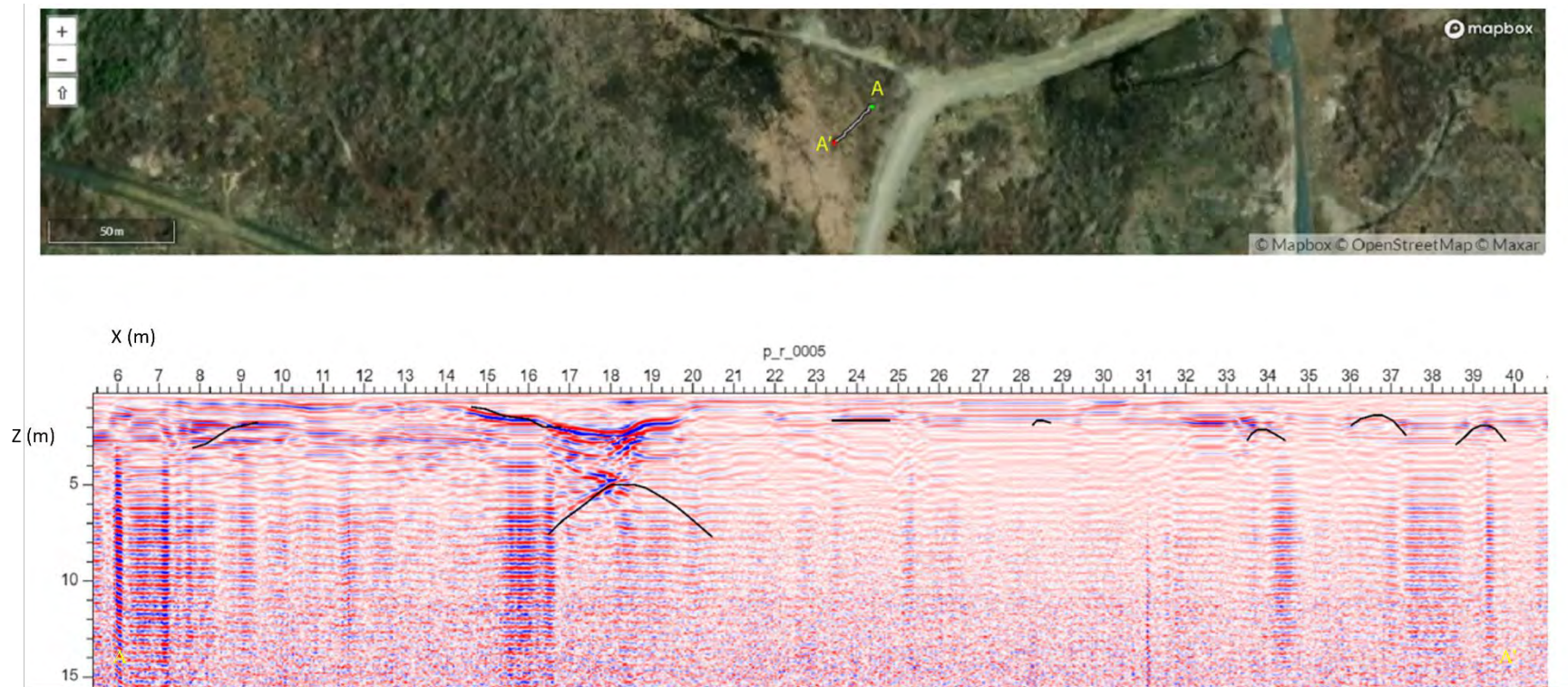


Figure 5.26 Profil GPR AA' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

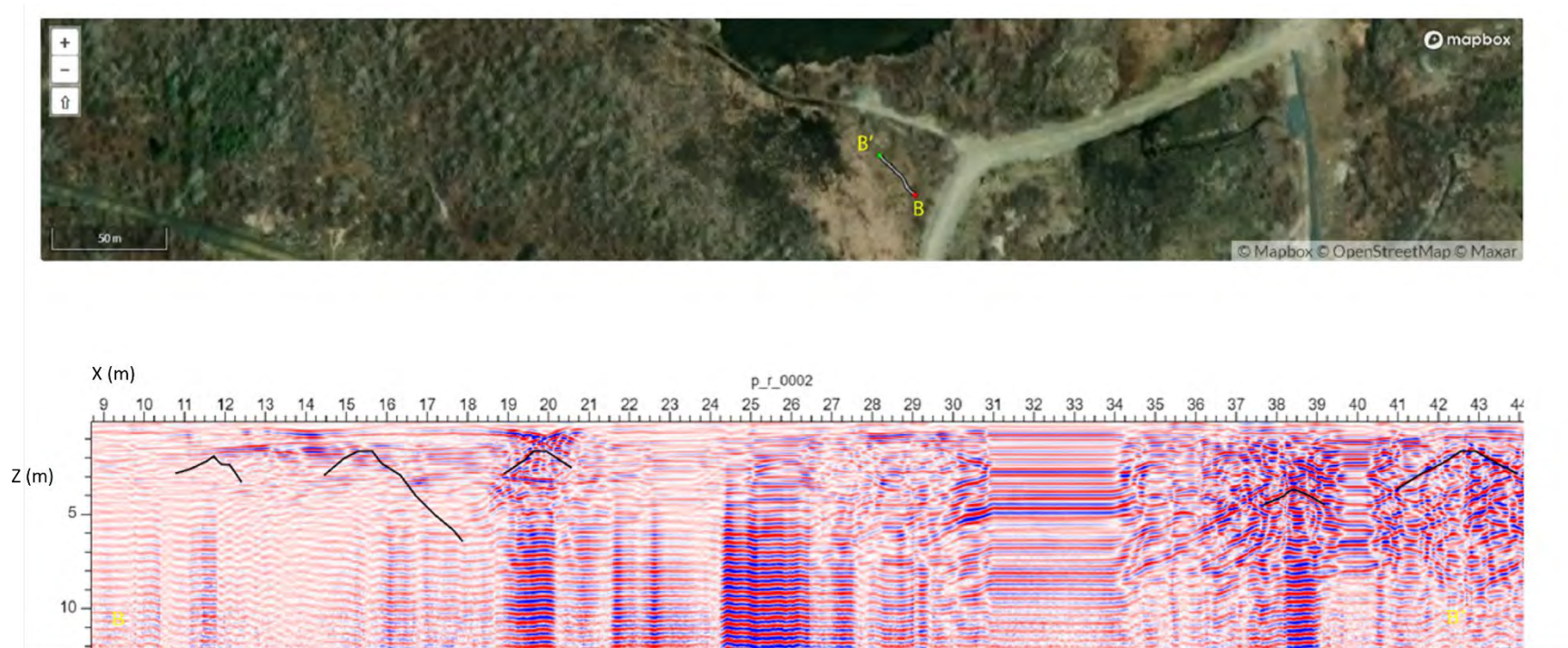


Figure 5.27 Profil GPR BB' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

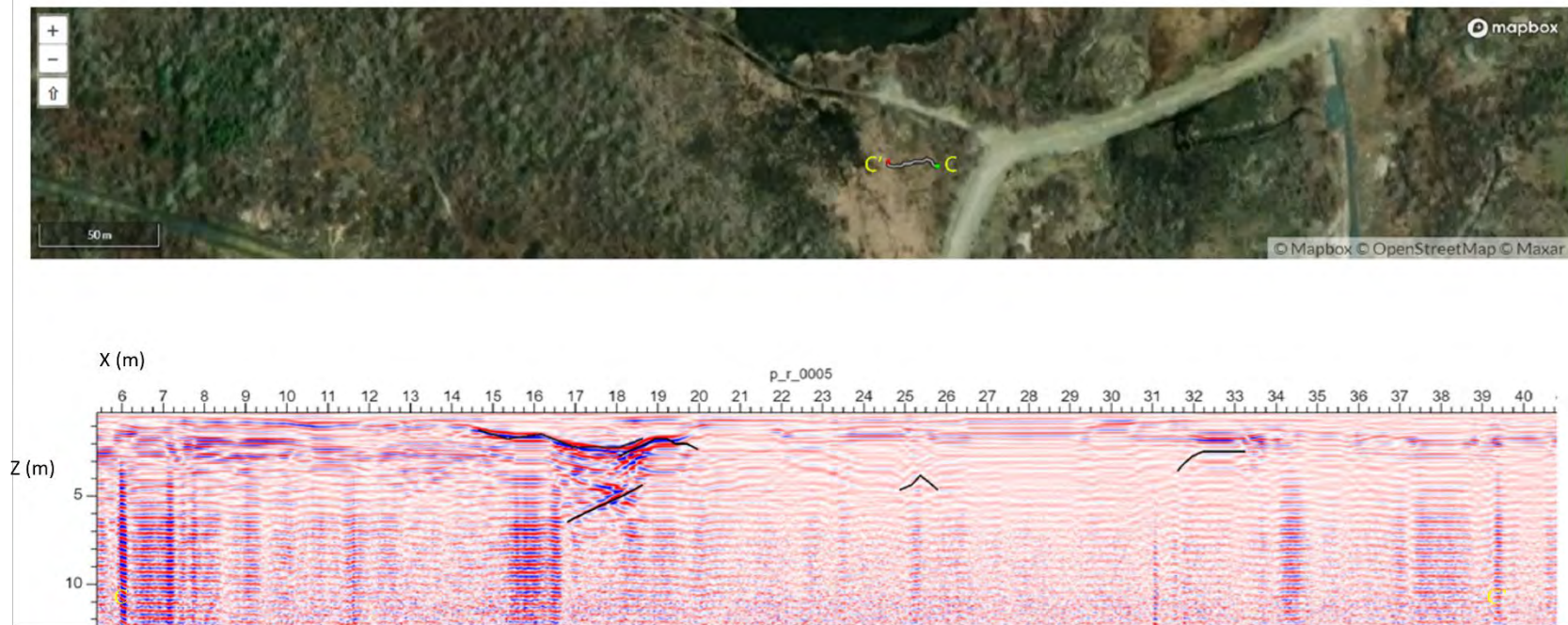


Figure 5.28 Profil GPR CC' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

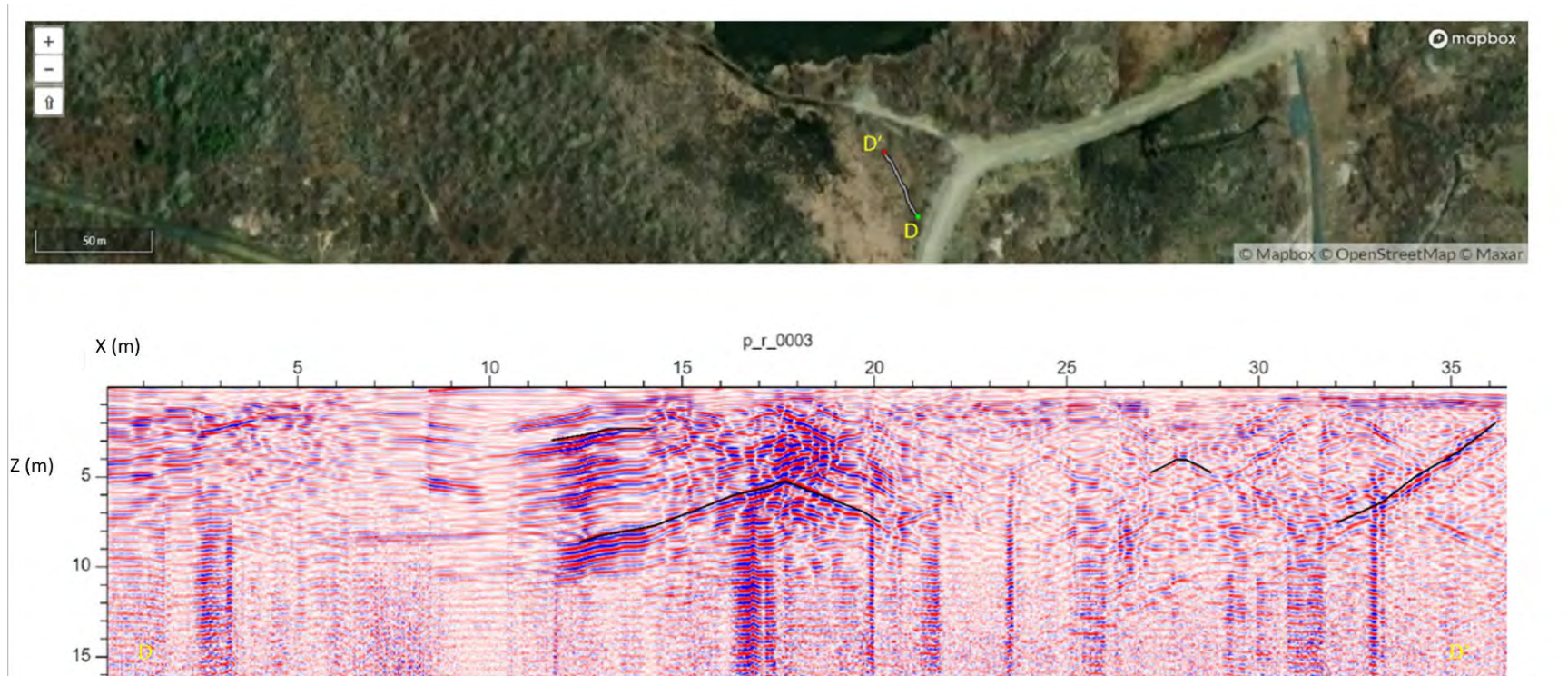


Figure 5.29 Profil DD' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

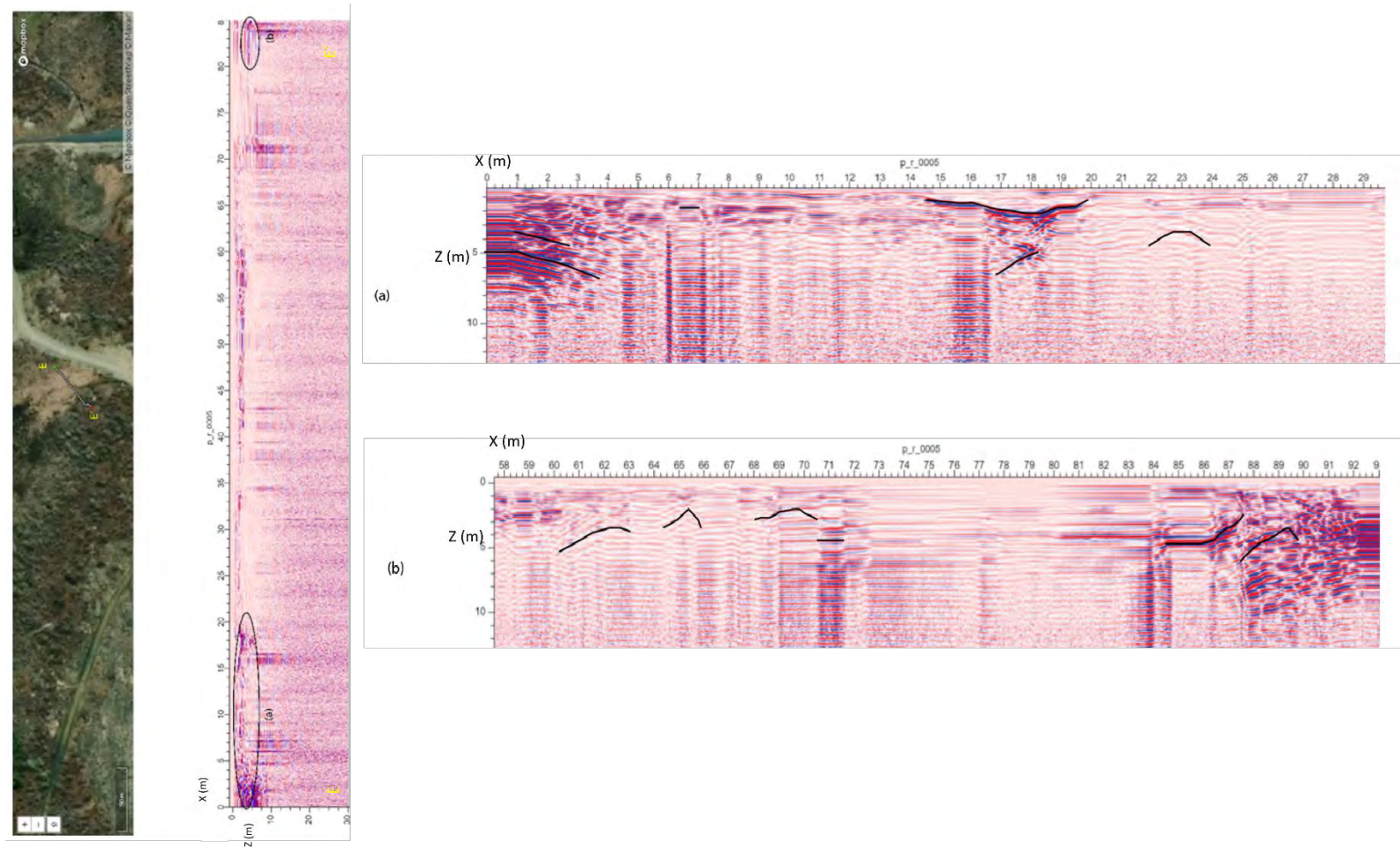


Figure 5.30 Profil GPR EE' de la zone C (milieu humide). L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

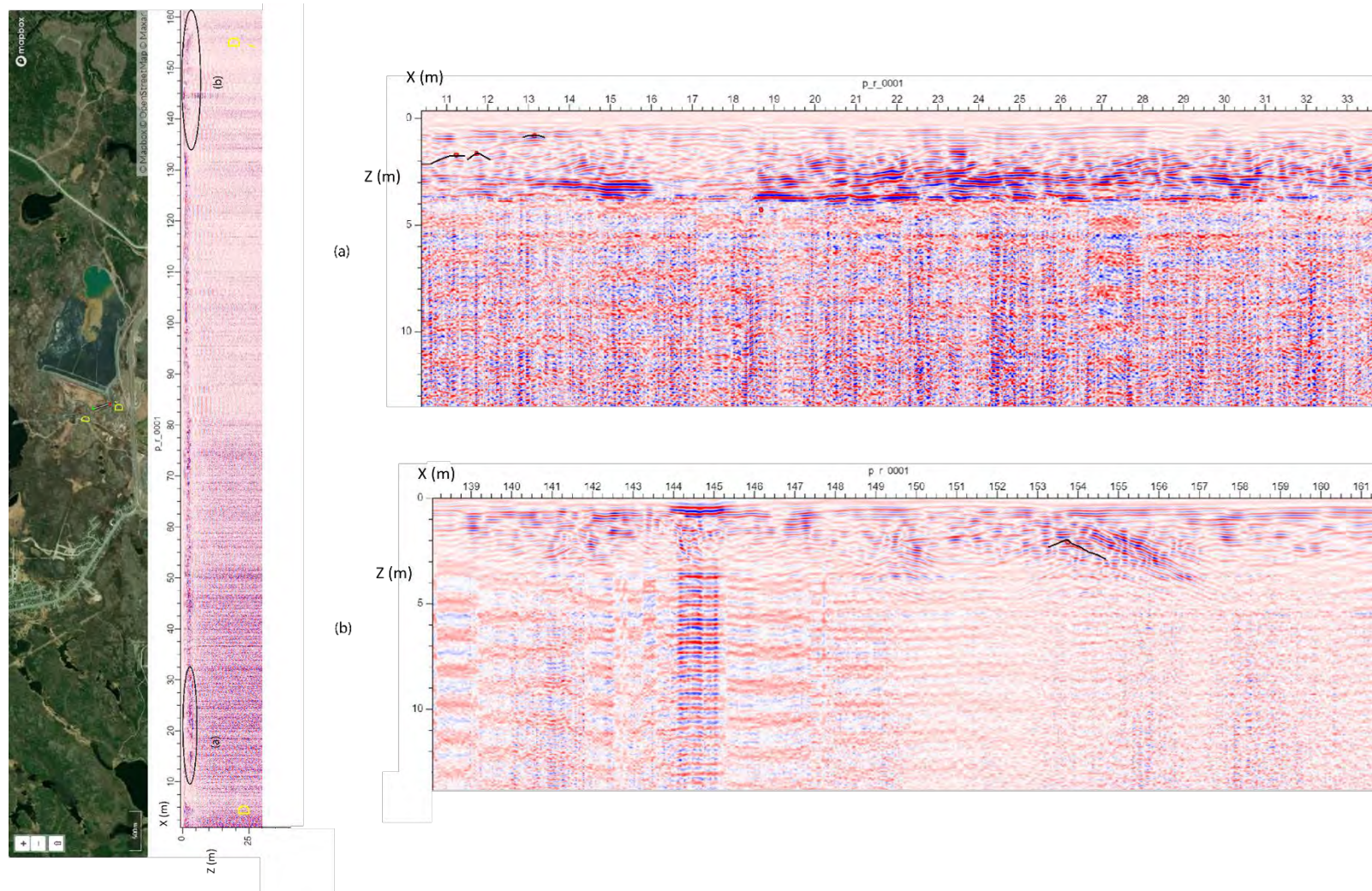


Figure 5.31 Profil GPR DD' de la digue D. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

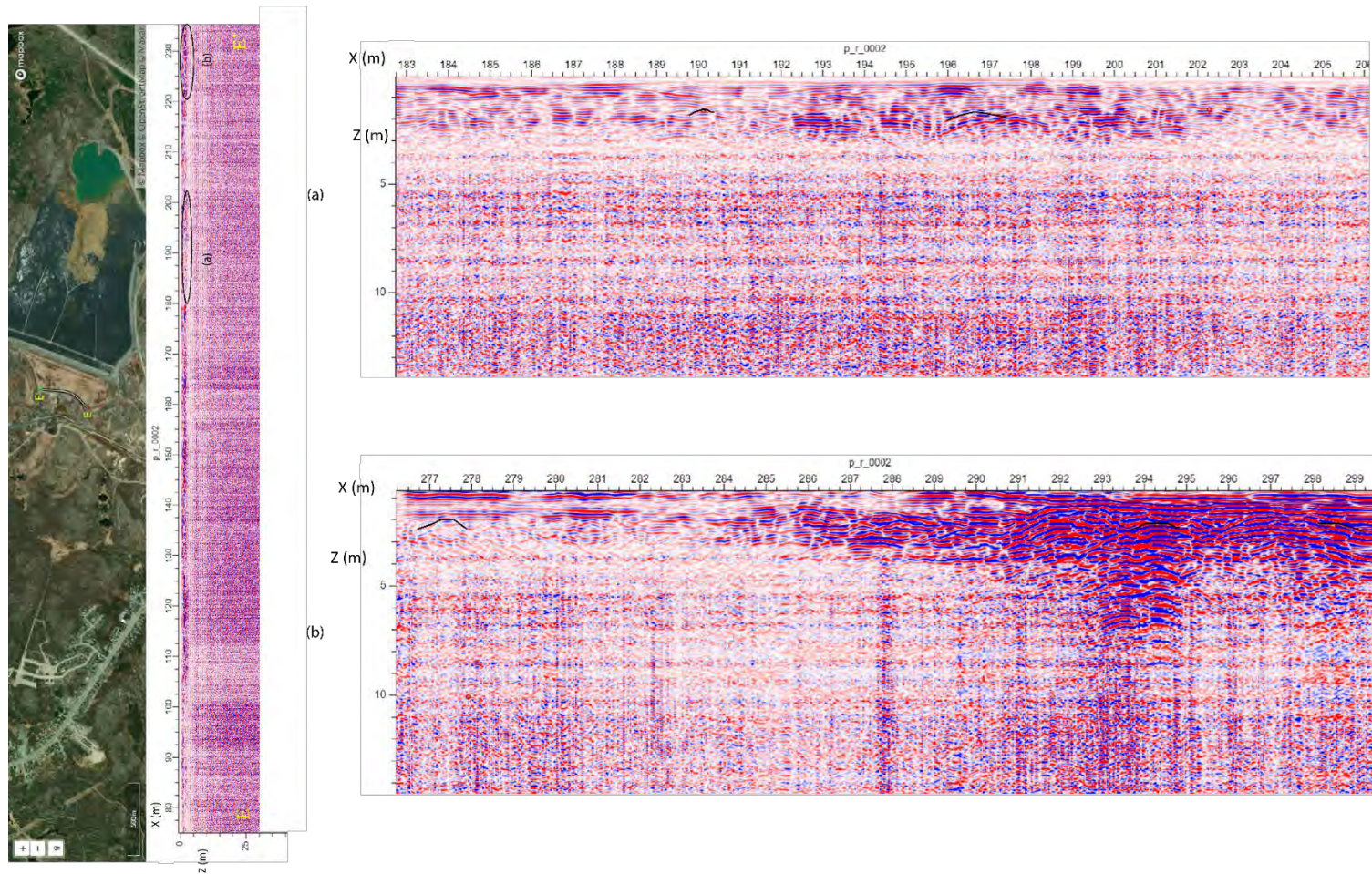


Figure 5.32 Profil GPR EE' de la digue E. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

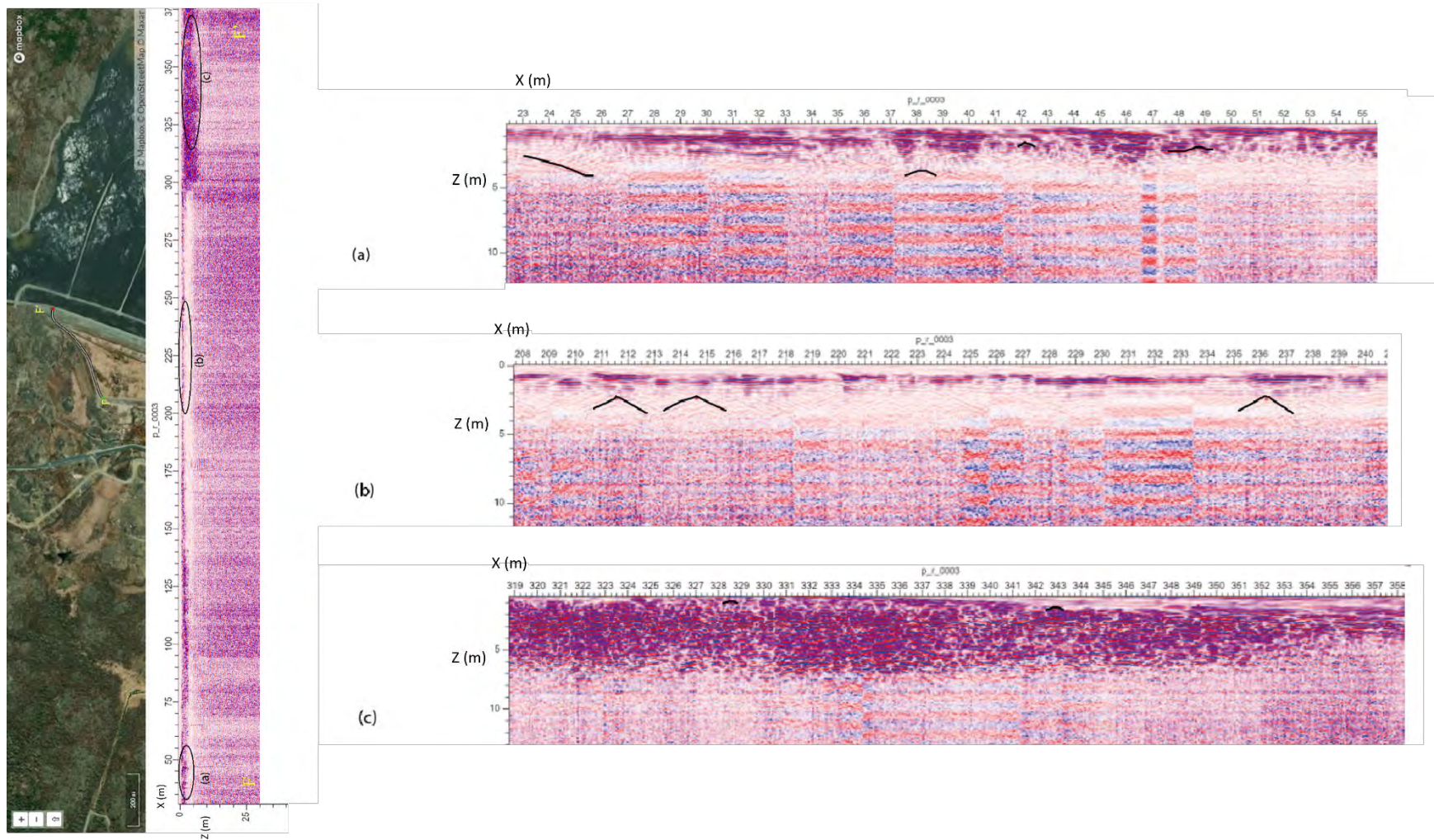


Figure 5.33 Profil GPR FF' de la digue F. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

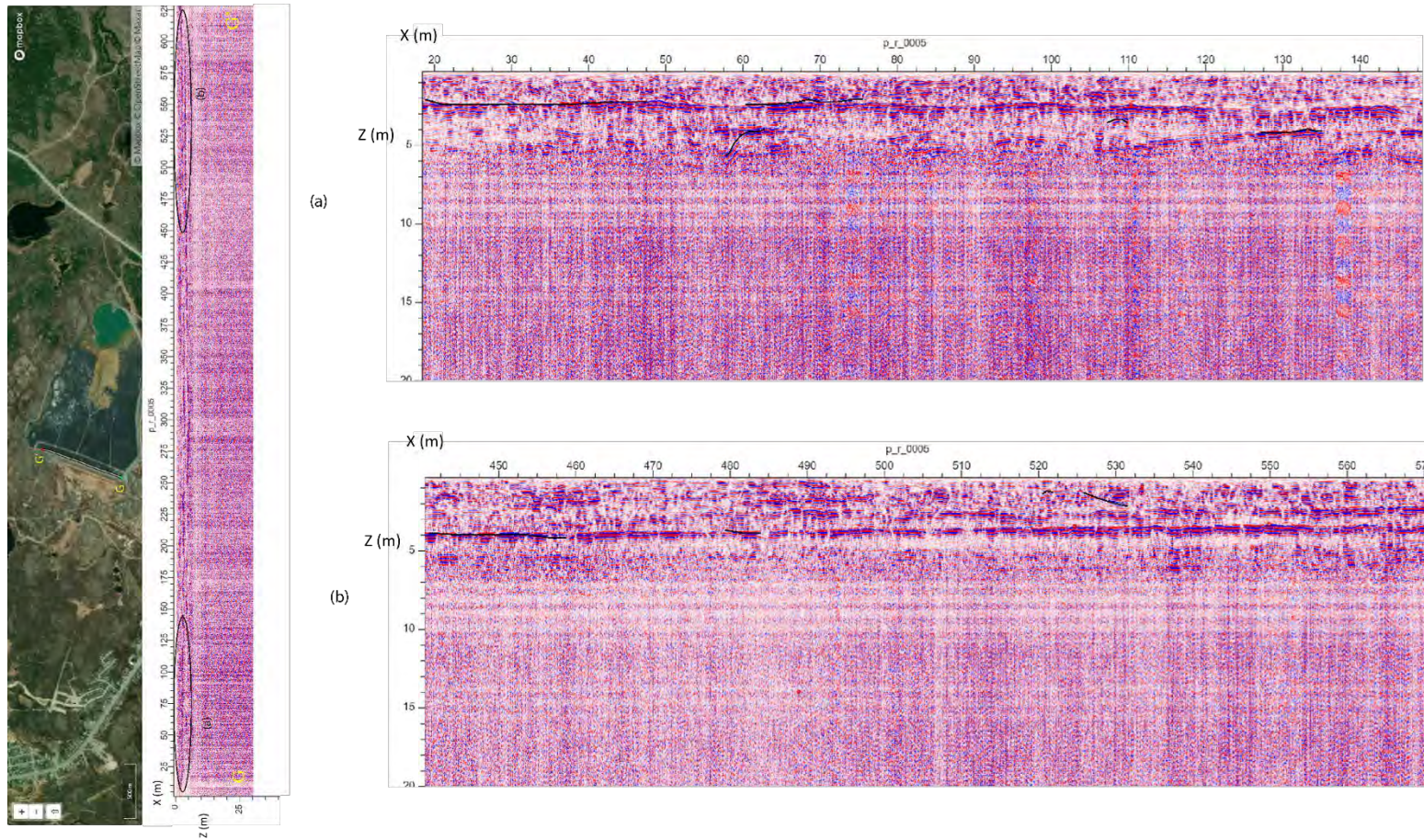


Figure 5.34 Profil GPR GG' de la digue G. L'axe x présente la position le long du profil en (m) et l'axe y présente la profondeur estimée à partir du temps d'aller-retour de l'onde, en assumant une vitesse de propagation de 0,1 m/ns.

5.5. Modélisation hydrogéologique et transport de masse

Les résultats associés aux six scénarios testés (Tableau 4.3) permettent d'évaluer l'influence des fractures sur l'écoulement de l'eau et le transport de masse. Dans le scénario 1 (figure 5.38), qui est caractérisé par une densité de fractures plus faible, un flux d'eau atteignant $4,15 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ est évalué aux limites aval du modèle. En comparaison, pour le scénario 2 (figure 5.39), qui vise à représenter une densité de fracture plus élevée, le flux d'eau atteignant les limites aval du modèle est estimé à $1,11 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. Dans le cas du scénario 3 (figure 5.40), qui vise à représenter l'écoulement dans le roc représenté par un milieu poreux équivalent avec une conductivité hydraulique de 10^{-7} m/s (valeur utilisée dans le modèle calibré par El Mrabet (2021)), un flux de $2,89 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$ est observé aux limites aval du modèle. Ces résultats révèlent que l'hypothèse du milieu poreux équivalent (telle que retenue par El Mrabet, 2021) tend à sous-estimer les flux d'eau par rapport aux modèles avec fractures discrètes.

Les scénarios 4-5-6 (figures 5.41 à 5.43 et Tableau 4.3) sont similaires aux scénarios 1-2-3 mais ils sont construits sur des coupes de $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$, alors que les scénarios 1-2-3 représentent des coupes de $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$. Le flux d'eau atteignant l'exutoire du modèle associé au scénario 4 est de $5,42 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$. Pour le scénario 5, un flux d'eau de $1,11 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ est mesuré aux limites aval du modèle. Enfin, pour le scénario 6 (figure 5.43) qui représente un milieu poreux équivalent, un flux d'eau de $3,03 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}$. Les flèches dans les résultats indiquent la direction et la vitesse des flux d'eau à l'intérieur de ces trois scénarios différents, permettant une visualisation de la dynamique des écoulements dans le roc sain et les fractures.

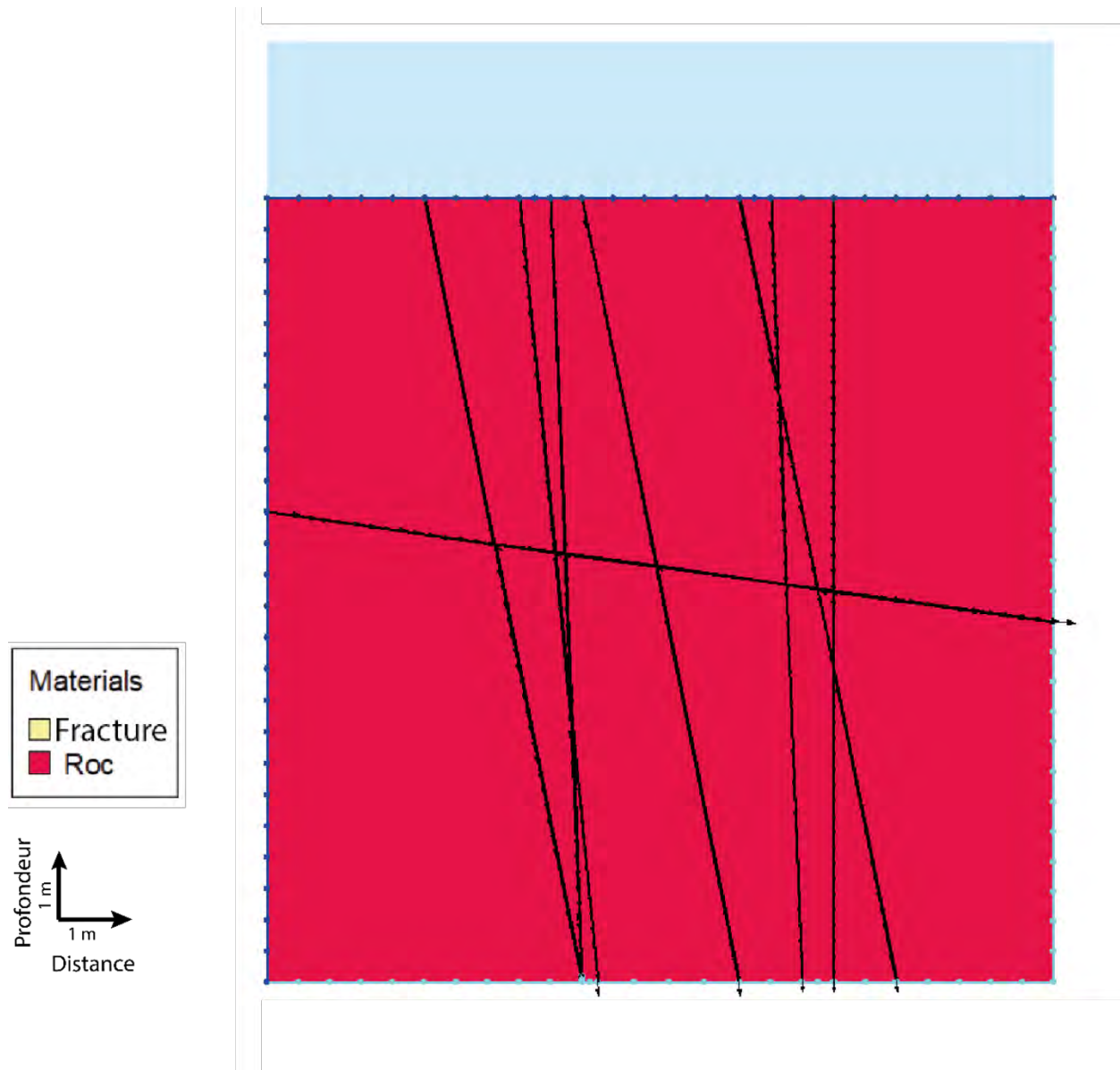


Figure 5.35 Simulation d'écoulement pour le scénario 1 sur *SEEP/W*

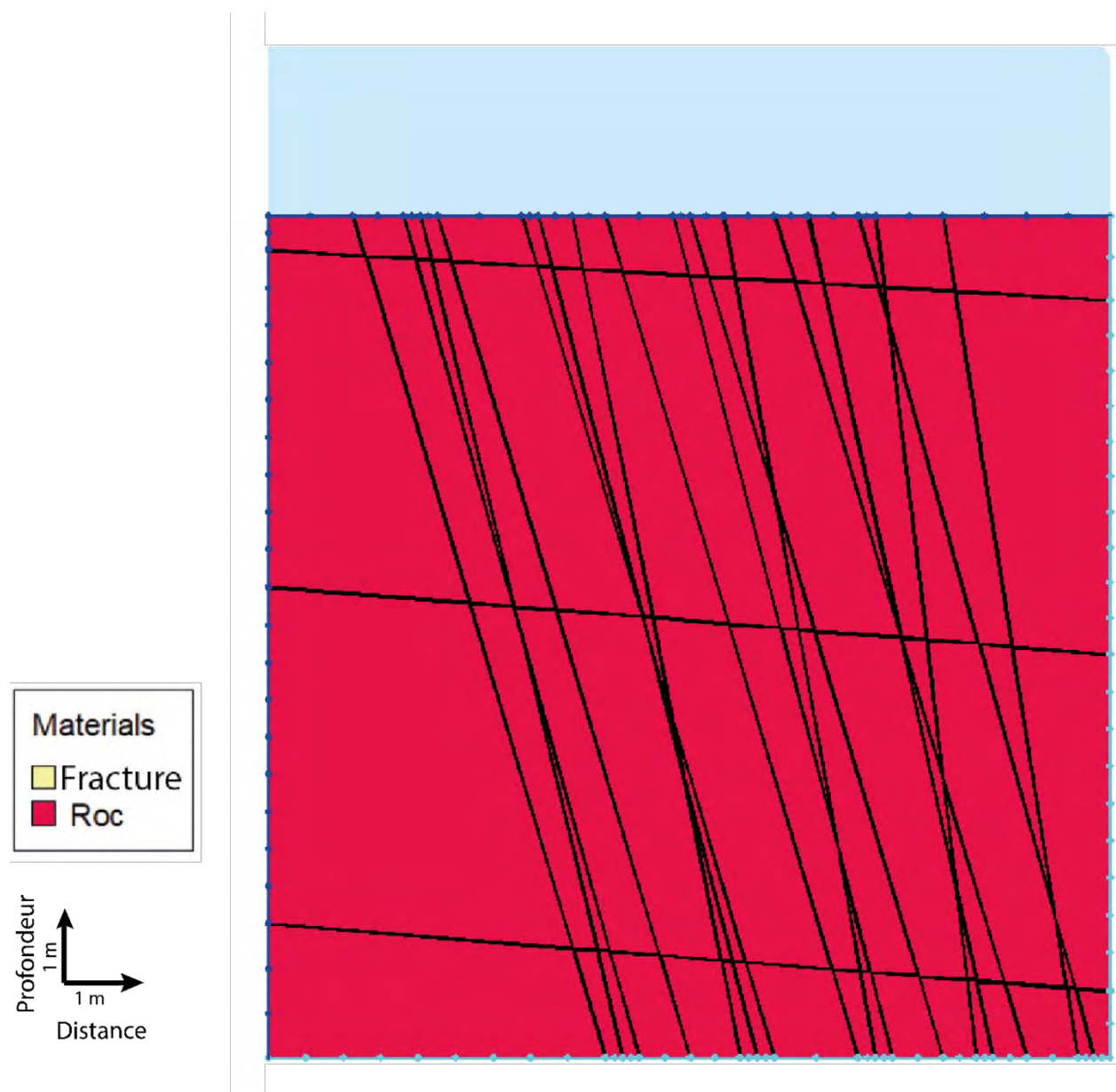


Figure 5.36 Simulation d'écoulement pour le scénario 2 sur *SEEP/W*

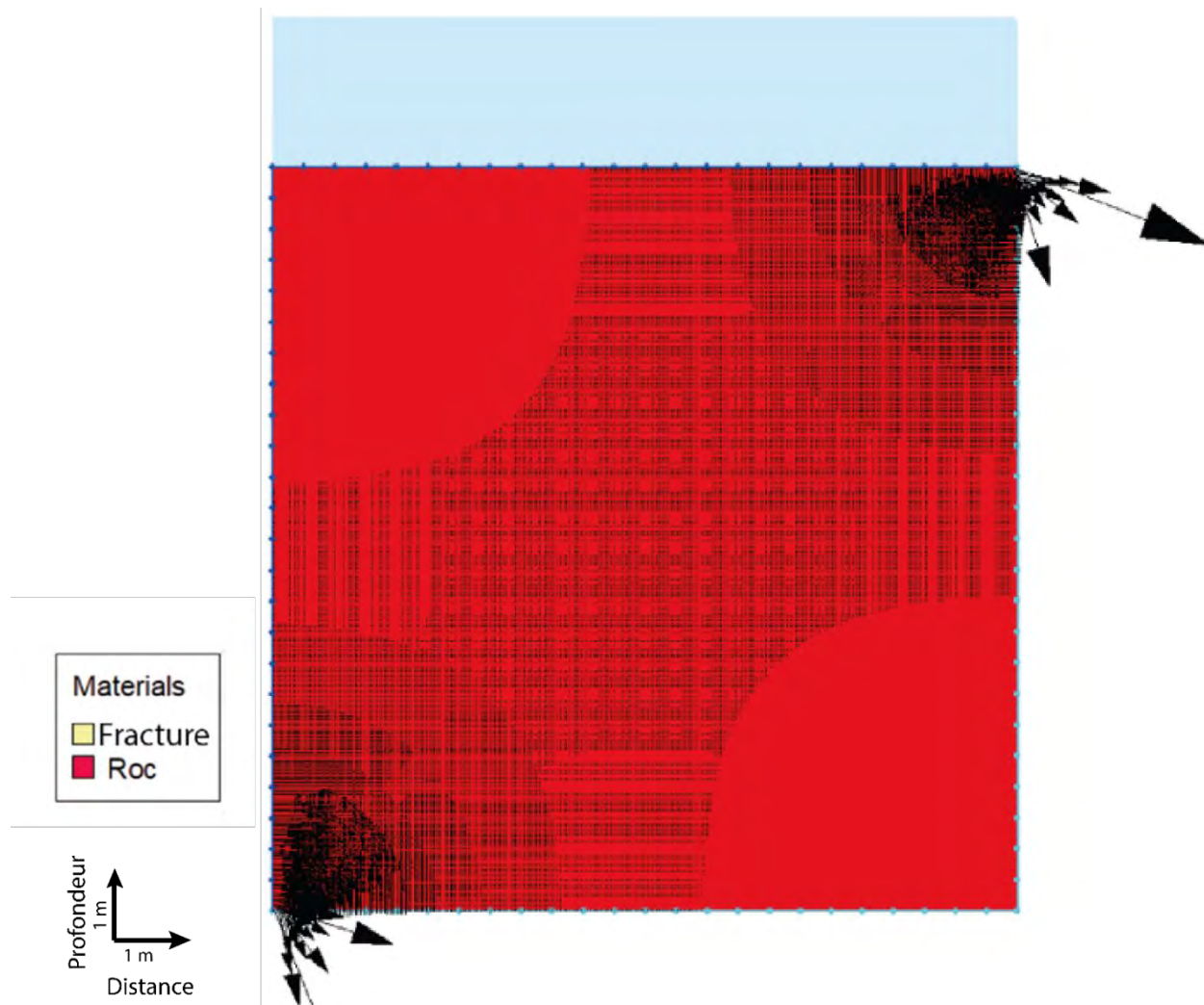


Figure 5.37 Simulation d'écoulement pour le scénario 3 sur *SEEP/W*

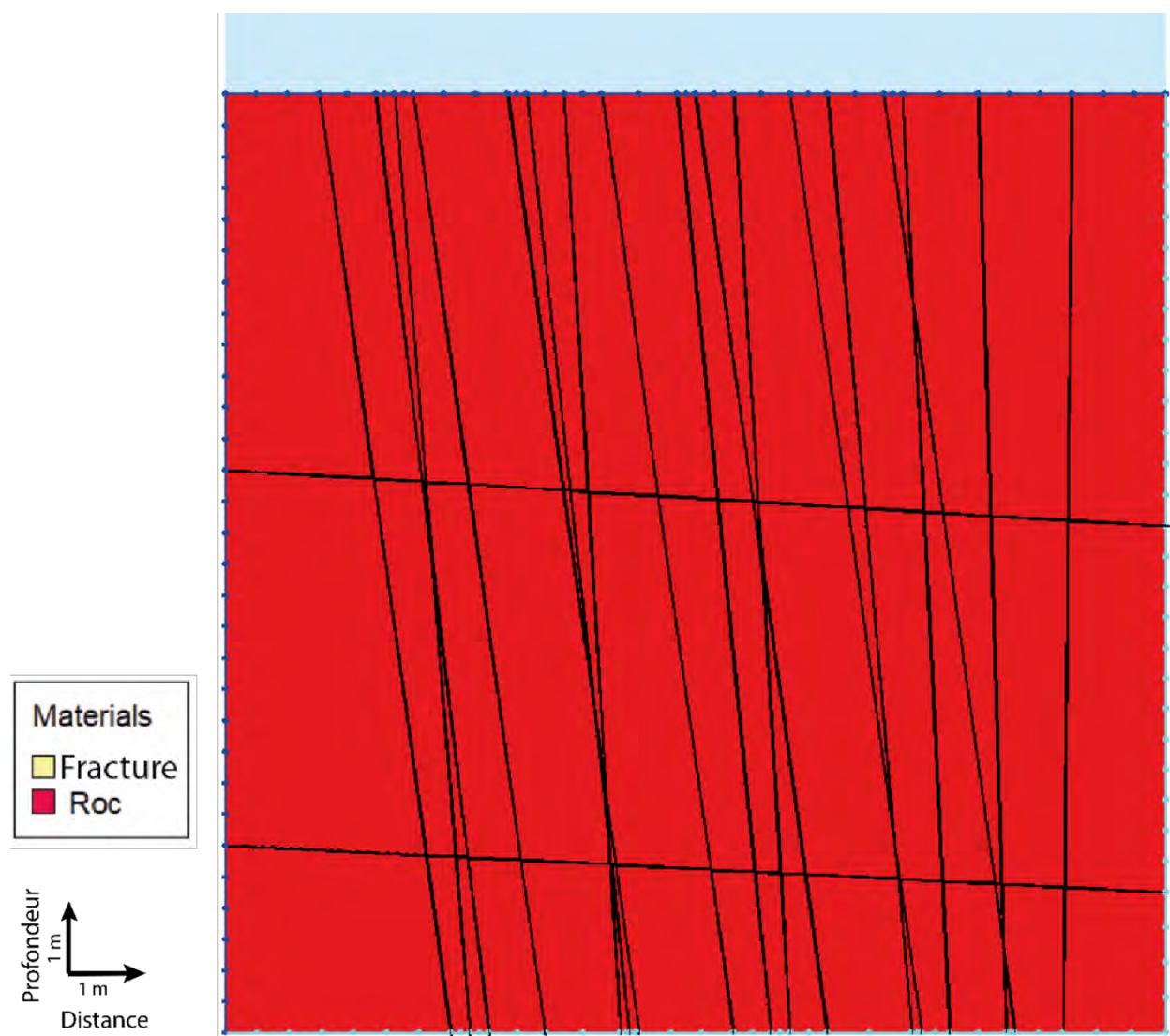


Figure 5.38 Simulation d'écoulement pour le scénario 4 sur *SEEP/W*

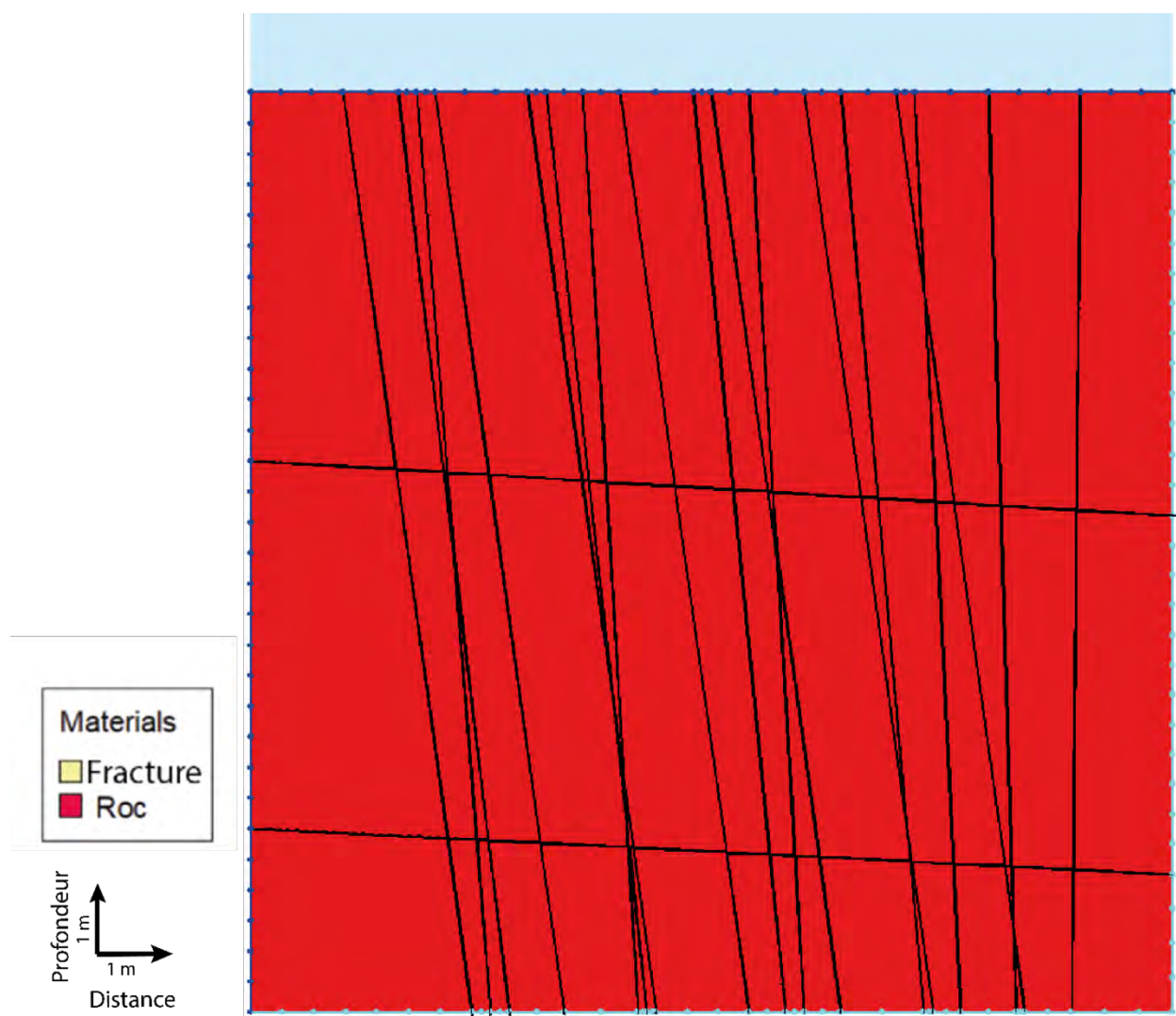


Figure 5.39 Simulation d'écoulement pour le scénario 5 sur *SEEP/W*

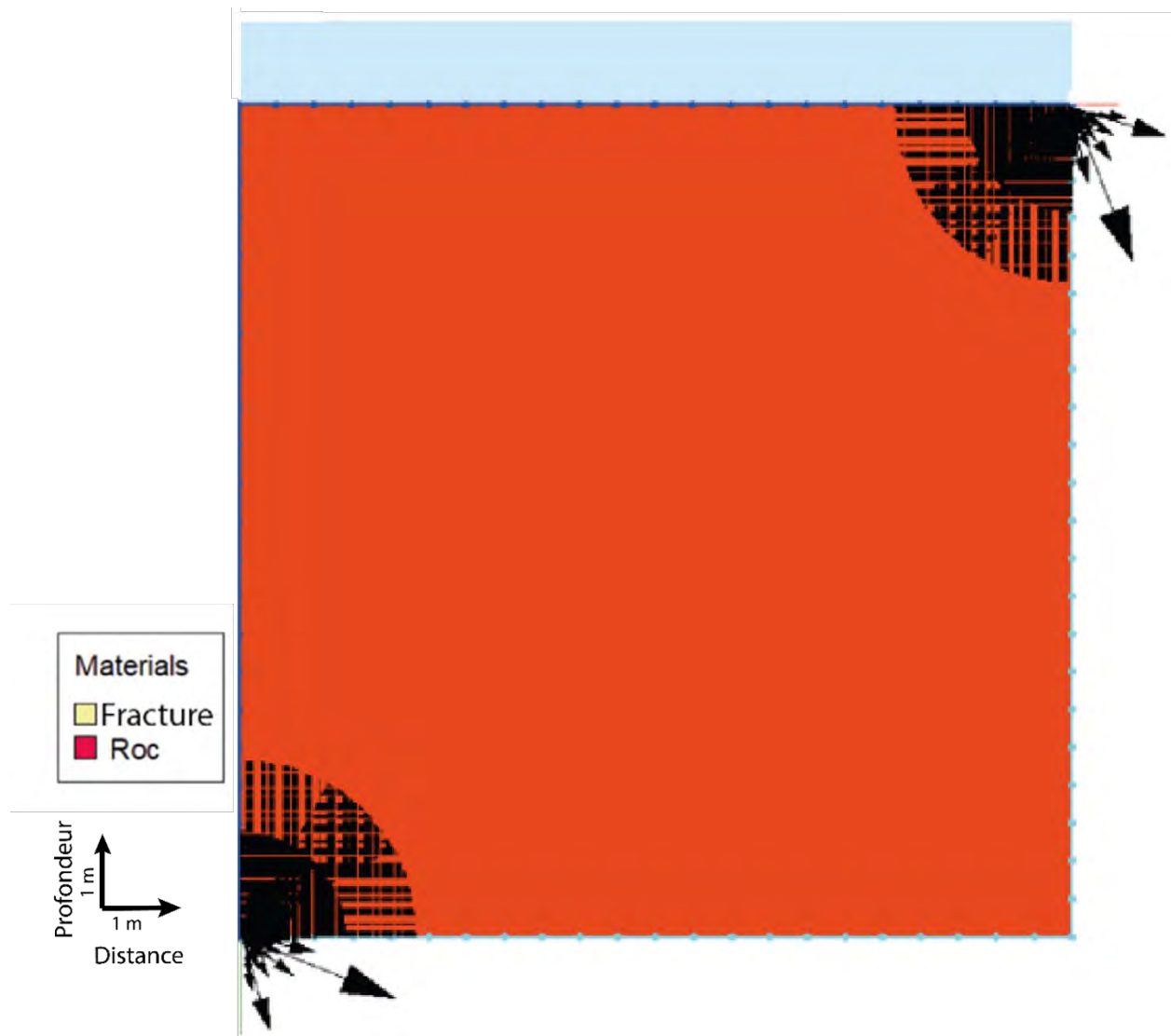


Figure 5.40 Simulation d'écoulement pour le scénario 6 sur *SEEP/W*

Le scénario 1 (figure 5.44) montre que le soluté atteint la majorité des fractures pendant 365 jours. Pour ce même scénario, le flux de masse dissoute à l'exutoire du modèle à $t = 365$ jours est de $3,55 \times 10^{-5}$ kg/s. Dans le scénario 2 (figure 5.45), la migration du contaminant se produit à travers toutes les intersections des fractures verticales et horizontales, avec un flux de masse dissoute de $9,25 \times 10^{-3}$ kg/s. Cette configuration entraîne une dispersion plus étendue du contaminant dans le milieu fracturé. Le scénario 3 qui représente un milieu poreux équivalent (figure 5.46), où la migration du

contaminant se produit principalement dans la partie superficielle et dans la partie droite du modèle. Dans cette zone, le flux maximal du contaminant atteint une valeur égale à $9,62 \times 10^{-9}$ kg/s.

Pour le scénario 4, le panache de contaminant se propage principalement de manière verticale le long des fractures verticales, atteignant un flux de masse dissoute de $4,27 \times 10^{-5}$ kg/s. Par la suite, la migration du soluté se poursuit horizontalement aux points d'intersection des fractures verticales et horizontales (figure 5.47). Cette configuration géologique particulière affecte le cheminement du contaminant dans le milieu. Dans le scénario 5, le panache de soluté continue de migrer à travers les fractures verticales et horizontales, en raison de leur intersection. Il se dirige vers l'aval du modèle, se déplaçant vers le lac Dufault. Dans cette zone, le flux de contaminant atteint un maximum de $7,86 \times 10^{-5}$ kg/s (figure 5.48). Cette observation met en évidence l'influence de l'intersection entre les fractures sur le transport du soluté.

Enfin, dans le scénario 6 (figure 5.49), la migration du contaminant se concentre principalement dans la partie superficielle du modèle, où le flux de contaminant atteint un maximum de $7,56 \times 10^{-9}$ kg/s. Cette configuration géométrie spécifique favorise un transport plus rapide du soluté dans ces régions du modèle. Le tableau 5.4 présente un résumé des résultats issues de SEEP/W et CTRAN/W des différents scénarios.

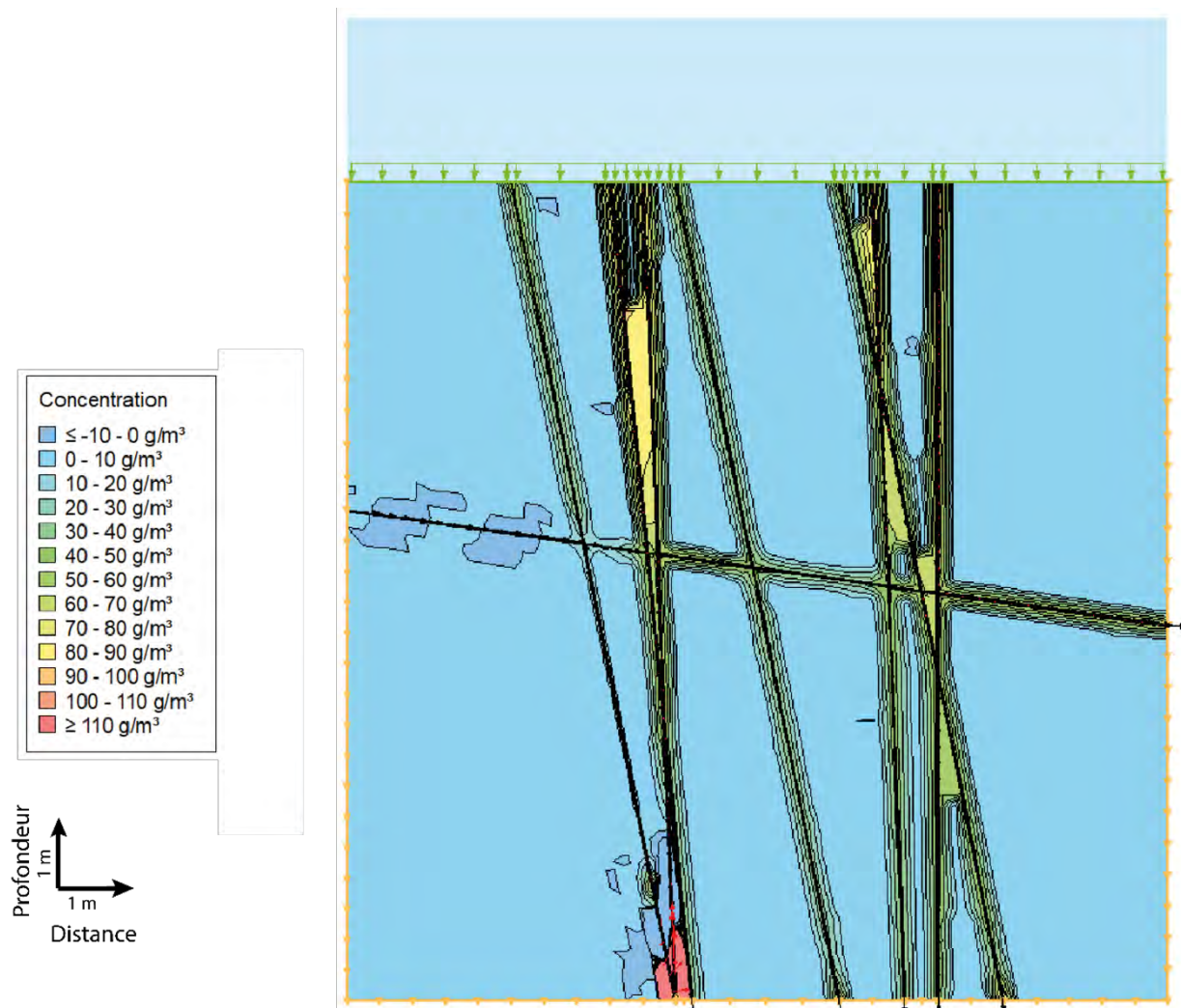


Figure 5.41 Simulation du scénario 1 sur *CTRAN/W*

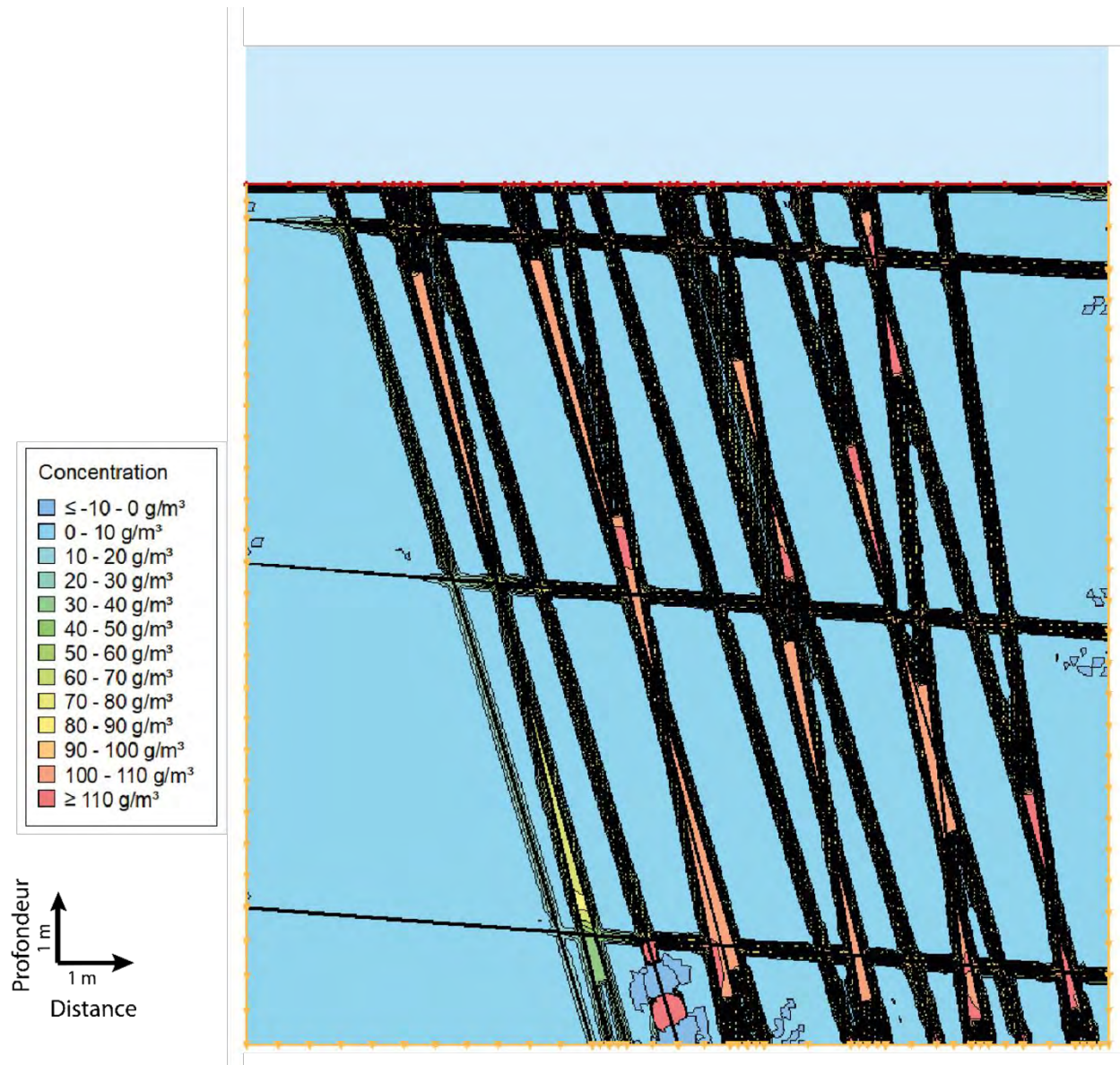


Figure 5.42 Simulation du scénario 2 sur *CTRAN/W*

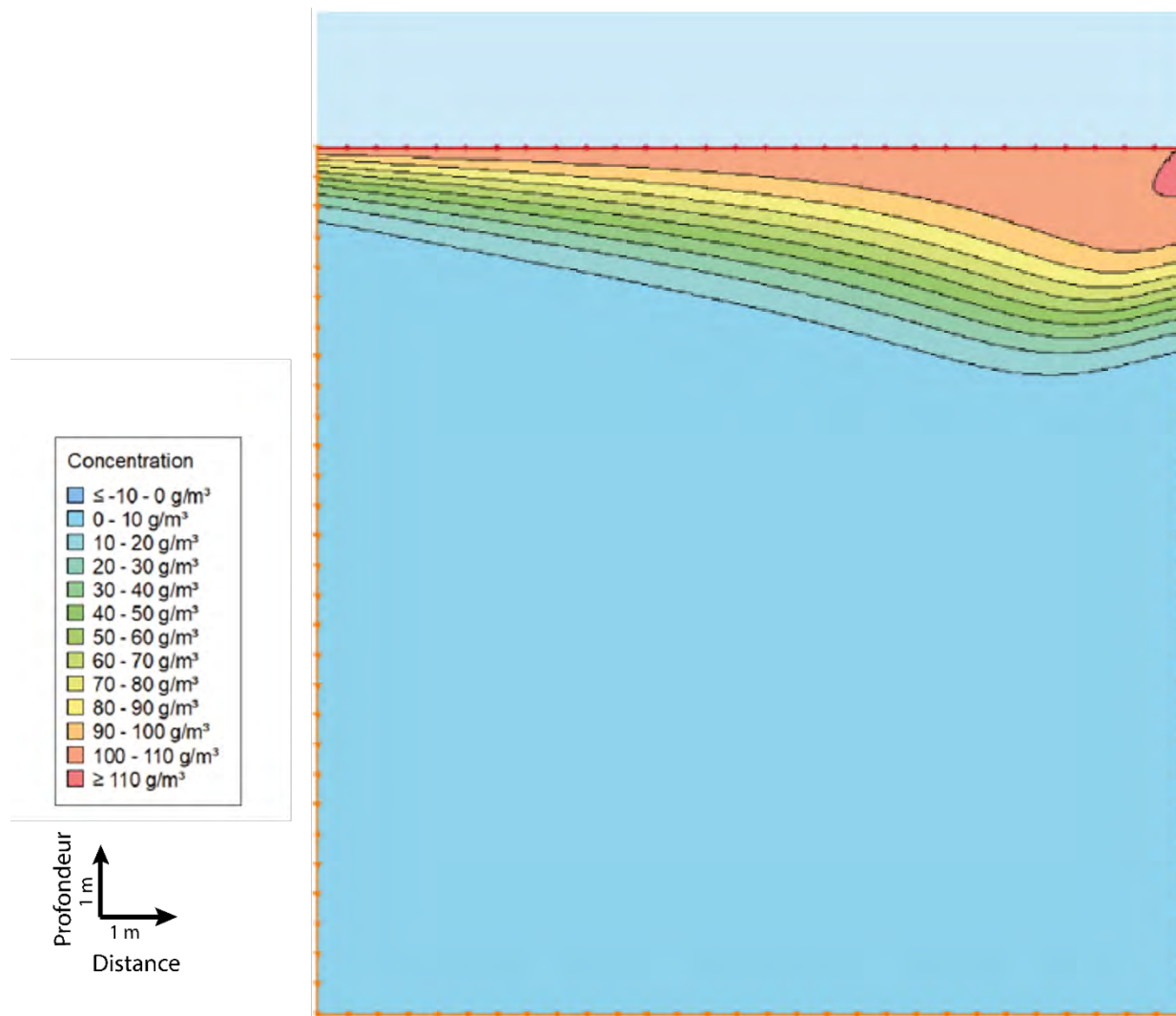


Figure 5.43 Simulation du scénario 3 sur *CTRAN/W*

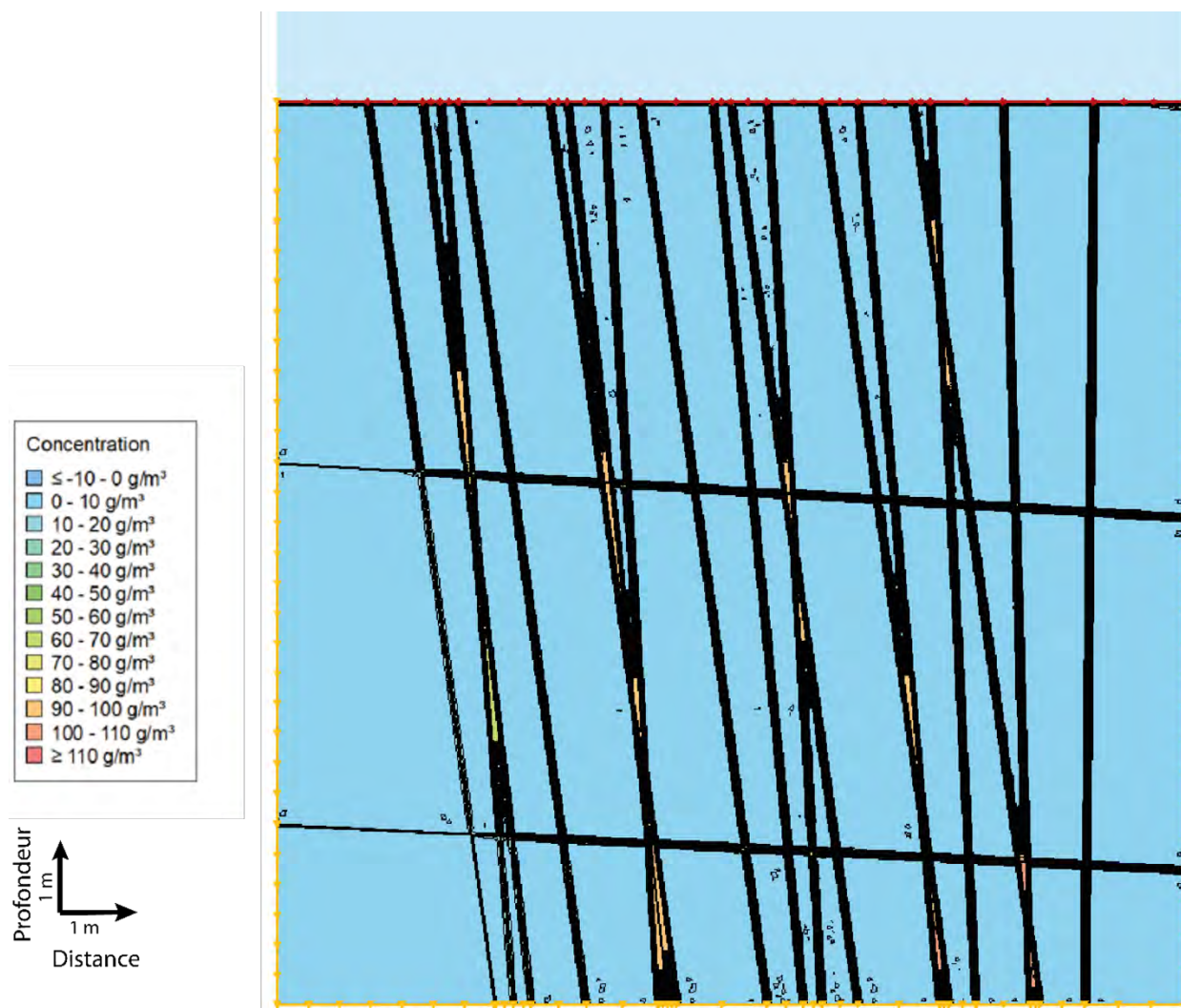


Figure 5.44 Simulation du scénario 4 sur *CTRAN/W*

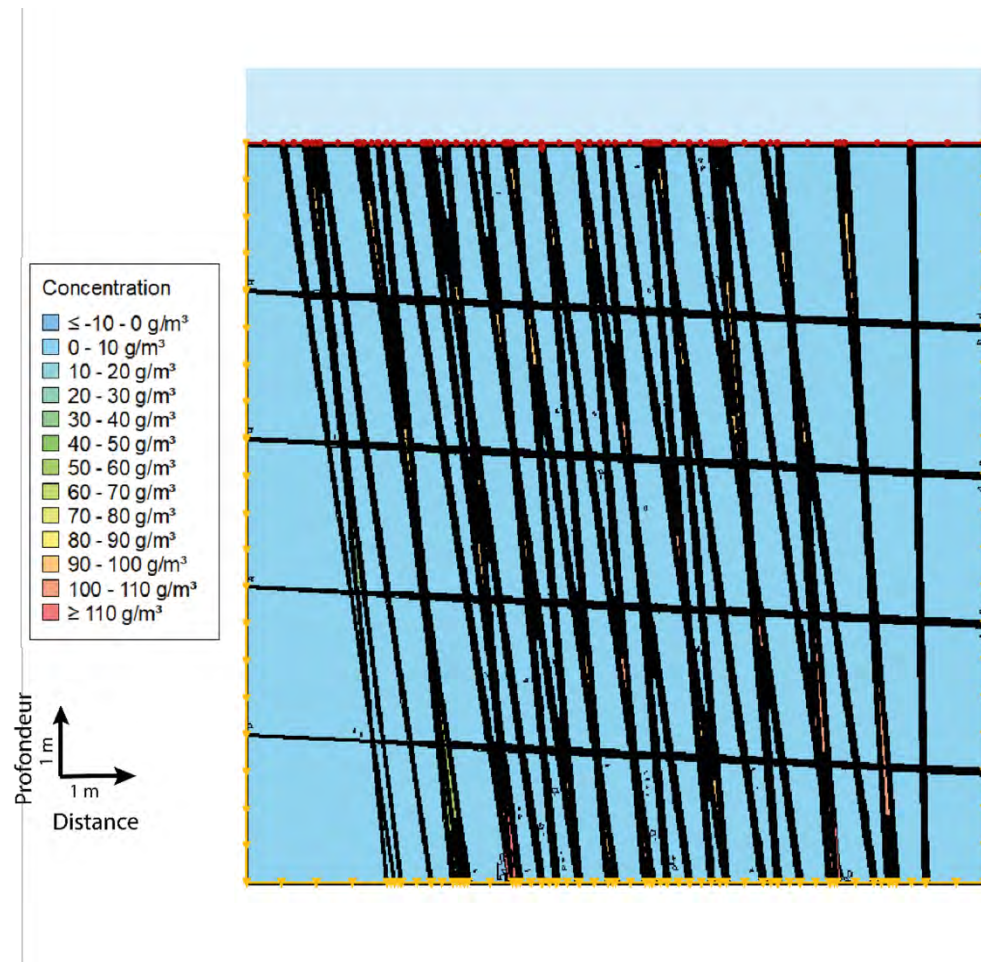


Figure 5.45 Simulation du scénario 5 sur *CTRAN/W*

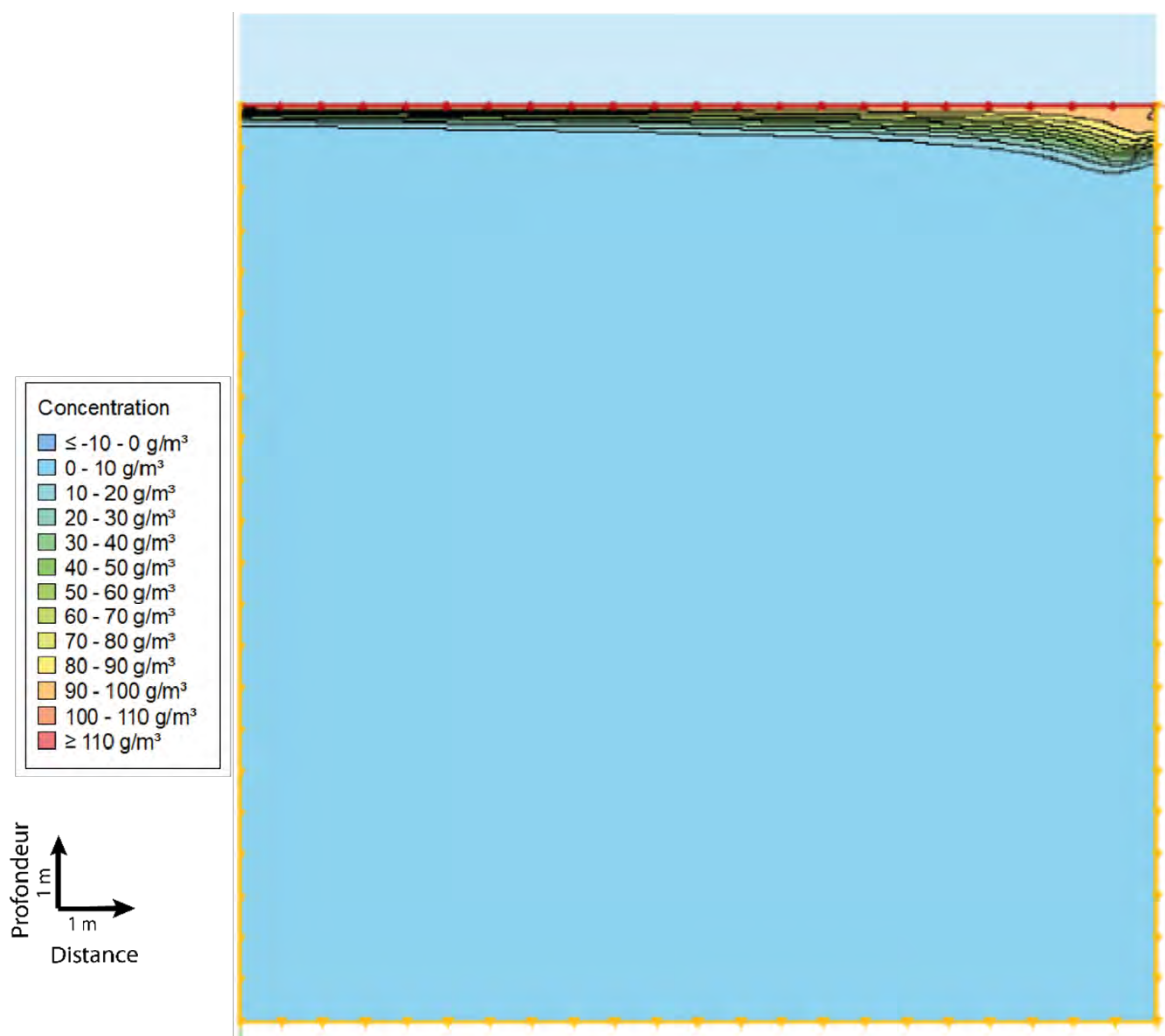


Figure 5.46 Simulation du scénario 6 sur *CTRAN/W*

Tableau 5.4 Récapitulatif des résultats sur *SEEP/W* et *CTRAN/W* des différents scénarios

Modèle conceptuel	Flux d'eau (m ³ /s)	Flux de contaminant (kg/s)
Scénario 1	$4,15 \times 10^{-4}$	$3,55 \times 10^{-5}$
Scénario 2	$1,11 \times 10^{-3}$	$9,25 \times 10^{-5}$
Scénario 3	$2,89 \times 10^{-7}$	$9,62 \times 10^{-9}$
Scénario 4	$5,42 \times 10^{-4}$	$4,27 \times 10^{-5}$
Scénario 5	$1,11 \times 10^{-3}$	$7,86 \times 10^{-5}$
Scénario 6	$3,03 \times 10^{-7}$	$7,56 \times 10^{-9}$

CHAPITRE 6 DISCUSSION

6.1 Cartographie d’affleurements par mesures structurales

La tranche plus active des aquifères de roc fracturé de l’Abitibi-Témiscamingue est vraisemblablement limitée aux premiers 75 m sous la surface du socle rocheux, notamment en raison de la présence de discontinuités structurales subhorizontales (Rouleau et al., 1999; MRN, 2002). Plusieurs failles de la région d’étude sont considérées comme étant des failles fragiles-ductiles à fragiles, ce qui signifie qu’elles ont subi à la fois des déformations ductiles, caractérisées par une déformation plastique de la roche, et des déformations fragiles, caractérisées par des ruptures brusques. En ce qui concerne à l’écoulement de l’eau souterraine, les déformations fragiles sont considérées comme les structures les plus susceptibles de contribuer à l’écoulement.

Dans le contexte du site Quémont-2, les mesures de pendages et de directions des fractures ainsi que l’analyse des rosaces directionnelles fournissent des informations importantes à la compréhension des écoulements dans le socle rocheux. Les mesures réalisées ont mis en évidence de nombreuses discontinuités structurales montrant des ouvertures visibles à l’œil nu dont les principales orientations sont E-O, NE-SO et NO-SE (voir figures 5.2 et 5.6, section 5.1). Les mesures de terrain ont également montré une prédominance de fractures à pendage élevé (60-70 degrés) (figure 5.1, section 5.1), ce qui serait favorable aux écoulements subverticaux. L’orientation des fractures mesurées suggère qu’une anisotropie dans la conductivité hydraulique du roc favorisant les écoulements selon l’axe E-O est probable. Une telle anisotropie n’exclurait toutefois pas de potentiels écoulements selon l’axe SE-NO (i.e. du parc à résidus vers le lac Dufault) car les observations de terrain ont mis en évidence un réseau de fractures ouvertes (non scellées) dans plusieurs directions et potentiellement interconnectées. La présence de directions secondaires souligne la complexité de la distribution des fractures et met en évidence l’importance d’inclure les variations spatiales dans l’analyse structurale des roches. Ces zones de fractures se caractérisent par une schistosité marquée et l’effet de cette caractéristique sur l’écoulement de l’eau souterraine demeure inconnu pour le contexte du site Quémont-2.

Il convient de noter que la direction principale NE-SO correspond à celle de la faille South Bay (figure 3.2, section 3.2). Les affleurements rocheux OE2600 et OE2601 pourraient donc vraisemblablement se trouver au sein de l'enveloppe de cette grande faille et être spatialement associés à une zone de fracturation accrue (voir figure 2.7, section 2.1.2). Or, les affleurements étudiés se trouvent à proximité du parc Quémont-2, ce qui suggère que l'enveloppe de fracturation associée à la faille de South Bay pourrait couvrir la quasi-totalité du système d'écoulement local se trouvant entre les résidus et le lac. Un tel contexte serait favorable à l'écoulement et au transport de substances dissoutes du parc Quémont-2 vers le lac Dufault. Néanmoins, à ce jour, les propriétés hydrauliques de la faille de South Bay demeurent inconnues et il n'est pas possible d'évaluer si cette dernière est ouverte ou scellée. La réalisation de forages et l'installation de puits d'observation destinés à la réalisation d'essais hydrauliques et de suivis hydrogéologiques et géochimiques dans ce secteur semble donc critique.

6.2. Cartographie d'affleurements par télédétection

L'analyse des intersections entre les fractures dans le socle rocheux revêt une importance fondamentale pour la compréhension des écoulements préférentiels de l'eau souterraine et l'identification des chemins préférentiels. Les images collectées par drone ont permis d'identifier deux principales directions de structures, lesquelles correspondent aux axes NO-SE et NE-SO. Les données ont révélé que les structures détectables étaient principalement concentrées dans la partie centrale de l'affleurement rocheux. Cela pourrait s'expliquer par les meilleures conditions d'acquisition d'image vers le centre de la zone couverte.

La représentation de ces linéaments dans un graphique 3D permet de mieux comprendre leur géométrie et leur disposition dans l'espace (voir figure 5.12, section 5.2). La conversion des linéaments en plans 3D permet de représenter les fractures sous forme de surfaces planes, fournissant ainsi une meilleure compréhension des intersections entre les plans de fractures (voir figure 5.13, section 5.2). De telles intersections peuvent former des réseaux de conduits qui favorisent la circulation des eaux et la migration des contaminants. La représentation 3D des fractures permet notamment la définition de modèles numériques visant à représenter les écoulements (Section 5.5).

6.3 Profils de résistivité électrique

Les données de résistivité électriques ont permis de créer des coupes géologiques visant à illustrer le contexte géologique du site d'étude (Figures 5.15 – 5.17). Néanmoins, les profils de résistivité électrique n'ont pas permis de mettre en évidence la présence de fractures de faible envergure, comme celles détectées lors de la cartographie d'affleurement (sections 5.1, 5.2, 6.1, 6.2). Ces derniers permettent toutefois de comprendre la morphologie de surface du socle rocheux dans les secteurs où des dépôts meubles sont présents en surface. Le profil de résistivité électrique (P1-P1') permet de confirmer la présence de discontinuités structurales à environ 6 m et 10 m en affectant le socle rocheux (voir figure 5.16, section 5.3). En effet, les travaux de El Mrabet (2021) avaient permis de mettre en évidence des contrastes marqués de résistivité électrique dans le roc au niveau de la faille de South Bay. De tels contrastes n'ont pas été observés dans les profils réalisés ici. Les coupes géologiques réalisées (figures 6.2 – 6.3) à partir des profils de résistivité ont révélé de manière convaincante la présence des transitions graduelles du roc sain au roc fracturé, cependant la figure (6.1) indique la présence des discontinuités structurales qui affectent le socle rocheux. Ces coupes, obtenues à partir de la technique ERT, permettent de visualiser et de cartographier les variations de résistivité électriques dans le sous-sol.

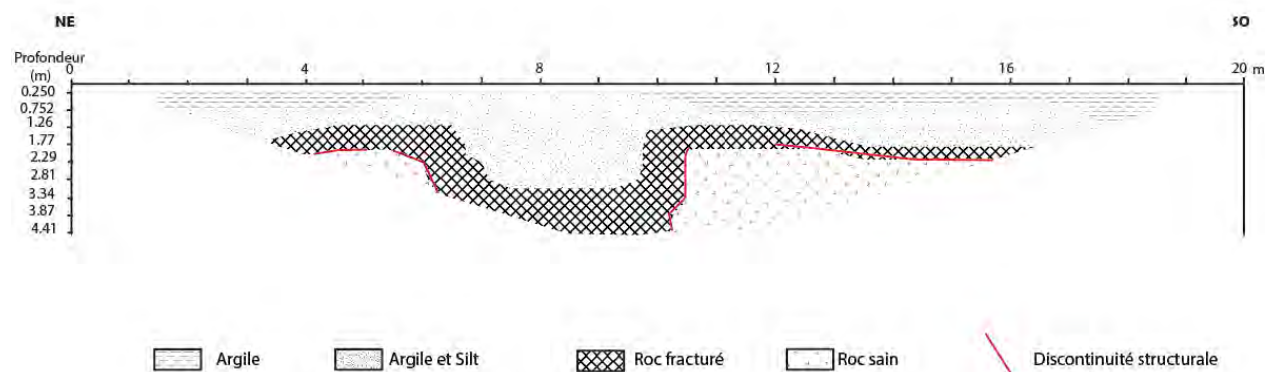


Figure 6.1 Coupe géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P1-P1'

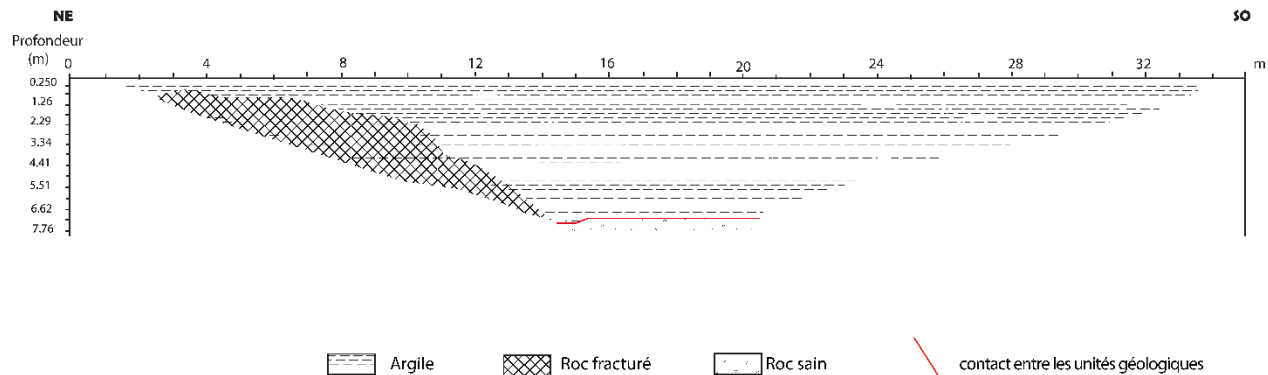


Figure 6.2 Coupe transversal géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P2-P2'

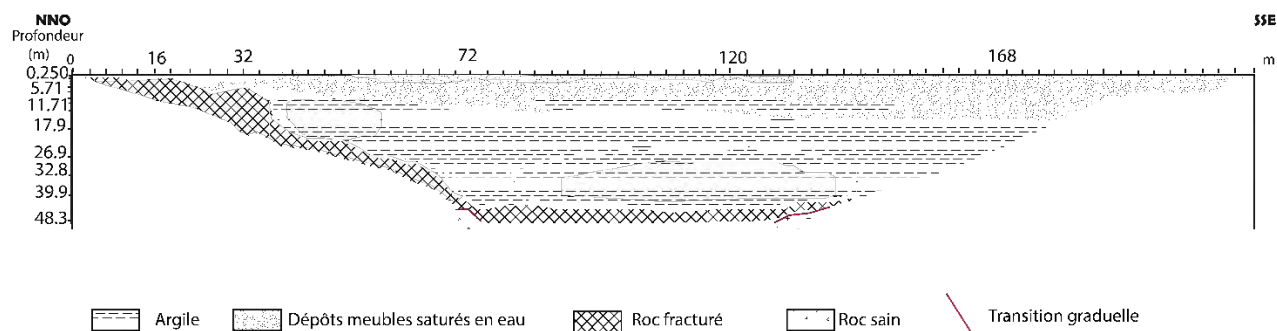


Figure 6.3 Coupe transversal géologique dérivée du modèle de résistivité pour le profil P3-P3'

6.4 Profils GPR

Les profils GPR suggèrent la présence de réflexions inclinées jusqu'à des profondeurs de 5 à 10 m. Des réflexions linéaires horizontales sont aussi détectées dans les zones A, B, C et les digues (E, F, et G) correspondant à des fractures subhorizontales et ce, pour les deux fréquences utilisées. De surcroît, l'identification d'hyperboles dans les données suggère la présence des discontinuités verticales. Néanmoins, les profils GPR ne permettent pas d'identifier les structures mineures comme ce fut possible avec les approches de cartographie d'affleurement. Cela suggère que la sensibilité de la méthode radar serait plus appropriée pour la détection des structures de dimensions plus importantes, alors que les discontinuités millimétriques observables sur les affleurements ne généreraient pas de réflexions marquées. Cette différence de résolution entre la cartographie d'affleurement et l'approche GPR pourrait néanmoins constituer un avantage pour évaluer la densité des fractures de différentes envergures. En effet, les observations réalisées lors de la cartographie d'affleurement se font sur des surfaces de roc altéré, ce qui complique l'évaluation de l'ouverture des fractures. Par exemple, une fracture présentant une largeur centimétrique en surface pourrait en fait présenter une ouverture millimétrique plus en profondeur dans le roc. Ainsi, le GPR pourrait représenter un outil complémentaire à la cartographie d'affleurement et utile à l'évaluation de l'ouverture des fractures en sous-surface.

6.5 Interprétation des modèles conceptuels sur *SEEP/W* et *CTAN/W*

S'appuyant sur les mesures de terrain, les modèles conceptuels et numériques permettent une représentation des écoulements au sein des réseaux de fractures. Les modèles proposés ici consistent en des coupes 2D sur des dimensions de 50 m × 50 m et 100 m × 100 m. Ces modèles ont été conçus comme des répliques conceptuelles du paysage hydrogéologique réel de la zone d'étude. Chaque scénario a été défini en fonction des densités et pendages des fractures observées sur le terrain. Les résultats obtenus à partir du modèle numérique d'écoulement 2D dans la section 5.4 montrent des variations significatives dans le flux d'eau à travers différentes configurations de fractures. Les scénarios 1 et 4, présentent des flux d'eau à travers ces fractures, malgré leur faible densité. Cela suggère l'existence d'une connectivité suffisante entre les fractures,

permettant ainsi le transport adéquat de l'eau. En revanche, les scénarios 2 et 5, qui représentent des milieux fortement fracturés, montrent une augmentation significative du flux d'eau à l'intérieur des fractures verticales et à leurs intersections avec les fractures horizontales. La densité élevée de fractures crée un réseau complexe de voies d'écoulement, favorisant ainsi un flux d'eau plus important. Ces résultats démontrent l'impact significatif de la densité élevée de fractures sur la capacité d'écoulement. En ce qui concerne les scénarios 3 et 6, l'écoulement se produit principalement à travers le matériau lui-même, ce dernier étant considéré comme un milieu poreux équivalent, sans l'influence des fractures. Les résultats obtenus à partir du modèle de transport CTRAN/W ont apporté des éclaircissements importants sur la migration d'un contaminant à travers des milieux fracturés de différentes densités. Dans les scénarios 1 et 4, le panache de contaminant se propage principalement le long des fractures verticales, puis migre horizontalement. Cette migration est possible grâce à la connectivité suffisante entre les fractures, même avec une densité réduite. En ce qui concerne les scénarios 2 et 5, la migration du contaminant se produit à travers toutes les intersections des fractures verticales et horizontales. Cela entraîne une dispersion plus étendue du contaminant dans le milieu très fracturé, mettant en évidence l'impact majeur de l'intersection entre les fractures sur le transport du soluté. Ces intersections servent de voies préférentielles pour la migration du contaminant, influençant grandement son cheminement. Dans les scénarios 3 et 6, qui correspondent au milieu poreux équivalent, le transport du soluté est limité à la tranche supérieure du modèle. En l'absence de fractures, le contaminant se déplace selon un patron plus homogène et la vitesse de propagation de ce dernier est réduite.

6.6 Adéquation et complémentarité des approches utilisées

Chacune des approches utilisées ici présente des avantages et des inconvénients. D'une part, les mesures structurales de terrain s'avèrent précises car elles permettent de mesurer des directions et pentages à l'aide d'une boussole. Cette approche permet aussi une observation visuelle directe des fractures pour en évaluer l'ouverture et la géométrie. Néanmoins, les mesures directes de terrain demandent un temps considérable et dans un projet de recherche de courte durée, il peut s'avérer que cette approche ne permette pas de couvrir l'entièreté d'une zone d'étude ciblée. De surcroît, cette méthode est applicable seulement dans les zones où le socle rocheux est affleurant, ce qui

peut limiter considérablement son utilisation dans le contexte géologique de l'Abitibi-Témiscamingue. La cartographie des fractures par drone, bien que moins précise que l'approche de mesure directe, permet de couvrir des superficies plus grandes en un temps réduit. De surcroît, l'approche de traitement des données peut être automatisée, limitant ainsi les biais potentiellement induits par les erreurs ou imprécisions attribuables aux mesures directes de terrain. Néanmoins, l'approche par drone, telle qu'appliquée ici, a nécessité le traçage des fractures par dessin dans un logiciel de cartographie. Cela implique donc une part de subjectivité. Le développement d'approches automatisées d'extraction des positions de linéaments serait donc souhaitable. De surcroît, l'approche fonctionne seulement pour les secteurs de roc affleurant et est applicable uniquement lorsque les conditions d'ensoleillement et de vent le permettent. Les approches géophysiques se sont avérées complémentaires aux approches de cartographie directe et par télédétection car elles permettent l'évaluation de structures en sous-surface. L'approche de résistivité électrique semble présenter un potentiel intéressant pour la délimitation de l'interface entre le roc fracturé et le roc sain mais, dans les conditions propres à la présente étude, cette approche n'a pas permis de mettre en évidence des fractures discrètes. L'approche GPR permet pour sa part l'identification de réflecteurs associés à des discontinuités structurales. La densité de fractures observées sur les profils GPR est toutefois moindre à celle observée sur les images acquises par drone, ce qui suggère que le GPR permettrait principalement la détection des discontinuités de plus grande ouverture. Les méthodes de mesures décrites plus haut permettent de documenter la géométrie et l'architecture des discontinuités structurales, mais elles ne fournissent pas d'informations sur les conditions d'écoulement de l'eau dans le roc fracturé. Le développement de modèles conceptuels et numérique ainsi requis pour mieux évaluer les impacts des discontinuités sur les systèmes d'écoulement de l'eau souterraine du roc fracturé. Les modèles développés ici ont permis de mettre en évidence que la présence de fractures affecte significativement les calculs de flux d'eau et de transport de masse à l'échelle locale. Néanmoins, des modèles plus vastes, en trois dimensions, devront être développés afin d'évaluer l'effet d'échelle dans la prise en compte des fractures dans les modèles numériques d'écoulement pour le contexte du site Quémont-2. Le tableau 6.1 propose un sommaire récapitulatif des avantages associés aux différentes approches.

Tableau 6.1 Sommaire de l'utilité et des avantages des différentes approches utilisées

Méthodes	Résolution	Couverture spatiale	Couverture verticale	Utilisé pour le développement de modèles conceptuels et numériques
Cartographie d'affleurements par mesures structurales	++++	+	+	Permet de définir les pendages et les directions préférentielles à inclure aux modèles. Permet une estimation de la densité (i.e. abondance) des fractures pour une zone donnée.
Télédétection par drone	+++	+++	++	
Résistivité électrique	+	++	+++	Permet d'évaluer la morphologie de la surface du roc sous des dépôts meubles et de définir approximativement la profondeur de la transition entre le roc sain et le roc fracturé
Radar (GPR)	++	++++	++++	Permet d'évaluer la morphologie de la surface du roc sous des dépôts meubles et d'identifier les principales discontinuités structurales en sous-surface

++++ : méthode la plus avantageuse. + : méthode la moins avantageuse.

CHAPITRE 7 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

Cette étude a intégré différentes approches pour l'identification et la caractérisation des discontinuités structurales au Quémont-2. La combinaison de la cartographie structurale et de l'acquisition d'images par drone ainsi que l'utilisation de méthodes géophysiques non-invasives telles que la résistivité électrique et le GPR a permis de documenter la distribution et l'orientation des discontinuités structurales dans le roc de la zone d'étude.

La cartographie structurale permis une évaluation précise des directions et pendages des fractures sur des affleurements ciblés. La cartographie par drone a pour sa part permis la création d'images illustrant la trace des fractures observables en surface avec couverture spatiale accrue par rapport aux mesures manuelles. Le traitement des données a permis l'identification et l'extraction des linéaments pour la production de graphiques 3D illustrant la position et les intersections probables des discontinuités structurales. Les profils de résistivité électrique ont fourni des informations complémentaires aux observations directes et à l'acquisition d'images par drone à des endroits où des dépôts meubles masquent la surface du socle rocheux. Dans ces secteurs, les profils de résistivité électrique ont permis d'évaluer la morphologie de la surface du socle rocheux sous les dépôts meubles. Les profils n'ont pas permis l'identification de fractures discrètes mais les résistivités mesurées pourraient être utiles pour définir la profondeur de transition entre le roc plus fracturé (en surface) et le roc sain plus en profondeur. Les profils GPR permettent pour leur part d'identifier des fractures discrètes en sous-surface et d'estimer le pendage de ces dernières.

Les approches précitées ont permis de développer des modèles conceptuels et numériques afin de comparer l'écoulement et le transport de masse dans des modèles avec fractures discrètes et des modèles représentant des milieux poreux équivalents. Les simulations réalisées avec les logiciels *SEEP/W* et *CTAN/W* ont mis en évidence l'influence de la densité, du pendage et des intersections des fractures sur l'écoulement d'eau et la migration des contaminants. De façon générale, les modèles d'échelle locale proposés ici suggèrent que l'omission du rôle des fractures discrètes dans les modèles où le roc est représenté comme un milieu poreux équivalent pourrait mener à une sous-

estimation importante des flux d'eau et de contaminants susceptibles de transiter dans le roc fracturer.

Malgré les données générées par la présente étude et les interprétations en découlant, plusieurs travaux additionnels sont toujours requis afin d'optimiser les approches de caractérisation des discontinuités structurales et leur prise en compte dans les modèles d'écoulement. Parmi les pistes à explorer, les points proposés ci-dessous sont jugés prioritaires :

- Il est recommandé de procéder à des comparaisons systématiques entre des mesures structurales directes (avec boussole) et la cartographie des discontinuités par drone. Par exemple, des marqueurs visibles sur les images collectées par drone pourraient être placés au sol, près de fractures ayant fait l'objet de mesures directes, afin de comparer les orientations et pendages obtenus par télédétection aux observations de terrain.
- Il est recommandé de tester les approches GPR et de résistivité électrique directement sur la faille de South Bay et dans l'enveloppe de cette dernière afin d'évaluer si une zone de fracturation accrue s'y observe et de mesurer le pendage de la faille de South Bay.
- Il est recommandé de réaliser au moins trois forages entre le nouveau parc et le lac Dufault afin de (1) réaliser des diagraphies de forage visant à identifier, par imagerie, les fractures au sein des forages; (2) de réaliser des essais hydrauliques in situ entre obturateurs au sein de zones fracturées afin d'évaluer la conductivité hydraulique des zones de roc fracturé et (3) de mesurer les charges hydrauliques à différentes profondeurs, entre des obturateurs, afin d'évaluer le gradient hydraulique selon les axes x, y et z.
- Il est recommandé d'évaluer l'effet d'échelle associé à l'inclusion de fractures discrètes dans les modèles numériques d'écoulement afin de pouvoir produire des simulations à l'échelle de la zone située entre le nouveau parc à résidus et le lac Dufault. Le développement de modèles 3D sera également requis afin de simuler les écoulements de façon plus réaliste si un modèle avec fractures discrètes est employé.

En conclusion, les résultats de cette étude ont permis d'atteindre les objectifs du projet soient, l'identification des types des fractures et leurs intersections aux affleurements rocheux du Quémont-2 et l'élaboration d'une modélisation de flux d'eau et de transport des substances dissoutes à travers les fractures, vers les aquifères environnants et le lac Dufault.

RÉFÉRENCES

- Abdelghani, F., Aubertin, M., Zianne, R., & Therrien, R. (2014). Simulations numériques de l'écoulement de l'eau et du transport de contaminants autour de rejets miniers entreposés dans un massif rocheux fracturé. *Revue des sciences de l'eau*, 27, 1. <https://doi.org/10.7202/1021979ar>
- Aizebeokhai, A. (2011). 2D and 3D geoelectrical resistivity imaging : Theory and field design. *Scientific Research and Essays*, 523, 3592-3605.
- Almadani, S., Ibrahim, E., Al-Amri, A., Fnais, M., & Abdelrahman, K. (2019). Delineation of a fractured granite aquifer in the Alwadeen area, Southwest Saudi Arabia using a geoelectrical resistivity survey. *Arabian Journal of Geosciences*, 12. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4646-z>
- Ando, K., Kostner, A., & Neuman, S. (2003). Stochastic continuum modeling of flow and transport in a crystalline rock mass : Fanay-Augères, France, revisited. *Hydrogeology Journal*, 11, 521-535. <https://doi.org/10.1007/s10040-003-0286-0>
- Antonellini, M., & Aydin, A. (1994). Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones : Petrophysical properties. *AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists); (United States)*, 78:3. <https://www.osti.gov/biblio/7120118>
- Archie, G. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of American Institute of Mining Metallurgical Engineers*, 146, 54-62. <https://doi.org/10.2118/942054-G>
- B. Gagné, E. (2014). Caractérisation d'aquifères régionaux en socle rocheux à partir de mines souterraines [Masters, Université du Québec à Chicoutimi]. <https://constellation.uqac.ca/id/eprint/2895/>
- Bahat, D., Bankwitz, P., & Bankwitz, E. (2003). Preuplift joints in granites : Evidence for subcritical and postcritical fracture growth. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 115, 148-165. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0148:PJIGEF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0148:PJIGEF>2.0.CO;2)
- Baker, R. O., & Kuppe, F. (2000). Reservoir Characterization for Naturally Fractured Reservoirs. All Days, SPE-63286-MS. <https://doi.org/10.2118/63286-MS>
- Bear, J. (1972), *Dynamics of fluids in porous media*. Dover Publications, New York, 569 p.
- Bense, V., Shipton, Z., Kremer, Y., & Kampman, N. (2016). Fault zone hydrogeology : Introduction to the special issue. *Geofluids*, 16, 655-657. <https://doi.org/10.1111/gfl.12205>

- Benson, A. K. (1995). Applications of ground penetrating radar in assessing some geological hazards : Examples of groundwater contamination, faults, cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 33(1), 177-193. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(95\)90040-3](https://doi.org/10.1016/0926-9851(95)90040-3)
- Berkowitz, B. (1995). Analysis of fracture network connectivity using percolation theory. *Mathematical Geology*, 27(4), 467-483. <https://doi.org/10.1007/BF02084422>
- Biancheri-Astier, M. (2012). Proposition de géométrie d'acquisition de données radar de sol pour la localisation et la caractérisation de réflecteurs plans. *Approche 3D en milieu hétérogène. Instrumentation Mesure Métrologie*, 12, 153-176. <https://doi.org/10.3166/i2m.12.1-2.153-176>
- Blais, V. (2006). Caractérisation et modélisation de l'écoulement et du transport de TCE en relation avec la rivière Jacques-Cartier à Shannon, Québec, Canada [Masters, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique]. <https://espace.inrs.ca/id/eprint/1394/>
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological data. *Reviews of Geophysics*, 39, 347-383. <https://doi.org/10.1029/1999RG000074>
- Bran, D. M., Tassone, A., Menichetti, M., Cerredo, M. E., Lozano, J. G., Lodolo, E., & Vilas, J. F. (2018). Shallow architecture of Fuegian Andes lineaments based on Electrical Resistivity Tomography (ERT). *Evidences of transverse extensional faulting in the central Beagle Channel area. Andean Geology*, 45(1), 1-34.
- Bruhn, R. L., Parry, W. T., Yonkee, W. A., & Thompson, T. (1994). Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Pure and Applied Geophysics*, 142, 609-644. <https://doi.org/10.1007/BF00876057>
- Cacas, M. C., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., & Peaudecerf, P. (1990). Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : Calibration and validation: 1. The flow model. *Water Resources Research*, 26, 479-489. <https://doi.org/10.1029/WR026i003p00479>
- Caine, J., Evans, J., & Forster, C. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)
- Chapuis, R. P. (1999). Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Les Publications du québec. 156 pages.
- Chesnaux, R., Rafini, S., & Elliott, A.-P. (2012). A numerical investigation to illustrate the consequences of hydraulic connections between granular and fractured-rock aquifers. *Hydrogeology Journal*, 20, 1669. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0912-9>

- Cook, N. G. W. (1992). Natural joints in rock : Mechanical, hydraulic and seismic behaviour and properties under normal stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 29, 198-223. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(92\)93656-5](https://doi.org/10.1016/0148-9062(92)93656-5)
- Coulibaly, L. (1996). Interprétation structurale des linéaments par traitement d'image satellitaire : Cas des sous-provinces d'Abitibi et d'Opatica (Québec) (mémoire, Université de Sherbrooke). <https://savoirs.usherbrooke.ca/handle/11143/2002>
- Dahlin, T. (1993). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.1996014>
- Daigneault, R., & minérale, Q. (Province) D. générale de l'exploration géologique et. (1991). Déformation et cisaillement: Concepts et applications. Gouvernement du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale en collab. avec l'Université du Québec à Chicoutimi.
- Delorme, M. (2015). Ecoulements en milieux fracturés : Vers une intégration des approches discrètes et continues. [These de doctorat, Toulouse, INPT]. <https://www.theses.fr/2015INPT0038>
- Denny, S., Allen, D., & Journeay, M. (2007). DRASTIC-Fm : A Modified Vulnerability Mapping Method for Structurally Controlled Aquifers in the Southern Gulf Islands, British Columbia, Canada. *Hydrogeology Journal*, 15, 483-493. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0102-8>
- Domingue, C. (2017). Modélisation 3D de l'écoulement de l'eau souterraine et évaluation de l'efficacité de différentes méthodes de cimentation pour la réduction d'infiltrations d'eau à la mine Éléonore | Semantic Scholar. <https://www.semanticscholar.org/paper/Mod%C3%A9lisation-3D-de-l%27%C3%A9coulement-de-l%27eau-et-de-de-%C3%A0-Domingue/bala5511a9921e80e1cc01f88f7c26936daf81c3>
- Eisenburger, Grisseemann, Gundelach, V., Kahnt, Oberthür, T., & Thierbach. (2010). Ground penetrating radar investigations at the planned Unki platinum mine, Great Dyke, Zimbabwe. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum*, 1, 75-84.
- El Mrabet, E. (2021). Développement d'approches géophysiques, d'imagerie thermique et de modélisation pour l'évaluation des processus hydrologiques au sein d'un parc à résidus miniers [Masters, Polytechnique Montréal]. <https://publications.polymtl.ca/9106/>
- Engelder, T. (1987). JOINTS AND SHEAR FRACTURES IN ROCK. 27-69. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-066266-1.50007-7>

- Evans, J. P., Forster, C. B., & Goddard, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19(11), 1393-1404. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00057-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00057-6)
- Fauchard, C., & Mériaux, P. (2004). Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues. Guide pour la mise en œuvre et l'interprétation. p124.
- Filon, 1980. Géologie et Géochimie Projet Aqua 10-468
- Fisher, Q. J., & Knipe, R. J. (2001). The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063-1081. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00042-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00042-3)
- Freeze & Cherry. (1979). Groundwater. <http://archive.org/details/groundwater-freeze-and-cherry-1979>
- Galdón, J. M., Rey, J., López, J., & Hidalgo, C. (2017). Application of geophysical prospecting techniques to evaluate geological-mining heritage : The Sinapisimo mine (La Carolina, Southern Spain). *Engineering Geology*, 218. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.01.012>
- Ganerød, G. V., Braathen, A., & Willemoes-Wissing, B. (2008). Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. *Journal of Structural Geology*, 30(8), 993-1004. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.04.001>
- Gleeson, T. (2009). Groundwater recharge, flow and discharge in a large crystalline watershed. Queen's University, PhD thesis in Doctor of Philosophy.
- Grasmueck, M. (1996). 3-D ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. *Geophysics*, 61(4), 1050-1064. <https://doi.org/10.1190/1.1444026>
- Gringarten, A., & Raghavan, R. (1974). Unsteady-State Pressure Distributions Created by a Well With a Single Infinite-Conductivity Vertical Fracture. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 14, 347-360. <https://doi.org/10.2118/4051-PA>
- Gudmundsson, A. (2011a). Rock Fractures in Geologic Processes. In *Rock Fractures in Geological Processes*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975684>
- Gudmundsson, A. (2011b). *Rock Fractures in Geological Processes*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975684>
- Hebbache, K. (2017). Contribution à la reconnaissance du sol par tomographie électrique. Thèse de doctorat en Génie Civil à l'université Mohamed Khider Biskra. p155.

- Jorand, C. (2007). Modélisation expérimentale de la fracturation d'un milieu sédimentaire [These de doctorat, Nice]. <https://www.theses.fr/2007NICE4095>
- Kahlaoui, S. (2022). Évaluation des échanges hydrogéochimiques entre un parc à résidus miniers et les aquifères périphériques [Masters, Polytechnique Montréal]. <https://publications.polymtl.ca/10242/>
- Kazakis, N., Vargemezis, G., & Voudouris, K. S. (2016). Estimation of hydraulic parameters in a complex porous aquifer system using geoelectrical methods. *Science of The Total Environment*, 550, 742-750. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.01.133>
- Koffi, A. S., Lasme, O. Z. D., & Koffi, K. S. (2021). Prospection par télédétection et introduction à la caractérisation hydrogéologique des aquifères fissurés dans le District de Yamoussoukro. *Environmental and Water Sciences, public Health and Territorial Intelligence Journal*, 5(4), Article 4. <https://doi.org/10.48421/IMIST.PRSM/ewash-ti-v5i4.29071>
- Konikow, L. F., & Kendy, E. (2005). Groundwater depletion : A global problem. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 317-320. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0411-8>
- Kozeny, J. (1953). Das Wasser im Boden. Grundwasserbewegung. In J. Kozeny (Éd.), *Hydraulik : Ihre Grundlagen und praktische Anwendung* (p. 380-445). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-7091-7592-7_10
- Kumar, D., Mondal, S., & Warsi, T. (2020). Deep insight to the complex aquifer and its characteristics from high resolution electrical resistivity tomography and borehole studies for groundwater exploration and development. *Journal of Earth System Science*, 129. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1336-x>
- Kumar, D., RAO, V., & Sarma, V. S. (2014). Hydrogeological and geophysical study for deeper groundwater resource in quartzitic hard rock ridge region from 2D resistivity data. *Journal of Earth System Science*, 123, 531-543. <https://doi.org/10.1007/s12040-014-0408-1>
- Lai, W. W. L., Dérobert, X., & Annan, P. (2017). A review of Ground Penetrating Radar application in civil engineering : A 30-year journey from Locating and Testing to Imaging and Diagnosis. *NDT & E International*, 96. <https://doi.org/10.1016/j.ndteint.2017.04.002>
- Laigre, L., Reynard, E., Arnaud-Fassetta, G., Baron, L., & Glenz, D. (2012). Caractérisation de la paléodynamique du Rhône en Valais central (Suisse) à l'aide de la tomographie de résistivité électrique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 18(4), Article 4. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10020>
- Lavigne, M.-A. (2006). Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. [Masters, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique]. <https://espace.inrs.ca/id/eprint/1741/>

- Le Goc, R. (2009). Caractérisation et modélisation des écoulements dans les milieux fracturés [These de doctorat, Rennes 1]. <https://www.theses.fr/2009REN1S195>
- Lemieux, J.-M., Kirkwood, D., & Therrien, R. (2009). Fracture network analysis of the St-Eustache quarry, Quebec, Canada, for groundwater resources management. *Canadian Geotechnical Journal*, 46, 828-841. <https://doi.org/10.1139/T09-022>
- Loke, M., & Barker, R. D. (1996). Rapid Least-Squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections Using a Quasi-Newton Method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.017>
- Marescot, L. (2004). Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur les structures 3D complexes par la méthode des éléments finis [These de doctorat, Nantes]. <https://www.theses.fr/2004NANT2087>
- Martin, F. D., & Colpitts, R. M. (1996). 5—Reservoir Engineering. In W. C. Lyons (Éd.), *Standard Handbook of Petroleum and Natural Gas Engineering* (p. 1-362). Gulf Professional Publishing. <https://doi.org/10.1016/B978-088415643-7/50009-1>
- Mattauer, M. (1973). Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann.
- McCallum, J. L., Cook, P. G., & Simmons, C. T. (2015). Limitations of the Use of Environmental Tracers to Infer Groundwater Age. *Groundwater*, 53(S1), 56-70. <https://doi.org/10.1111/gwat.12237>
- Metoui, S. (2015). Separated representations for the multiscale simulation of the mechanical behavior and damages of composite materials. [These de doctorat, Paris, ENSAM]. <https://www.theses.fr/2015ENAM0049>
- Molron, J. (2021). Conditionnement des modèles de réseaux de fractures à des données géologiques et géophysiques pour la réduction des incertitudes dans les modèles d'écoulement et de transport [Phdthesis, Université de Rennes]. <https://theses.hal.science/tel-03238815>
- Munier, R., & Talbot, C. J. (1993). Segmentation, fragmentation and jostling of cratonic basement in and near Äspö, southeast Sweden. *Tectonics*, 12, 713-727. <https://doi.org/10.1029/92TC02722>
- MRN (2002). Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 2002-06.

- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : Principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3), 261-330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Nelson, R. A. (2001). *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs—2nd Edition*. <https://shop.elsevier.com/books/geologic-analysis-of-naturally-fractured-reservoirs/nelson/978-0-88415-317-7>
- Neyamadpour, A. (2018). Detection of subsurface cracking depth using electrical resistivity tomography : A case study in Masjed-Soleiman, Iran. *Construction and Building Materials*, 191, 1103-1108. <https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2018.10.027>
- Niwas, S., & Celik, M. (2012). Equation estimation of porosity and hydraulic conductivity of Ruhrtal aquifer in Germany using near surface geophysics. *Journal of Applied Geophysics*, 84, 77-85. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.06.001>
- Novakowski, K., Bickerton, G., Lapcevic, P., Voralek, J., & Ross, N. (2006). Measurements of groundwater velocity in discrete rock fractures. *Journal of Contaminant Hydrology*, 82(1-2), 44-60. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2005.09.001>
- NRC. (1996). A Review of water mist fire suppression research and development, 1996—NRC Publications Archive. <https://nrc-publications.canada.ca/eng/view/object/?id=0d6c4b62-8425-4b9a-b18e-ba335c60c149>
- Orlando, L. (2003). Semiquantitative evaluation of massive rock quality using ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 52(1), 1-9. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(02\)00229-X](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00229-X)
- Ovaskainen, N. (2023). fractopo : A Python package for fracture network analysis. *Journal of Open Source Software*, 8(85), 5300. <https://doi.org/10.21105/joss.05300>
- Pilon, J. A., Allard, M., and Seguin, M. K., 1992, Ground probing radar in the investigation of permafrost and subsurface characteristics of surficial deposits in Kangiqsualujjuaq, northern Quebec: *Geol. Surv. Can. Paper* 90-4
- Pollard, D. D., & Aydin, A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8), 1181-1204. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1181:PIUJOT>2.3.CO;2)
- Porsani, J. L., Sauck, W. A., & Júnior, A. O. S. (2006). GPR for mapping fractures and as a guide for the extraction of ornamental granite from a quarry : A case study from southern Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 58(3), 177-187. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.05.010>
- Priest, S. D. (1993). *Discontinuity Analysis for Rock Engineering*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-1498-1>

- Rafiee, A. (2008). Contribution à l'étude de la stabilité des massifs rocheux fracturés : Caractérisation de la fracturation in situ, géostatistique et mécanique des milieux discrets [PhD Thesis]. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Rafini, S. (2008). Comportement hydraulique des milieux faillés [Phd, Université du Québec à Chicoutimi]. <https://doi.org/10.1522/030093515>
- Reynolds, J. (2011). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Reynolds Geo-Sciences Ltd, UK.
- Rodrigo-Illarri, J., Capilla, J., & Gomez-Hernandez, J. (2003). Gaussian vs non-Gaussian approaches in the identification of hydraulic conductivity fields in fractured media. *IAHS PUBLICATION*, 314-320.
- Rouleau, A., Guha, J., Archambault, G., & Benlahcen, A. (1999). Aperçu de l'hydrogéologie en socle précambrien au Québec et des problématiques minières. *Hydrogéologie*.
- Rousseau, M. (2021). Étude numérique de la réduction du transport advectif de contaminants entre les fosses remblayées et l'environnement par l'utilisation de chemins d'écoulements préférentiels [Phd, Polytechnique Montréal]. <https://publications.polymtl.ca/9730/>
- Rozemeijer, J. C., & Broers, H. P. (2007). The groundwater contribution to surface water contamination in a region with intensive agricultural land use (Noord-Brabant, The Netherlands). *Environmental Pollution* (Barking, Essex: 1987), 148(3), 695-706. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2007.01.028>
- Ruhland, M. (1973). Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 26(2), 91-113. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1973.1428>
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., A., B., & Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: A review. *Soil and Tillage Research*, 83, 173-193. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.10.004>
- Saponaro, A., Dipierro, G., Cannella, E., Panarese, A., Galiano, A. M., & Massaro, A. (2021). A UAV-GPR Fusion Approach for the Characterization of a Quarry Excavation Area in Falconara Albanese, Southern Italy. *Drones*, 5(2), Article 2. <https://doi.org/10.3390/drones5020040>
- Seront, B., Wong, T.-F., Caine, J. S., Forster, C. B., Bruhn, R. L., & Fredrich, J. T. (1998). Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology*, 7(20), 865-881.
- 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. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9022-y>

- Soro, D. D. (2017). Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : Cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso) [These de doctorat, Paris 6]. <https://www.theses.fr/2017PA066163>
- Tanguay, M. G., & Seuthé, C. (1981). Images Landsat : Guide d'utilisation et source d'information géologiques pour la région de Rouyn-Noranda [Report]. École Polytechnique de Montréal. <https://publications.polymtl.ca/9207/>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). Applied Geophysics. Cambridge University Press.
- Thomas, A. (2017). Cartographie et évaluation de la dynamique à court terme d'instabilités gravitaires de grandes ampleurs : Exemple du massif de la Cristallère en haute Vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques, Nouvelle-Aquitaine, France) : apports des mesures de positionnement satellitaire et des observations aériennes par drone [Phdthesis, Université de Bordeaux]. <https://theses.hal.science/tel-01816396>
- Tsang, Y. W. (1992). Usage of "Equivalent apertures" for rock fractures as derived from hydraulic and tracer tests. Water Resources Research, 28(5), 1451-1455. <https://doi.org/10.1029/92WR00361>
- Tsoflias, G. P., Van Gestel, J., Stoffa, P. L., Blankenship, D. D., & Sen, M. (2004). Vertical fracture detection by exploiting the polarization properties of ground-penetrating radar signals. GEOPHYSICS, 69(3), 803-810. <https://doi.org/10.1190/1.1759466>
- Winter, T., Harvey, J., Franke, O., & Alley, W. (1998). Ground water and surface water a single resource : U. U.S. Geol. Surv. Circ., 1139.
- WSP. (2019a). Modélisation hydrogéologique parc à résidus actif - Quémont 2, RouynNoranda (Québec). Février, PROJET NO : 171-11153-00.
- WSP. (2019b). Plan de restauration - sites actifs. Glencore Canada Corporation - Fonderie Horne. Janvier, PROJET NO : 181-10537-00.
- Yalo e. n. Kaki m., Akokponhoue b., Kounika e., Zola-sahossi g. (2021). Apport de la tomographie de resistivite electrique pour la validation des lineaments en fractures : Cas du departement de la Donga (nord Benin), 12e colloque Geofcan, Grenoble.