



HAL
open science

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

Justine Molron

► **To cite this version:**

Justine Molron. 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. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2021. Français. NNT : 2021REN1B004 . tel-03238815

HAL Id: tel-03238815

<https://theses.hal.science/tel-03238815v1>

Submitted on 27 May 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Justine Molron

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

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 08 février 2021

Unité de recherche : UMR 6118 – Géosciences Rennes

Rapporteurs avant soutenance :

Stéphanie Gautier

Maître de Conférences à l'Université de Montpellier, France

Damien Jougnot

Chargé de Recherche CNRS à Sorbonne Université, France

Composition du Jury :

Président :

Olivier Bour

Professeur à Géosciences Rennes

Examineurs :

Frédéric Nguyen
Stéphanie Gautier
Damien Jougnot

Professeur à l'Université de Liège, Belgique
Maître de Conférence à l'Université de Montpellier, France
Chargé de Recherche CNRS à Sorbonne Université, France

Directeur de thèse :

Philippe Davy

Directeur de Recherche CNRS à Géosciences Rennes

Co-directeurs de thèse : Caroline Darcel
Niklas Linde

Cheffe de projet à Itasca Consultants S.A.S.
Professeur à l'Université de Lausanne, Suisse

*« Le travail de la pensée ressemble au forage d'un puits ;
l'eau est trouble d'abord, puis elle se clarifie. »*

Proverbe chinois.

PRÉFACE

Cette thèse s'est déroulée dans le cadre de l'**ITN ENIGMA** (*Inovating Training Network ; European training Network for In situ imaGing of dynaMic processes in heterogeneous subsurface environments ; <https://enigma-itn.eu/>*) financé par la Commission Européenne (2017-2020). L'objectif de ce projet est le développement de méthodes innovantes pour la représentation spatio-temporelles des hétérogénéités souterraines, des flux, des réactions chimiques et l'activité microbienne par l'intégration de données et d'approches issues de la géophysique, hydro(géo)logie, physique des sols et biogéochimie. L'**ITN ENIGMA** a reçu un financement du programme de recherche et d'innovation Horizon 2020 de l'Union Européenne, dans le cadre de la convention de subvention Marie Skłodowska-Curie n° 722028.

L'entreprise suédoise **Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB)**, en charge de la gestion de l'enfouissement des déchets nucléaires en profondeur, a également participé de manière significative au financement des expériences de terrains réalisées dans le laboratoire souterrain « **Äspö Hard Rock Laboratory** ».

Le travail de recherche a été réalisé dans le cadre d'une collaboration université-entreprise entre la **Fractory** - laboratoire commun entre l'entreprise **Itasca Consultants s.a.s**, l'**Université de Rennes 1** (Géosciences Rennes - UMR 6118) et le **CNRS** -, l'**Université de Lausanne** et l'entreprise suédoise **SKB**.

Dans un premier temps, la thèse a débuté chez **Itasca Consultants s.a.s** (\approx 4 mois), située à Lyon, pour ensuite être effectuée pleinement au sein du laboratoire **Fractory**, situé à l'**Université de Rennes 1**, sous la supervision de Philippe Davy et Caroline Darcel. Dans un second temps, l'interprétation des données géophysiques s'est déroulée à l'**Université de Lausanne** (\approx 4 mois) sous la supervision de Niklas Linde. Les campagnes de terrain géophysiques ont été réalisées dans le laboratoire souterrain « **Äspö Hard Rock Laboratory** » (Suède) de **SKB**.

Les données récoltées et utilisées dans ce travail sont disponibles dans la base de données suédoises **Sicada** (après avoir envoyé une demande officielle à **SKB**) ou sur le **Réseau National de sites Hydrogéologiques** (H+ ; <http://hplus.ore.fr/>; après une demande d'identifiant et de mot de passe sur <http://hplus.ore.fr/en/database/acces-database>) à partir des liens ci-dessous :

- <HTTP://HPLUS.ORE.FR/EN/MOLRON-ET-AL-2020-EG-DATA>
- <HTTP://HPLUS.ORE.FR/EN/MOLRON-ET-AL-2021-EG-DATA>



REMERCIEMENTS

Chers lecteurs, avant de commencer toute lecture de ce manuscrit, je me permets de vous demander de prendre quelques minutes pour lire ces quelques pages de remerciements, qui sont tout aussi importantes que le contenu scientifique qui suit. Car sans ces personnes, ce manuscrit n'aurait jamais pu voir le jour.

J'aimerais commencer à remercier mes trois superviseurs : **Philippe, Caroline et Niklas**. Merci de m'avoir donné l'opportunité de réaliser ce travail et de m'avoir formée tout le long, notamment lors de nos nombreuses réunions, nos nombreuses heures devant le code GPR, nos nombreuses discussions pour la construction des modèles DFN, vos nombreuses relectures d'articles, ... Moi qui n'avais jamais vraiment fait de code avant, j'ai appris plusieurs langages tels que MatLab, Python, et même du Fish ! La modélisation était également quelque chose de très nouveau, et j'ai été ravie d'avoir un sujet de thèse dont la ligne conductrice partait tout simplement des données de terrain pour finir à la modélisation. Je souhaite également remercier le jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail, vos questions et commentaires ont mené à une discussion très riche et intéressante lors de ma soutenance. Je vous remercie pour tous vos bons commentaires à la suite de ce travail. Merci donc à **Stéphanie, Damien, Fred et Olivier**.

J'ai commencé cette thèse à Lyon, chez Itasca Consultants s.a.s., et je tiens à remercier tous mes collègues de l'époque avec qui j'ai pu partager les rendez-vous quotidiens de pause-café à 10h, pause-lunch à 12h et pause-café à 16h mais aussi le covoiturage, l'unique course à pied (qui m'a épuisée pour le reste de la semaine), les restaurants, etc. Je remercie donc **Charlotte, Christine, Daniel, Fabian, Huy, Marco, Rima, Romain, Sacha, Véro et Xuan-Phu**. Je remercie particulièrement **Charlotte** et **Christine** avec qui j'ai particulièrement interagi pour la gestion du projet ENIGMA, tout était fluide, facile et c'était très agréable de travailler avec vous deux.

Au bout de 4 mois, je suis partie à Rennes pour rejoindre le groupe des fractures rennais, qui à l'époque n'avait pas de nom et très peu de membres. Au fur et à mesure des mois et des années, notre groupe s'est agrandi passant de 6 membres à une petite quinzaine de membres, passant du nom de la « Crack Fractory » à la « Fractory » tout court, pour éviter toute confusion avec la production de poudre blanche. Je remercie énormément toute l'équipe pour toute

l'aide apportée en termes d'analyse de données et surtout de modélisation, mais aussi pour l'ambiance inépuisable et ressourçante ! Je tiens donc particulièrement à remercier : **Caro** aka 35177-MissProject, **Benoît** aka Uncle Ben's, **Diane** aka Didi aka #DianeGrandeChercheuse, **Etienne** aka LE Seigneur des disques dans les cubes aka LE Seigneur, **Marine** aka la dessinatrice des grains de sable aka la chocolatière, **Philippe** aka Grand Chef, **Romain** aka l'encyclopédie du numérique, **Silvia** aka la seme di calore du groupe, **Simon** aka le McGyver et **Thomas** aka the Jupyter God.

Bien évidemment, je remercie tout le laboratoire de Géosciences Rennes et son personnel. Je souhaiterais particulièrement remercier **Christian** pour toute son aide avec le logiciel Gocad, et son co-bureau **Xavier** pour ses petites blagues pendant nos réunions. Je remercie mes Renois/TchouTchou adorés qui ont mis du fun dans mes journées, et mes soirées (lorsque des petites baraques à boissons existaient, plus communément connu sous le nom de « bars »). Merci donc à : **Alex & Mery, Alexandre G., Alice, Arthur, Aurélie G., Aurélie W., Baptiste, Behzad, Camille V., Camille B., Charlotte, Claire, Diane, Etienne & Allison, Jérôme, Jessica, Lara, Luc d.H., Luc B., Luca & Lucile, Maxime, Nicolas C., Quentin, Thomas, Mathilde, MAF, MadMad, Nataline, Patricia, Rémi et Ronan.**

Je souhaite remercier particulièrement mon « Grand Frère » **Etienne** et ma « Petite Sœur » **Diane**. Je pourrais vous écrire un manuscrit de remerciements, mais je vais m'en tenir à ce paragraphe. Je voulais vous remercier pour tout votre soutien et toute votre aide pendant ces trois années. Nos sessions de Therapy-Bus, Therapy-Bike et Therapy-Slack m'ont permis de me remotiver plus d'une fois. Merci aussi pour tous vos petits conseils lors de mes sessions illustrations-gifs scientifiques ! Vous allez vraiment manquer à mes journées <3.

I had the chance to be part of the ITN ENIGMA, a European program in which we were 15 numbers (ESR for Early Stage Researcher), but mostly 15 motivated young researchers, expatriated to another country, far from our family and friends (well, some were further away than others). We lived unforgettable experiences during our meetings, our secondments, conferences, and any other scientific events. I remember with a lot of melancholy, our social dinners where we relaxed all pressure, to end up on a dance floor somewhere in Ploemeur, Lausanne, Cargèse, Barcelona, Leipzig, ... Thanks to **Kevin** aka ESR1, **Gui** aka ESR2, **Alvaro** aka ESR3, **Lara** aka ESR5, **Behzad** aka ESR6, **Joël** aka ESR7, **Anneka** aka ESR8, **Alejandro** aka ESR9, **Peleg** aka ESR10, **Richard** aka ESR11, **Satoshi** aka ESR12, **Veronika** aka ESR13, **Andrea** aka ESR14, **Jorge** aka ESR15. I would also like to thank all the project organizers namely **Marie-Françoise** aka Meurie-Freçoise, **Patricia, Damien** aka Jean-Paul Jean-Paul!, **Tanguy, Fred, Philippe, Niklas, Jan** and **Majken**.

During my research, I had the great chance to go to the field in Sweden to collect my GPR data. I will start this paragraph by thanking **SKB** and especially **Jan-Olof** for their support throughout my thesis and without whom the field experiments in Äspö would never have taken place. It was a unique opportunity to collect data in such an extraordinary laboratory as the **Äspö Hard Rock Laboratory**. I thank all the staff working at Äspö who made sure that we came out alive from the depths of the earth! Sur place, j'ai eu l'occasion de rencontrer et travailler avec de super personnes. Je tiens tout d'abord à remercier **Niklas** et **Ludo**, mes deux compagnons GPR avec qui j'ai passé mes 25 et 26 ans à 400 m sous terre. Merci pour votre expertise et savoir-faire que ce soit sur le terrain ou à l'Université de Lausanne pour l'analyse et l'interprétation des données. J'ai été ravie de travailler et collaborer avec vous ainsi que d'avoir pu partager de super moments sur le terrain. During the second field campaign, I had the chance to work with **Peter** and **Johanna** from Geosigma. I would like to thank you personally, because I learned a lot about hydrogeology and I really liked our work, always in simplicity and good mood despite our long days underground. I was very pleased to have met you, even if it was only for a short period of time. **Peter**, thank you for your birthday gift, the umbrella was very useful to me in Brittany! **Johanna**, thank you for the franco-swedish mini-dico which I am sure will be very useful when I come back to explore Sweden! I would also like to thank **Lasse** for all his help in the field and the talks during our walks through the tunnel or during our coffee breaks, **Anna** for your warm reception and your excellent piece of reindeer, and **Raymond** for inviting me to eat at your conference in Äspö, I had a good laugh, and it was a real pleasure to have met you there and to have met you again at Etienne's PhD defense. Pendant cette deuxième campagne de terrain, j'ai aussi eu la chance de travailler avec **Diane** et **Tanguy** sur le terrain. Merci pour vos idées et votre aide si précieuse !

Je tiens également à remercier quelques personnes de l'Université de Lausanne dans laquelle passé quelques mois à travailler sur l'interprétation des données GPR. En plus de **Niklas** et **Ludo**, j'aimerais remercier **Alejandro F.**, **Alejandro R.**, **Alexis**, **Brunella**, **Emily**, **Giulia**, **Lara**, **Mayumi**, **Pietro** et **Serdar** pour votre accueil super chaleureux, les lunchs du midi, les repas, les bières, les restos, la rando en pleine montagne dans la nuit et dans la neige (bon j'en ris maintenant, mais ce n'était pas trop le cas sur le moment même :p), les fondues, etc.

Je tiens également remercier deux anciens collègues d'Aquale, sans qui je n'aurais même pas postulé pour cette thèse : **Tanguy R.** et **Guillaume**. Je me souviens encore quand vous m'aviez aidé à rédiger ma lettre de motivation dans le bureau de Tanguy. Je vous remercie tous les deux pour votre soutien tout au long de mon aventure et vous revoir lors de conférences ou meeting ENIGMA m'a énormément fait plaisir.

Cette aventure n'aurait également pas été la même sans mes amis et ma famille. Je tiens à vous remercier pour tout votre soutien. Vous avez tous cru en moi, même si je vous clamais le contraire. Tout d'abord, merci à toi **Max**, malgré la distance tous nos messages vocaux m'ont donné l'impression que l'on se voyait presque tous les jours. Tu as été présent presque quotidiennement pendant ces trois dernières années et je ne t'en remercierai jamais assez ! Merci à mes **Orchustres** préférés (ma scorp's & Jul's Cardio) ainsi que **Nono**. Nos week-ends avec Max ont été plus que ressourçants ! Merci à **Lulu, Marie et Lisou** d'avoir égayé mes soirées autour d'un bon petit plat et d'un jeu bien Geek. Merci à mes géologues préférées **Lau & Eli**, merci à **Pierre, Léa d'O & David** ainsi que mes amies d'enfance **Alex & Léa**, qui sont toujours au rendez-vous pour se donner des petites news ou boire des coups. Merci à toi **Brice**, pour ton soutien constant pendant toutes mes années d'études depuis ma première année de géologie. Je tiens également à remercier **Alain H.**, professeur émérite de l'Université Libre de Bruxelles. Tu as toujours suivi mes travaux, que ce soit lors de mon mémoire ou lors de ma thèse. Nos échanges de mails me sont très précieux, je te considère comme un véritable ami et il me tarde de te revoir. Ta passion pour la géologie m'est admirable. Je remercie ma **Maman** aka Mimette (qui m'a quand même soutenue depuis la maternelle !), **Nicolas** aka Gogolito (ma petite vengeance de ta blague devant mes copains à l'école primaire, non je ne suis pas rancunière pourtant 😊), **Stéphanie** aka Sœurette chérie, **Maya** et **Arthur** aka mes neveux adorés, **Jackie** aka Jaja, **Luc** aka Lulu, **Mae** aka Bella Sista, **Guillaume** aka Guigui, **Robin** et **Noé** aka mes autres neveux adorés, **Mamie Montpellier** aka Mamoune ainsi que **Couz' Morgane, Gaetan, Jadou et Logan, Tantine Lelia et Tonton Marcel** aka mes bretons préférés. Je rends également un petit hommage à **Bon Papa** aka Bon Papette, ma thèse n'aurait eu aucune saveur sans tes frites, nos coups de fil et nos après-midis à papoter !

Je termine par la personne qui m'est la plus chère. Nous nous sommes rencontrées juste avant que cette aventure ne commence. Le parfait timing entre toi qui rentre en France, et moi qui quitte la Belgique. Tu m'as toujours soutenue, que ce soit pour cette thèse, mais aussi pour tout ce qu'il y avait autour. Tu m'as appris à découvrir mon « vrai moi », mes petites rayures blanches et noires cachées, et je ne t'en remercierai jamais assez. Merci d'être là, Merci d'être toi, Merci **Sylvana** aka beaucoup d'autres surnoms très mignons.

Voici donc la thèse de Justine Molron **et al.** ...



RÉSUMÉ

L'identification des fractures perméables dans le sous-sol est essentielle pour déterminer les voies potentielles du transport des contaminants provenant des sites d'enfouissement en profondeur. Une approche commune consiste à développer des modèles de réseaux de fractures discrètes (« Discrete Fracture Networks » - DFN) à partir de la cartographie de terrain (forages et affleurements) et d'expériences hydrauliques. Le travail réalisé dans cette thèse tente de conditionner les modèles DFN à des données géophysiques de radar à pénétration de sol (« Ground Penetrating Radar » - GPR). À cette fin, deux expériences de GPR de surface ont été menées dans un tunnel situé à 410 m de profondeur dans le laboratoire souterrain « Äspö Hard Rock Laboratory » (Suède). La première expérience avait pour but d'identifier les fractures de faible transmissivité ($\approx 10^{-9} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$) et la deuxième, effectuée en parallèle d'un essai de traçage entre deux forages, a tenté de mettre en évidence les chemins d'écoulement associés à ces fractures. Les résultats de ces expériences nous permettent de démontrer que la méthode de surface GPR est capable de détecter environ 80% des fractures ouvertes, sub-horizontales et dont la superficie est de 1 à 10 m², mais aussi de détecter les chemins d'écoulement qu'emprunte le traceur, suite aux variations d'ouverture des fractures induites par une forte pression d'injection. Les informations sur la géométrie des fractures et sur leur connectivité, acquises lors de ces expériences, ont ensuite été utilisées pour conditionner les modèles DFN stochastiques. Nous avons établi des critères de validation de nos modèles, basés sur la connectivité mesurée sur le terrain, et nous montrons que le conditionnement permet de valider jusqu'à 40% de réalisations supplémentaires aux modèles stochastiques. Deux principales conclusions ont abouti grâce à cette étude : premièrement nous avons démontré la capacité de la méthode GPR à identifier les fractures ouvertes, dans des formations très peu perméables et ciblées pour le stockage des barils de déchets nucléaires ; deuxièmement nous avons fourni les premiers résultats du conditionnement des DFN stochastiques aux données géophysiques, en améliorant leur capacité de prédiction sur des échelles allant de quelques mètres à une dizaine de mètres.

Mots clés : GPR, DFN, Fracture, Hydrogéophysique, Essai de traçage, Stockage de déchets nucléaires

ABSTRACT

The identification of permeable fractures in the subsurface is critical for evaluating potential contaminant transport pathways from deep disposal sites. A common approach is to develop Discrete Fracture Network (DFN) models from field mapping (boreholes and outcrops) and hydraulic experiments. The work accomplished in this thesis attempts at conditioning DFN models to constraints offered by Ground Penetrating Radar (GPR) geophysical data. Two surface-based GPR experiments were first conducted in a tunnel located at 410 m depth in the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden) with the aim to identify very weakly transmissive fractures ($\approx 10^{-9} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$) and associated flow paths between two boreholes solicited by a tracer test. We demonstrate that the surface-based GPR method is able to detect about 80% of open and sub-horizontal fractures with areas of 1-10 m² and to detect likely tracer pathways through GPR-inferred fracture-aperture variations caused by the high injection pressure. The 3-D geometrical information of the fractures and their connectivity were then used as conditioning constraints in stochastic local DFN models. We have established validation criteria for our models, based on the connectivity measured on the field, and we show that conditioning allow us to validate up to 40% more realizations than stochastic models. The main outcomes of this research are the demonstrated ability of the GPR method to identify open fractures in formations of very low overall permeability that are targeted to store canisters containing spent nuclear fuel and to provide the first results improving the predictive capacity of stochastic DFN models by conditioning to geophysical data at scales from a few to tens of meters.

Key words: GPR, DFN, Fracture, Hydrogeophysics, Tracer test, Nuclear waste disposal

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE	I
REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	IX
ABSTRACT	XI
TABLE DES MATIÈRES	XIII
LISTE DES FIGURES.....	XVII
LISTE DES TABLES	XXVII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1. CONTEXTE ET MOTIVATIONS	2
1.2. ROCHES FRACTURÉES.....	5
1.2.1. Données disponibles	5
1.2.2. Modélisation DFN	14
1.3. MÉTHODE GPR.....	18
1.3.1. Principes fondamentaux	18
1.3.2. Imagerie des fractures.....	25
1.4. SITE D'ÉTUDE	31
1.4.1. Contexte industriel.....	31
1.4.2. Contexte géologique et tectonique régionale.....	32
1.4.3. Laboratoire souterrain « Äspö Hard Rock Laboratory »	35
1.5. POSITIONNEMENT DU SUJET DE RECHERCHE.....	40
CHAPITRE 2 DÉTECTION ET CARTOGRAPHIE DES FRACTURES PAR LA MÉTHODE GPR	43
2.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE	44
2.2. ARTICLE: " WHICH FRACTURES ARE IMAGED WITH GROUND PENETRATING RADAR? RESULTS FROM AN EXPERIMENT IN THE ÄSPÖ HARDROCK LABORATORY, SWEDEN "	47
Abstract	48
2.2.1. Introduction	49
2.2.2. Test site.....	51
2.2.3. GPR experiment methodology.....	53
2.2.4. Results	55
2.2.5. Verification of GPR fractures with borehole data.....	61
2.2.6. Statistical completeness and GPR agreement	73

2.2.7. <i>Conclusions and perspectives</i>	78
<i>Appendix 2-A: Piggott stereology tested on non-uniform orientation and cylindrical outcrops</i>	81
<i>Acknowledgements</i>	83
CHAPITRE 3 SURVEILLANCE DES CHEMINS D'ÉCOULEMENT PAR IMAGERIE GPR LORS D'UN ESSAI DE TRAÇAGE À HAUTE PRESSION D'INJECTION	85
3.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE	86
3.2. ARTICLE " <i>GPR-INFERRED FRACTURE APERTURE WIDENING IN RESPONSE TO A HIGH-PRESSURE TRACER INJECTION TEST AT THE ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY, SWEDEN</i> "	88
3.2.1. <i>Abstract</i>	89
3.2.2. <i>Introduction</i>	90
3.2.3. <i>Experimental set-up and processing</i>	91
3.2.4. <i>Results</i>	96
3.2.5. <i>Discussion</i>	104
3.2.6. <i>Conclusion</i>	111
<i>Supplementary material: hydraulic and mechanical aperture estimation from hydraulic and tracer test data</i>	112
<i>Acknowledgements</i>	115
<i>Appendix 3-A : Schémas des packers insérés dans les forages</i>	116
CHAPITRE 4 CONSTRUCTION D'UN MODÈLE STATISTIQUE DE RÉSEAU DE FRACTURES 3-D	119
4.1. CONSTRUCTION D'UN MODÈLE STATISTIQUE DE RÉSEAU DE FRACTURES 3-D À PARTIR DE DONNÉES 1-D ET 2-D	120
4.1.1. <i>Résumé et motivations de l'article</i>	120
4.1.2. Article: " <i>(Re)construction of a 3-D fracture network statistical model from core logs and tunnel traces data</i> "	122
4.2. VÉRIFICATION DES RÈGLES STÉRÉOLOGIQUES 2-D - 3-D PAR SIMULATIONS GÉNÉRIQUES	142
4.2.1. <i>Intersection avec un affleurement 2-D</i>	144
4.2.2. <i>Intersection avec un tunnel cylindrique</i>	147
4.2.3. <i>Intersection avec un tunnel rectangulaire</i>	147
4.2.4. <i>Résumé des types de corrections fonction de l'orientation</i>	151
APPENDIX 4-A : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR AFFLEUREMENTS	153
APPENDIX 4-B : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR TUNNELS	158
CHAPITRE 5 CONDITIONNEMENT DES DFN STOCHASTIQUES AUX DONNÉES GPR	167
5.1. OBJECTIFS	168
5.2. MÉTHODOLOGIE	169
5.2.1. <i>Construction des DFN</i>	169
5.2.2. <i>Critères de connectivité</i>	177
5.2.3. <i>Analyses des scénarii</i>	178

5.3. RÉSULTATS	182
5.3.1. <i>Analyses de sensibilité des DFN stochastiques</i>	182
5.3.2. <i>Analyse des scénarii stochastiques et conditionnés selon le premier critère de connectivité</i>	187
5.3.3. <i>Analyse des scénarii stochastiques et conditionnés selon le second critère de connectivité</i>	191
5.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS	192
CHAPITRE 6 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	195
RÉFÉRENCES	201

LISTE DES FIGURES

- Figure 1-1 : Scénario d'un cas de fuite de déchets nucléaires dans un milieu fracturé (SKBF/KBS, 1983; Tsang et al., 2015). 3
- Figure 1-2 : Ensemble de méthodes d'observation du milieu fracturé : forages, affleurements en surface ou en profondeur (tunnel) et mesures géophysiques. Ces méthodes sont utilisées pour la construction d'un DFN. 5
- Figure 1-3 : Méthodes d'échantillonnage (A) manuelle (Crédits photo Diane Doolaege, Ploemeur, Bretagne, France) et (B) automatique via des images photogrammétriques (tunnel d'Äspö Hard Rock Laboratory, Suède ; Crédits photo Peter Hultgren). 7
- Figure 1-4 : Orientation d'une fracture exprimée en termes de strike (orientation par rapport au nord), dip (inclinaison de la plus grande pente par rapport à l'horizontale) et dip direction (orientation par rapport au nord de la plus grande pente). 8
- Figure 1-5 : Méthode de lecture de la distribution des orientations des fractures par stereonet. (A) méthode de construction d'un stereonet par projection stéréographique (modifié d'après Lavoine (2020)) et (B) Projection (à surface égale) d'une fracture d'orientation 340°N et de dip 45°. 9
- Figure 1-6 : Distribution des longueurs de traces de fractures. (a) exemple de traces observées sur un affleurement 2-D. Les zones entourées indiquent les longueurs de fractures affectées par les biais de résolution et troncature d'échantillonnage (modifié d'après Darcel et al. (2009)). (B) Illustration de la Gamme d'échelle de longueurs de fractures échantillonnées par différents supports d'échantillonnage 1-D et 2-D (Modifié d'après Darcel et al. (2004)). Crédits images : Geosigma (Optical televiewer) ; Etienne Lavoine (lineament maps) ; Darcel et al. (2009) (regional maps). 11
- Figure 1-7 : Fractures observées sur le terrain (dans le tunnel « TAS04 », Äspö Hard Rock Laboratory). Elles sont caractérisées comme (a) fermée et (b) ouverte. Ces images montrent une partie des fractures, coupées à 30 cm sur la photo. 14
- Figure 1-8 : Exemple d'un DFN déterministe construit sur base de données GPR. 16
- Figure 1-9 : Exemple de Modélisation DFN dans le cadre d'une étude hydrogéologique et de prédiction de transport de contaminant. Crédits image : Lavoine (2020). 17
- Figure 1-10 : (a) Evolution de la constante diélectrique d'un milieu en fonction de sa teneur en eau selon l'équation de Topp (Topp et al., 1980). (B) Evolution de la conductivité d'un milieu selon sa teneur en eau selon la loi d'Archie (Telford et al., 1976). Modifié d'après Annan (2003). 21
- Figure 1-11: Comportement d'une onde GPR envoyée dans un milieu géologique souterrain présentant des couches géologiques de propriétés physico-électriques différentes (contraste diélectrique) dans le cas (a) d'un milieu à deux couches, la limite étant considérée comme parfaitement plane, image modifiée d'après Annan (2003) et Jol (2008); et (b) d'une fracture comprise dans un milieu homogène, dont l'ouverture (d) est plus petite que la longueur d'onde du signal, image modifiée d'après Deparis

and Garambois (2008). L'onde initialement transmise et les ondes réfléchies sont représentées en rouge et les ondes réfractées sont représentées en verts..... 23

Figure 1-12 : schéma illustrant le principe de diffraction. (a) diffraction de l'onde incidente sur une hétérogénéité du sous-sol, diminuant l'intensité du signal transmis. Image modifiée d'après jol (2008) (b) représentation du signal transmis au GPR : pour chacune de ses positions, le GPR obtient une réponse (rouge) au signal envoyé (vert) résultant d'une diffraction causée par une hétérogénéité du sous-sol. Cette diffraction apparaît sous forme d'hyperbole (bleu) et de cercle (mauve) sur un profil vertical et horizontal non migré respectivement. Modifié à partir de jol (2008). 25

Figure 1-13 : Exemple de Profil GPR horizontal (fréquence 450 MHz) pour (A) un même temps de propagation (aller-retour) de l'onde (profil non migré) et (B) une même profondeur d'investigation (Profil migré). En rouge sont entourés un ensemble de diffractions causées, probablement, par les bords rugueux d'une fracture verticale. D'autres diffractions peuvent également être discernées (mais moins contrastées). Modifié d'après Molron et al. (2020)..... 27

Figure 1-14 : Hypothèses des Origines de diffractions causés par (A) l'intersection de deux fractures, modifié d'après Grasmueck et al. (2015) ; (b) le bord rugueux d'une fracture, modifié d'après Moser (2012) ; (C) le coin d'une fracture, modifié d'après Moser (2012)..... 27

Figure 1-15 : Exemple d'un même profil vertical GPR (fréquence 450 MHz) (A) non migré et exprimé en termes de temps aller-retour de propagation de l'onde. Un exemple de diffraction est surligné en rouge ; (B) migré et exprimé en termes de profondeur d'investigation. L'hyperbole effondrée en un point source est entourée en rouge. Modifié à partir de Molron et al. (2020). 28

Figure 1-16 : Illustration, d'après Tsoflias and Becker (2008), de l'influence des fréquences en termes de (a,b,c) changements d'amplitude et (d,E,F) de phase du signal GPR, pour (A,d) une faible conductivité électrique fixée, (b, e) une haute conductivité électrique fixée et (c,f) une ouverture fixée..... 30

Figure 1-17 : Prototype du site final de stockage et méthode KBS-3 de stockage. Image modifiée de SKB (2011) et SKB (2019b)..... 32

Figure 1-18: (a) Tectonique régionale du Bouclier Baltique. Modifié d'après Bergman et al. (2001) et Stephens (2010). (b) Géologie de l'île d'Åspö. Modifié d'après Grigull and Luth (2018) et Munier and Talbot (1993). 34

Figure 1-19 : Illustration du laboratoire souterrain d'Åspö situé dans la péninsule de Simpevarp (Suède). Le tunnel d'étude (TAS04) est situé à une profondeur de 410 m. La figure, initialement modifiée de SKB (2016) (Illustrateur : Jan Rojmar) a été utilisée dans Molron et al. (2020). 35

Figure 1-20 : (a) Orthophotographie du plancher du tunnel d'étude (TAS04). Crédits : Ludovic Baron. (b) Superposition des formations géologiques (mauve, rose, orange et jaune), des plaques de béton (gris) et des 42 forages préexistants représentés par des cercles noirs entourés de traces d'oxydation de couleur orange..... 38

Figure 1-21: Photo prise dans le tunnel d'étude (TAS04) après le sciage de la zone de roche influencée par les fractures induites par creusement du tunnel. Les cônes rouges (et vert) sont insérés dans les 42

forages (environ 2m de profondeur) creusés pour l'étude de la ZDE. Ces cônes permettent de maintenir l'eau dans les forages et éviter qu'elle ne se répande sur le plancher du tunnel. 39

Figure 1-22 : Ensemble de tunnels situés à 410 m de profondeur. 39

Figure 2-1 : (a) Illustration of the Äspö Hard Rock Laboratory in the Simpevarp peninsula, Sweden. The study tunnel (TAS04) is situated at a depth of 410 m. Figure modified from SKB (2016), courtesy of SKB, Illustrator: Jan Rojmar. (b) Orthophotography of the tunnel floor showing the geological limit between fine-grained granite (to the left), Äspö diorite and Ävrö granodiorite (to the right) indicated by yellow and blue dashed lines, shallow pre-existing boreholes represented by black dots with oxidation (orange traces) and concrete plates delimited by red dashed lines. The three new boreholes (BH1, BH2 and BH3 indicated by red circles with crosses) were drilled in the granitic formation with locations chosen based on the GPR results. 52

Figure 2-2 : (a) The common-offset GPR configuration: the transmitter (Tx) and receiver (Rx) antennas are placed in a shielded box. The surface GPR is pulled along the tunnel floor (x-direction). The transmitter antenna sends an electromagnetic pulse into the subsurface and the receiver antenna records the returning signal amplitudes over time as shown schematically in (b). 54

Figure 2-3 : Flow chart describing how the raw data are edited and processed before migration. 55

Figure 2-4: (a) Processed 2-D GPR slice acquired with 160 MHz antennas at $y = 2.25$ m. Red plus signs correspond to shallow boreholes and concrete plate irregularities; the corresponding traces are removed before migration. (b) Migrated data based on 3-D Kirchhoff migration with a constant velocity of 0.13 m/ns. The time and depth intervals are chosen based on the associated resolution and depth of penetration. 57

Figure 2-5: (a) Processed 2-D GPR slice acquired with 450 MHz antennas at $y = 2.28$ m. Red plus signs correspond to shallow boreholes and concrete plate irregularities; the corresponding traces are removed before migration. (b) Migrated data based on 3-D Kirchhoff migration with a constant velocity of 0.13 m/ns. The depth interval is chosen based on the associated resolution and depth of penetration. The large horizontal features at depths of 2.5 and 5.1 m (indicated by black horizontal arrows) are attributed to reflections at the tunnel roof and corresponding multiples. 58

Figure 2-6: (a) Processed 2-D GPR slice acquired with 750 MHz antenna at $y = 2.28$ m. Red plus signs correspond to shallow boreholes and concrete plate irregularities; the corresponding traces are removed before migration. (b) Migrated data based on 3-D Kirchhoff migration with a constant velocity of 0.13 m/ns. The depth interval is chosen based on the associated resolution and depth of penetration. The large horizontal feature at a depth of 2.5 m (indicated by a black horizontal arrow) is attributed to reflections at the tunnel roof. 59

Figure 2-7: Depth slices obtained from 450 MHz data at 1.32 m depth illustrating diffractions that are likely due to sub-vertical fractures. (a) Unmigrated processed data for which the diffractions are represented by circular shapes. (b) Migrated data in which the diffractions collapse and (c) the corresponding sub-vertical features can be identified manually. 60

Figure 2-8: Fence diagrams displaying the migrated 450 MHz data. (a) The migrated GPR data based on which three boreholes (BH1, BH2 and BH3) were drilled. The basis for the borehole design is illustrated in (b) where GPR reflections corresponding to expected fractures are displayed. The strong

reflections were manually picked at the interface between the background signal and the signal corresponding to the reflection of the structure. The fracture planes were constructed by the convex hull method and the fractures intersecting the boreholes are represented in red. Reflections are only interpreted in the region of fine-grained granite (first 15 m). 62

Figure 2-9: Pressure responses observed in observation boreholes while drilling new boreholes. Pressure response in (a) BH1 during the drilling of BH2 and (b) BH2 during the drilling of BH3. The first part of the curves (yellow) represents pressure rise due to the installation of a mechanical packer in drilled borehole at 1 m depth. The initiations of pressure drops (blue, green and orange) correspond to drilling of borehole sections (3.2-3.5 m and 7.1-7.5 m in BH2 and 1.9-2.2, 4.9-5.2 m and 6.4 m in BH3). A subsequent smaller pressure decrease is also observed in BH2 (blue part) corresponding to the drilling between 2.7 and 2.9 m in BH3..... 64

Figure 2-10: Fence diagrams displaying migrated data (450 MHz) crossing each borehole (BH1, BH2 and BH3). The yellow vertical line segments indicate transmissive 1-m sections as determined by water injection tests, while the red sections induce less flow than the detection limit of 2 mL/min. Transmissive 1-m sections are located between 3 and 6 meters depth in BH1, between 3 and 4 m of depth in BH2 and between 4 and 5 m depth in BH3. Uninterpreted GPR sections along BH1 (a), BH2 (b) and BH3 (c) and interpreted GPR sections where strong reflections are represented in full blue lines, while blue dashed lines correspond to the potential extensions of the reflectors along BH1 (d), BH2 (e) and BH3 (f). 67

Figure 2-11: Comparison of core log, hydraulic and GPR data for BH1. (a) Tadpole plot representing the fracture characteristics (depth, orientation and aperture) along the borehole. The circle symbols show the fracture localization in term of depth (y-axis) according to their dip (x-axis). The red and green colors correspond to the open and sealed fractures. The ended black tails represent the direction of the dip, with North (0° and 360°), East (90°), South (180°) and West (270°) being up, right, down and left respectively. The fractures matching by the depth, dip and/or strike with GPR reflectors are encircled in red. (b) Borehole representation with transmissive sections (yellow) and strong reflections (cross in the middle of the sections). Fence diagrams display migrated GPR data (450 MHz) crossing BH1 (c) before and (d) after interpretation. The identified transmissive zones are represented in yellow and fractures logged along the borehole and matching (by depth, strike and/or dip) with strong GPR reflections (blue lines) are symbolized by red disks (open fracture) centered on the borehole. (e) Uninterpreted and (f) interpreted Optical Televiwer images showing the fracture traces on borehole walls. Fractures matching with GPR reflectors are underlined in red lines. Yellow depth scale corresponds to the depth recorded by the Televiwer. 69

Figure 2-12: Comparison of core log, hydraulic and GPR data for BH2. (a) Tadpole representing the fracture characteristics (depth, orientation and aperture) along the borehole. The circle symbols show the fracture localization in term of depth (y-axis) according to their dip (x-axis). The red and green colors correspond to the open and sealed fractures. The ended black tails represent the direction of the dip, with North (0° and 360°), East (90°), South (180°) and West (270°) being up, right, down and left respectively. The fractures matching by the depth, dip and/or strike with GPR reflectors are encircled in red. (b) Borehole representation with transmissive sections (yellow) and strong reflections (cross in the middle of the sections) Fence diagrams display migrated GPR data (450 MHz) crossing BH2 (c) before and (d) after interpretation. The identified transmissive zones are represented in yellow and fractures logged along the borehole and matching (by depth, strike and/or dip) with strong GPR reflections (blue lines) are symbolized by red disks (open fracture) centered on the borehole. (e) Uninterpreted and (f) interpreted Optical Televiwer images showing the fracture traces on borehole walls. Fractures matching with GPR reflectors are underlined in red lines. Yellow depth scale corresponds to the depth recorded by the Televiwer. 71

Figure 2-13: Comparison of core log, hydraulic and GPR data for BH3. (a) Tadpole plot representing the fracture characteristics (depth, orientation and aperture) along the borehole. The circle symbols show the fracture localization in term of depth (y-axis) according to their dip (x-axis). The red and green colors correspond to the open and sealed fractures. The ended black tails represent the direction of the dip, with North (0° and 360°), East (90°), South (180°) and West (270°) being up, right, down and left respectively. (b) Borehole representation with transmissive sections (yellow). No strong GPR reflections are listed. Fence diagrams display migrated GPR data (450 MHz) crossing BH3 (c). The identified transmissive zone is represented in yellow. No reflector is seen along the BH3 and no matching could be done. (d) Optical Televiwer images showing the transmissive zone composed mostly by open fractures with dips >60°. Yellow depth scale corresponds to the depth recorded by the Televiwer. .. 72

Figure 2-14: Trace and fracture length density distribution per unit surface and volume, respectively. The trace length distribution is represented by black dots corresponding to the number of fracture traces observed on tunnel walls normalized by tunnel surfaces (y-axis), in size ranges using logarithmic binning. The fits of the trend are represented by light and dark gray curves for fractures smaller and larger than 3.6 m, following a power law. The corresponding 3-D distribution (black curve) was calculated from stereological rules (Piggott, 1997) applied to trace data..... 74

Figure 2-15: Stereonet representation (equal area projection) showing fracture orientation poles (black dots). The strike is indicated around the circle, with North (0° and 360°), East (90°), South (180°) and West (270°) being up, right, down and left respectively while the dip is seen from the middle (0°) to the edge of the stereonet (90°). The density color scale represents the fracture density distribution according to orientation units, explaining higher density values for GPR fracture orientations. Tunnel orientations are represented by dark (TASP) and light (TAS04, TAS05 and TASN) gray triangles. (a) Representation of the fracture trace orientation poles (3513) showing two vertical trending (NW and NE) following the tunnel directions and one horizontal (middle of stereonet), (b) fracture pole orientations imaged by GPR (17) showing a horizontal trend of the fractures..... 75

Figure 2-16: (a) GPR detection capacity for open and sealed (left y-axis) and open (right y-axis) fractures having an area between 1 and 10 m² according to the dip (x-axis). The detectability cut-offs are represented by black dashed curves (b) Comparison of the modeled 3-D density and GPR density distribution. The area distribution of GPR fractures (y-axis) included in area ranges using an overlapping logarithmic binning (x-axis). Gray bars represent the data uncertainties corresponding to bin limits. The 3-D density model deduced from fracture traces comprised in dip ranges of [0-90°], [0-25°] and [0-25°]*80% are represented by black curve, green curve and dashed green curve, respectively. 80

Figure 3-1 : (a) schematic view of the experimental set-up (not to scale). A double packer system (in brown) is used to isolate the solicited borehole sections. The tracer solution is injected in BH2 by an EDZ-equipment with constant pressure and a flowmeter measuring the flow rate. The outflowing solution from BH1 is measured with an electrical conductivity (EC) sensor (connected to the data logger) and sampled. Surface-based GPR measurements were acquired before and during the tracer test. (b) 3-D GPR grid measurements in local Äspö96 coordinates in cross-line configuration following Molron et al. (2020) (along y-axis). 94

Figure 3-2 : (a) Pressure data before and after the injection below the double packers in BH1 (green) and BH2 (red) and in the injection section (black). The recovery section (blue dashed lines; not measured) was open to the atmosphere (14 days before and during the tracer tests). The reference and final GPR acquisition times and the injection times are represented in blue, yellow and red, respectively. (b) Tracer recovery (blue) and electrical conductivity of the outflowing water at the exit of BH1 (orange). 98

Figure 3-3 : Depth slices of 3-D GPR measurements (450 MHz) at 2.5 m (a,d,g), 3.6 m (b,e,h) and 4.5 m (c,f,i) depth. (a,b,c,) the time-to-depth converted processed data before injection, (d,e,f) the difference between time-to-depth converted processed data (reference - final) and (g,h,i) the difference between migrated data (reference - final). 101

Figure 3-4 : Migrated 450 MHz data represented by a vertical slice passing through the chosen boreholes. (a) Migration of the processed reference GPR acquisition data (before injection) and (b) migration of differences between acquisition times (reference – final). The shaded area corresponds to the zone above which we did not perform GPR profile surveys. The injection and extraction boreholes are BH2 and BH1, respectively, with the solicited sections highlighted in yellow along the boreholes. The apexes of white triangles indicate the location of observed relative amplitude changes that are analyzed in section “3.2.5.1 GPR-based scenario modeling” (Figure 3-6c,d). 102

Figure 3-5 : Migrated 160 MHz data represented by a vertical slice passing through the chosen boreholes. (a) Migration of the processed reference GPR acquisition data (before injection) and (b) migration of differences between acquisition times (reference – final). The shaded area corresponds to the zone above which we did not perform GPR profile surveys. The injection and extraction boreholes are BH2 and BH1, respectively, with the solicited sections highlighted in yellow along the boreholes. The apexes of white triangles indicate the location of observed relative amplitude changes that are analyzed in section “3.2.5.1 GPR-based scenario modeling” (Figure 3-6a,b). 103

Figure 3-6: Field migrated trace data for (a,b) the 450 MHz and (c,d) the 160 MHz data. Large GPR reflections originated from fractures situated (a,c) at 3.6 m of depth and at 1.14 m away from BH1 and (b,d) at 3.4 m of depth and at 2.18 m away from BH1. These reflections are pointed by white triangles on 2-D vertical slices on Figure 3-4 (450 MHz) and Figure 3-5 (160 MHz). The signals from reference and final GPR acquisitions are represented in black and red respectively. 106

Figure 3-7: GPR trace modeling for (a,b) 450 MHz frequency and (c,d) 160 MHz frequency. (a,c) We imposed a decrease of fluid EC filling the fracture with reference trace (black) corresponding to the initial EC at 1.8 S/m (from saline water table) and final trace (red) corresponding to the EC at 1.0 S/m (from tracer solution filling BH2 just before injection start); (b,d) we imposed a 50% increase of fracture widening with reference trace (black) corresponding to an aperture of 57 μm and final trace (red) corresponding to an aperture of 85 μm 107

Figure 3-8 : Pressure differences between boreholes (BH1 and BH2) between reference and final acquisition times of GPR. The pressure difference indicated in green and red are situated to the location of GPR signal analyzed, at 1.14 and 2.18 m away from BH1 respectively. 110

Figure 4-1 : Type of fracture intersections for (a) a borehole, (b) an outcrop, (c) a cylindrical tunnel, and (d) a rectangular tunnel. The fracture is supposed to be a disk and the trace of the intersection is showed in yellow. The angle used to calculate fracture probability is showed, the fracture pole, borehole/tunnel direction, and normal to the plan are represented in red, green, and blue respectively. 125

Figure 4-2 : (a) 3-D representation of data in TAS04. We considered fractures as disk-shaped and centered on boreholes. The open and sealed fractures are colored in red and green respectively. Tunnel fracture mapping is represented in black along a sampling length of 32.6 m; (b) tunnel shape and dimension. The tunnel length (not represented) is 36 m long; (c) tunnel photography showing the tunnel floor sawed and the 42 boreholes (cones are used to avoid tunnel flooding). 130

Figure 4-3 : Tadpole plots for (a) BH1, (b) BH2 and (c) BH3. This representation shows the fractures intersecting the boreholes according to depth and dip fracture orientation. The fracture aperture is characterized as open (red) or sealed (green). The direction of the dip is represented by the oriented black tails where north (0° and 360°), East (90°), South (180°), and West (270°) are pointing up, right, down, and left respectively. Modified from Molron et al. (2020). 131

Figure 4-4 : Stereonet (equal-area projection) of fracture orientation poles (white dots) for (a) borehole intersections (BH1, BH2, and BH3), orientations are weighted by Terzaghi (1965) and (b) tunnel wall intersections (TAS04), fractures intersections being weighted considering a rectangular shaped tunnel. The tunnel orientation is pointed by gray triangles. The fracture strike is read around the polar grid (0° to 360°) and the dip is read from the middle (0°) to the edges (90°). 133

Figure 4-5 : Tunnel trace length density distribution per unit surface observed for data (gray curve) and the proposed 2-D models computed by the maximum likelihood method and fitting the data. 134

Figure 4-6 : Two types of surface outcrops seen in Äspö area. The first one has a trace size distribution exponent around 2.2 in 2-D (corresponding to 3.2 in 3-D) and the second one is around 3.0 in 2-D (corresponding to 4.0 in 3-D). Figure from Davy et al. (2010). 137

Figure 4-7 : Fracture density by unit of surface per volume (**P32**) according to the characteristic length of a double power-law distribution behavior, depending on the exponent of the first law. The distribution parameters of the second law are fixed and correspond to the parameters of the “Model-2”. 138

Figure 4-8 : Comparison between numerical simulations and data for (a) Model-1 and (b) Model-3. 3-D representation of (c) the fracture network generated with Model-1 and (d) the fractures that intersect the rectangular tunnel, traces being in yellow. 139

Figure 4-9 : Orientation weight ratio between cylindrical and rectangular tunnel according to the fracture pole orientation with regard to the North (ϑ) and fracture dip (blue, green, red and dark). We supposed the tunnel oriented to the North. 141

Figure 4-10: Représentation des orientations des pôles de fractures générées sous la forme de Stereonet. Le strike du pôle de fracture (direction par rapport au Nord) se lit sur le quadrant du cercle ($0-360^\circ$, 0° et 360° pointant au Nord, 90° à l'est, 180° au sud et 270° à l'est) tandis que le DIP de la fracture (angle par rapport à l'horizontale) se lit du centre à l'extérieur du cercle ($0-90^\circ$). Les points circulaires et rectangulaires représentent les fractures générées avec un dip = 10° et dip = 90° respectivement. Les couleurs représentent la direction des fractures. Pour des supports d'échantillonnage orientés selon la direction W-E (triangles gris), les couleurs vertes et rouges représentent Des fractures parallèles et perpendiculaires respectivement par rapport aux supports tandis que les couleurs oranges et bleues représentent des fractures orientées à 30° et 60° respectivement. Ces mêmes couleurs seront réutilisées dans les figures qui suivent (Figure 4-11 à Figure 4-14). Les orientations uniformes des fractures sont représentées par les points gris uniformément distribués sur la totalité du stereonet. 143

Figure 4-11 : Distribution de densité des longueurs de traces, par unité de surface, intersectant un affleurement 2-D (triangles), un tunnel de forme cylindrique (cercles) et rectangulaires (carrés) pour des orientations de fractures uniformes. 145

Figure 4-12 : Distribution de densité des longueurs de traces, par unité de surface, intersectant l’affleurement 2-D pour des orientations de fractures de dip = 10° et dip = 90° et une dip direction de 0°, 30°, 60° et 90°. La courbe rouge et la courbe en tirets verts représentent la distribution des fractures perpendiculaires et quasi parallèles à l’affleurement. 146

Figure 4-13 : Distribution de densité des longueurs de traces, par unité de surface, intersectant un tunnel de forme cylindrique pour des orientations de fractures (A) de dip = 10°. la courbe en tirets verts représente la distribution de densité calculée avec un poids d’orientation (en termes de $1/\omega$) de 0.71, la courbe rouge correspondant à la distribution pour un poids d’orientation de 1.00 (fractures perpendiculaires); (b) de dip = 90°. les courbes en tirets représentent les distributions de densité calculées pour des poids d’orientation de 0.71 (verts), 0.79 (oranges), 0.94 (bleus) et 1.00 (rouges).149

Figure 4-14 : Distribution de densité des longueurs de traces, par unité de surface, intersectant un tunnel de forme rectangulaire pour des orientations de fractures (A) de dip = 10°. la courbe en tirets verts représente la distribution de densité calculée avec un poids d’orientation (en termes de $1/\omega(\theta)$) de 0.58, la courbe rouge correspondant à la distribution pour un poids d’orientation de 1.00 (fractures perpendiculaires); (b) de dip = 90°. les courbes en tirets représentent les distributions de densité calculées pour des poids d’orientation de 0.50 (verts), 0.75 (oranges), 0.93 (bleus) et 1.00 (rouges).150

Figure 4-15 : Comparaison des corrections en fonction de la géométrie des supports d’échantillonnage et de la direction (en termes de dip direction) des fractures pour des fracture de a) dip = 10° et b) dip = 90° 152

Figure 5-1 : Illustration des modèles stochastiques et comparaison entre eux. (A) modèle stochastique en une loi de puissance (noir) et modèle alpha associé (rouge) ; (b) modèle stochastique en deux lois de puissance (noir) et modèle alpha associé (rouge) ; (c) modèle stochastique en deux lois de puissance (noir) et modèles Lc-open associés. 172

Figure 5-2 : Illustration des fractures GPR déterministes. 174

Figure 5-3 : (a) Illustration des différents systèmes DFN. Le système déterministe (rouge) est celui où l’on retrouve les fractures GPR. C’est dans ce système que l’on cible les fractures stochastiques pour l’étape du conditionnement ; (b) illustration d’un DFN conditionné, le DFN déterministe (jaune) étant inséré dans le DFN stochastique (gris)..... 176

Figure 5-4 : Exemple de graphe dans le cas d’un amas de deux fractures qui connectent deux puits. Les nœuds (sphères rouges) représente l’intersection des fractures avec les puits ainsi que le centre de chacune d’elle. Les lignes de connexions (traits bleus) relient les nœuds des objets connectés entre eux. 177

Figure 5-5 : Critères de connectivité. (a) sections de BH2 connectées à BH1. BH2 est discrétisé de manière schématique en 25 sections de forage. (B) sections connectées entre BH1 et BH2 et sollicitée lors de l’expérience de l’essai de traçage (détaillée au chapitre 3). Les puits sont discrétisés de manière schématique en sections de 1 m d’épaisseur (épaisseur utilisées lors des essais d’injection qui ont permis de déterminer ces sections comme hydrauliquement actives). 180

Figure 5-6 : Illustration d’un amas connecté entre une section de BH2 et l’ensemble du puits BH1. Exemple d’un DFN stochastique Lc-open. (a) Extraction du backbone ; (b) Reconstruction du DFN

connecté à partir du graphe ; (c) L'amas connecté est représenté en bleu parmi le reste des fractures composant le DFN..... 181

Figure 5-7 : Analyse de sensibilité des scénarii stochastiques : Moyenne (sur les différentes réalisations des scénarii DFN) du nombre de fractures, Pour une gamme de fractures ciblées équivalente à la gamme de détection GPR (c-à-d. un dip <35° et une S_{max} de 10 m²) et situées dans un système équivalent à celui des fractures GPR en fonction de (A) la densité P32 et (b) le paramètre de percolation. Les symboles représentent la variation de S_{min} utilisée pour cibler les fractures et les couleurs représentent les différents scénarii stochastiques. 185

Figure 5-8 : Analyse de sensibilité des scénarii stochastiques : Moyenne (sur les différentes réalisations des scénarii DFN) des sections de BH2 (sur un total de 25 sections) connectées à BH1, à mesure que l'on supprime un certain nombre de fractures, exprimée en fonction de la densité du réseau de fractures. Le point correspondant au P32 maximal, correspond au DFN initial (sans suppression de fractures). (A) scénario Alpha (1pw) : suppression de [5, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20] et [5, 8, 10] fractures pour une S_{min} de 1 m² et 2 m² ; (B) scénario Alpha (2pw) : suppression de [5, 8, 10, 12, 14] fractures pour une S_{min} de 1 m² ; (c) scénario Lc-open (fopen 21%) : suppression de [10, 20, 30, 40] et [10, 20] fractures pour une S_{min} de 1 m² et 2 m² ; (d) scénario Lc-open (fopen 46%) : suppression de [10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80] et [10, 20] fractures. 186

Figure 5-9 : Analyse des connectivités entre BH2 discrétisé en 25 sections et BH1 discrétisé en une unique section sur toute sa longueur (au total 2 sections connectées ont été observées sur le terrain). Moyenne (sur les différentes réalisations des scénarii DFN) des sections de BH2 (sur un total de 25 sections) connectées à BH1 en fonction de (A) la densité P32 et (b) le paramètre de percolation. Les symboles représentent le caractère stochastique ou conditionné (selon une S_{min} spécifique) des scénarii DFN et les couleurs représentent les différents scénarii de DFN. 189

LISTE DES TABLES

Table 2-1 : <i>Experimental parameters used for the 3-D GPR acquisitions in common-offset mode.</i>	53
Table 2-2: <i>Results of hydraulic tests in 1-m packed-off sections for each borehole (BH1 to BH3) using High pressure Water Injection Controller (HWIC) equipment (Hjerne et al., 2013). Pressure measured in each 1-m test section shows the variation due to the hydraulic disturbance: injection tests give positive pressures and outflow tests give negative pressures. Hydraulic transmissivity was calculated from Moye's formula (Moye, 1967).</i>	66
Table 2-3: <i>Matching criteria based on the depth, strike and dip comparison between GPR reflectors (R) and core logged fractures (F). A maximum threshold was defined: 0.3 m for depth, 15° for dip and 60° for strike. The matching criteria is validated when the gap (calculated by subtracting values from R and F) is below the threshold (v). Any values above this threshold are rejected (x).</i>	73
Table 2-4: <i>Ratio of GPR detection according to fracture parameters: dip and aperture. Analysis is focused on the open fractures intersecting the boreholes (BH1 to BH3), dipping less than 25°.</i>	78
Table 4-1 : <i>2-D model proposal fitting with trace data. The size density distribution parameters are defined by the maximum likelihood method computed between a minimum and maximum trace length thresholds.</i>	134
Table 4-2 : <i>3-D models calculated by stereological rules for a cylindrical and rectangular tunnel shape, the mean orientation weights for all fracture traces observed on tunnel walls being 1.28 and 1.36 respectively.</i>	135
Table 4-3 : <i>Density comparison between 3-D model and borehole under the hypothesis of minimal length is borehole diameter.....</i>	136
Table 4-4 : <i>3-D model-3 based on the assumption of a density distribution following a double power-law.</i>	137
Table 4-5: <i>table récapitulative des probabilités d'intersections dépendant de l'orientation (dip et dip direction) des fractures et la géométrie du support d'échantillonnage.</i>	151
Table 5-1 : <i>Récapitulatif des scénarii conditionnés construits (v) en fonction du S_{min} [m^2] fixé et choisi pour cibler la gamme de fractures stochastiques à supprimer. Les DFN conditionnés non construits sont représentés par des croix (x).....</i>	175
Table 5-2 : <i>moyenne du Nombre de fractures sélectionnées en fonction de S_{min}. Ces fractures sont comprises dans une gamme d'orientation et de surface équivalente aux fractures détectées par le GPR (dip < 35° et $S_{max} = 10 m^2$), et situées dans un système de dimension équivalente au système déterministe.....</i>	183
Table 5-3 : <i>Liste du nombre de fractures supprimées en fonction de S_{min} (m^2) pour chaque scénario.</i>	184

Table 5-4 : Proportion des réalisations DFN contenant au moins les deux sections de BH2 (3.2-3.5 m et 7.1-7.5 m) connectées à BH1 (« Réalisations ayant 2 sections connectées [%] »). Cette analyse a été focalisée sur les réalisations qui contenaient déjà des sections connectées. Parmi les réalisations contenant les deux sections observées, nous avons calculé la proportion du nombre de sections cohérentes aux données (« Sections cohérentes [%] »). Les résultats pour les scénarii DFN stochastiques et conditionnés sont repris dans les colonnes « S » et « C » respectivement. Les scénarii non analysés sont représentés par le symbole « / », et les rapports sans valeur sont représentés par le symbole « - ».

..... 190

Table 5-5 : Proportion des réalisations DFN contenant les sections sollicitées lors de l'expérience de l'essai de traçage. cette analyse a été réalisées sur 20 et 100 réalisations de départ en fonction du scénarii dfn utilisé. Les résultats pour les scénarii DFN stochastiques et conditionnés sont repris dans les colonnes « S » et « C » respectivement. Les scénarii non analysés sont représentés par le symbole « / ».

..... 191

Chapitre 1

INTRODUCTION

SOMMAIRE

1.1. CONTEXTE ET MOTIVATIONS	2
1.2. ROCHES FRACTURÉES	5
1.2.1. Données disponibles	5
1.2.2. Modélisation DFN	14
1.3. MÉTHODE GPR	18
1.3.1. Principes fondamentaux	18
1.3.2. Imagerie des fractures	25
1.4. SITE D'ÉTUDE	31
1.4.1. Contexte industriel	31
1.4.2. Contexte géologique et tectonique régionale	32
1.4.3. Laboratoire souterrain « Äspö Hard Rock Laboratory »	35
1.5. POSITIONNEMENT DU SUJET DE RECHERCHE	40



1.1. CONTEXTE ET MOTIVATIONS

Les milieux souterrains abritent des ressources naturelles essentielles aux êtres vivants de notre planète. A l'heure actuelle, où changement climatique et surconsommation sont sources de débats, la gestion des ressources environnementales est une partie centrale et un défi majeur au sein de notre société. Parmi elles, l'eau est l'une des plus fondamentales pour la vie humaine et pourtant son accès peut être problématique dans certaines régions du globe du fait de sa répartition inégale (Gorelick & Zheng, 2015; Wada et al., 2010). Le milieu souterrain constitue un réservoir important si bien que l'eau, essentiellement souterraine (Gleeson et al., 2016), peut se retrouver au sein des couches sédimentaires mais aussi dans les milieux cristallins fracturés. La caractérisation des milieux fracturés est par conséquent essentielle pour la gestion de l'eau potable et la prédiction de risque de pollution (p. ex. Botha and Van Rooy (2001)). Dans ces réservoirs souterrains, on peut également y trouver des ressources énergétiques telles que les énergies fossiles (p. ex. les hydrocarbures ; Brantley et al. (2014)) ou énergies alternatives (p. ex. la géothermie ; Dezayes et al. (2010)) et des ressources minières (p. ex. Wang et al. (2016)).

L'exploitation intensive et la surconsommation de ces ressources provoquent la production de déchets et pollutions environnementales. Le besoin de stocker ces déchets ailleurs qu'en surface, nous amène à considérer un stockage en profondeur. Dans cette optique, les roches peu perméables, dont les massifs cristallins, sont de bons candidats par exemple dans le cadre de la séquestration de CO₂ (p. ex. Rutqvist et al. (2016)) ou dans le cadre de stockage de déchets radioactifs (p. ex. Tsang et al. (2015)). L'identification et la surveillance d'un site propice au stockage est donc nécessaire pour la sûreté de celui-ci et la prédiction de tout risque de fuite toxique à l'environnement (Figure 1-1).

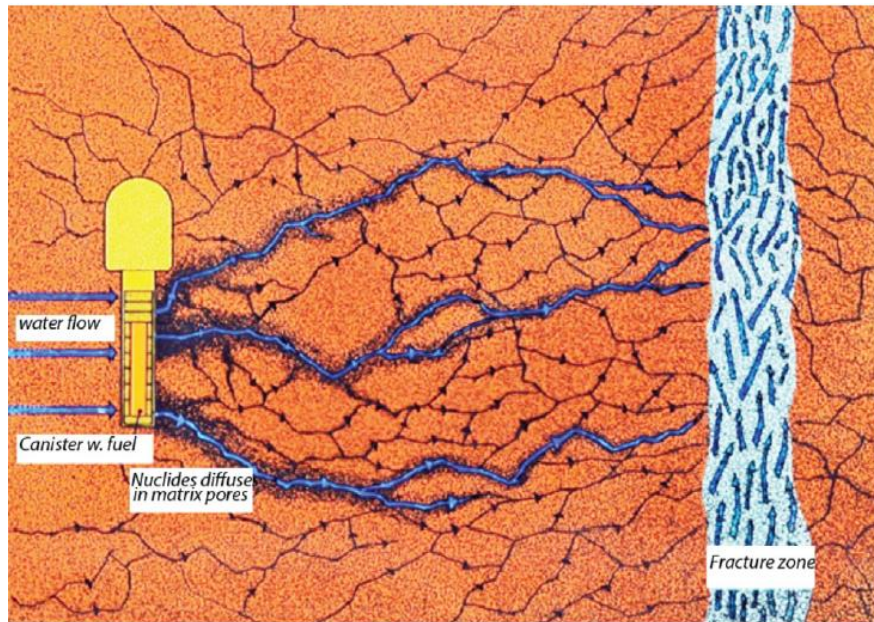


FIGURE 1-1 : SCÉNARIO D'UN CAS DE FUITE DE DÉCHETS NUCLÉAIRES DANS UN MILIEU FRACTURÉ (SKBF/KBS, 1983; TSANG ET AL., 2015).

Les milieux souterrains fracturés présentent une forte complexité due au fait que les écoulements se produisent essentiellement dans les fractures. La disposition spatiale de ces fractures et leur grande gamme de tailles (du microscopique au kilométrique) forment un réseau complexe dont la connectivité et les propriétés hydrauliques peuvent varier largement selon l'échelle à laquelle on les observe. L'observation directe de l'ensemble du réseau de fractures n'est pas possible et se réalise généralement de manière indirecte au travers des données de forages, ou à partir de l'observation des affleurements de tunnels creusés dans le milieu (Figure 1-2). Ces méthodes présentent cependant des limitations car elles fournissent des informations sur une partie restreinte du volume de roche et peuvent induire des perturbations des couches géologiques lors du creusement. C'est pourquoi des méthodes géophysiques, non invasives, ont été introduites, permettant d'étudier des volumes spatiaux et temporels plus importants que les méthodes traditionnelles. Pendant longtemps ces méthodes ont été utilisées dans un but de cartographie du milieu souterrain (caractérisation géométrique). Plus récemment, elles ont été intégrées aux expériences hydrogéologiques, formant la discipline de l'hydrogéophysique, qui a pour but d'utiliser la géophysique dans le cadre de la surveillance temporelle et de la caractérisation quantitative des processus (p. ex. le flux et le transport) et des paramètres hydrogéologiques souterrains (p. ex. teneur en eau, perméabilité, ...) (Hubbard & Rubin, 2005; Vereecken et al., 2006).

Malgré la gamme variée de ces différentes méthodes d'observation, elles ne sont cependant pas suffisantes pour capturer la dynamique du milieu souterrain. Des modèles doivent donc

être construits pour reproduire le réseau de fractures souterrain dans son ensemble et de manière simplifiée (Figure 1-2). Dans cette thèse, nous parlerons uniquement de l'approche discrète de la représentation de ces réseaux, dans laquelle les réseaux de fractures sont explicitement représentés par ce qu'on appelle communément des « Discrete Fracture Network » (DFN). Un DFN est une représentation du milieu fracturé en une population de fractures de différentes tailles, orientations et densités. Quand la matrice de la roche, i.e. le milieu environnant le DFN, est imperméable, l'ensemble des transferts hydrauliques se passent dans le milieu fracturé et la géométrie du DFN suffit à caractériser les propriétés hydrologiques de la roche. C'est le cas pour les milieux cristallins (granitiques, gneissiques, ...) où la perméabilité de la roche saine peut atteindre 10^{-20} - 10^{-17} m² tandis que celle d'une roche fracturée peut atteindre 10^{-15} - 10^{-11} m² (Freeze & Cherry, 1979). De cette manière, les processus d'écoulement et de transport au sein de la roche sont principalement affectés par les propriétés des fractures et la manière dont elles sont connectées. Le DFN est construit à partir d'observations déterministes ou de manière stochastique sur la base de la statistique des données d'observation de fractures visibles à la surface (affleurements de surface) et en profondeur (forages et tunnels). Cette modélisation du massif fracturé permet alors d'établir des prédictions de rentabilité (p. ex. dans le cas d'extraction de ressources) ou de sécurité/risque (p. ex. dans le cas d'enfouissement de déchets ou de stabilité mécanique du réservoir). Cependant, les DFN stochastiques, présentent souvent une variabilité géométrique et hydrogéologique élevée entre les différentes réalisations. Une large incertitude dans les modèles de prédiction est donc inévitable, à moins de réussir à inclure plus de données dans ces modèles (p. ex. sur la position exacte des fractures ou sur la connectivité entre fractures). Cette thèse tente de diminuer cette incertitude en récoltant des données acquises par la méthode géophysique de radar à pénétration de sol ou géoradar (GPR pour « Ground Penetrating Radar ») afin de récolter l'information géométrique 3-D des fractures et l'information de connectivité entre elles. Ces données 3-D seront insérées de manière déterministe dans les DFN stochastiques. Dans cette thèse, nous développerons notre méthodologie de travail depuis la récolte des données jusqu'à leur insertion dans les DFN.

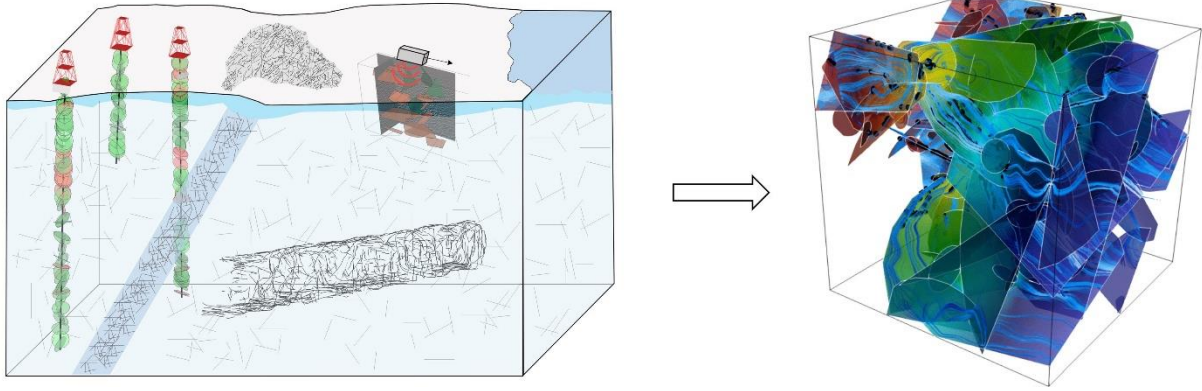


FIGURE 1-2 : ENSEMBLE DE MÉTHODES D'OBSERVATION DU MILIEU FRACTURÉ : FORAGES, AFFLEUREMENTS EN SURFACE OU EN PROFONDEUR (TUNNEL) ET MESURES GÉOPHYSIQUES. CES MÉTHODES SONT UTILISÉES POUR LA CONSTRUCTION D'UN DFN.

1.2. ROCHES FRACTURÉES

Une fracture est définie comme une cassure ou discontinuité de la roche, séparant celle-ci en deux morceaux distincts. Sous l'action de contraintes mécaniques, normales ou de cisaillement, agissant sur le matériau rocheux, il y aura une déformation élastique jusqu'à ce que le point de rupture (résistance de la roche) soit atteint, pour laisser place à une déformation cassante. C'est lors de cette dernière déformation que les fractures se forment (Bonnet et al., 2001; Engelder, 1987; Gudmundsson, 2011; NRC, 1996). Une roche est dite fracturée lorsqu'elle est composée d'un réseau de fractures. Le terme « fracture » est un terme général qui englobe différents types de cassures de roches, tels que failles (déplacement de cisaillement parallèle aux parois de la fractures), joints (déplacement perpendiculaire aux parois de la fractures), veines (joints remplis de minéraux), ... (Engelder, 1987). La taille des fractures varie de l'échelle microscopique, observées dans les grains et minéraux, à l'échelle de la croûte terrestre, observées par exemple aux limites des plaques (Bonnet et al., 2001; Gudmundsson, 2011). Dans cette thèse, nous parlerons de fracture pour signifier des joints et veines.

1.2.1. DONNÉES DISPONIBLES

1.2.1.1. SUPPORTS D'ÉCHANTILLONNAGE

Les réseaux de fractures naturels en 3-D ne sont malheureusement pas observables de manière directe et les propriétés géométriques des fractures, à savoir leur taille, orientation, ouverture et position vont être observées sur le terrain à partir de supports d'échantillonnage en 1-D ou 2-D.

Les forages fournissent une information 1-D en profondeur. La cartographie se base sur l'analyse des carottes extraites des puits et sur des images prises par une caméra insérée dans le forage. Les informations récoltées sont de types : profondeur d'intersection et positionnement par rapport au centre du puits, caractérisation d'ouverture (ouverte ou fermée), remplissage minéralogique, type de surface (rugueuse ou lisse), altération, orientation (azimuth et pendage), angle par rapport à la direction du puits, type de roche dans laquelle la fracture se trouve. L'information de la longueur de fracture est limitée au diamètre du forage.

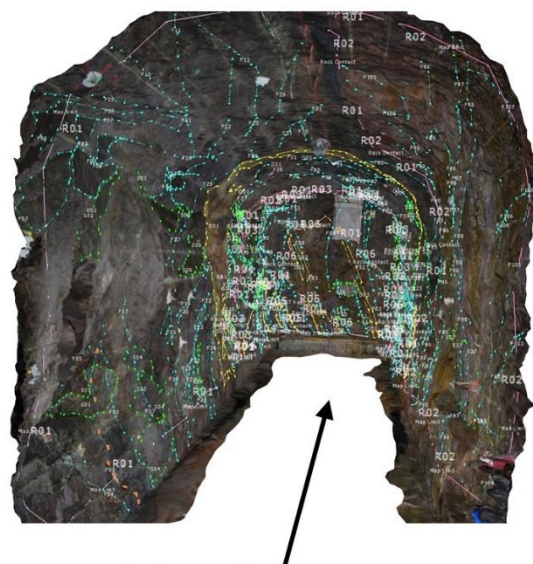
Les affleurements fournissent une information 2-D en surface (affleurement de type surface) ou en profondeur (affleurement de type tunnel). La cartographie des traces observées peut se réaliser à la main (Figure 1-3a), de manière automatisée par analyse d'images photogrammétriques (Figure 1-3b) (SKB, 2014) ou d'image LIDAR (Gomes et al., 2016). Les informations récoltées sont du même type que celles acquises par les forages, excepté que l'on a une information sur la longueur de la trace, contrairement au puits. Ces méthodes présentent toutefois des biais d'échantillonnage pour les petites (manque de résolution) et grandes (effet de troncature) fractures par rapport à la taille du support d'échantillonnage, impliquant un sous-échantillonnage de ces gammes de taille de fractures (Baecher, 1980; Laslett, 1982). Les conditions naturelles du support peuvent aussi apporter des biais d'échantillonnage, tels que des parties d'affleurement inaccessibles, enfouies sous une couverture végétale, très érodées, etc. Les différents types d'affleurements offrent une cartographie de fractures caractéristique en termes de gamme d'échelle de longueur et conditions locales (en surface ou en profondeur).

Pour terminer, des méthodes indirectes telles que les méthodes géophysiques, fournissent une information 3-D du réseau de fractures en profondeur dont la résolution est limitée aux tailles et orientations de fractures. Day-Lewis et al. (2017) proposent un aperçu des différentes méthodes géophysiques appropriées à l'étude des réseaux de fractures. De manière non-exhaustive, nous citons brièvement les méthodes de surface et en forage de type électrique (Robinson et al., 2016; Slater et al., 1997), sismique (Cosma et al., 2001) et électromagnétique à haute fréquence (Dorn et al., 2011a; Grasmueck, 1996; Shakas, 2017).

(a)



(b)



Tunnel direction

FIGURE 1-3 : MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE (A) MANUELLE (CRÉDITS PHOTO DIANE DOOLAE GHE, PLOEMEUR, BRETAGNE, FRANCE) ET (B) AUTOMATIQUE VIA DES IMAGES PHOTOGRAMMÉTRIQUES (TUNNEL D'ÅSPÖ HARD ROCK LABORATORY, SUÈDE ; CRÉDITS PHOTO PETER HULTGREN).

1.2.1.2. DÉFINITION DES ORIENTATIONS

L'orientation d'une fracture est définie par deux grandeurs : premièrement son pendage (« dip » en anglais), défini comme l'inclinaison de sa plus grande pente par rapport à un plan horizontal ; et deuxièmement sa direction par rapport au Nord. Cette dernière peut se mesurer soit à partir de la trace de fracture observée sur un plan horizontal (azimuth, « strike » en anglais), soit à partir de sa plus grande pente (« dip direction » en anglais) (Figure 1-4). Communément, le « strike » est mesuré de manière à ce que la « dip direction » se trouve à 90° à droite du « strike ». Nous utiliserons les termes anglais « strike », « dip » et « dip direction » tout au long de cette thèse.

La distribution des orientations de fractures observées dans la roche est « uniforme » lorsque les fractures n'ont pas d'orientation préférentielle et « non uniforme » dans le cas contraire. L'analyse de la distribution des orientations du réseau de fractures dans un massif rocheux permet de définir la connectivité entre les fractures et les propriétés hydrogéologiques qui en découlent, mais aussi de comprendre les différents épisodes mécaniques de fracturation. La manière la plus courante d'illustrer la distribution des orientations du réseau est la méthode de représentation par « stereonet » (Figure 1-5). Celle-ci consiste à la projection stéréographique du pôle de la fracture sur un plan 2-D. De cette manière, on peut y lire sur une même illustration, le dip et le strike d'une fracture.

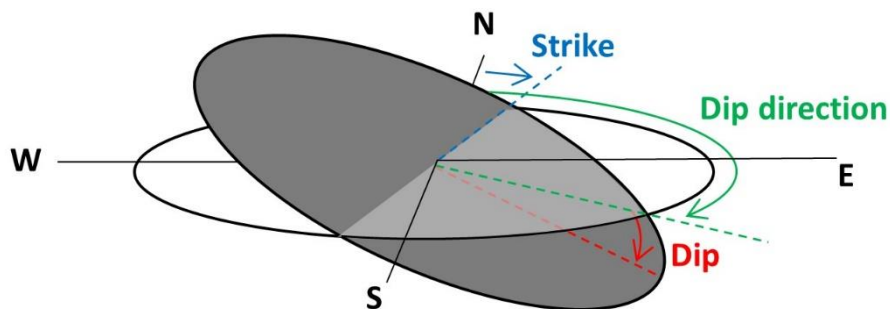


FIGURE 1-4 : ORIENTATION D'UNE FRACTURE EXPRIMÉE EN TERMES DE STRIKE (ORIENTATION PAR RAPPORT AU NORD), DIP (INCLINAISON DE LA PLUS GRANDE PENTE PAR RAPPORT À L'HORIZONTALE) ET DIP DIRECTION (ORIENTATION PAR RAPPORT AU NORD DE LA PLUS GRANDE PENTE).

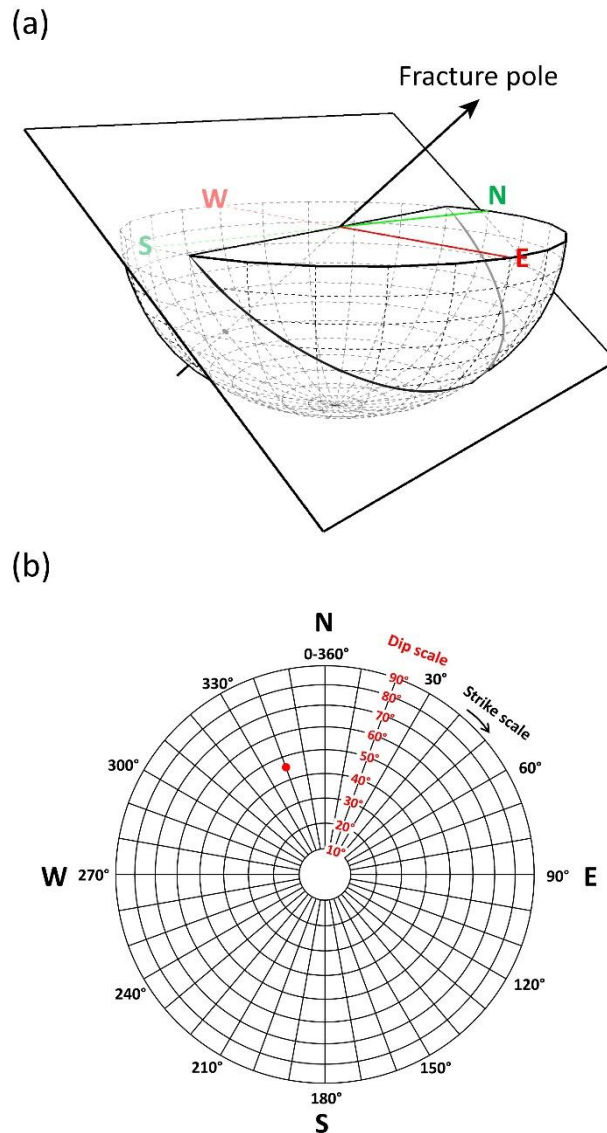


FIGURE 1-5 : MÉTHODE DE LECTURE DE LA DISTRIBUTION DES ORIENTATIONS DES FRACTURES PAR STERONEON. (A) MÉTHODE DE CONSTRUCTION D'UN STERONEON PAR PROJECTION STÉRÉOGRAPHIQUE (MODIFIÉ D'APRÈS LAVOINE (2020)) ET (B) PROJECTION (À SURFACE ÉGALE) D'UNE FRACTURE D'ORIENTATION 340°N ET DE DIP 45°.

1.2.1.3. DISTRIBUTION DES LONGUEURS

Dans le milieu naturel, on retrouve les fractures sur différentes gammes de longueur (du microscopique au kilométrique) (Bonnet et al., 2001; Gudmundsson, 2011). De nombreuses études, au cours de ce dernier demi-siècle, ont caractérisé les systèmes de fractures par la description des distributions des tailles de fractures et les propriétés spatiales « multi-échelles » qui en découlent (Bonnet et al., 2001; Bour & Davy, 1997; Davy et al., 2006). Différentes lois ont été utilisées pour décrire les distributions de longueurs de fractures telles que la loi log normale (Priest & Hudson, 1981; Rouleau & Gale, 1985), la loi gamma (Davy, 1993; Kagan, 1997), la loi exponentielle (Cruden, 1977; Priest & Hudson, 1981) et la loi de puissance (Bour, 2002; Davy, 1993) suivant la meilleure adéquation à la distribution des données. Pour

plus de détails et de références sur ces lois, nous vous invitons à lire la synthèse de Bonnet et al. (2001). La loi de puissance est la plus largement utilisée puisqu'elle ne nécessite pas de longueur caractéristique et qu'elle prend en compte toutes les gammes d'échelle (Figure 1-6b) (Sornette & Davy, 1991).

La distribution en loi de puissance des tailles de fracture stipule que le nombre de fractures décroît en fonction de leur taille, l , selon Davy (1993) :

$$n(l) = \alpha l^{-a}, \quad (1-1)$$

où $n(l)$ multiplié par un incrément de taille dl représente le nombre de fractures par unité de volume dont la taille est comprise entre l et $l + dl$; α représente le coefficient de proportionnalité de la densité de fractures ; a représente la pente de la courbe en loi de puissance, variant de 1 à 3 pour les réseaux de fractures naturelles en 2-D (Berkowitz, 2002).

Le nombre de fracture de taille l dans un volume V est exprimé comme :

$$N(l, V) = V n(l) dl. \quad (1-2)$$

La Figure 1-6a montre un exemple de la distribution en loi de puissance des densités de traces de fractures observées sur un affleurement de surface en Suède (Darcel et al., 2009). Comme dit dans la section « 1.2.1.1 Supports d'échantillonnage », l'échantillonnage d'une population de fractures est affecté par des biais de résolution (pour les petites fractures) et de troncature (pour les grandes fractures), influençant l'allure de la courbe de distribution. Les modèles mathématiques de distribution de tailles de fractures nous permettent alors d'extrapoler sur les gammes d'échelles que les données ne couvrent pas.

La Figure 1-6b illustre le comportement en loi de puissance de la distribution de densité des fractures pour toutes gammes de taille, allant de l'échantillonnage à partir des puits, à l'échantillonnage par images satellites/LIDAR pour des échelles de fractures plus grandes. L'information 3-D acquise par géophysique n'est pas représentée sur cette illustration car très peu d'études ont intégré la géophysique aux statistiques de distribution (p. ex. Dorn et al. (2013), Main et al. (1999) and Vlastos et al. (2003)).

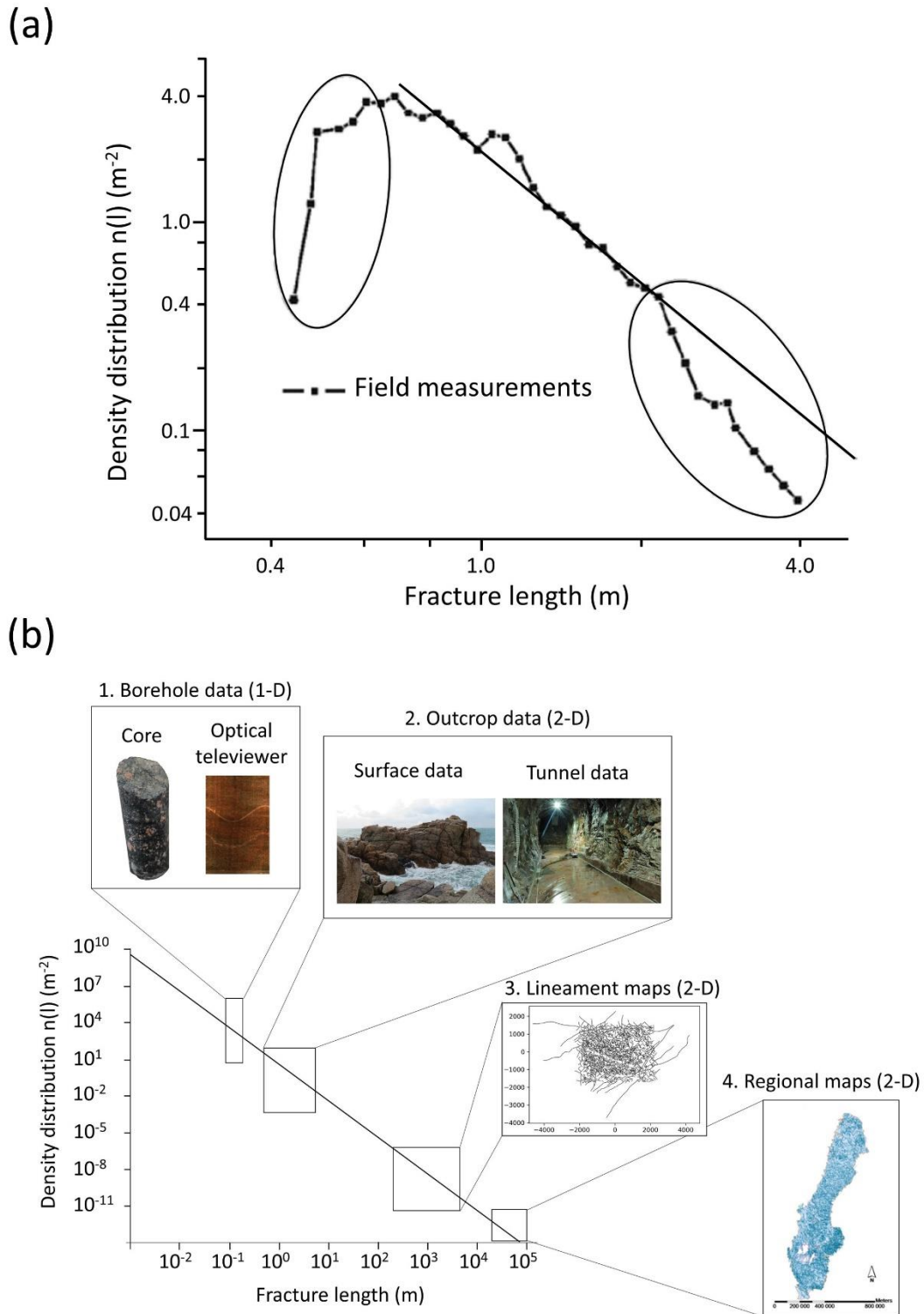


FIGURE 1-6 : DISTRIBUTION DES LONGUEURS DE TRACES DE FRACTURES. (A) EXEMPLE DE TRACES OBSERVÉES SUR UN AFFLEUREMENT 2-D. LES ZONES ENTOURÉES INDIQUENT LES LONGUEURS DE FRACTURES AFFECTÉES PAR LES BIAIS DE RÉOLUTION ET TRONCATURE D'ÉCHANTILLONNAGE (MODIFIÉ D'APRÈS DARCEL ET AL. (2009)). (B) ILLUSTRATION DE LA GAMME D'ÉCHELLE DE LONGUEURS DE FRACTURES ÉCHANTILLONNÉES PAR DIFFÉRENTS SUPPORTS D'ÉCHANTILLONNAGE 1-D ET 2-D (MODIFIÉ D'APRÈS DARCEL ET AL. (2004)). CRÉDITS IMAGES : GEOSIGMA (OPTICAL TELEVIEWER) ; ETIENNE LAVOINE (LINEAMENT MAPS) ; DARCEL ET AL. (2009) (REGIONAL MAPS).

1.2.1.4. INTENSITÉ DE FRACTURES

Les intensités de fractures, sont définies comme le nombre de fractures par unité de longueur (P_{10}), la longueur de fractures par unité de surface (P_{21}) et la surface de fractures par unité de volume (P_{32}). Les différentes notations ont été introduites par Dershowitz and Herda (1992).

L'intensité, P_{10} [m^{-1}], est calculée à partir des données d'intersections de fractures récoltées le long d'une ligne 1-D (scan-line) ou d'un puits (Figure 1-6b) selon :

$$P_{10} = \frac{N}{L}, \quad (1-3)$$

où N est le nombre de fractures et L est la longueur de la ligne ou du puits d'échantillonnage.

L'intensité, P_{21} [m^{-1}], est calculée à partir des données des traces de fractures observées sur un affleurement 2-D (plan 2-D ou tunnel 2-D) (Figure 1-6b) selon :

$$P_{21} = \frac{l_t}{S}, \quad (1-4)$$

où l_t est la longueur totale des traces de fractures observées sur le support 2-D et S est la surface totale de l'affleurement.

L'intensité, P_{32} [m^{-1}], est fréquemment utilisée pour caractériser le réseau de fractures en 3-D. Cependant l'information 3-D des fractures sur le terrain étant très peu observable de manière directe, il est nécessaire d'utiliser les dimensions inférieures pour la calculer. Dans le cas de fractures orientées de manière uniforme dans un bloc rocheux, le P_{32} peut être calculée directement comme suit (Dershowitz, 2000) :

$$P_{32} = 2 P_{10}, \quad (1-5)$$

$$P_{32} = \frac{4}{\pi} P_{21}, \quad (1-6)$$

à partir des données de forages et d'affleurements respectivement.

Dans le cas où les fractures ne sont pas orientées uniformément, l'orientation des fractures est influente et le P_{32} peut être calculé comme suit (Darcel et al., 2004, 2006; Davy et al., 2018b; Terzaghi, 1965):

$$P_{32} = \frac{1}{L} \sum \frac{1}{\sin(\theta)}, \quad (1-7)$$

$$P_{32} = \int_{l_{min}}^{l_{max}} n(l) \frac{\pi}{4} l^2 dl, \quad (1-8)$$

où θ est l'angle entre le pôle de la fracture et la normale de la direction du puits d'échantillonnage, $n(l)$ [m^{-4}] est la distribution de densité des longueurs de fractures en 3-D et $\frac{\pi}{4} l^2$ [m^2] est la surface de fractures dans le cas où l'on considère des fractures en forme de disque.

Pour terminer, nous citerons brièvement le terme de percolation, p , utilisé pour définir la densité de la connectivité du réseau de fractures. Elle se calcule comme suit (Bour & Davy, 1997, 1998; De Dreuzy et al., 2000):

$$p = \int_{l_{min}}^{l_{max}} n(l) \frac{\pi^2}{8} l^3 dl. \quad (1-9)$$

1.2.1.5. OUVERTURE DES FRACTURES

L'ouverture d'une fracture est définie par la séparation entre ses parois rugueuses, non homogène le long de la fracture (Tsang, 1992). Elle est caractérisée, par observation des carottes de puits ou traces sur affleurements, comme ouverte (« open ») ou fermée (« sealed »). Une fracture fermée (Figure 1-7a) est scellée par un remplissage minéralogique tandis qu'une fracture ouverte (Figure 1-7b) peut ainsi contenir de l'air, de l'eau, du gaz ou tout autre fluide (Munier & Talbot, 1993; NRC, 1996). L'ouverture d'une fracture est un paramètre important car il régit le flux et le transport de fluide. Une modification d'ouverture (par exemple sous l'action de contraintes mécaniques, normale et de cisaillement) entraînera une modification de transmissivité de la fracture. C'est ce qu'on appelle le couplage hydromécanique. De nombreuses études ont analysé l'effet de ce couplage et démontrent une corrélation entre contrainte mécanique, ouverture de la fracture et propriétés hydrauliques du réseau fracturé (p. ex. Fang et al. (2018), Fischer and Paterson (1992), Thörn (2015)).

L'ouverture peut se définir de manière globale ou locale. La première, appelée ouverture hydraulique, est définie par l'ouverture entre deux surfaces supposées parallèles qui permet le passage d'un flux (elle ne tient pas compte des surfaces rugueuses de la fracture) (Tsang, 1992; Witherspoon et al., 1980). La deuxième, appelée ouverture mécanique, est définie comme la moyenne arithmétique de l'ouverture sur tout le long de la fracture dans laquelle se trouve le fluide (elle tient compte ici des irrégularités des parois).

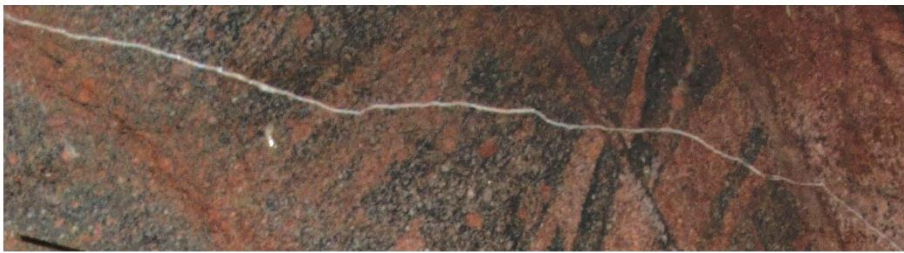
Dans le Chapitre 3, nous parlerons de rigidité de fracture et de compressibilité de la roche. De manière simple, la rigidité d'une fracture (« fracture stiffness » en anglais), κ [Pa/m], est définie comme une propriété mécanique qui relie contrainte et déformation de la fracture (Hopkins et al., 1987) selon :

$$\kappa = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\delta'} \quad (1-10)$$

où $\Delta\sigma$ [Pa] est la variation de contrainte et $\Delta\delta'$ [m] est la variation du déplacement des parois de la fracture.

C'est elle qui relie la variation de volume à l'ouverture de la fracture suite à une contrainte appliquée (NRC, 1996). Lorsqu'une contrainte agit sur une fracture, celle-ci se déforme. La déformation sera plus grande pour une rigidité plus faible et une faible contrainte est alors suffisante pour induire un changement d'ouverture. Au contraire, une contrainte plus élevée est nécessaire à mesure que la rigidité de la fracture est élevée. La compressibilité d'une roche (« rock compressibility » en anglais) est définie également comme la variation de volume d'une roche (lié à la porosité mais pas uniquement) en fonction de l'application d'une pression sur la roche, affectant ainsi un changement de l'ouverture des fractures (NRC, 1996).

(a)



(b)

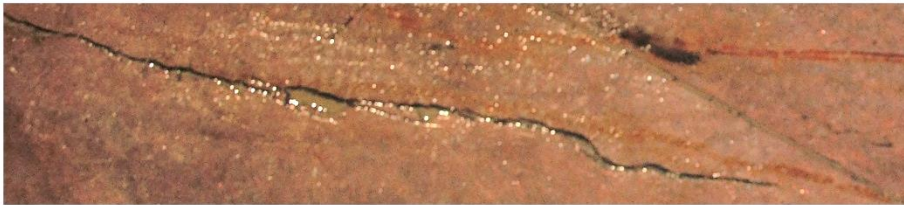


FIGURE 1-7 : FRACTURES OBSERVÉES SUR LE TERRAIN (DANS LE TUNNEL « TAS04 », ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY). ELLES SONT CARACTÉRISÉES COMME (A) FERMÉE ET (B) OUVERTE. CES IMAGES MONTRENT UNE PARTIE DES FRACTURES, COUPÉES À 30 CM SUR LA PHOTO.

1.2.2. MODÉLISATION DFN

Un réseau de fractures discrètes, dit DFN (« Discrete Fracture Network »), peut être défini comme une population de fractures discrètes représentant un réseau de fractures naturelles (Davy et al., 2018b). La modélisation DFN est utilisée pour décrire et comprendre les processus hydrogéologiques (transport et flux), structuraux et mécaniques qui se produisent au sein

du réseau ; elle est utilisée en objectif final comme un moyen de prédiction. La méthode discrète consiste à générer des fractures d'une certaine dimension distribuées dans un espace de dimension supérieure. Par exemple, des traces de fractures (1-D) distribuées sur une surface de roche (2-D) ou des plans de fractures (2-D) distribués dans un volume de roche (3-D).

Afin de représenter les propriétés géométriques des fractures (orientation, taille, position, forme, ...) et la manière dont elles sont connectées le plus fidèlement possible, la modélisation se base sur les données acquises sur le terrain. On dit que la modélisation est contrainte aux données.

Trois types de DFN seront présentés dans ce chapitre : les DFN déterministes, les DFN stochastiques et les DFN conditionnés. Notons que d'autres types de modèles DFN existent également, par exemple, les DFN géomécaniques et génétiques. Nous vous référons à Jing (2003), Lei et al. (2017) et Lavoine (2020) pour plus d'informations et de références sur ce sujet.

1.2.2.1. DFN DÉTERMINISTES

Les DFN déterministes sont construits uniquement à partir des données observées sur le terrain de manière directe (observations en forage ou sur affleurements) ou indirecte (par méthodes géophysiques). Par exemple, Stephens et al. (2015) ont modélisé de manière déterministe des zones de déformation et des domaines de fractures 3-D sur base de données magnétiques pour l'imagerie des linéaments de surface et de données sismiques et de forage pour contraindre les orientations des zones de déformation. Un autre exemple de DFN déterministe est illustré sur la Figure 1-8. Ce DFN a été construit à partir d'images GPR acquises dans le cadre de cette thèse (la description de l'expérience et les résultats d'analyse sont développés au Chapitre 2).

Cependant ce type d'approche ne couvre qu'une certaine gamme de taille et d'orientation de fractures observables sur le terrain pour le volume de roche considéré. C'est pourquoi une approche statistique des données est nécessaire pour inclure les gammes de fractures non observables.

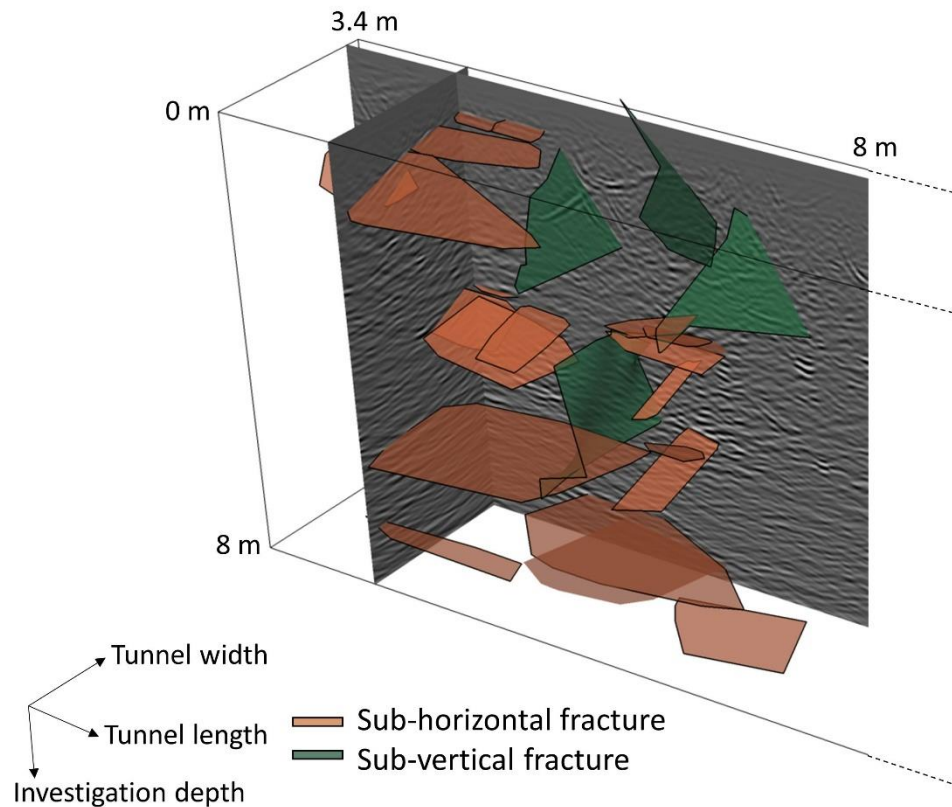


FIGURE 1-8 : EXEMPLE D'UN DFN DÉTERMINISTE CONSTRUIT SUR BASE DE DONNÉES GPR.

1.2.2.2. DFN STOCHASTIQUES

Traditionnellement, les réseaux de fractures 3-D stochastiques sont construits à partir d'une analyse statistique des données de dimension inférieure récoltées sur le terrain, telles que les données de forage (1-D) et de traces de fractures (2-D). Ces données sont analysées en termes de distribution des orientations, distribution des longueurs de traces et intensités de fractures. Dans leur représentation la plus simple, la position des fractures est générée de manière aléatoire et uniforme (Long et al., 1985; Priest & Hudson, 1976), et les distributions des propriétés géométriques (position, orientation et longueur) sont considérées comme indépendantes : on parlera alors de "DFN Poissonien".

Le passage des informations 1-D et 2-D à une information 3-D nécessite l'utilisation de règles stéréologiques (Mauldon & Mauldon, 1997; Piggott, 1997; Terzaghi, 1965). Le manque d'information 3-D nous force à supposer une géométrie de fractures simplifiée telle qu'elliptique, rectangulaire ou encore en forme de disque. La construction d'un modèle stochastique et les règles stéréologiques sont expliquées, démontrées et appliquées dans le Chapitre 4.

Le DFN généré représente la géométrie des fractures et est appelé « Geo-DFN ». Il est utilisé comme support pour les simulations de flux et transport (« Hydro-DFN ») à partir desquelles sont dérivées les propriétés macroscopiques de la roche fracturée (p. ex. la perméabilité) dans un but de prédiction de transport de contaminant (Selroos et al., 2002) (Figure 1-9), mais aussi les paramètres mécaniques et élastiques de la roche (Davy et al., 2018a) dans un but de prédiction de stabilité des roches (p. ex., lors du creusement d'un tunnel ou d'une mine).

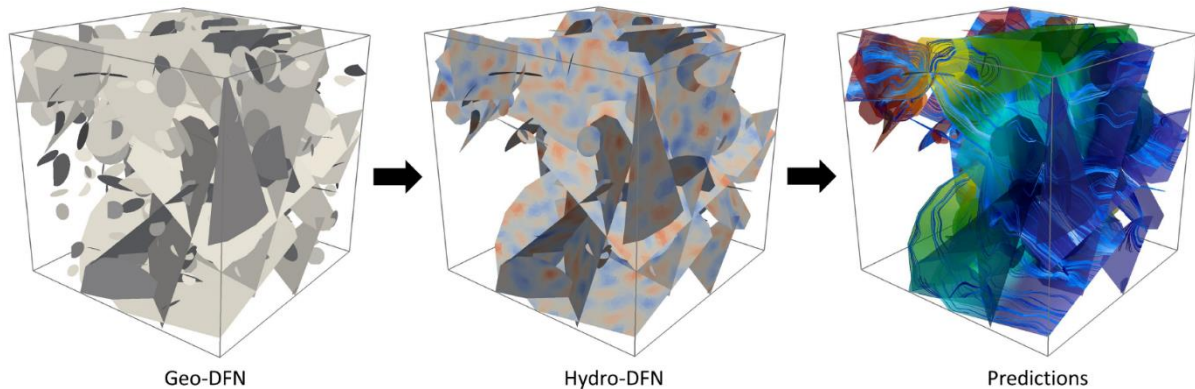


FIGURE 1-9 : EXEMPLE DE MODÉLISATION DFN DANS LE CADRE D'UNE ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE ET DE PRÉDICTION DE TRANSPORT DE CONTAMINANT. CRÉDITS IMAGE : LAVOINE (2020).

Les suppositions géométriques simplifiées ont leur désavantage pour une représentation fiable du milieu naturel et des divergences entre modèles et données ont été mises en avant d'un point de vue géométrique, géomécanique et hydrogéologique, avec des conséquences sur les prédictions (Lei et al., 2017). Plusieurs solutions ont été apportées à ces modèles, dont le conditionnement aux données, qui combine l'information de position de fractures dans les modèles statistiques. Pour plus de détails et références sur les différentes solutions, nous vous référons à la synthèse de Lei et al. (2017).

1.2.2.3. DFN CONDITIONNÉS

L'apport de l'information déterministe dans les réalisations de DFN stochastiques permet d'apporter une condition supplémentaire au réseau qui honore les données d'observation, on parle dès lors de conditionnement de modèles. Cette information peut être de type géométrique (p. ex. position, orientation et taille de fractures) insérée dans les « géo-DFN » ou hydrogéologique (p. ex la connectivité entre fractures) insérée dans les « hydro-DFN ». De cette manière, il est possible de quantifier l'incertitude géométrique et hydrogéologique des réseaux de fractures liées à la variabilité des différentes réalisations et ainsi augmenter la certitude des prédictions. Cette méthode s'est avérée pertinente pour la prédiction de flux et transport dans la roche (p. ex. Andersson and Dverstorp (1987), Appleyard et al. (2018) et Dorn et al. (2013)).

La méthode de construction d'un DFN conditionné est expliquée plus largement et appliquée dans le Chapitre 5.

1.3. MÉTHODE GPR

1.3.1. PRINCIPES FONDAMENTAUX

La méthode de radar à pénétration de sol ou géoradar (« Ground Penetrating Radar » (GPR)) est une méthode géophysique non-invasive qui a pour but d'imager le sous-sol en haute résolution 3-D. Depuis plusieurs années, elle est fréquemment utilisée dans divers domaines d'étude, comme par exemple, la prospection archéologique (Goodman et al., 1995; Goodman et al., 2004), la glaciologie (Drews et al., 2017; Spagnolo et al., 2014), la détection de chenaux souterrains (Holden, 2004; Holden & Burt, 2002), la détection d'hydrocarbures (Lane Jr et al., 2000), et la caractérisation des fractures dans les environnements miniers (Grégoire & Halleux, 2002; Porsani et al., 2006). La caractérisation des réseaux de fractures par le GPR est devenue commune depuis ces 30 dernières années, et sera développée dans la section « 1.3.2 *Imagerie des fractures* ».

Le principe de base de l'imagerie repose sur le principe de la réflexion et de la transmission. Le GPR est composé de deux types d'antennes ayant chacune un rôle précis : l'antenne émettrice qui envoie le signal dans le sous-sol et l'antenne réceptrice qui l'enregistre. Le signal envoyé est une onde électromagnétique (EM) de fréquence variant de 10-10000 MHz et de longueur d'onde d'ordre métrique à centimétrique (Lane Jr et al., 2000).

1.3.1.1. RÉFLEXIONS ET TRANSMISSION

La réflexion et la transmission de l'onde radar vont dépendre non seulement de plusieurs paramètres physiques du matériau composant le sous-sol tels que la permittivité ϵ , la conductivité électrique σ , la perméabilité magnétique μ et l'épaisseur de la couche du sous-sol investiguée mais aussi des paramètres physiques de l'onde EM envoyée tels que la fréquence du champ d'onde, l'angle d'incidence et la polarisation (Annan, 2003; Jol, 2008; Lane Jr et al., 2000).

La permittivité, ϵ [F/m], décrit la capacité de réponse d'un matériau (stockage ou relâchement d'énergie EM) sous l'influence d'un champ électrique appliqué. Elle est généralement exprimée par une constante relative, dite constante diélectrique (ϵ_r), calculée par le rapport de la permittivité du matériau (ϵ) et la permittivité du vide (ϵ_0) estimée à 8.85×10^{-12} [F/m]. Ainsi, on peut relier la vitesse de propagation, la longueur d'onde et la fréquence de l'onde dans un matériau à la permittivité relative de ce matériau (Lane Jr et al., 2000) par :

$$v = \frac{C}{\sqrt{\epsilon_r}}, \quad (1-11)$$

$$\lambda = \frac{v}{f}, \quad (1-12)$$

où v est la vitesse de l'onde EM dans le matériau [m/s] ; C est la vitesse de la lumière estimée à 2.998×10^8 [m/s] ; ϵ_r est la constante de permittivité diélectrique du matériau ; λ est la longueur de l'onde EM [m] et f est la fréquence de l'onde EM [Hz].

La conductivité électrique, σ [S/m], décrit la capacité de transport de charges électriques d'un matériau sous l'action d'un champ électrique. Par exemple, lorsqu'une onde EM traverse un fluide, les particules ioniques vont s'exciter par l'énergie EM et interagir entre elles, et convertir cette énergie en chaleur, résultant une perte d'énergie générale.

La perméabilité magnétique, μ [H/m], décrit la capacité de magnétisation d'un matériau. La variabilité de ce paramètre est faible et par conséquent a peu d'influence sur la propagation de l'onde dans le matériau sauf si ce dernier est composé de minéraux ferromagnétiques tels que le fer et le nickel ainsi que leurs oxydes et sulfides. Dans la plupart des matériaux géologiques composant le sous-sol, la fraction ferromagnétique est estimée à moins de 2%. En conséquence, la perméabilité magnétique est fréquemment exprimée comme la constante relative de l'espace vide estimée à 1.26×10^{-6} [H/m] (Jol, 2008).

De manière générale, les matériaux étudiés par le GPR ne sont pas purs et sont composés de différents éléments (p. ex. une roche peut être constituée de différents types de minéraux et de pores remplis de différents fluides). La présence d'eau dans un sol ou une roche va fortement influencer la permittivité et la conductivité de l'environnement étudié.

L'équation de Topp (Topp et al., 1980) va mettre en relation, de manière empirique, la teneur en eau (θ) et la constante diélectrique (ϵ_r) d'un sol composé de minéraux:

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3. \quad (1-13)$$

Cette relation prédit la constante diélectrique globale du milieu étudié en fonction de sa teneur en eau. Illustrée sur la Figure 1-10a (Annan, 2003), elle montre que pour un sol ayant une teneur en eau nulle, la constante diélectrique sera très faible (aux environs de 3-4). Au contraire, la constante diélectrique augmente au fur et à mesure que la teneur en eau augmente, la porosité du milieu limitant celle-ci. Il faut noter qu'un sol plutôt riche en matière organique ne suit pas la règle empirique de cette équation (Slater et al., 2009).

De manière plus théorique, le modèle CRIM (« Complex Refractive Index Model ») met en relation la teneur en eau et la porosité (ϕ) avec la permittivité de chaque constituant du milieu. La permittivité globale du milieu est par conséquent exprimée (Wharton et al., 1980) par :

$$\varepsilon_r = [\theta \varepsilon_w^\alpha + (1 - \phi) \varepsilon_s^\alpha + (1 + \phi) \varepsilon_a^\alpha]^{1/\alpha}, \quad (1-14)$$

où α est un paramètre qui prend en compte l'orientation du champ électrique en fonction de la géométrie du milieu (càd. $\alpha = 1$ et $\alpha = -1$ si le champ électrique est parallèle ou perpendiculaire respectivement aux couches du sous-sol ; $\alpha = 0.5$ dans le cas d'un milieu isotrope (Huisman et al., 2003)); ε_w , ε_s , ε_a sont respectivement les permittivités de l'eau, des particules du sol et de l'air.

La loi d'Archie (Telford et al., 1976) va mettre en relation, de manière empirique, la teneur en eau et la conductivité électrique du milieu par (Annan, 2003):

$$\sigma = a \phi^m S^n \sigma_w + \sigma_c, \quad (1-15)$$

où m , n et a sont des constantes (1.3 à 2.5, 0.4 à 2 et 2 respectivement) ; σ_w et σ_c sont la conductivité de l'eau de porosité et la conductivité de la surface des grains du matériau (charges piégées à la surface des grains) ; S est la fraction de l'espace poreux rempli d'eau. Illustrée sur la Figure 1-10b, la relation montre, de manière similaire à la relation de Topp, que pour un sol ayant une teneur en eau nulle, la conductivité du milieu est très faible pour ensuite augmenter au fur et à mesure que la teneur en eau augmente, la conductivité maximale étant déterminée par la porosité du milieu.

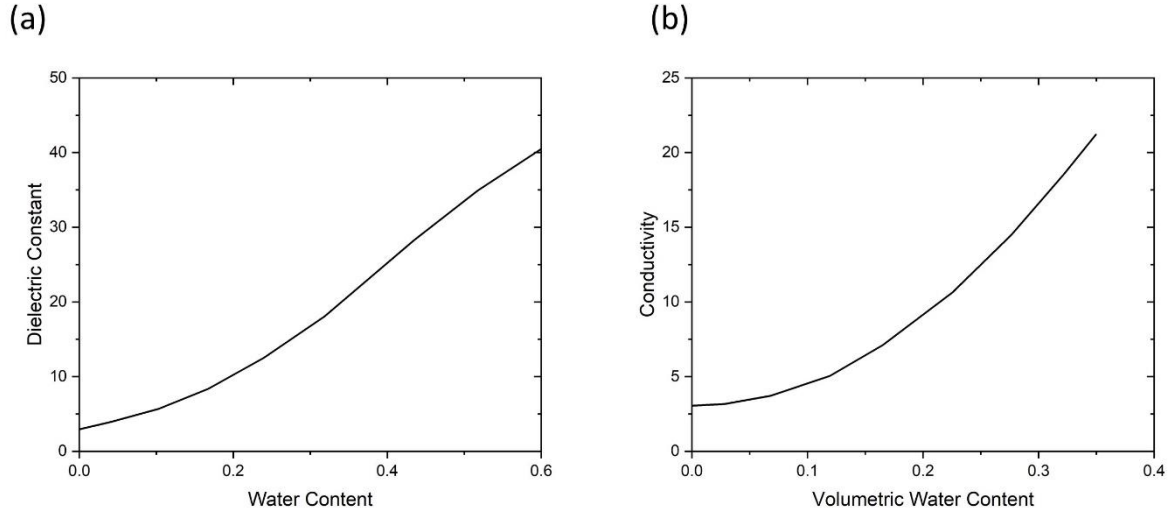


FIGURE 1-10 : (A) EVOLUTION DE LA CONSTANTE DIÉLECTRIQUE D'UN MILIEU EN FONCTION DE SA TENEUR EN EAU SELON L'ÉQUATION DE TOPP (TOPP ET AL., 1980). (B) EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITÉ D'UN MILIEU SELON SA TENEUR EN EAU SELON LA LOI D'ARCHIE (TELFORD ET AL., 1976). MODIFIÉ D'APRÈS ANNAN (2003).

Les propriétés salines de l'eau jouent un rôle important dans les valeurs de la permittivité et la conductivité électrique d'un matériau (Lesmes & Friedman, 2005; Sen & Goode, 1992). Dans le cas d'une solution aqueuse « monovalente » (p. ex. NaCl), la constante diélectrique, ϵ_r , va diminuer en fonction de l'augmentation de la concentration ionique dans la solution (Olhoeft, 1981):

$$\epsilon_r(C) = \epsilon_r(T) - 13.00C + 1.065C^2 - 0.03006C^3, \quad (1-16)$$

où C est la concentration effective du sel [mol/L], T est la température [°C] et $\epsilon_r(T)$ est l'influence de la constante diélectrique en fonction de la température (Weast & Astle, 1983) selon :

$$\epsilon_r(T) = 78.74[1 - 4.759 \times 10^{-3}(T - 25) + 1.19 \times 10^{-5}(T - 25)^2 - 2.8(T - 25)^3]. \quad (1-17)$$

La conductivité électrique des eaux naturelles, σ_w , varie en fonction de la quantité, n , de leur composants ioniques et sels dissous (Lesmes & Friedman, 2005; Schön, 2015) selon :

$$\sigma_w \cong \sum_{i=1}^n \alpha_i C_i z_i m_i, \quad (1-18)$$

où α_i est la fraction de molécules dissociées du soluté initial (degré de dissociation), C_i [mol/L] est la concentration ionique du soluté, z_i est le nombre liaisons ioniques de l'atome (valence) et m_i [m²/Vs] est la capacité des molécules ioniques à se déplacer, dans un milieu (gaz ou

liquide) sous l'action d'un champ électrique (mobilité ionique). Au plus une eau est saline, au plus sa conductivité électrique sera élevée. À titre d'information, la conductivité électrique d'une eau pure et d'une eau de mer s'élève à $\approx 5 \times 10^{-6}$ [S/m] et ≈ 5 [S/m] respectivement (Freeze & Cherry, 1979).

La réflexion (communément appelée « réflexion de Fresnel ») et la transmission (réfraction) de l'onde radar se produisent sur des interfaces géologiques dont les propriétés diélectriques diffèrent (contraste diélectrique) (Figure 1-11a). De manière générale, on considère un premier milieu résistif qui favorisera la propagation de l'onde EM (le volume d'investigation sera plus important pour un milieu plus résistif). La loi de Snell explique le comportement physique de l'onde envoyée (incidente) dans un premier milieu, sa réflexion et transmission sur une couche géologique de propriétés diélectriques différentes par :

$$\frac{\sin \theta_{i,1}}{v_1} = \frac{\sin \theta_{t,2}}{v_2}, \quad (1-19)$$

où $\theta_{i,1}$ [°] et v_1 [m/s] sont l'angle d'incidence et la vitesse de l'onde dans le milieu 1 ; $\theta_{t,2}$ [°] et v_2 [m/s] sont l'angle de transmission et la vitesse de l'onde dans le milieu 2.

Dans le cas de la réflexion, l'angle de réflexion sera équivalent à l'angle d'incidence. Dans le cas de la transmission, le changement de la vitesse de l'onde entre les deux milieux impliquera un changement dans la direction de propagation de l'onde (réfraction).

Le coefficient de réflexion, R , pour une onde plane se réfléchissant sur une limite supposée plane entre deux milieux, quantifie l'amplitude du champ EM et est exprimée selon Lane Jr et al. (2000) par :

$$R = \frac{\sqrt{\frac{\mu_2}{\varepsilon_2}} - \sqrt{\frac{\mu_1}{\varepsilon_1}}}{\sqrt{\frac{\mu_2}{\varepsilon_2}} + \sqrt{\frac{\mu_1}{\varepsilon_1}}} \quad (1-20)$$

où μ [H/m] et ε [F/m] sont la perméabilité magnétique et permittivité électrique des milieux 1 et 2.

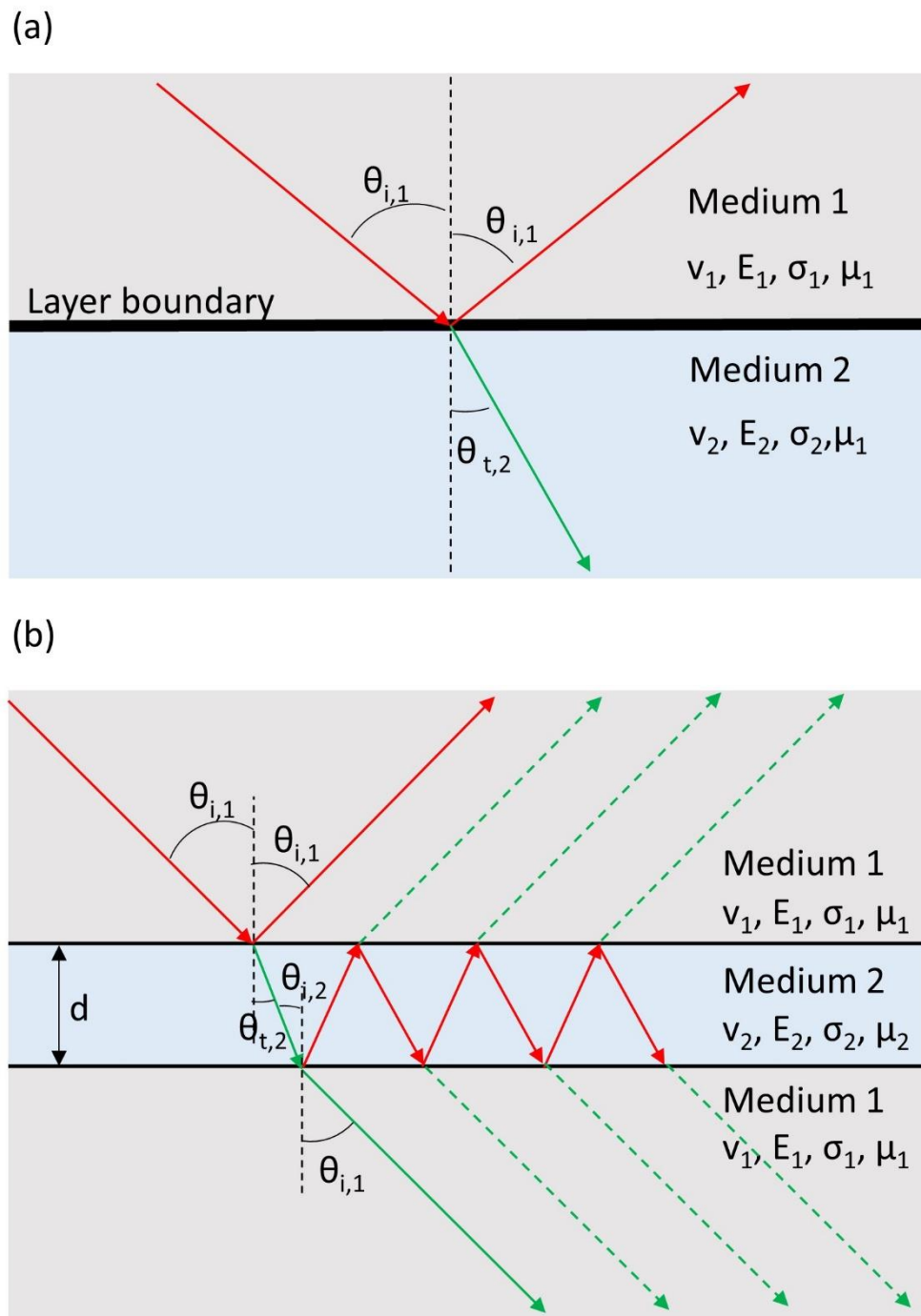


FIGURE 1-11: COMPORTEMENT D'UNE ONDE GPR ENVOYÉE DANS UN MILIEU GÉOLOGIQUE SOUTERRAIN PRÉSENTANT DES COUCHES GÉOLOGIQUES DE PROPRIÉTÉS PHYSICO-ÉLECTRIQUES DIFFÉRENTES (CONTRASTE DIÉLECTRIQUE) DANS LE CAS (A) D'UN MILIEU À DEUX COUCHES, LA LIMITE ÉTANT CONSIDÉRÉE COMME PARFAITEMENT PLANE, IMAGE MODIFIÉE D'APRÈS ANNAN (2003) ET JOL (2008); ET (B) D'UNE FRACTURE COMPRISE DANS UN MILIEU HOMOGENÈME, DONT L'OUVERTURE (d) EST PLUS PETITE QUE LA LONGUEUR D'ONDE DU SIGNAL, IMAGE MODIFIÉE D'APRÈS DEPARIS AND GARAMBOIS (2008). L'ONDE INITIALEMENT TRANSMISE ET LES ONDES RÉFLÉCHIES SONT REPRÉSENTÉES EN ROUGE ET LES ONDES RÉFRACTÉES SONT REPRÉSENTÉES EN VERTS.

1.3.1.2. DIFFRACTION ET MIGRATIONS

Lorsque des hétérogénéités ponctuelles (de taille inférieure à la longueur d'onde) sont présentes dans le sous-sol (une cavité, un objet enfoui,...) ou en surface (un arbre, une clôture,...), l'onde électromagnétique va générer une diffraction (énergie dispersée) (Figure 1-12a) exprimée sous forme d'hyperboles sur les images verticales (schématisé en bleu sur la Figure 1-12b et surligné en rouge sur la Figure 1-15a), ou en forme de cercle sur les images horizontales (schématisé en mauve sur la Figure 1-12b et entouré en rouge sur la Figure 1-13a). Ces structures sont souvent considérées comme du bruit car elles interfèrent avec les réflexions GPR, modifiant leur profondeur et amplitude réelle ; elles nécessitent par conséquent d'être supprimées avant l'interprétation des données. Il est tout de même à noter qu'une réflexion GPR peut être considérée comme une conséquence de plusieurs diffractions voisines (Annan, 2003; Jol, 2008).

Pour cela, on utilise la méthode de migration, qui a pour but de ramener les queues de l'hyperbole en un point source, de relocaliser les réflexions GPR à la bonne profondeur et de corriger leur amplitude. Initialement utilisées pour les méthodes sismiques, il existe différents types de migration dont les plus connues sont la migration F-K, la migration de Kirchhoff et la migration par « stacking ». Dans le cas le plus simple, l'étape de migration nécessite une connaissance de la vitesse moyenne de l'onde se propageant dans la structure géologique. Elle peut se déterminer, par exemple, en faisant correspondre la forme d'une fonction hyperbolique (spécifiée par la vitesse) à la forme observée sur les données (Jol, 2008) ou visuellement en analysant les profils migrés. Une vitesse trop faible de migration laissera un résidu d'hyperbole en forme de \cap , tandis qu'une vitesse trop élevée fera apparaître des structures en forme de U. Cependant pour une représentation plus fiable du milieu naturel, une migration basée sur des modèles de vitesse 3-D doit être utilisée. Pour plus d'informations et de références sur les types de migrations, nous vous référons à Jol (2008) et Annan (2003).

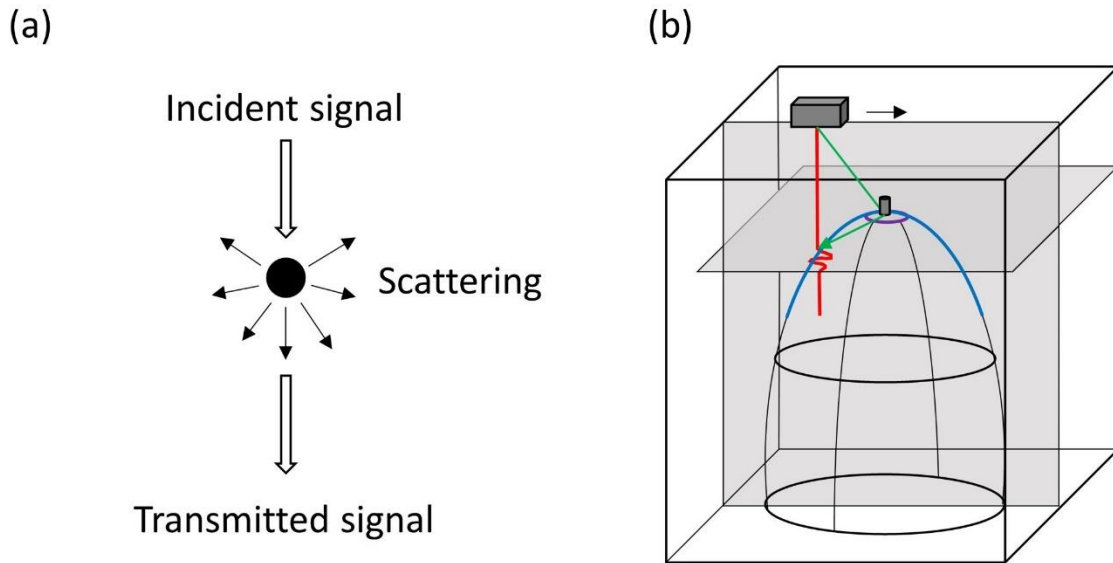


FIGURE 1-12 : SCHÉMA ILLUSTRANT LE PRINCIPE DE DIFFRACTION. (A) DIFFRACTION DE L'ONDE INCIDENTE SUR UNE HÉTÉROGÉNÉITÉ DU SOUS-SOL, DIMINUANT L'INTENSITÉ DU SIGNAL TRANSMIS. IMAGE MODIFIÉE D'APRÈS JOL (2008) (B) REPRÉSENTATION DU SIGNAL TRANSMIS AU GPR : POUR CHACUNE DE SES POSITIONS, LE GPR OBTIENT UNE RÉPONSE (ROUGE) AU SIGNAL ENVOYÉ (VERT) RÉSULTANT D'UNE DIFFRACTION CAUSÉE PAR UNE HÉTÉROGÉNÉITÉ DU SOUS-SOL. CETTE DIFFRACTION APPARAÎT SOUS FORME D'HYPERBOLE (BLEU) ET DE CERCLE (MAUVE) SUR UN PROFIL VERTICAL ET HORIZONTAL NON MIGRÉ RESPECTIVEMENT. MODIFIÉ À PARTIR DE JOL (2008).

1.3.2. IMAGERIE DES FRACTURES

1.3.2.1. CARTOGRAPHIE DES FRACTURES

De nombreuses études démontrent l'utilisation du GPR pour caractériser et cartographier les réseaux de fractures perméables. La raison pour laquelle cette méthode est largement utilisée repose sur sa capacité à détecter des fractures d'ouvertures très fines (sous le millimètre). Le GPR est tout aussi efficace dans les roches sédimentaires (p. ex. Grasmueck (2005)) que cristallines (p. ex. da Silva et al. (2004), Grasmueck (1996)), à condition que les roches sédimentaires soient très résistives (p. ex. si des minéraux argileux sont présents, l'imagerie géoradar ne fonctionnera pas bien) ; il est utilisé pour un large spectre d'applications : études hydrogéologiques (p. ex. Dorn et al. (2011a), Shakas et al. (2016), Tsoflias et al. (2001)), études géotechniques (p. ex. Grégoire and Halleux (2002), Seol et al. (2001)), études d'enfouissement de déchets nucléaires (p. ex. Baek et al. (2017), Serzu et al. (2004)), etc.

Les fractures à grandes ouvertures, remplies d'air ou de fluide favorisent les réflexions GPR se produisant à l'interface entre la fracture et la roche encaissante (Markovaara-Koivisto et al., 2014; Shakas & Linde, 2017; Tsoflias & Hoch, 2006). Dans le cas où l'ouverture de la fracture est suffisamment grande par rapport à la longueur d'onde, le coefficient de réflexion peut se calculer de manière similaire à une réflexion sur une couche plane (équation (1-20)) (Figure

1-11a), car il est possible d'individualiser chacune des parois de la fracture et des réflexions qui s'y produisent. Dans le cas inverse, où l'ouverture de la fracture est plus petite que la longueur d'onde, il n'est plus possible de distinguer chacune des parois et les lois de Fresnel ne sont donc plus applicables telles quelles (Deparis & Garambois, 2008). Dans ce cas (par exemple l'imagerie de fractures d'ouverture sous-millimétrique par des ondes de longueurs d'onde centimétrique à métrique), le principe de réflexion du signal EM sur une fracture peut s'expliquer par la théorie en couche mince (« thin-bed theory » en anglais). Au contact de la fracture, le signal EM va subir de multiples réflexions entre les bords de la fracture provoquant des interférences entre les signaux réfléchis sur le bord supérieur et à l'intérieur de la fracture (Figure 1-11b) (Bradford & Deeds, 2006; Deparis & Garambois, 2008; Grégoire & Hollender, 2004; Sassen & Everett, 2009; Shakas & Linde, 2015; Tsoflias & Becker, 2008; Widess, 1973). Les hautes fréquences (plus courte longueur d'onde) sont plus sensibles à l'imagerie des fractures en termes de résolution. La distinction entre deux fractures séparées horizontalement ou verticalement est possible si cette distance est au moins égale à $\lambda/4$ (Annan, 2003; Grasmueck, 2005; Jol, 2008; Reynolds, 1997). Le coefficient de réflexion d'une fracture sous-millimétrique (dite couche mince), $R(\omega)$, dépend donc des propriétés électriques de la matrice rocheuse, considérée comme homogène, et du matériel de remplissage de la fracture, de l'ouverture de la fracture, de la fréquence et l'angle d'incidence du signal EM envoyé selon l'équation (Deparis & Garambois, 2008; Liu & Schmitt, 2003):

$$R(\omega) = \frac{R_{12}(\omega) - R_{12}(\omega) e^{-i\varphi(\omega)}}{1 - R_{12}(\omega)^2 e^{-i\varphi(\omega)}}, \quad (1-21)$$

où $\varphi(\omega) = 2 d k_2(\omega) \cos(\theta_i)$ et $k_2 = \omega \sqrt{\mu_2 \varepsilon_{e,2}}$; $R_{12}(\omega)$ étant le coefficient de réflexion de Fresnel entre la couche 1 et la couche 2 ; d , l'ouverture de la fracture ; $k_2(\omega)$, le nombre d'onde du deuxième milieu ; ω , la fréquence angulaire ; μ_2 et $\varepsilon_{e,2}$, la perméabilité magnétique et la permittivité complexe du deuxième milieu.

Un exemple de profil vertical 2-D est illustré sur la Figure 1-15. Ce profil représente l'image des signaux GPR acquis lors d'une mesure de surface en configuration « common-offset » (l'espace entre les deux antennes est fixe). Sur les données non migrées (Figure 1-15a), nous observons des hyperboles de diffractions (dont l'une est surlignée en bleu), qui ont été supprimées lors de l'étape de migration (Figure 1-15b). Ces diffractions peuvent être expliquées par différentes hypothèses comme par exemple l'intersection entre deux fractures (Figure 1-14a) (Grasmueck et al., 2015), les bords rugueux (Figure 1-14b) ou les coins de fractures (Figure 1-14c) (Moser, 2012), ou encore la verticalité d'une fracture pour des mesures prises par la méthode de surface (Grasmueck et al., 2013). Un bloc 3-D GPR est constitué de plusieurs

profils 2-D parallèles séparés d'une distance de l'ordre du centimètre. On peut ensuite en extraire les profils horizontaux (Figure 1-13) qui représentent les mesures GPR pour un même temps de propagation (aller-retour) de l'onde (« time-slice » en anglais) pour un profil non migré (Figure 1-13a) et une même profondeur d'investigation (« depth-slice » en anglais) pour un profil migré (Figure 1-13b). Dans ce cas-ci, les diffractions sont illustrées par des cercles (entourés sur la Figure 1-13a) sur les profils non migrés.

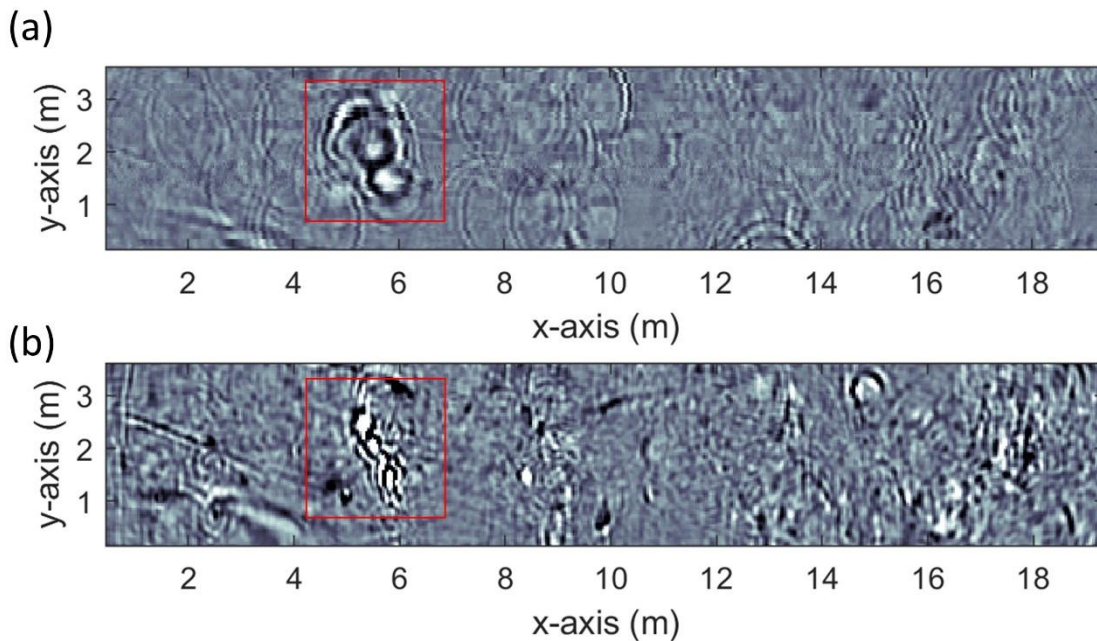


FIGURE 1-13 : EXEMPLE DE PROFIL GPR HORIZONTAL (FRÉQUENCE 450 MHZ) POUR (A) UN MÊME TEMPS DE PROPAGATION (ALLER-RETOUR) DE L'ONDE (PROFIL NON MIGRÉ) ET (B) UNE MÊME PROFONDEUR D'INVESTIGATION (PROFIL MIGRÉ). EN ROUGE SONT ENTOURÉS UN ENSEMBLE DE DIFFRACTIONS CAUSÉES, PROBABLEMENT, PAR LES BORDS RUGUEUX D'UNE FRACTURE VERTICALE. D'AUTRES DIFFRACTIONS PEUVENT ÉGALEMENT ÊTRE DISCERNÉES (MAIS MOINS CONTRASTÉES). MODIFIÉ D'APRÈS MOLRON ET AL. (2020).

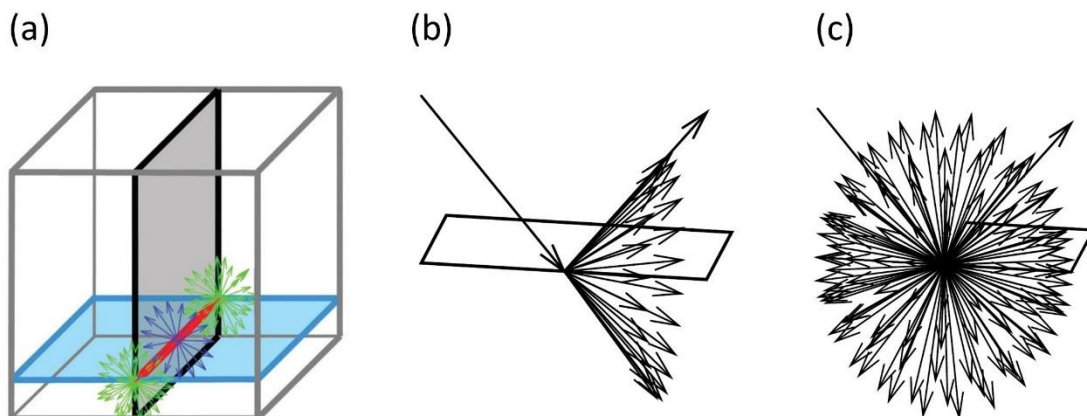
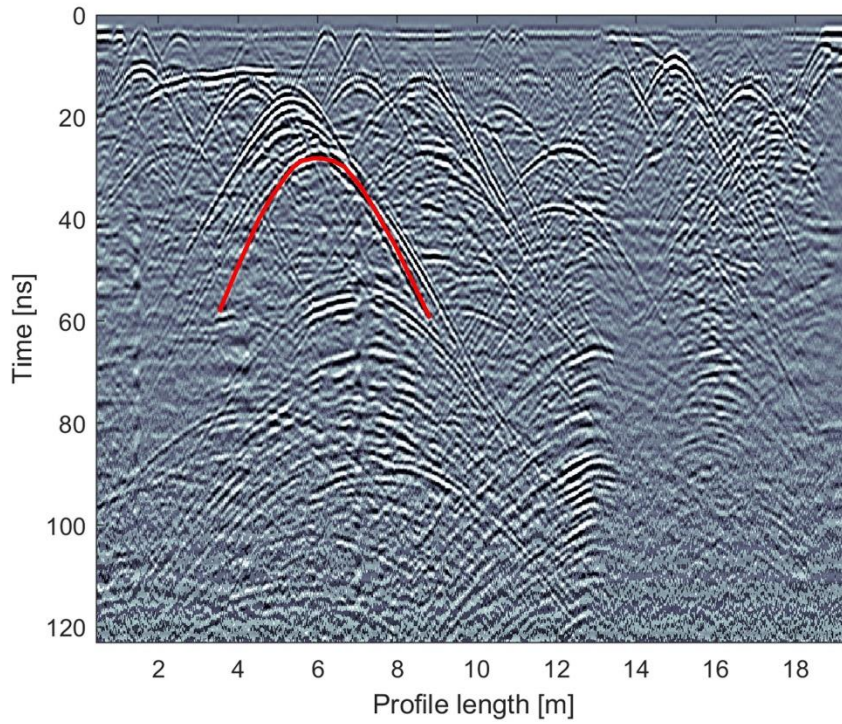


FIGURE 1-14 : HYPOTHÈSES DES ORIGINES DE DIFFRACTIONS CAUSÉS PAR (A) L'INTERSECTION DE DEUX FRACTURES, MODIFIÉ D'APRÈS GRASMUECK ET AL. (2015) ; (B) LE BORD RUGUEUX D'UNE FRACTURE, MODIFIÉ D'APRÈS MOSER (2012) ; (C) LE COIN D'UNE FRACTURE, MODIFIÉ D'APRÈS MOSER (2012).

(a)



(b)

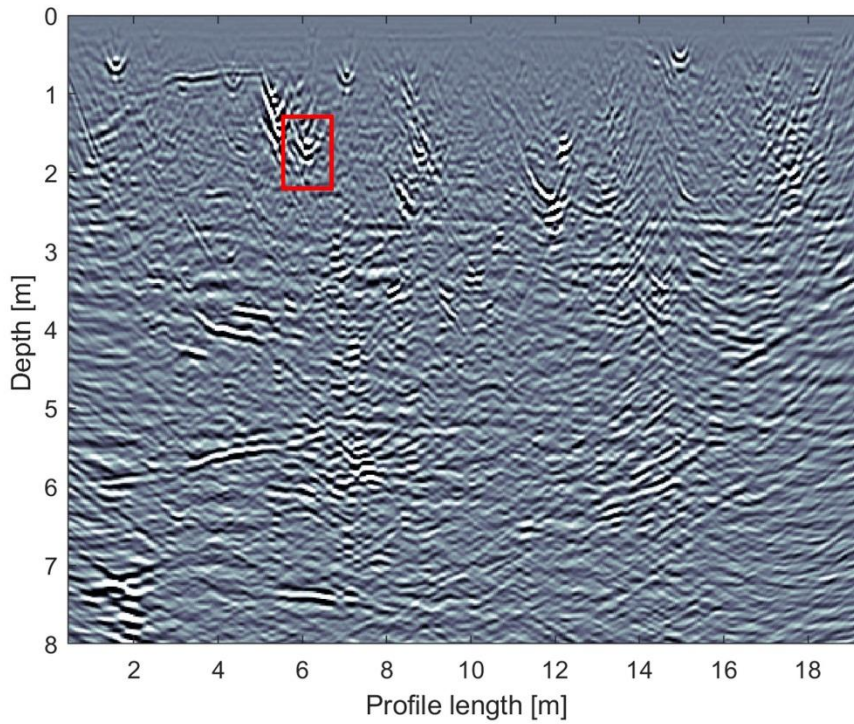


FIGURE 1-15 : EXEMPLE D'UN MÊME PROFIL VERTICAL GPR (FRÉQUENCE 450 MHZ) (A) NON MIGRÉ ET EXPRIMÉ EN TERMES DE TEMPS ALLER-RETOUR DE PROPAGATION DE L'ONDE. UN EXEMPLE DE DIFFRACTION EST SURLIGNÉ EN ROUGE ; (B) MIGRÉ ET EXPRIMÉ EN TERMES DE PROFONDEUR D'INVESTIGATION. L'HYPERBOLE EFFONDREE EN UN POINT SOURCE EST ENTOURÉE EN ROUGE. MODIFIÉ À PARTIR DE MOLRON ET AL. (2020).

1.3.2.2. IMAGERIE DE FLUX ET TRANSPORT : UNE APPROCHE HYDROGÉOPHY- SIQUE

Les propriétés hydrogéologiques des massifs fracturés étant très hétérogènes d'un point d'observation à un autre (communément des forages d'observation), l'apport de la géophysique permet de fournir des informations complémentaires par imagerie de la zone entre forages (Day-Lewis et al., 2017). Les expériences GPR dites « time-lapse » permettent d'imager les changements spatio-temporels de flux et transport dans les fractures pendant des expériences hydrogéologiques (essais de traçage ou de pompage). De nombreuses études ont démontré l'apport considérable du GPR sur les caractéristiques de transports telles que la connectivité ou la perméabilité du réseau de fractures souterrain (Becker & Tsoflias, 2010; Dorn et al., 2012; Shakas et al., 2020), par des méthodes de surface (Talley et al., 2005; Tsoflias & Becker, 2008; Tsoflias et al., 2001) ou de forages (méthodes cross-hole, single-hole) (Day-Lewis et al., 2003; Dorn et al., 2011b; Shakas et al., 2016).

Dans le cas d'une expérience d'essai de traçage, un traceur, de conductivité électrique ou de permittivité différente du fluide naturellement présent dans les fractures, est injecté dans le réseau entre deux forages. Le GPR est généralement utilisé pour imager le chemin de fractures connectées qu'emprunte le traceur, car il est capable d'enregistrer des variations temporelles d'amplitude et de phases liées à la variation de conductivité électrique et d'ouverture des fractures. Des traceurs salins sont généralement utilisés pour induire un contraste électrique avec l'eau douce souterraine suffisamment élevée pour être détectable par le GPR (p. ex Day-Lewis et al. (2003), Giertzuch et al. (2020) and Shakas et al. (2020)). Dans le cas où l'eau souterraine est déjà saline (environnements côtiers par exemple), le traceur peut être mélangé à de l'eau déionisée. Tsoflias and Becker (2008) ont montré, par modélisation analytique, simulation numérique et expériences de terrain, l'influence de la fréquence des antennes utilisées sur le comportement du signal GPR (en termes d'amplitude et de phase) en réponse à une ouverture de fracture ou à la conductivité électrique du soluté injecté dans la fracture. Pour une faible conductivité électrique fixée (p. ex. 100 mS/m ; Figure 1-16a,d), les hautes fréquences seront plus sensibles, en termes d'amplitude et de phase du signal, à l'ouverture d'une fracture (p. ex., une ouverture induite par haute pression). Pour une haute conductivité fixée (p. ex. 2500 mS/m ; Figure 1-16b,e), les basses et hautes fréquences présentent une sensibilité similaire en termes d'amplitude à l'ouverture, tandis qu'en termes de phase du signal, les hautes fréquences y sont plus sensibles. Pour une ouverture de fracture fixée (p. ex. 1mm ; Figure 1-16c,f), les basses fréquences présentent une sensibilité plus importante, en termes d'amplitude et de phase du signal, au changement de conductivité électrique du fluide (p. ex., l'injection d'un traceur salin dans une fracture initialement remplie d'eau douce). Le fait

que les basses fréquences soient plus sensibles au changement de conductivité du fluide composant la fracture peut s'expliquer par le fait que leurs longueurs d'onde diminuent ou augmentent très rapidement lorsque la conductivité augmente ou diminue respectivement. Ainsi, pour l'imagerie du flux dans les fractures, il est préférable d'utiliser les basses fréquences pour l'étude de la variation de la conductivité, et les hautes fréquences pour l'étude de la variation des ouvertures.

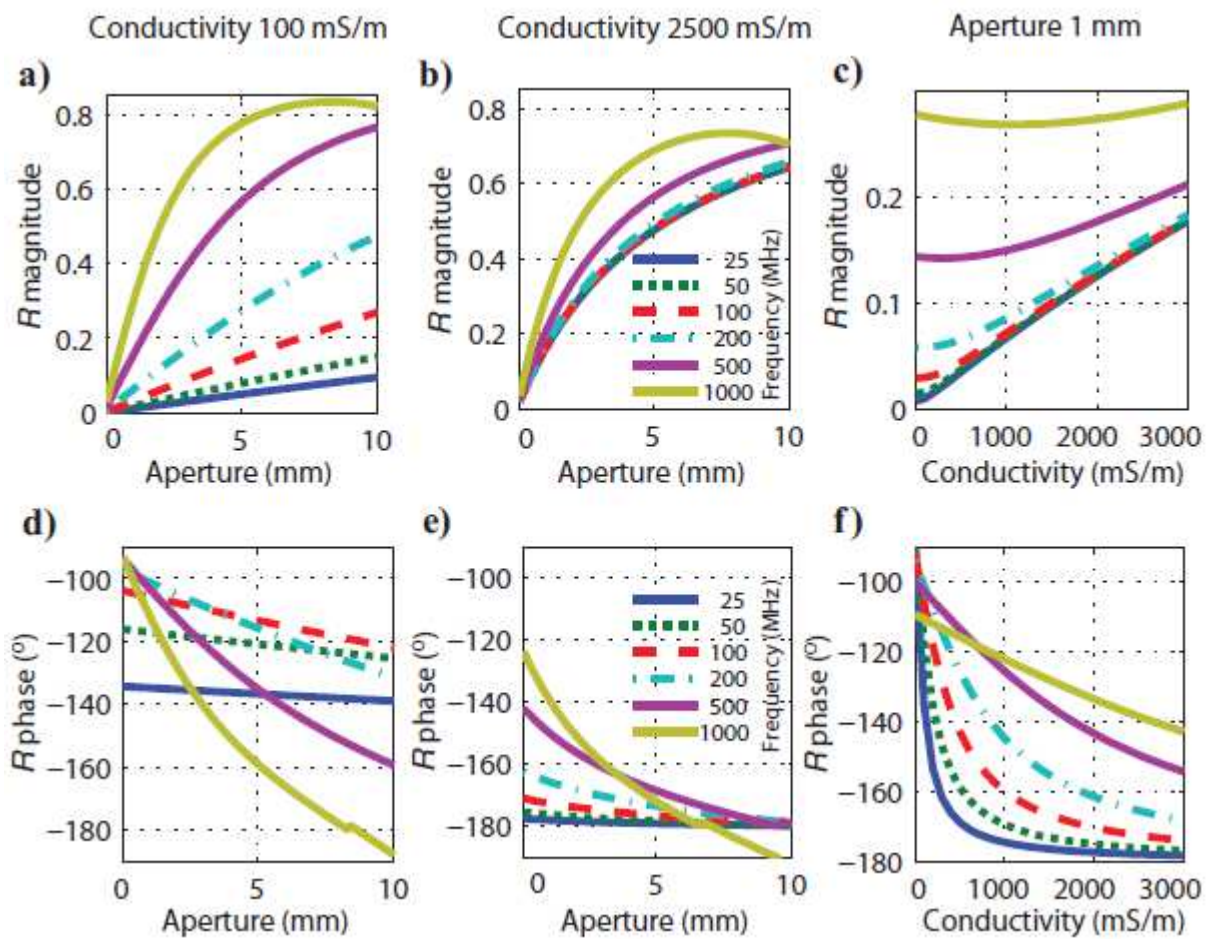


FIGURE 1-16 : ILLUSTRATION, D'APRÈS TSOFLIAS AND BECKER (2008), DE L'INFLUENCE DES FRÉQUENCES EN TERMES DE (A,B,C) CHANGEMENTS D'AMPLITUDE ET (D,E,F) DE PHASE DU SIGNAL GPR, POUR (A,D) UNE FAIBLE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE FIXÉE, (B, E) UNE HAUTE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE FIXÉE ET (C,F) UNE OUVERTURE FIXÉE.

1.4. SITE D'ÉTUDE

1.4.1. CONTEXTE INDUSTRIEL

L'élimination à long terme des déchets nucléaires reste un défi scientifique et sociétal majeur pour les pays producteurs de déchets nucléaires. Une des solutions envisagées par ces pays (p. ex. le Canada, la Finlande, la Suède, la France) consiste à enfouir ces déchets dans les formations géologiques en profondeur (Davison et al., 1994; Delay et al., 2007; Milnes, 2002; SKB, 1992). C'est pourquoi la caractérisation de la roche encaissante est très importante, en mettant l'accent sur ses propriétés mécaniques et sa capacité à agir comme une barrière hydraulique.

La Suède, tout comme la Finlande et le Canada, vise un stockage profond dans des formations granitiques (Figure 1-17). Ainsi, depuis plus de 40 ans, la Suède accumule les connaissances sur son socle rocheux afin de déterminer un lieu de stockage suffisamment sûr du point de vue environnemental mais aussi humain. De nombreuses investigations de terrain en surface et profondeur (forages) ainsi qu'une modélisation de site ont permis de déterminer l'implantation du futur site de stockage à Forsmark, où se trouve une centrale nucléaire (« Forsmark nuclear Power Plant »). La roche concernée consiste en une lentille tectonique composée de métagranite, contenant des roches pegmatiques, granitiques et amphiboliques. Cette zone du socle rocheux est considérée comme géologiquement stable comparée aux zones de déformations environnantes (SKB, 2011).

La méthode d'enfouissement (KBS-3) choisie par les suédois consiste en l'encapsulation du combustible nucléaire sous forme de pellets entassés dans un baril en cuivre. Celui-ci sera entouré d'argile, la bentonite, qui aura un effet de tampon, qui sera à son tour entouré de la roche environnante (Figure 1-17) (SKB, 2011). Cette protection multi barrières, vise à isoler les radionucléides présents dans le combustible, de l'environnement. À Forsmark, l'implantation de 6000 barils, d'une dimension de 5 m de long et 1 m de diamètre chacun nécessite un trou de profondeur 8.5 m avec un diamètre de 1.8 m et sont planifiés jusqu'à environ 2070 (SKB, 2011, 2019a). Un baril plein pèsera au total entre 25-27 tonnes, dont 2 tonnes de combustible nucléaire, 7.5 tonnes de cuivre et 14-15 tonnes de fer. Une fois disposés dans les trous verticaux, le tunnel tout entier (ascenseur et toute ouverture comprises) sera rebouché par un mélange de bentonite et de sable quartzitique pour devenir un site fermé et scellé (SKB, 1992). Il n'y a pas d'intention de récupération des barils.

Une tâche d'ingénierie importante lors de la construction du site de stockage (SKB, 2005a) est d'évaluer si un emplacement donné dans un tunnel convient ou non pour l'implantation des barils en cuivre (SKB, 2005b; Ström et al., 2008). Ceci implique une attention particulière sur

la géométrie des fractures qui intersectent les trous de déposition car elles sont considérées comme les conduits principaux pour le transport de radionucléides dans la roche ignée (Berglund et al., 2013; Selroos et al., 2002). Idéalement, la connaissance dite « déterministe » sur la géométrie des fractures est visée dans les premiers mètres sous le plancher du tunnel et autour des trous tandis qu'une description statistique suffit pour une étude plus éloignée (Andersson et al., 2013; Olofsson et al., 2007).

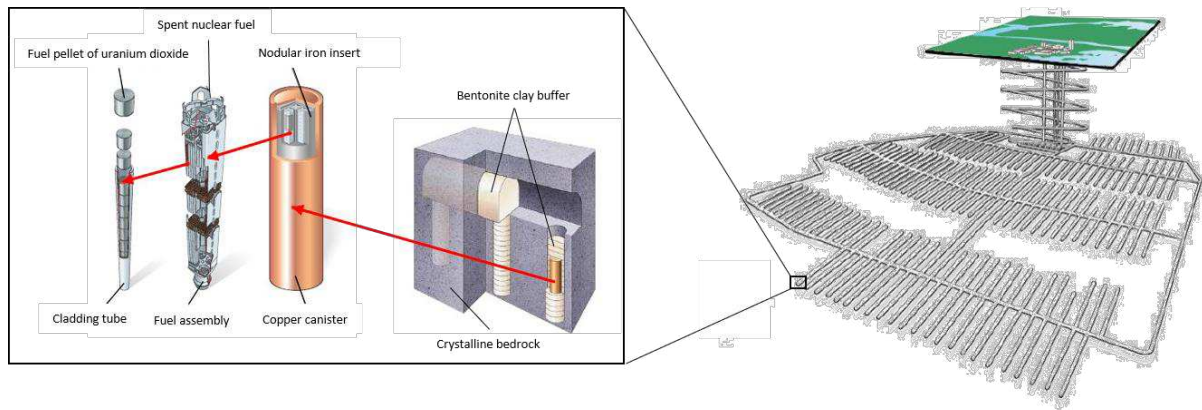


FIGURE 1-17 : PROTOTYPE DU SITE FINAL DE STOCKAGE ET MÉTHODE KBS-3 DE STOCKAGE. IMAGE MODIFIÉE DE SKB (2011) ET SKB (2019B)

1.4.2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE RÉGIONALE

Le socle rocheux suédois se compose principalement de roches d'âge Précambrien constituant une partie du bouclier baltique (aussi appelé bouclier « fennoscandien »). Ces roches se regroupent sous trois domaines principaux (Figure 1-18a) (Bergman et al., 2001; Larsson & Tullborg, 1993; Milnes, 2002; Milnes et al., 1998; Stephens, 2010). Le domaine du noyau continental archéen, le plus ancien, est situé dans le nord-est de la Suède. Le domaine svécofennien/svécokarélien est constitué de roches formées lors de l'orogénèse svécokarélienne (période 1.9-1.77 Ga) et consolidées aux environs de 1.5 Ga, dans la partie centrale de la Suède. Le domaine svéconorvégien, au sud-ouest, principalement constituées de roches formées lors de l'orogénèse svéconorvégienne (entre 1.5 et 0.9 Ga) avec une consolidation à la fin du Précambrien. Ces trois zones sont entourées par un domaine ouest de roches appartenant à l'orogénèse calédonienne et un domaine est composé d'une couverture rocheuse sédimentaire datant du Néoprotérozoïque et Phanérozoïque.

Dans le cadre de cette thèse, nous étudions les roches fracturées composant le socle rocheux de l'île d'Äspö. Cette île se situe dans le domaine svécokarélien, composée des roches granitoïdes cristallisées il y a 1.7 Ga (socle cratonique du Protérozoïque) (Cosma et al., 2001). Cette masse rocheuse est hautement fracturée suite à divers événements de contraintes

(Munier & Talbot, 1993). Le Bouclier Baltique a été transporté sur de longues distances suite aux ouvertures et fermetures des océans. Les changements de direction du Bouclier ont induit des épisodes de contraintes intra cratoniques. Une première foliation homogène (contrainte ductile) sur une échelle régionale s'est alors imposée lorsque la masse rocheuse était profonde et chaude. Des contraintes plus localisées ont ensuite segmenté cette masse rocheuse qui se sont traduites par la suite par des zones de faille. La contrainte cassante de la région peut être vue comme un effet de deux mécanismes combinés. Le premier étant un mécanisme de fragmentation signifiant la création de nouvelles fractures et le second étant un mécanisme de réactivation des anciennes fractures. Au fur et à mesure des enchainements de contraintes dans la région d'Äspö, de moins en moins de nouvelles fractures sont créées pour laisser place au phénomène de réactivation. Les fractures et les zones de fractures se réactivent en fonction de leur capacité de réponse face aux contraintes physiques que subissent les roches. À la fin des temps Paléozoïques, le socle rocheux d'Äspö semble avoir été suffisamment fragmenté pour laisser place à la réactivation répétée des zones de fractures suite au mouvement du Bouclier mais aussi par des glaciations majeures et locales des dernières 0.3 Ga (Munier & Talbot, 1993).

On peut résumer la situation géologique de la région d'Äspö comme étant principalement un bloc rocheux (« Småland mega-block ») ayant subi trois phases tectoniques principales (Milnes et al., 1998). La première, au Paléozoïque, se traduit par une phase d'accrétion et de l'orogénèse Svécokarélien (formation de la croûte, magmatisme synorogénique et cisaillement ductile). La deuxième, au Mésoprotérozoïque, est une phase de cratonisation (consolidation de la croûte, magmatisme anorogénique et soulèvement/érosion). La troisième, au Néoprotérozoïque et Phanérozoïque, est d'une phase « post-cratonisation » induisant des périodes de soulèvement rocheux, d'érosion et de subsidence ainsi qu'une déformation cassante (Milnes et al., 1998).

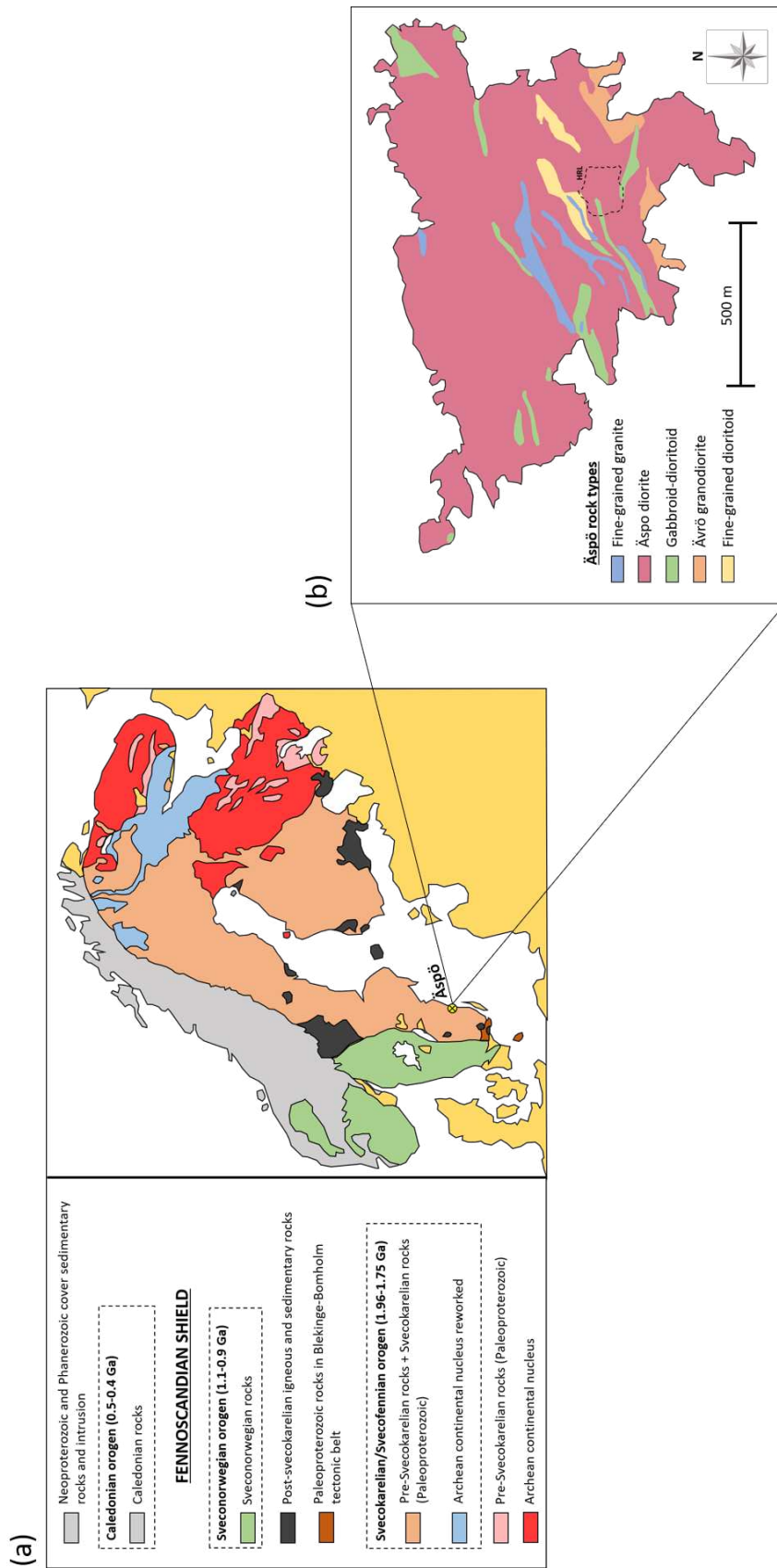


FIGURE 1-18: (A) TECTONIQUE RÉGIONALE DU BOUCLIER BALTIQUE. MODIFIÉ D'APRÈS BERGMAN ET AL. (2001) ET STEPHENS (2010). (B) GÉOLOGIE DE L'ÎLE D'ÅSPÖ. MODIFIÉ D'APRÈS GRIGULL AND LUTH (2018) ET MUNIER AND TALBOT (1993).

1.4.3. LABORATOIRE SOUTERRAIN « ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY »

Le laboratoire (HRL) d'Äspö est une installation scientifique souterraine sous l'île d'Äspö située approximativement à 300 km au Sud de Stockholm, dans la péninsule de Simpevarp entouré par la mer Baltique (Figure 1-19). Ce site de Recherche et Développement (R&D) a été construit en 1986 (Cosma et al., 2001; Milnes, 2002) par la compagnie suédoise de gestion des déchets nucléaires (SKB) pour développer de nouvelles méthodologies et technologies afin de développer le savoir-faire pour construire une zone de stockage de déchets nucléaires dans le socle rocheux. Il convient de noter que l'HRL d'Äspö ne deviendra jamais un site de stockage lui-même et restera un site expérimental.

Le site est constitué d'un tunnel principal de 3.6 km de long, et de plusieurs tunnels adjacents, allant de la surface jusqu'à 450 m de profondeur (Figure 1-19). Le laboratoire est construit dans les granitoïdes (Figure 1-18b) et les principales roches que l'on peut y rencontrer sont les diorites d'Äspö et les granites d'Ävro, intersectés par les granites de Småland qui apparaissent sous forme d'intrusions, de dykes et de veines.

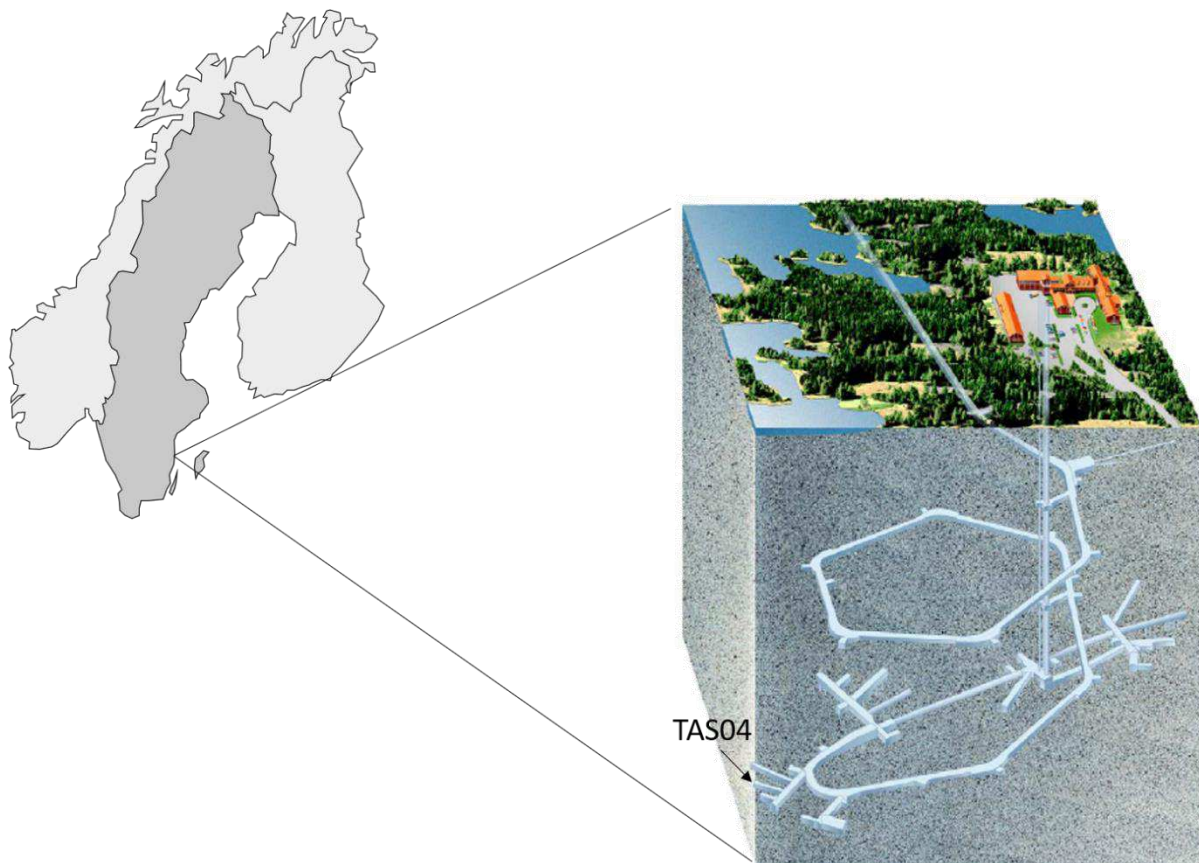


FIGURE 1-19 : ILLUSTRATION DU LABORATOIRE SOUTERRAIN D'ÄSPÖ SITUÉ DANS LA PÉNINSULE DE SIMPEVARP (SUÈDE). LE TUNNEL D'ÉTUDE (TAS04) EST SITUÉ À UNE PROFONDEUR DE 410 M. LA FIGURE, INITIALEMENT MODIFIÉE DE SKB (2016) (ILLUSTRATEUR : JAN ROJMAR) A ÉTÉ UTILISÉE DANS MOLRON ET AL. (2020).

Depuis plus de 30 ans, une multitude de travaux de recherche et de surveillance ont été menés au sein de ce laboratoire afin de contribuer à la conception du site final de stockage des déchets nucléaires qui est prévu à Forsmark (SKB, 2019a). Ces investigations ont pour but de caractériser la roche cristalline dans un environnement similaire à celui du futur site de stockage et qui n'a pas été perturbé en profondeur par d'anciennes activités minières (Milnes, 2002). Dans un premier temps, un plan de construction et de choix de positionnement de l'installation souterraine a été élaboré, premièrement à l'aide d'expériences de terrain à la surface qui étudient les caractéristiques naturelles du socle rocheux (études géologiques, hydrogéologiques et géotechniques) et deuxièmement, à l'aide de différentes techniques de creusement de tunnel testés pour évaluer la réponse mécanique de la roche ainsi que leur impact hydrogéologique. Dans un second temps, les caractéristiques de la roche cristalline ont été analysées par différentes méthodes afin d'étudier la capacité du socle rocheux à agir comme une barrière naturelle. Par exemple, des études géophysiques utilisant différentes techniques d'imagerie telles que la sismique, le GPR, la résistivité électrique, la polarisation induite (Cosma et al., 2001; Ericsson et al., 2015; Walton et al., 2015) ont été effectuées pour la caractérisation des milieux fracturés et des propriétés physiques de la roche ; la cartographie des fractures (Hardenby et al., 2008; Petersson et al., 2017) a été conçue pour le développement de modèles de fractures (Le Goc et al., 2017) ; des études hydrogéologiques (Gustafson & Krásný, 1994; Nordqvist et al., 2015) ont été élaborées pour caractériser les processus d'écoulement de l'eau souterraine dans les fractures en profondeur ; des études de fracturation hydraulique (Kwiatek et al., 2018; Zang et al., 2016) ont été effectuées pour étudier l'influence des contraintes sur les fractures. Dernièrement, des études ont été réalisées sur le comportement des matériaux « tampons » de protection et de remplissage et sur les barils (« canisters ») de cuivre soumis à différentes conditions environnementales (SKB, 2019a; Smart & Rance, 2009).

Notre étude se focalise sur le tunnel secondaire appelé « TAS04 ». Il a été creusé à 410 m de profondeur par la méthode « drill-and-blast » (utilisation d'explosif) (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). Les dimensions du tunnel sont : 36 m de long, 4.2 m de large et 5.3 m de haut (après sciage du sol du tunnel). Sa géologie est composée de trois roches principales : diorite finement grenu, diorite d'Äspö et diorite d'Ävrö avec quelques veines de pegmatites (Figure 1-20). Des investigations géotechniques (par exemple le contrôle du creusement du tunnel), géologiques (par exemple la cartographie des fractures sur les parois du tunnel), géophysiques (par exemple l'imagerie des fractures par GPR dans les deux premiers mètres du sous-sol) et hydrogéologiques (tests hydrauliques dans 42 puits) ont été utilisés pour caractériser les fractures superficielles induites par l'explosion de la roche lors du creusement du tunnel et déterminer la zone de dégât d'excavation (ZDE) à une épaisseur de 0.5 m (Ericsson et

al., 2015; Ericsson et al., 2018). La ZDE a été enlevée en coupant et sciant la roche constituant le sol du tunnel à l'aide d'un fil de diamant sur une longueur de 20 m. C'est sur cette zone, plate et lisse, que les expériences GPR acquises durant la thèse ont été menées (Figure 1-21).

Entourant le tunnel d'étude TAS04, trois autres tunnels sont situés à la même profondeur (Figure 1-22). Le TAS05 et TASN, parallèles au TAS04, sont respectivement de dimensions de 17 m et 52 m de long, 4.5 et 4.2 m de large et 4.5 et 3.7 m de haut. Le tunnel TASP, perpendiculaire aux autres, est de dimension 57 m de long, 7 m de large et 4.1 m de haut.

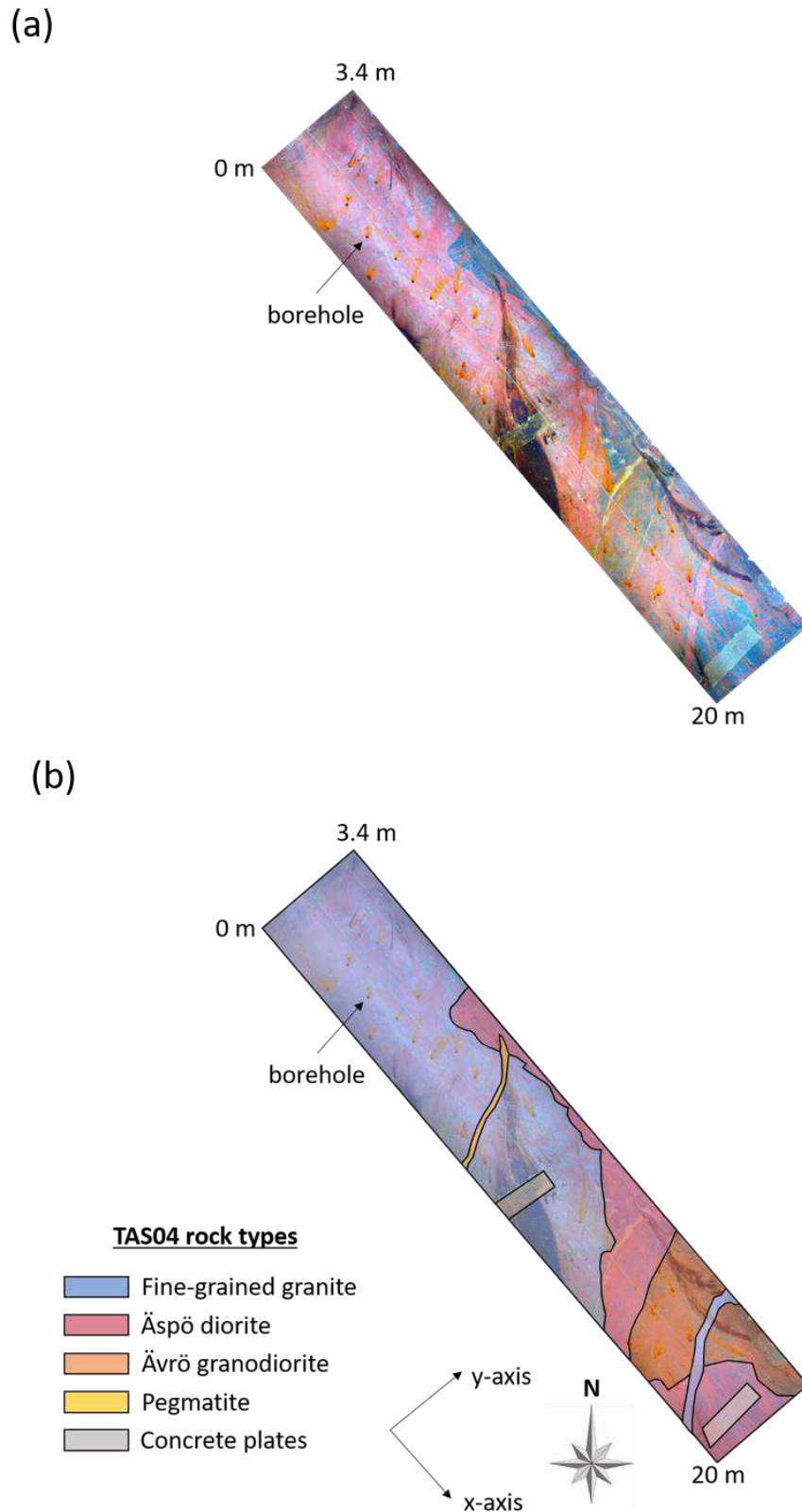


FIGURE 1-20 : (A) ORTHOPHOTOGRAPHIE DU PLANCHER DU TUNNEL D'ÉTUDE (TAS04). CRÉDITS : LUDOVIC BARON. (B) SUPERPOSITION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES (MAUVE, ROSE, ORANGE ET JAUNE), DES PLAQUES DE BÉTON (GRIS) ET DES 42 FORAGES PRÉEXISTANTS REPRÉSENTÉS PAR DES CERCLES NOIRS ENTOURÉS DE TRACES D'OXYDATION DE COULEUR ORANGE.



FIGURE 1-21: PHOTO PRISE DANS LE TUNNEL D'ÉTUDE (TAS04) APRÈS LE SCIAGE DE LA ZONE DE ROCHE INFLUENCÉE PAR LES FRACTURES INDUITES PAR CREUSEMENT DU TUNNEL. LES CÔNES ROUGES (ET VERT) SONT INSÉRÉS DANS LES 42 FORAGES (ENVIRON 2M DE PROFONDEUR) CREUSÉS POUR L'ÉTUDE DE LA ZDE. CES CÔNES PERMETTENT DE MAINTENIR L'EAU DANS LES FORAGES ET ÉVITER QU'ELLE NE SE RÉPANDE SUR LE PLANCHER DU TUNNEL.

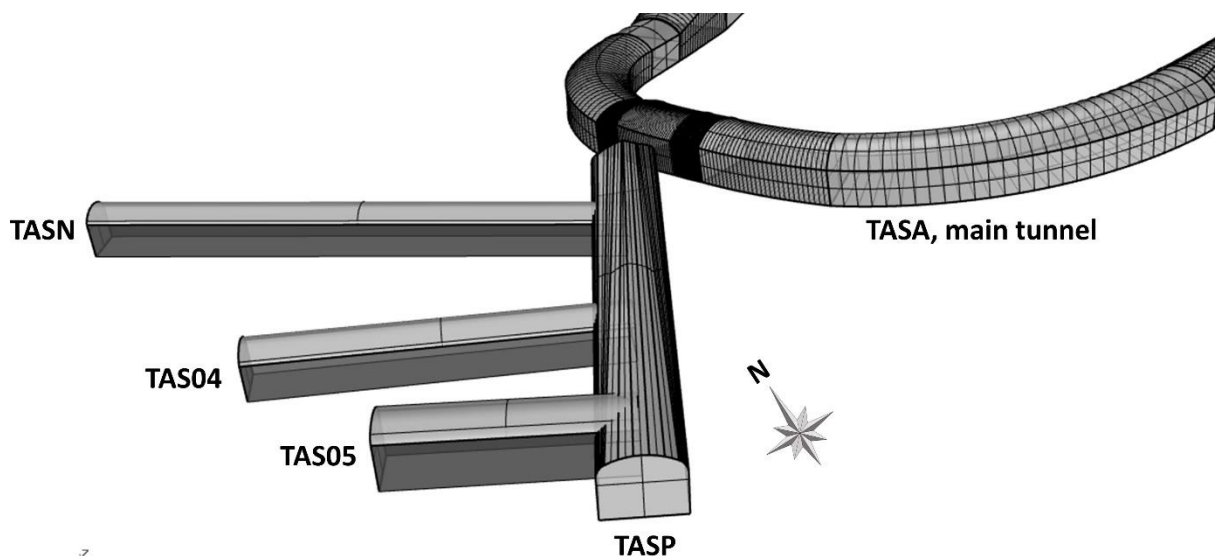


FIGURE 1-22 : ENSEMBLE DE TUNNELS SITUÉS À 410 M DE PROFONDEUR.

1.5. POSITIONNEMENT DU SUJET DE RECHERCHE

Au cours de ces 10 dernières années, la caractérisation des massifs fracturés par la géophysique (Day-Lewis et al., 2017) s'est multipliée, spécifiquement par l'utilisation du GPR dans le cadre de la détection et la cartographie des fractures (Baek et al., 2017; Dorn et al., 2011a; Döse & Carlsten, 2017; Grasmueck et al., 2013; Marchesini & Grasmueck, 2015; Shakas & Linde, 2015), la caractérisation de l'ouverture des fractures (Markovaara-Koivisto et al., 2014; Shakas, 2017; Shakas & Linde, 2017) ainsi que l'analyse du flux et transport (Becker & Tsoflias, 2010; Dorn et al., 2011b; Dorn et al., 2012; Giertzuch et al., 2020; Shakas et al., 2016). Cependant, à l'heure actuelle, la plupart des expériences GPR dans les milieux fracturés ont été menées dans des formations rocheuses relativement perméables. Cette restriction d'environnement géologique nous mène au premier objectif de cette thèse qui consiste à tester la méthode GPR (en configuration statique et dynamique) de manière fiable dans un milieu fracturé extrêmement peu perméable (ouverture des fractures < mm) où les réponses GPR sont très faibles.

Les dernières innovations dans la modélisation des fractures à partir des modèles DFN (Davy et al., 2013; Lavoine, 2020; Le Goc et al., 2017) ont permis une meilleure compréhension des processus physiques des milieux fracturés, tels que les propriétés mécaniques des massifs fracturés (p. ex. les propriétés élastiques, la stabilité des roches, ...) (Darcel et al., 2018; Davy et al., 2018a; Merrien-Soukatchoff et al., 2012) et la caractérisation du flux et du transport (p. ex. la modélisation hydromécanique, le calcul à haute performance, ...) (Hyman et al., 2015; Lei et al., 2017). Cependant, les modèles DFN, traditionnellement construits à partir des données 1-D et 2-D (forages et affleurements) (Davy et al., 2018b; Le Goc et al., 2017) ne sont encore que trop peu dérivés de données 3-D (Appleyard et al., 2018; Dorn et al., 2013). Cette limitation nous mène au deuxième objectif de la thèse qui consiste à observer dans quelle(s) mesure(s) les données GPR apportent une information déterministe 3-D suffisante aux DFN stochastiques de manière à ce que l'incertitude, liée à la variabilité géométrique et hydrogéologique des fractures du réseau modélisé entre les différentes réalisations, soit diminuée.

Pour parvenir à ces objectifs, plusieurs étapes sont nécessaires allant de l'acquisition des données GPR à la construction du modèle statistique. La première partie consiste à récolter les données GPR (méthode de surface) dans le tunnel d'étude lors d'une première expérience destinée à la cartographie des fractures (Chapitre 2) et lors d'une deuxième expérience destinée à l'imagerie des connexions entre les fractures (Chapitre 3). La deuxième partie consiste à construire un réseau de fractures stochastiques sur base de la statistique des données observées en 1-D (forages) et 2-D (parois du tunnel) dans le tunnel d'étude (Chapitre 4). La

troisième et ultime étape combine les deux premières en insérant l'information géophysique déterministe dans les DFN stochastiques du tunnel (Chapitre 5).

Les différentes étapes de l'étude se divisent comme suit :

Le Chapitre 2 présente la première expérience de terrain réalisée dans le laboratoire souterrain d'Äspö. Deux principaux objectifs ont été abordés. Le premier était la détermination de l'origine des réflexions GPR que nous avons comparé avec des données de forages (données hydrauliques et données de logs). L'analyse nous montre que les structures GPR identifiées correspondent à des fractures ouvertes, d'orientation subhorizontale ($\text{dip} < 35^\circ$). Le deuxième était la détermination d'une part de la proportion de fractures ouvertes détectées par GPR et d'autre part de la gamme de détection en termes de tailles et d'orientation des fractures. Pour y répondre, les fractures GPR ont été intégrées au modèle statistique de fractures construit à partir des données de traces de fractures observées sur les parois du tunnel d'étude (TAS04) ainsi que trois autres tunnels entourant celui-ci à la même profondeur. Cette analyse nous montre que la méthode GPR utilisée est capable de détecter 80% des fractures ouvertes, subhorizontales et de surface comprise entre 1-10 m² dans un milieu très peu perméable.

Le Chapitre 3 présente la deuxième expérience de terrain réalisée dans le même tunnel d'étude. Des mesures GPR ont été acquises lors d'un essai de traçage entre deux puits. À nouveau, deux objectifs ont été abordés. Le premier était la détermination de l'origine du signal GPR observé sur des profils acquis à différents temps de mesure (avant l'expérience et à la fin de l'expérience). Pour y répondre, nous avons modélisé le signal GPR provenant d'une fracture, dans le cas où l'on observe une différence de conductivité électrique (par exemple lié à la présence du traceur dans la fracture) ou une différence d'ouverture (par exemple liée à l'injection haute pression du traceur). L'analyse nous montre que les signaux GPR obtenus sont dus à un changement d'ouverture des fractures. Le deuxième était la détermination de la capacité des données GPR à améliorer la prédiction de l'ouverture des fractures (et leur transmissivité) dans les modèles hydromécaniques. De cette manière, nous avons comparé la valeur de variation d'ouverture estimée par le GPR avec la gamme d'ouverture prédite par un modèle hydromécanique. Cette analyse nous montre : premièrement, que l'hypothèse d'ouverture de fracture par le GPR n'est pas incompatible au modèle hydromécanique ; deuxièmement, que les expériences GPR de terrain *in-situ* pourraient être utilisées afin de contraindre la gamme très large de variation d'ouverture, prédites par les modèles hydromécaniques.

Le Chapitre 4 explique la méthode de construction d'un DFN stochastique à partir des données de terrain (forages et affleurements de surface et de profondeur). Nous avons détaillé les relations mathématiques, nécessaires pour le passage d'une dimension 1-D et 2-D à la dimen-

sion 3-D des DFN, puis nous les avons appliquées pour la construction d'un modèle de fractures stochastiques, basé sur les données de forage et de traces de fractures observées dans notre tunnel d'étude. Afin d'obtenir une cohérence entre les données 1-D et 2-D, nous avons testé plusieurs modèles pour finalement en sélectionner deux compatibles. Cette analyse démontre qu'il existe plus d'un seul et unique type de modèle DFN capable de refléter le milieu naturel fracturé.

Le Chapitre 5 consiste à l'intégration des données géophysiques et hydrogéologiques, récoltées lors des deux expériences (Chapitres 1 & 2), dans les modèles stochastiques locaux au tunnel d'étude (sélectionnés dans le Chapitre 4). L'objectif est d'observer l'utilité des données 3-D GPR dans la réduction des incertitudes liées aux variabilités entre réalisations des DFN stochastiques, utilisés pour la prédiction de flux et transport au sein du réseau de fractures. Ainsi, nous construisons des DFN dits « conditionnés » aux données GPR, c'est-à-dire des DFN stochastiques dans lesquels nous avons introduit les fractures déterministes observées par le GPR (on peut aussi les appeler les DFN « semi-stochastiques »). Ces dernières étant ouvertes, nous avons focalisé notre étude sur des modèles de fractures ouvertes uniquement. À l'issue de critères de validation de nos modèles, basés sur les connectivités mesurées sur le terrain, nous avons comparé le pourcentage de réalisations validées entre DFN stochastiques et DFN conditionnés. Cette analyse montre que le conditionnement permet de valider jusqu'à 40% de réalisations supplémentaires aux modèles stochastiques.

Chapitre 2

DÉTECTION ET CARTOGRAPHIE DES FRACTURES PAR LA MÉTHODE GPR

SOMMAIRE

- 2.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE44
- 2.2. ARTICLE: “ WHICH FRACTURES ARE IMAGED WITH GROUND PENETRATING RADAR? RESULTS FROM AN EXPERIMENT IN THE ÄSPÖ HARDROCK LABORATORY, SWEDEN ”47
 - Abstract48
 - 2.2.1. Introduction49
 - 2.2.2. Test site.....51
 - 2.2.3. GPR experiment methodology.....53
 - 2.2.4. Results55
 - 2.2.5. Verification of GPR fractures with borehole data.....61
 - 2.2.6. Statistical completeness and GPR agreement73
 - 2.2.7. Conclusions and perspectives78
 - Appendix 2-A: Piggott stereology tested on non-uniform orientation and cylindrical outcrops81
 - Acknowledgements83



2.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE

Dans les massifs rocheux fracturés, les fractures sont considérées comme des chemins qu'empruntent les flux souterrains. La caractérisation des fractures présentes dans le sous-sol est par conséquent essentielle pour de nombreuses applications géomécaniques et hydrogéologiques. Dans le contexte particulier de l'enfouissement des déchets nucléaires en profondeur, contexte qui motive ce sujet de thèse, les réseaux de fractures sont vus comme des conduits potentiels pour le transport de contaminants radioactifs dans le cas d'une fuite des barils de déchets.

La méthode géophysique « Ground Penetrating Radar » (GPR) a déjà montré dans de nombreuses études sa capacité à imager les fractures dans le sous-sol de par sa réflexion générée par contraste diélectrique entre la fracture remplie d'un matériau (minéraux, eau, air) et la matrice rocheuse environnante (p. ex. Davis and Annan (1989), Dorn et al. (2011a) et Seol et al. (2001)). La réflexion GPR est d'autant plus forte si la fracture a une grande ouverture et est remplie par un fluide (p. ex. Grasmueck (1996) et Tsoflias and Becker (2008)) mais d'autres études ont également montré la capacité du GPR à imager des fractures d'ouverture sous-millimétrique expliquée par le phénomène de la réflexion en « couche mince » (multiples réflexions internes au sein de la fracture) (p. ex. Grégoire and Hollender (2004) et Shakas and Linde (2015)).

Aux profondeurs équivalentes à celles visées pour un stockage de déchets nucléaires (entre 400 et 600 m sous le niveau de la mer), les fractures comprises dans le massif rocheux cristallin sont extrêmement fines et très peu perméables. Dans cet article, nous visons à évaluer la capacité du GPR à imager ces fractures sous-millimétriques et tentons de répondre à deux questions :

- 1) *LES RÉFLEXIONS GPR OBSERVÉES SONT-ELLES DUES UNIQUEMENT À DES FRACTURES OUVERTES ET TRANSMISSIVES OU PROVIENNENT-ELLES ÉGALEMENT D'AUTRES DISCONTINUITÉS GÉOLOGIQUES DE TYPES CONTACTS GÉOLOGIQUES, DYKE, INTRUSION MAGMATIQUE, ETC. ?*
- 2) *QUELLE EST LA PROPORTION DE DÉTECTION DES FRACTURES OUVERTES ET LA GAMME DE DÉTECTION EN TERMES DE TAILLES ET D'ORIENTATION DE FRACTURES ?*

Pour répondre à ces questions, nous avons mené des expériences de terrain dans le laboratoire souterrain (« Äspö Hard Rock Laboratory ») situé sous l'île d'Äspö dans le Sud-Est de la Suède. Ce laboratoire est destiné aux expériences de caractérisation du socle cristallin fracturé considéré comme futur réceptacle de déchets nucléaires (p. ex. en Suède, Finlande et Canada). Nous focalisons notre étude dans un tunnel (appelé TAS04) situé à 410 m de profondeur et de dimension 36 x 4.2 x 5.3 m (longueur x largeur x hauteur).

La première question a été abordée par plusieurs expériences et analyses. La première consistait à acquérir des données 3-D GPR de surface, en configuration dite « common-offset » (càd. les antennes émettrice et réceptrice sont séparées d'une distance fixe) sur une zone d'investigation de dimension 19 x 3.4 m (longueur x largeur), selon trois fréquences d'antennes (160, 450 et 750 MHz). Chacun des blocs 3-D de fréquence est composé de 34, 69 et 69 profils parallèles, séparés de 10, 5 et 5 cm, et de profondeur 10, 8 et 5 m respectivement par fréquence. Au total, 17 réflexions subhorizontales ont été identifiées. Afin de déterminer la nature de ces réflexions, trois forages entre 9.0 et 9.5 m de profondeur (appelés BH1, BH2 et BH3) ont été creusés. À partir de ces forages, différentes expériences et analyses ont été effectuées. Pendant le creusement des forages, une étude de connectivité entre puits a été réalisée. Au total, deux zones de BH2 (3.2-3.5 m et 7.1-7.5 m) sont connectées à BH1 et trois zones de BH3 (1.9-2.2 m, 4.9-5.2 m et 6.4-9.5 m) sont connectées à BH1 et BH2. Ensuite des expériences hydrauliques (pompage et injection) réalisées dans chacun des forages par sections de 1 m (à partir de 1.0 m jusqu'à 9.0 m) ont permis d'identifier les sections les plus transmissives. Au total, seulement 5 sections sur 21 ont donné des réponses de flux mesurées au-dessus du seuil de détection du débitmètre (2 mL/min). Ces sections correspondent à des transmissivités de l'ordre de 10^{-10} m²/s. Nous avons ensuite comparé les réflexions GPR intersectant les puits avec les zones identifiées comme les plus transmissives et avec la nature des fractures observées sur les carottes des forages et sur les images prises par une caméra insérée dans ceux-ci. Cette analyse nous a permis d'observer que la plupart des réflexions GPR intersectant les puits sont situées dans les sections les plus perméables et que leurs caractéristiques (en termes d'ouverture et d'orientations) sont cohérentes à celles des fractures observées le long des forages. Ces réflexions sont donc issues des fractures ouvertes et d'orientation subhorizontale (dip < 35°).

La deuxième question a été abordée par une analyse statistique des traces de fractures examinées sur les parois du tunnel d'étude ainsi que celles des tunnels adjacents situés à la même profondeur. Au total, 3513 traces de fractures ont été utilisées pour construire un modèle statistique 2-D de distribution des longueurs de traces et en déduire un modèle 3-D statistique de distribution des longueurs de fractures. De ce modèle, nous avons déduit que la méthode GPR de surface est capable d'identifier 80% des fractures ouvertes et d'orientation subhorizontale. Il nous montre également que la gamme des tailles de fractures comprises entre 1-10 m² imagée par le GPR est en cohérence avec le modèle 3-D de distribution des longueurs de fractures indiquant que les longueurs de fractures sont préservées et qu'il n'y a pas de biais d'échantillonnage par la méthode GPR.

La conclusion de cet article nous mène à dire que la méthode de surface GPR montre toute son efficacité dans l'imagerie des fractures d'ouverture sous-millimétrique les plus perméables

comprises dans des formations caractérisées comme très faiblement perméables. Ces résultats suggèrent que la méthode pourrait jouer un rôle non négligeable dans les études géotechniques tels que par exemple dans les décisions industrielles sur le choix d'emplacement des déchets nucléaires en profondeur.

2.2. ARTICLE: “ WHICH FRACTURES ARE IMAGED WITH GROUND PENETRATING RADAR? RESULTS FROM AN EXPERIMENT IN THE ÄSPÖ HARDROCK LABORATORY, SWEDEN ”

Justine MOLRON^{1*}, Niklas LINDE², Ludovic BARON², Jan-Olof SELROOS³, Caroline DARCEL¹ and Philippe DAVY⁴

¹ Itasca Consultants S.A.S., 64 Chemin des Mouilles, 69130 Ecully, France

j.molron@itasca.fr* & c.darcel@itasca.fr

² Institut des sciences de la Terre, Université de Lausanne, Géopolis UNIL, Quartier Mouline, 1015 Lausanne, Switzerland.

niklas.linde@unil.ch & ludovic.baron@unil.ch

³ Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB), Evenemangsgatan 13, Box 3091, SE-169 03 Solna, Sweden.

jan-olof.selroos@skb.se

⁴ Géosciences Rennes, OSUR, CNRS, Université de Rennes 1, 263 Avenue Général Leclerc, 35042 Rennes, France.

philippe.davy@univ-rennes1.fr

Publié¹ en open-access dans “Engineering Geology” et adapté afin de correspondre à la mise en page de la thèse.

¹ Molron, J., Linde, N., Baron, L., Selroos, J.-O., Darcel, C., & Davy, P. (2020). Which fractures are imaged with Ground Penetrating Radar? Results from an experiment in the Äspö Hardrock Laboratory, Sweden. Eng. Geol., 273. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105674>

ABSTRACT

Identifying fractures in the subsurface is crucial for many geomechanical and hydrogeological applications. Here, we assess the ability of the Ground Penetrating Radar (GPR) method to image open fractures with sub-mm apertures in the context of future deep disposal of radioactive waste. GPR experiments were conducted in a tunnel located 410 m below sea level within the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden) using 3-D surface-based acquisitions (3.4 m x 19 m) with 160 MHz, 450 MHz and 750 MHz antennas. The nature of 17 identified GPR reflections was analyzed by means of three new boreholes (BH1-BH3; 9-9.5 m deep). Out of 21 injection and outflow tests in packed-off 1-m sections, only five provided responses above the detection threshold with the maximum transmissivity reaching $7.0 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$. Most GPR reflections are situated in these permeable regions and their characteristics agree well with core and Optical Televiewer data. A 3-D statistical fracture model deduced from fracture traces on neighboring tunnel walls show that the GPR data mainly identify fractures with dips between 0 and 25°. Since the GPR data are mostly sensitive to open fractures, we deduce that the surface GPR method can identify 80% of open sub-horizontal fractures. We also find that the scaling of GPR fractures in the range of 1-10 m² agrees well with the statistical model distribution indicating that fracture lengths are preserved by the GPR imaging (no measurement bias). Our results suggests that surface-GPR carries the resolution needed to identify the most permeable sub-horizontal fractures even in very low-permeability formations, thereby, suggesting that surface-GPR could play an important role in geotechnical workflows, for instance, for industrial-scale siting of waste canisters below tunnel floors in nuclear waste repositories.

Key words: Ground Penetrating Radar, surface-based method, fracture, core log, tunnel, statistical fracture model, nuclear waste disposal

2.2.1. INTRODUCTION

In hard rock systems, fractures are the main conduit for flow (Becker & Shapiro, 2000), for contaminant transport (Selroos et al., 2002), and they play a critical role in determining the mechanical properties of rocks (Davy et al., 2018a). Hydrogeological and geomechanical applications require, henceforth, an appropriate characterization of the fracture network and of its hydrological and mechanical properties (Davy et al., 2018a). Traditionally, this information is mostly derived from a statistical analysis of 2-D fracture traces mapped in tunnel walls and surface outcrops, or from 1-D fracture intercepts along boreholes. Such statistical approaches have drawbacks: 1) the 3-D fracture models do not rely on actual 3-D observations, which requires crude assumptions on some fracture properties (e.g., fracture shapes) (Davy et al., 2018b); 2) some scales are hardly measured because of the limited size of outcrops, tunnel walls, or borehole diameter; 3) models that aim at making predictions are generally better constrained by conditioning to location-specific deterministic information than by global statistics only (Andersson & Dverstorp, 1987). This is why imaging fractures at different scales, especially with non-invasive methods, is of high importance for hydrogeological and geomechanical applications (e.g. mine and tunnel stability, detection of flow paths, contaminant transport).

A particular application, which partly motivates this study, is the detection of potential pathways (at the 10 m scale) from defective canisters for nuclear waste with non-invasive (i.e., without drilling) surface methods. This is required to identify locations that are unsuitable for storing nuclear waste in canisters emplaced under the tunnel floor, as envisioned for the storage of nuclear waste in Finland and Sweden. In the very low-permeability formations that are of interest for the nuclear waste repositories of Sweden or Finland, transport of potentially released radionuclides take place through fractures with sub-millimetric apertures that are very difficult to detect remotely. This excludes many geophysical methods such as seismic reflection/refraction, electrical resistivity and nuclear magnetic resonance for this task. If one adds both the constraint of being surface-based and being able to detect meter-scale individual fractures remotely, the only suitable method is ground penetrating radar (GPR) (Day-Lewis et al., 2017).

There is a rich literature describing how GPR data were used to detect permeable fractures in various hydrogeological (Becker & Tsoflias, 2010; Day-Lewis et al., 2003; Dorn et al., 2011a; Dorn et al., 2011b; Dorn et al., 2012; Shakas et al., 2016; Tsoflias et al., 2001), geotechnical (Davis & Annan, 1989; Grasmueck, 2005; Grégoire & Halleux, 2002; Seol et al., 2001) and nuclear waste-related (Baek et al., 2017; Döse & Carlsten, 2017; Olsson et al., 1992; Serzu et al., 2004) applications. Notably, the GPR reflections caused by fracture planes are enhanced when the fractures are fluid-filled or have large apertures (Grasmueck, 1996; Hollender & Tillard, 1998; Hollender et al., 1999; Jeannin et al., 2006; Markovaara-Koivisto et al., 2014;

Shakas & Linde, 2017; Tsoflias & Becker, 2008; Tsoflias & Hoch, 2006). Electromagnetic (EM) waves with wavelengths on the m-scale respond to fractures with sub-millimetric aperture because of the strong contrast in electrical properties between the fracture filling and the surrounding rock matrix and because of multiple internal reflections between the fracture walls generating wavelet interferences (the thin-bed response) (Bradford & Deeds, 2006; Deparis & Garambois, 2008; Grégoire & Hollender, 2004; Sassen & Everett, 2009; Shakas & Linde, 2015). At repository depth (~400-600 m below sea level), the fracture aperture can be very small and it is not yet clear whether observed GPR reflections in such an environment are primarily related to water-filled fractures and not to other geological interfaces (e.g., dike intrusion, geological contacts, material-filled fractures). It is also not clear which percentage of open fractures are imaged as a function of their sizes and orientations.

In this contribution, we present a 3-D GPR imaging experiment performed at 410 m depth in the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden (Figure 2-1a). The GPR data have been migrated to form a 3-D network of reflectors, hereafter, named GPR fractures. After the GPR experiment, three 9-m deep boreholes were drilled in the zone (Figure 2-1b), mapped with televiwer logging, and hydraulically tested to ground-truth the GPR results.

Our main aims are to address the following questions:

- 1) *DO GPR REFLECTIONS OBSERVED IN DEEP LOW-PERMEABILITY GRANITIC FORMATIONS CORRESPOND TO OPEN TRANSMISSIVE FRACTURES ONLY OR ALSO TO OTHER TYPES OF GEOLOGICAL DISCONTINUITIES?*
- 2) *WHAT IS THE DETECTION ACCURACY OF THE GPR FRACTURES IN TERMS OF FRACTURE SIZES AND ORIENTATIONS?*

The first point has been addressed by a careful GPR experiment performed in a 410-m deep tunnel by picking the main reflectors and verifying the nature of reflectors from a subsequent drilling of three boreholes analyzed by core logging and hydraulic tests. The second point has been addressed by comparing the statistics of GPR fractures with the 3-D fracture statistics derived from outcrop and borehole mapping.

2.2.2. TEST SITE

The Äspö Hard Rock Laboratory (HRL) is an underground research facility below the island of Äspö located approximately 300 km south of Stockholm on the peninsula of Simpevarp surrounded by the Baltic Sea (Figure 2-1a). It was constructed in 1986 (Cosma et al., 2001) by the Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB) as a R&D site to develop new methodologies and technologies to build the know-how needed to construct a hard rock repository for nuclear waste. It contains a main tunnel of 3.6 km length and several side-tunnels extending from the surface down to 450 m depth (Figure 2-1a) (SKB, 2016). The geology is mainly composed of fractured granitic rocks that are more than 1.7 billion years old (Cosma et al., 2001).

The GPR investigation focuses on the secondary TAS04 tunnel, which was excavated at a depth of 410 m by the drill-and-blast method (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). The tunnel is 36 m long, 4.2 m wide and 5.3 m high. Its geology is composed by three main rock types: fine-grained granite, Äspö diorite and Ävrö granodiorite, with some pegmatite veins (Figure 2-1b) (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). Geotechnical (check of drilling and charging), geological (fracture mapping), geophysical (surface GPR) and hydrogeological (42 borehole drillings of 2 m depth and hydraulic tests) investigations were used to characterize superficial fractures induced by the blasting. It was found that the excavation-damage zone (EDZ) was 0.5 m thick (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). The EDZ was removed by cutting and sawing the tunnel floor with a diamond wire along 20 m of the tunnel length; it is in the resulting very flat area that our GPR measurements were performed (Figure 2-1b).

In addition to the TAS04 tunnel, three surrounding tunnels at the same depth are used to derive the 3-D statistical fracture model. The TAS05 and TASN tunnels are parallel to the TAS04 and are 17 m and 52 m long, 4.5 m and 4.2 m wide and 4.5 m and 3.7 m high, respectively. The TASP tunnel is perpendicular to the others and is 57 m long, 7 m wide and 4.1 m high.

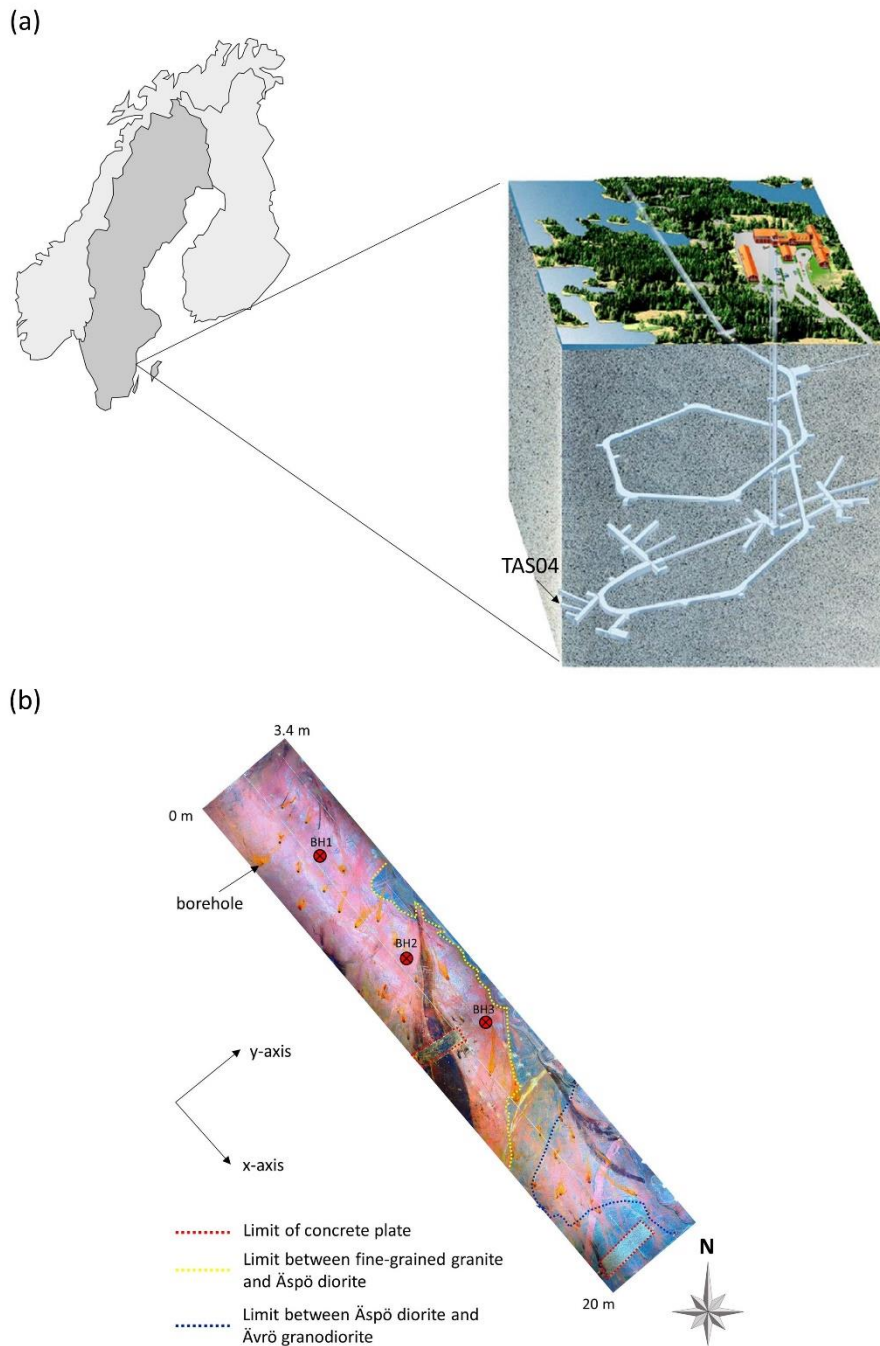


FIGURE 2-1 : (A) ILLUSTRATION OF THE ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY IN THE SIMPEVARP PENINSULA, SWEDEN. THE STUDY TUNNEL (TAS04) IS SITUATED AT A DEPTH OF 410 M. FIGURE MODIFIED FROM SKB (2016), COURTESY OF SKB, ILLUSTRATOR: JAN ROJMAR. (B) ORTHOPHOTOGRAPHY OF THE TUNNEL FLOOR SHOWING THE GEOLOGICAL LIMIT BETWEEN FINE-GRAINED GRANITE (TO THE LEFT), ÄSPÖ DIORITE AND ÄVRÖ GRANODIORITE (TO THE RIGHT) INDICATED BY YELLOW AND BLUE DASHED LINES, SHALLOW PRE-EXISTING BOREHOLES REPRESENTED BY BLACK DOTS WITH OXIDATION (ORANGE TRACES) AND CONCRETE PLATES DELIMITED BY RED DASHED LINES. THE THREE NEW BOREHOLES (BH1, BH2 AND BH3 INDICATED BY RED CIRCLES WITH CROSSES) WERE DRILLED IN THE GRANITIC FORMATION WITH LOCATIONS CHOSEN BASED ON THE GPR RESULTS.

2.2.3. GPR EXPERIMENT METHODOLOGY

2.2.3.1. GPR SURVEY

The GPR data from the TAS04 tunnel were acquired in the period of November 6-10, 2017, using the MALÅ GroundExplorer (GX) HDR-serie (High Dynamic Range), equipped with skid plate and wheel. 160, 450 and 750 MHz antennas were used to achieve different investigation depths and image resolutions. The acquisition parameters are given in Table 2-1. The shielded transmitter and receiver antennas, separated by a fixed separation in a so-called common-offset configuration (Annan, 2003), were pulled along the cleaned and flat tunnel floor (Figure 2-1). The GPR profiles were acquired with 2.34 cm measurement spacing and a line separation of 0.05 m for the 450 and 750 MHz surveys and 0.10 m for the 160 MHz survey. The profiles were oriented along the tunnel length (x-direction) using multiple orthogonal measurement tapes to ensure straight and parallel measurement lines. The resulting acquisition area was 3.4 m × 19 m. Measurements with a total station using fixed geodetic points in the tunnel were used to convert the acquisition geometry into the local Äspö coordinate system (Äspö96).

TABLE 2-1 : EXPERIMENTAL PARAMETERS USED FOR THE 3-D GPR ACQUISITIONS IN COMMON-OFFSET MODE.

Parameters	Frequencies [MHz]		
	160	450	750
Antenna separation [m]	0.33	0.18	0.14
Measurement spacing [m]	0.02355	0.02355	0.02355
Profile separation [m]	0.10	0.05	0.05
Number of profiles	34	69	69
Investigation depth [m]	0 to 10	0 to 8	0 to 5

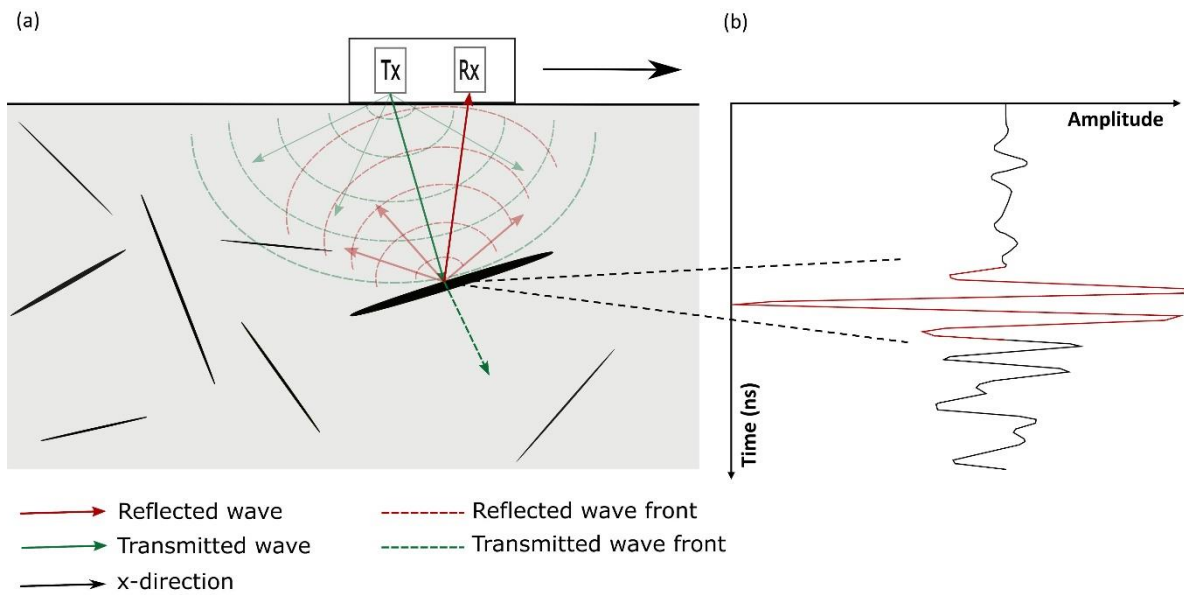


FIGURE 2-2 : (A) THE COMMON-OFFSET GPR CONFIGURATION: THE TRANSMITTER (TX) AND RECEIVER (RX) ANTENNAS ARE PLACED IN A SHIELDED BOX. THE SURFACE GPR IS PULLED ALONG THE TUNNEL FLOOR (X-DIRECTION). THE TRANSMITTER ANTENNA SENDS AN ELECTROMAGNETIC PULSE INTO THE SUBSURFACE AND THE RECEIVER ANTENNA RECORDS THE RETURNING SIGNAL AMPLITUDES OVER TIME AS SHOWN SCHEMATICALLY IN (B).

2.2.3.2. DATA PROCESSING

The GPR data processing and migration workflow is depicted in Figure 2-3. We consciously avoid automatic gain control to enable relative comparisons of reflectivity at different locations in the investigated volume. The editing step involves removal of some limited data at the end of certain profiles to ensure a rectangular-shaped survey area. Direct Current (DC) removal used to remove offsets in the data is achieved by subtracting the mean of the last 33% of the GPR traces. Time zero corrections are made to ensure that the actual source initiation time is treated as zero. For each trace, this is achieved by shifting the time vector such that the time when the signal magnitude is first above the noise-level corresponds to the time it takes for the speed of light in a vacuum to travel the distance between the source and receiver. Irregularity removal refers to traces that are adversely affected by the many (42) shallow boreholes (0-1 m depth) and two concrete plates. To avoid the migration of these data that largely respond to non-geologic features, we automatically detected (5-6% of the data) and removed these traces by identifying irregularities in the magnitudes of their direct waves. Median trace removal along each line was performed to not only remove the direct wave, but also significant ringing in the data. Time-gain with a different exponent for each frequency (2.5 for 160 MHz, 2.5 for 450 MHz and 2.0 for 750 MHz data) was applied to correct for geometric spreading and attenuation of later-arriving signals. Finally, singular value decomposition (SVD) was used to remove the first 3 to 5 singular values to further suppress ringing effects.

Migration was needed to collapse the many diffractors in the data and to properly locate the reflections at depth. For this, we used 3-D depth Kirchhoff migration (Margrave & Lamoureux, 2019) as implemented in the CREWES Matlab toolbox (CREWES, 1988) with a constant velocity of 0.130 m/ns as determined by diffraction analysis and visual inspection of migration results.

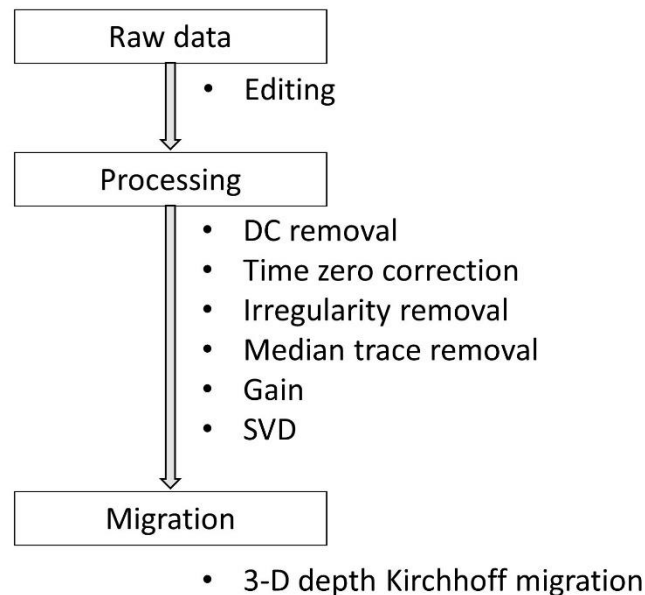


FIGURE 2-3 : FLOW CHART DESCRIBING HOW THE RAW DATA ARE EDITED AND PROCESSED BEFORE MIGRATION.

2.2.4. RESULTS

The 3-D GPR results are exemplified by processed profiles of 160 MHz (Figure 2-4), 450 MHz (Figure 2-5) and 750 MHz (Figure 2-6) data and corresponding 3-D migration results along a 2-D section located approximately in the middle of the tunnel. As expected, the 750 MHz data have the highest resolution and the lowest investigation depth, while the 160 MHz data have the lowest resolution and the highest investigation depth. The 450 MHz is the most suitable frequency for identifying each individual feature from 0 to 8 m depth. To a first order, the vertical and horizontal resolution enabling separation of features in migrated images are $\lambda/4$, where λ is the wavelength (Annan, 2003; Grasmueck, 2005; Jol, 2008; Reynolds, 1997). Since the average wave speed is 0.13 m/ns, the vertical and horizontal resolutions are 0.2 m for 160 MHz, 0.06 m for 450 MHz and 0.04 m for 750 MHz.

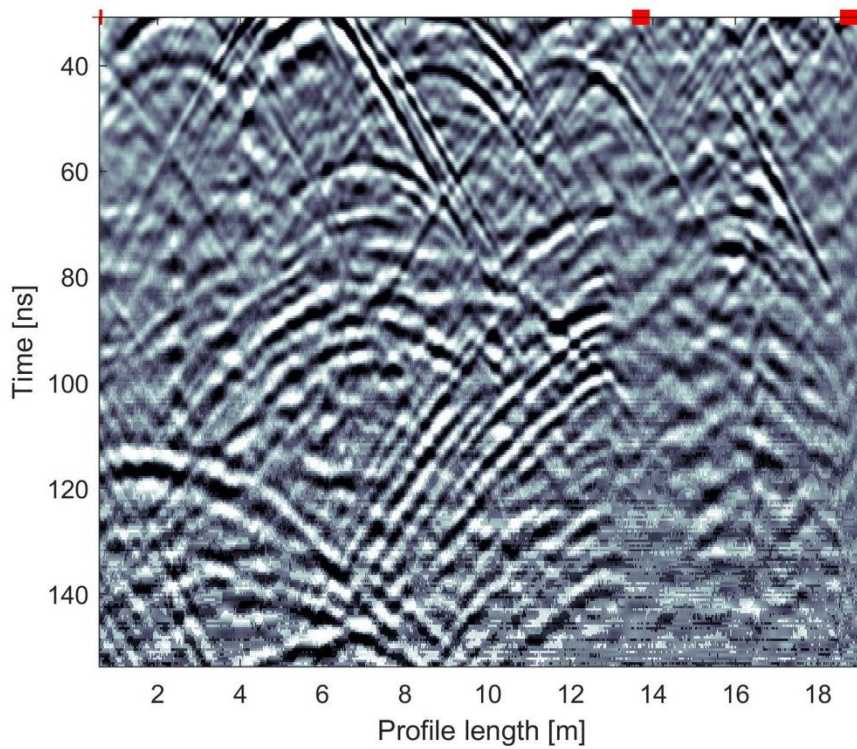
The unmigrated data (Figure 2-4a, Figure 2-5a, Figure 2-6a) show diffractions manifested by characteristic hyperbolas. The shallow diffractions are mainly caused by the shallow boreholes (42), while deeper diffractions may be related to fracture wall irregularities, fracture intersections or geological heterogeneities (Grasmueck et al., 2015; Grasmueck et al., 2013;

Grasmueck, 2005). On depth slices, these diffractions appear as concentric circles, whose radii are increasing with depth (Figure 2-7a).

To remove the diffractions and locate the reflections in space, we used 3-D Kirchhoff migration with a constant velocity of 0.13 m/ns. After migration, the energy contained in the hyperbola tails is ideally gathered into a unique point corresponding to the initial diffraction point (Figure 2-7b). After migration, sub-horizontal reflections that might correspond to fractures are visible on vertical 2-D GPR slices with alternating positive and negative amplitudes aligned in sub-horizontal patterns (Figure 2-4b, Figure 2-5b, Figure 2-6b). This alternation is a consequence of the finite-length source wavelet used by the GPR antennas. Sub-vertical features that might correspond to fractures appear as bright spots plunging with depth that are clearly visible in the horizontal GPR depth slices (Figure 2-7b, c).

To visualize the GPR results in three dimensions, we imported 2-D processed and migrated data slices into the software Paradigm GOCAD™ (Figure 2-8) using Äspö coordinates. By comparing unmigrated (Figure 2-4a, Figure 2-5a, Figure 2-6a) and migrated (Figure 2-4b, Figure 2-5b, Figure 2-6b) data for the three frequencies, we created a simplified fracture network model (Figure 2-8). This manual procedure of identifying GPR fractures is somewhat subjective. Large sub-horizontal GPR structures were picked on each vertical 2-D slice at the interface between the background signal and the signal corresponding to the reflection of the structure represented by positive (intense white) or negative (intense black) amplitudes. Sub-vertical fractures were identified on horizontal depth slices by picking their horizontal edge traces (Figure 2-7c). The set of the trace picks was used to construct the fracture surface using the convex hull plane that connects the picks, with no assumption on fracture form in order to avoid over- or underestimation of the data. We identified a total of 21 reflections that might correspond to fractures with dimensions of 1 to 4 m. This work was focused on the first 15 m of the GPR block along the axis of the tunnel, in order to be within the same fine-grained granitic environment (Figure 2-8).

(a)



(b)

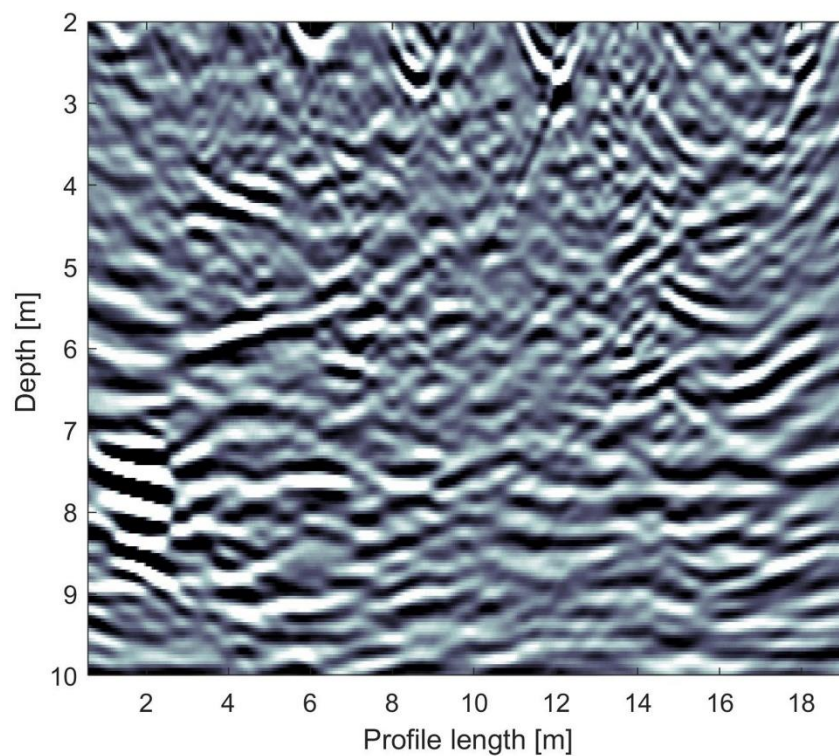


FIGURE 2-4: (A) PROCESSED 2-D GPR SLICE ACQUIRED WITH 160 MHZ ANTENNAS AT $Y = 2.25$ M. RED PLUS SIGNS CORRESPOND TO SHALLOW BOREHOLES AND CONCRETE PLATE IRREGULARITIES; THE CORRESPONDING TRACES ARE REMOVED BEFORE MIGRATION. (B) MIGRATED DATA BASED ON 3-D KIRCHHOFF MIGRATION WITH A CONSTANT VELOCITY OF 0.13 M/NS. THE TIME AND DEPTH INTERVALS ARE CHOSEN BASED ON THE ASSOCIATED RESOLUTION AND DEPTH OF PENETRATION.

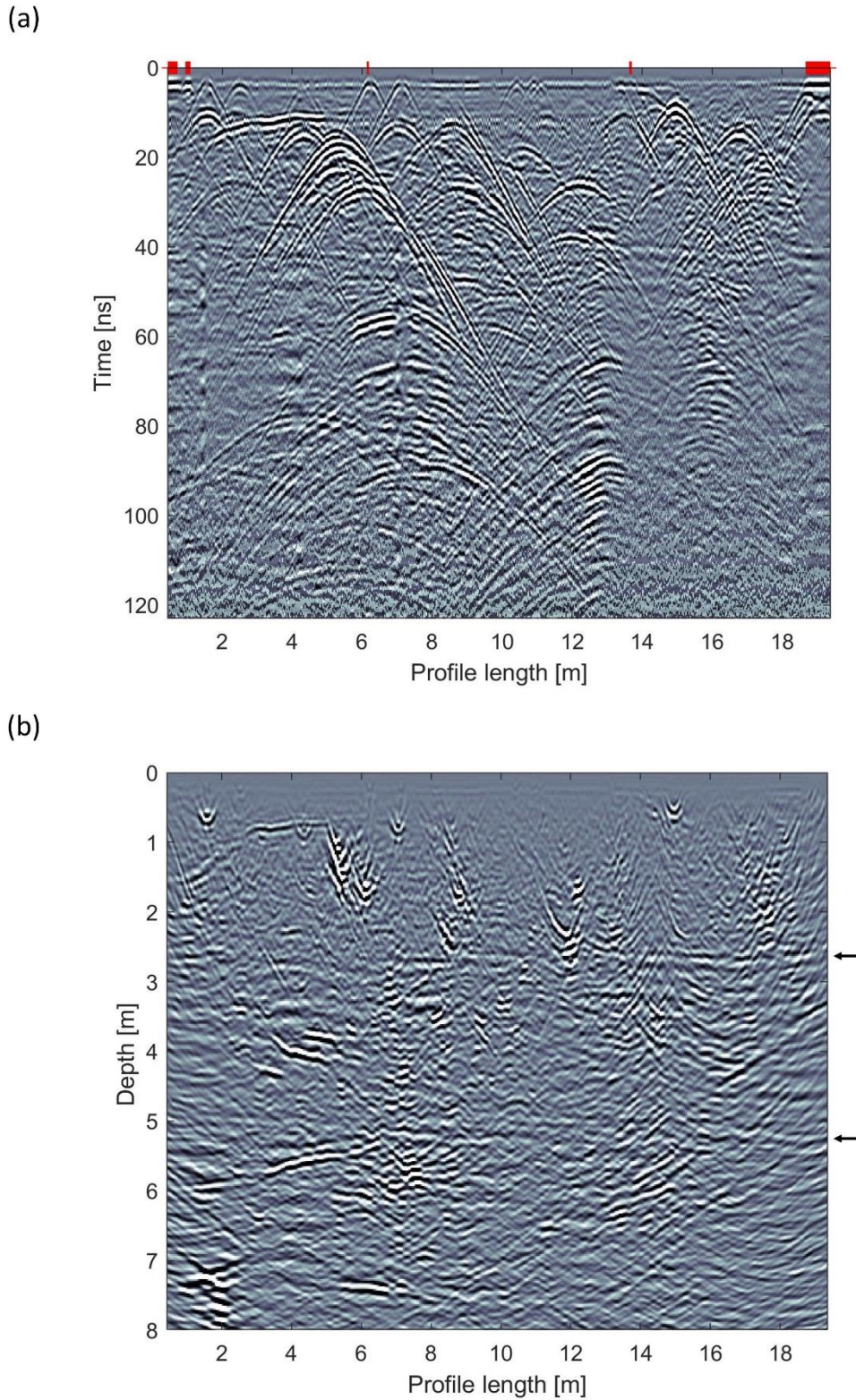


FIGURE 2-5: (A) PROCESSED 2-D GPR SLICE ACQUIRED WITH 450 MHZ ANTENNAS AT $Y = 2.28$ M. RED PLUS SIGNS CORRESPOND TO SHALLOW BOREHOLES AND CONCRETE PLATE IRREGULARITIES; THE CORRESPONDING TRACES ARE REMOVED BEFORE MIGRATION. (B) MIGRATED DATA BASED ON 3-D KIRCHHOFF MIGRATION WITH A CONSTANT VELOCITY OF 0.13 M/NS. THE DEPTH INTERVAL IS CHOSEN BASED ON THE ASSOCIATED RESOLUTION AND DEPTH OF PENETRATION. THE LARGE HORIZONTAL FEATURES AT DEPTHS OF 2.5 AND 5.1 M (INDICATED BY BLACK HORIZONTAL ARROWS) ARE ATTRIBUTED TO REFLECTIONS AT THE TUNNEL ROOF AND CORRESPONDING MULTIPLES.

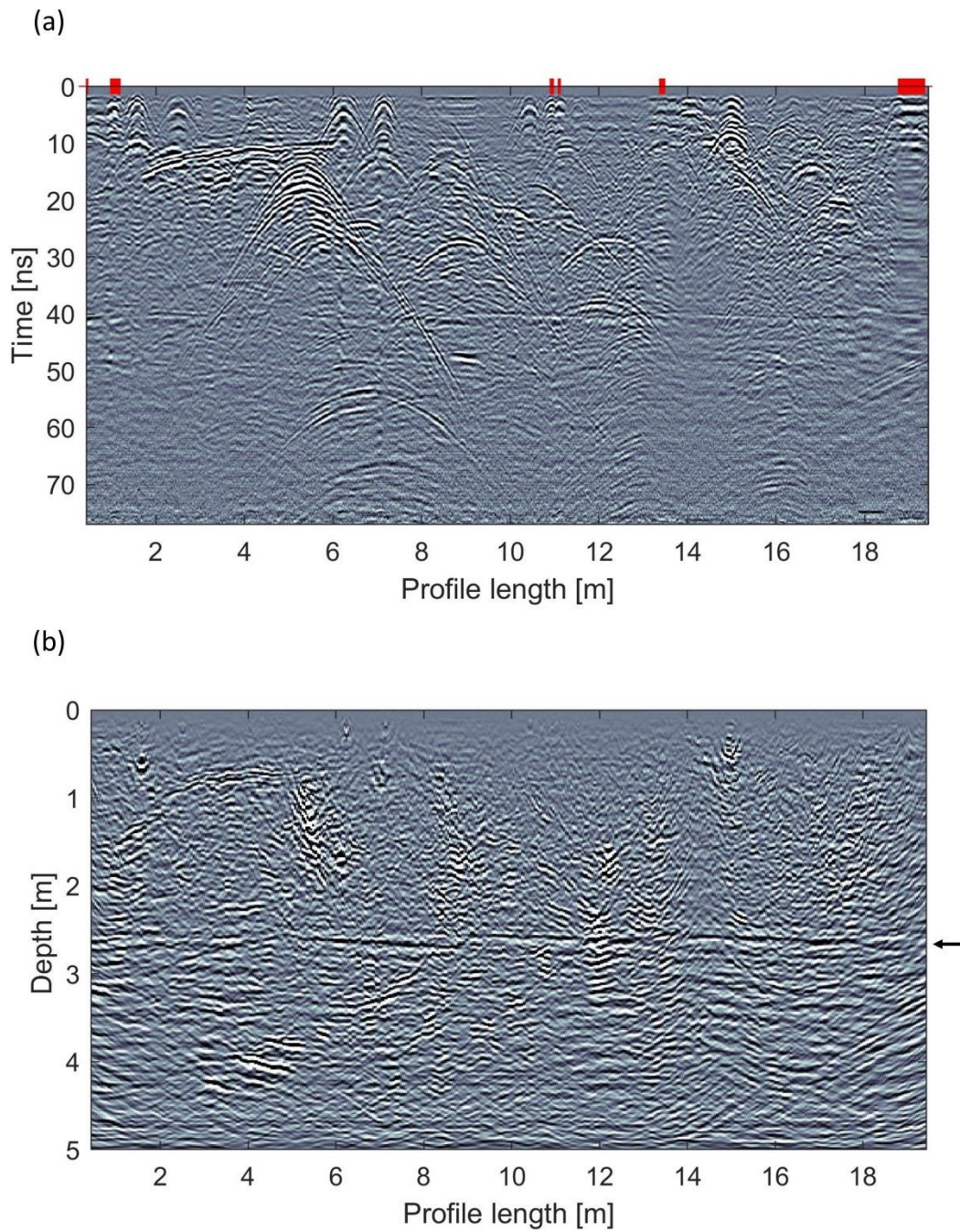


FIGURE 2-6: (A) PROCESSED 2-D GPR SLICE ACQUIRED WITH 750 MHz ANTENNA AT $Y = 2.28$ M. RED PLUS SIGNS CORRESPOND TO SHALLOW BOREHOLES AND CONCRETE PLATE IRREGULARITIES; THE CORRESPONDING TRACES ARE REMOVED BEFORE MIGRATION. (B) MIGRATED DATA BASED ON 3-D KIRCHHOFF MIGRATION WITH A CONSTANT VELOCITY OF 0.13 M/NS. THE DEPTH INTERVAL IS CHOSEN BASED ON THE ASSOCIATED RESOLUTION AND DEPTH OF PENETRATION. THE LARGE HORIZONTAL FEATURE AT A DEPTH OF 2.5 M (INDICATED BY A BLACK HORIZONTAL ARROW) IS ATTRIBUTED TO REFLECTIONS AT THE TUNNEL ROOF.

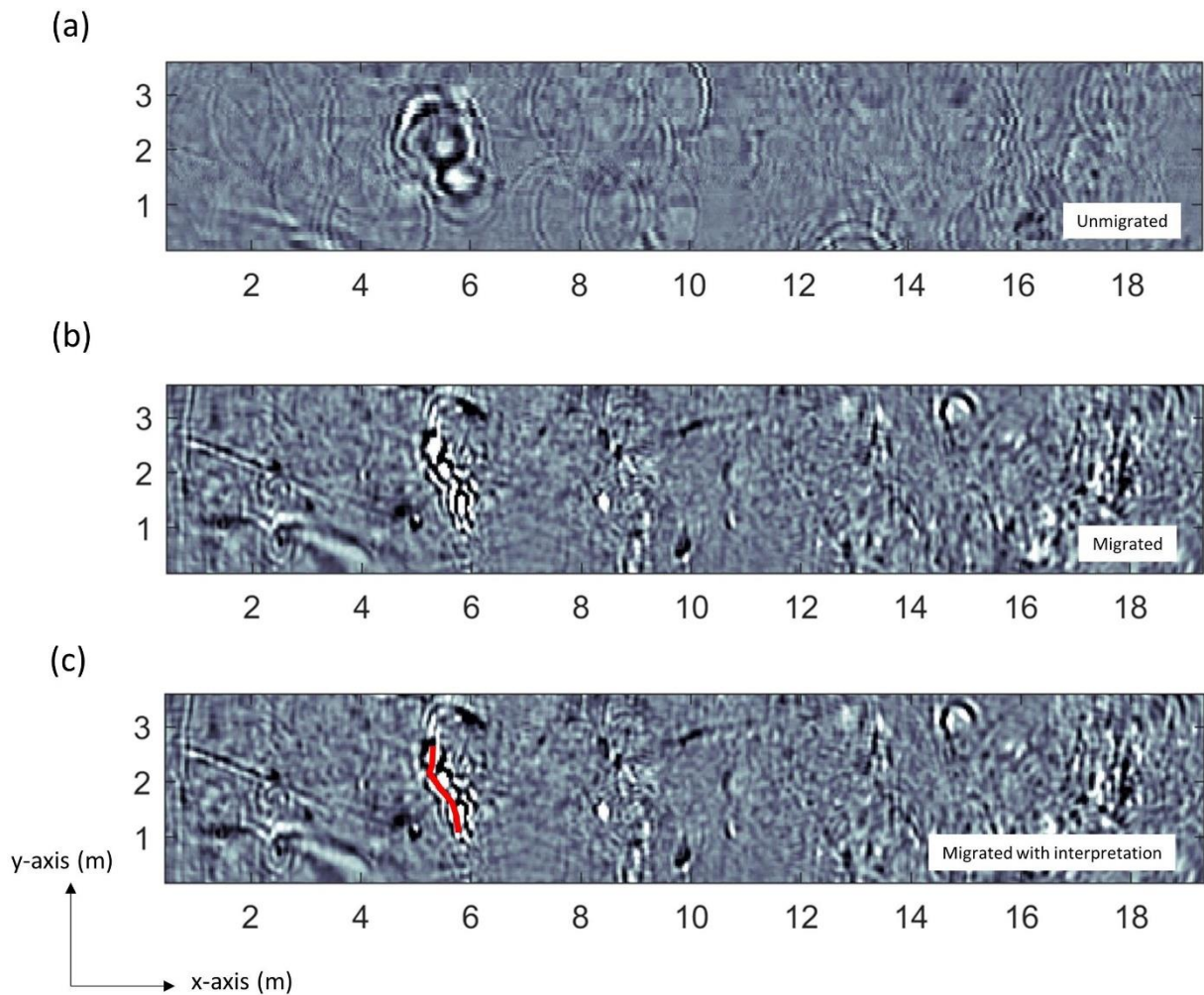


FIGURE 2-7: DEPTH SLICES OBTAINED FROM 450 MHZ DATA AT 1.32 M DEPTH ILLUSTRATING DIFFRACTIONS THAT ARE LIKELY DUE TO SUB-VERTICAL FRACTURES. (A) UNMIGRATED PROCESSED DATA FOR WHICH THE DIFFRACTIONS ARE REPRESENTED BY CIRCULAR SHAPES. (B) MIGRATED DATA IN WHICH THE DIFFRACTIONS COLLAPSE AND (C) THE CORRESPONDING SUB-VERTICAL FEATURES CAN BE IDENTIFIED MANUALLY.

2.2.5. VERIFICATION OF GPR FRACTURES WITH BOREHOLE DATA

Based on our simplified GPR fracture model, we sited three boreholes of 9.0 to 9.5 m depth with a diameter of 0.076 m: BH1 (K04018G02) in a region with multiple sub-horizontal reflections that we expected would correspond to an overall more transmissive region, BH2 (K04022G02) in a region of prominent sub-vertical reflections and diffractions with an expected significant transmissivity and BH3 (K04026G02) in a region with few GPR reflections suggesting that it would contain fewer open fractures and be less permeable than BH1 and BH2 (Figure 2-8). Because of technical constraints, the boreholes had to be separated by at least 3 m and located at a certain distance away from the 42 shallow pre-existing boreholes and concrete plates. The final locations of the boreholes are seen in Figure 2-1b.

After drilling, BH1 was sealed and its pressure was monitored during the drilling of BH2 and BH3. The same procedure was followed for BH2 during the drilling of BH3. This provides useful information about the hydraulic connections between boreholes. All boreholes were cored and imaged with a televiewer in order to map intersecting fractures. The orientation and openness of the intersecting fractures were subsequently determined from these data.

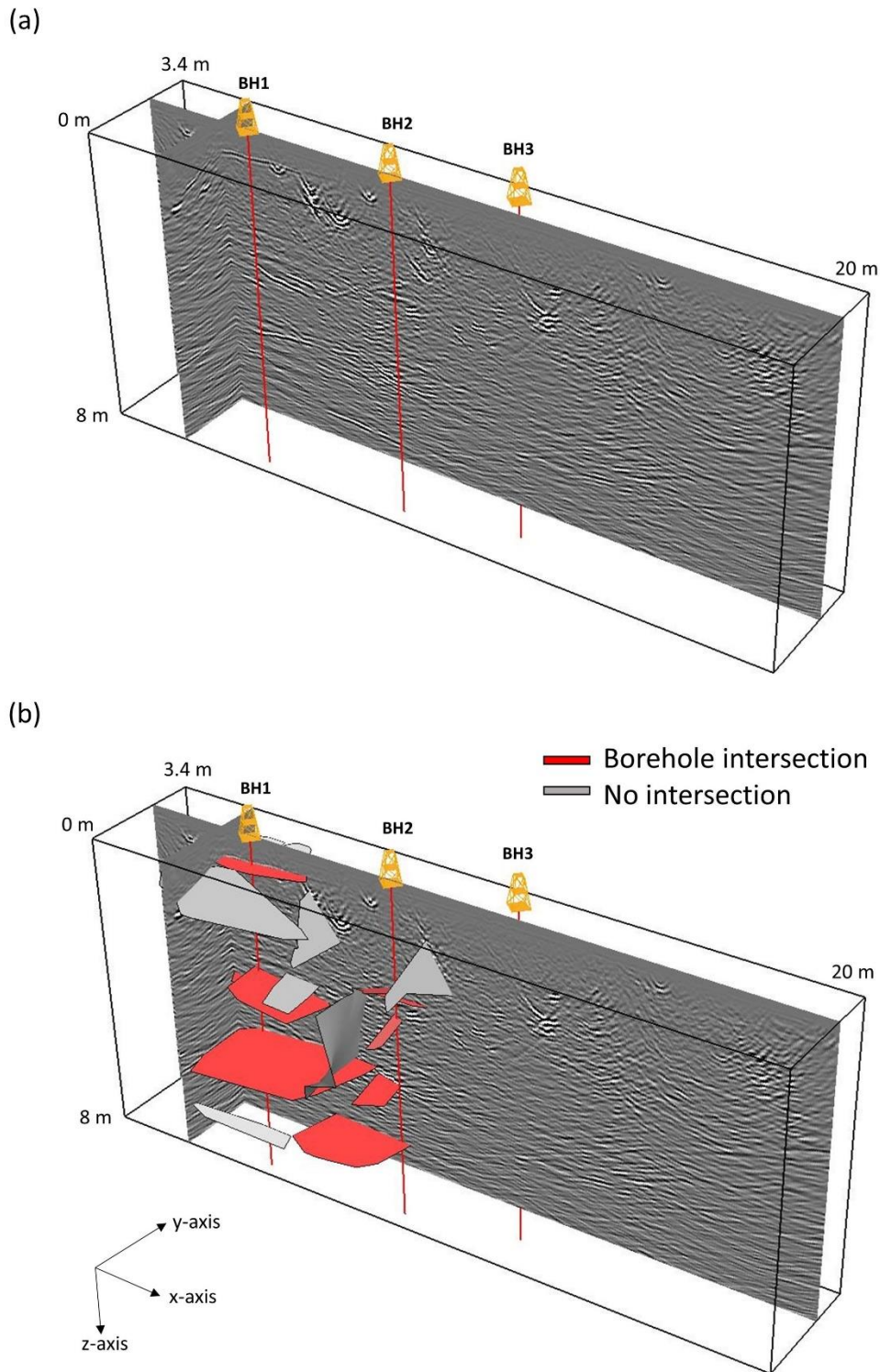


FIGURE 2-8: FENCE DIAGRAMS DISPLAYING THE MIGRATED 450 MHz DATA. (A) THE MIGRATED GPR DATA BASED ON WHICH THREE BOREHOLES (BH1, BH2 AND BH3) WERE DRILLED. THE BASIS FOR THE BOREHOLE DESIGN IS ILLUSTRATED IN (B) WHERE GPR REFLECTIONS CORRESPONDING TO EXPECTED FRACTURES ARE DISPLAYED. THE STRONG REFLECTIONS WERE MANUALLY PICKED AT THE INTERFACE BETWEEN THE BACKGROUND SIGNAL AND THE SIGNAL CORRESPONDING TO THE REFLECTION OF THE STRUCTURE. THE FRACTURE PLANES WERE CONSTRUCTED BY THE CONVEX HULL METHOD AND THE FRACTURES INTERSECTING THE BOREHOLES ARE REPRESENTED IN RED. REFLECTIONS ARE ONLY INTERPRETED IN THE REGION OF FINE-GRAINED GRANITE (FIRST 15 M).

2.2.5.1. CONNECTIVITY BETWEEN BOREHOLES

During the drilling of BH2, the pressure in BH1 showed two periods of net decreases (Figure 2-9a) corresponding to the boring of sections from 3.2 to 3.5 m depth and from 7.1 to 7.5 m depth. This suggests that BH1 is at least connected to fractures at these two section depths in BH2. During the drilling of BH3, pressure in BH1 (not shown) and BH2 (Figure 2-9b) showed similar behavior with three distinct decreases corresponding to the boring of BH3 in the sections from 1.9 to 2.9 m, 4.9 to 5.2 m and 6.4 to 6.9 m depth, respectively. Due to the vicinity to BH3, the pressure drop in BH2 is three times higher than in BH1. Finally, the stationary pressure (1850 kPa in BH1, 2050 kPa in BH2 and 2150 kPa in BH3) in each packed-off borehole indicates a strong hydraulic gradient from BH3 towards BH1.

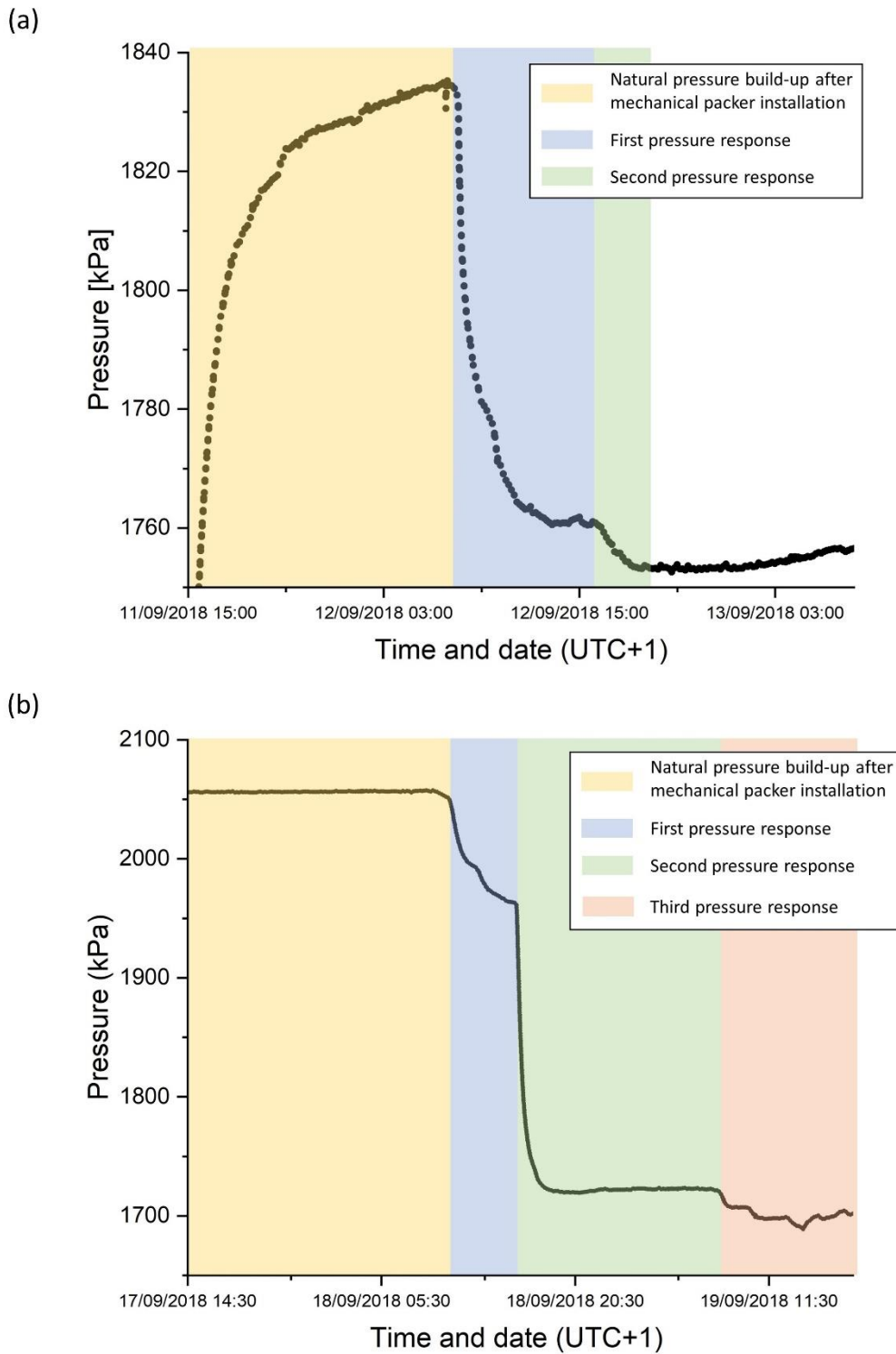


FIGURE 2-9: PRESSURE RESPONSES OBSERVED IN OBSERVATION BOREHOLES WHILE DRILLING NEW BOREHOLES. PRESSURE RESPONSE IN (A) BH1 DURING THE DRILLING OF BH2 AND (B) BH2 DURING THE DRILLING OF BH3. THE FIRST PART OF THE CURVES (YELLOW) REPRESENTS PRESSURE RISE DUE TO THE INSTALLATION OF A MECHANICAL PACKER IN DRILLED BOREHOLE AT 1 M DEPTH. THE INITIATIONS OF PRESSURE DROPS (BLUE, GREEN AND ORANGE) CORRESPOND TO DRILLING OF BOREHOLE SECTIONS (3.2-3.5 M AND 7.1-7.5 M IN BH2 AND 1.9-2.2, 4.9-5.2 M AND 6.4 M IN BH3). A SUBSEQUENT SMALLER PRESSURE DECREASE IS ALSO OBSERVED IN BH2 (BLUE PART) CORRESPONDING TO THE DRILLING BETWEEN 2.7 AND 2.9 M IN BH3.

2.2.5.2. HYDRAULIC TESTS

The hydraulic properties of the fractured rock were estimated from injection and outflow tests in 1-m packed-off sections from 1 to 8 m depth (Andersson & Ragvald, 2019) by means of a High pressure Water Injection Controller (HWIC) equipment (Hjerne et al., 2013) that automatically measures the injection or outflow with a constant imposed pressure. Most of the tests (Table 2-2) were performed with outflowing conditions due to the very high ambient borehole pressure (approximately 2000 kPa). In some sections, the pressure could not return to its initial state quickly enough after an outflow test and injection tests were performed.

Of the 21 1-m sections being tested, only 5 sections (3 for BH1, 1 for BH2 and 1 for BH3) provided a flow rate above the measuring limit of the flowmeter (2 mL/min). Hydraulic transmissivities of the 1-m sections were then estimated by Andersson and Ragvald (2019) using Moye's formula (Moye, 1967) assuming that steady-state was reached at the end of each test:

$$T_M = \frac{Q_p \rho_w g C_M}{dP_p}, \quad (2-1)$$

$$C_M = \frac{1 + \ln\left(\frac{L_W}{2r_w}\right)}{2\pi}, \quad (2-2)$$

where T_M is the hydraulic transmissivity [m^2/s]; Q_p is the flow rate at the end of the flow duration [m^3/s]; ρ_w is the water density [kg/m^3]; g is the acceleration of gravity [m/s^2]; C_M is the geometrical shape factor; dP_p is the injection/outflow pressure differences; L_W is the measurement section length and r_w is the borehole radius [m]. Based on the results (Table 2-2), the rock is found to have a very low transmissivity with the five 1-m sections above the detection limit having transmissivities ranging between $2.2\text{-}7.0 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$.

The boreholes with the transmissive zones highlighted are plotted together with crossing migrated 450 MHz GPR slices in Figure 2-10. Strong and large sub-horizontal reflections traversing the boreholes are highlighted. Four such reflections are identified near BH1 with three of them being situated in the transmissive zone. Along BH2, six strong (but not very large) reflectors are identified with two being situated in the transmissive zone. No strong reflectors are identified along BH3.

TABLE 2-2: RESULTS OF HYDRAULIC TESTS IN 1-M PACKED-OFF SECTIONS FOR EACH BOREHOLE (BH1 TO BH3) USING HIGH PRESSURE WATER INJECTION CONTROLLER (HWIC) EQUIPMENT (HJERNE ET AL., 2013). PRESSURE MEASURED IN EACH 1-M TEST SECTION SHOWS THE VARIATION DUE TO THE HYDRAULIC DISTURBANCE: INJECTION TESTS GIVE POSITIVE PRESSURES AND OUTFLOW TESTS GIVE NEGATIVE PRESSURES. HYDRAULIC TRANSMISSIVITY WAS CALCULATED FROM MOYE'S FORMULA (MOYE, 1967).

Borehole ID	Test section [m]	Pressure [kPa]	Flow rate [L/min]	Hydraulic transmissivity [m ² /s]
BH1	1-2	200	< detection limit	
	2-3	510	< detection limit	
	3-4	-1427	-0.0033	2.2E-10
	4-5	-1086	-0.0073	6.3E-10
	5-6	-1080	-0.0065	5.6E-10
	6-7	-1449	< detection limit	
	7-8	-1376	< detection limit	
	BH2	1-2	656	< detection limit
2-3		-1875	< detection limit	
3-4		-1589	-0.0038	2.2E-10
4-5		400	< detection limit	
5-6		-1979	< detection limit	
6-7		-1600	< detection limit	
7-8		-1979	< detection limit	
BH3		1-2	175	< detection limit
	2-3	-833	< detection limit	
	3-4	191	< detection limit	
	4-5	-1300	-0.0097	7.0E-10
	5-6	-1600	< detection limit	
	6-7	-1659	< detection limit	
	7-8	-1300	< detection limit	

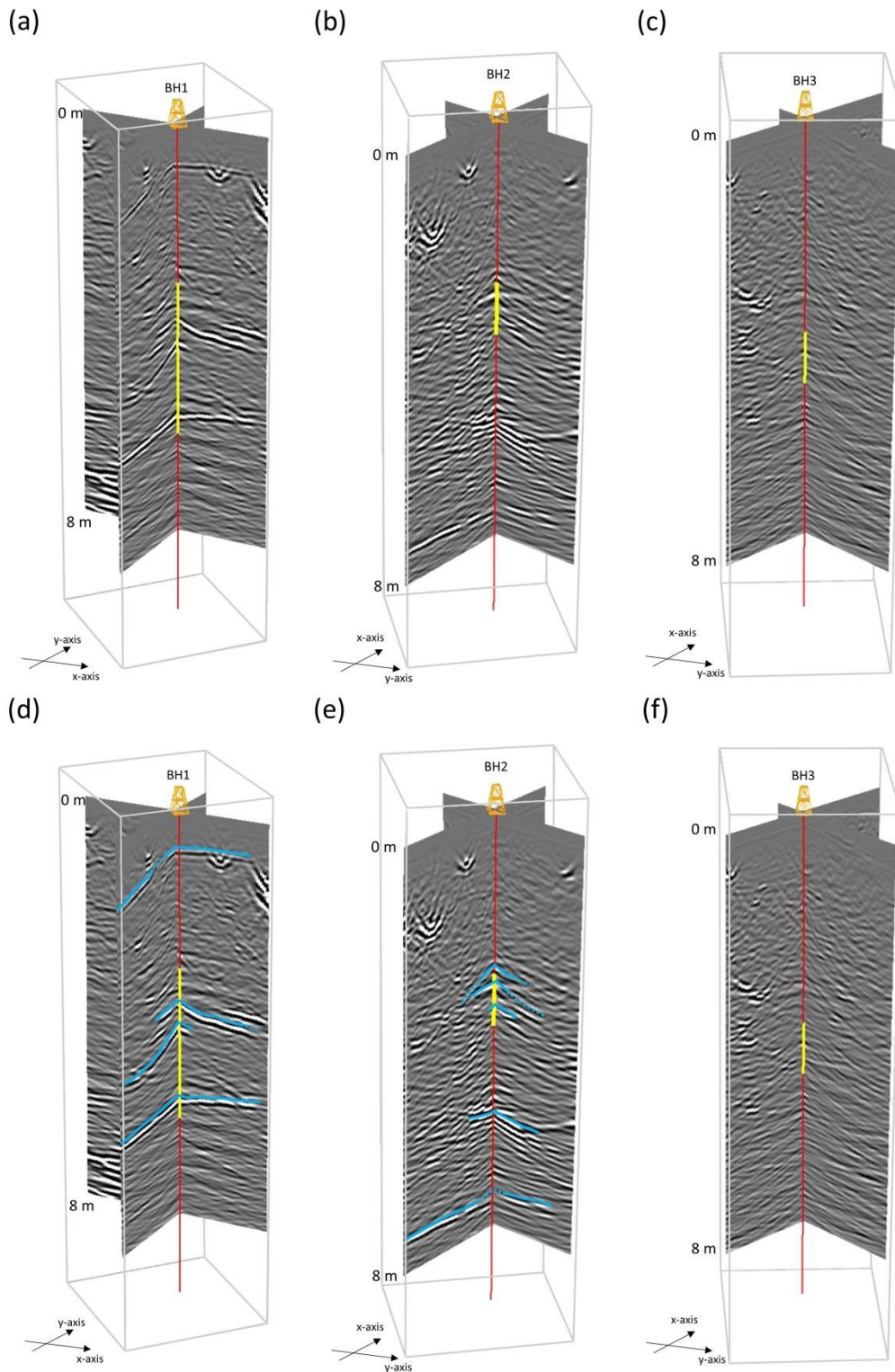


FIGURE 2-10: FENCE DIAGRAMS DISPLAYING MIGRATED DATA (450 MHz) CROSSING EACH BOREHOLE (BH1, BH2 AND BH3). THE YELLOW VERTICAL LINE SEGMENTS INDICATE TRANSMISSIVE 1-M SECTIONS AS DETERMINED BY WATER INJECTION TESTS, WHILE THE RED SECTIONS INDUCE LESS FLOW THAN THE DETECTION LIMIT OF 2 ML/MIN. TRANSMISSIVE 1-M SECTIONS ARE LOCATED BETWEEN 3 AND 6 METERS DEPTH IN BH1, BETWEEN 3 AND 4 M OF DEPTH IN BH2 AND BETWEEN 4 AND 5 M DEPTH IN BH3. UNINTERPRETED GPR SECTIONS ALONG BH1 (A), BH2 (B) AND BH3 (C) AND INTERPRETED GPR SECTIONS WHERE STRONG REFLECTIONS ARE REPRESENTED IN FULL BLUE LINES, WHILE BLUE DASHED LINES CORRESPOND TO THE POTENTIAL EXTENSIONS OF THE REFLECTORS ALONG BH1 (D), BH2 (E) AND BH3 (F).

2.2.5.3. FRACTURE MAPPING

Fracture characteristics (e.g., position, depth, strike, dip, filling mineralogy, open/sealed information) were obtained by Optical Televiwer (OPTV) and core logging (Andersson & Ragvald, 2019). With the position and orientation information, we could implement the fractures into our database, describing the fractures as disks centered on the boreholes. This enables a detailed assessment of the agreement between the GPR reflections and the fractures seen in the core logging (Figure 2-11, Figure 2-12, Figure 2-13).

We present the fracture positions in terms of depth, orientation (strike and dip) and opening (sealed or open) using tadpole plots (Figure 2-11a, Figure 2-12a and Figure 2-13a). This interpretation is based on televiwer and core inspection in the laboratory. Each borehole is represented by a cylinder divided into 1-m sections used for hydraulic measurements with indication of GPR reflections crossing the borehole and the sections with recorded outflows above the measurements limit (Figure 2-11b, Figure 2-12b and Figure 2-13b). Fence diagrams are used to highlight strong GPR reflections along the boreholes and to compare them with fractures seen on cores (Figure 2-11c,d, Figure 2-12c,d and Figure 2-13c). To do so, we superimposed fractures from core log data on the GPR sections crossing the borehole, and observed the match based on fracture depth, strike and dip. We assume that a GPR fracture matches a fracture intersection trace if their depth and dip do not exceed a deviation of 0.3 m and 15°, respectively (Table 2-3). The strike is also used to assess the fracture matching, but its uncertainty is particularly high for sub-horizontal fractures. Consequently, we used a maximum strike deviation of 60°. The corresponding fracture intercepts are well seen in the OPTV images (Figure 2-11e,f, Figure 2-12e,f and Figure 2-13d).

Along BH1 (Figure 2-11), we observed four strong reflections that match very well with four fractures seen on cores. The maximum disagreement in terms of fracture depth, dip and strike are 0.1 m, 6° and 54°, respectively (Table 2-3). The fractures have all been interpreted as open and three of them are located in the transmissive region (above the flow measurement threshold) while the remaining fracture is located in the 0 to 1 m interval where no hydraulic tests were made. We note that this corresponds to a rather ideal case for GPR data, as the identified transmissive fractures all have low dips for which the GPR reflections are the strongest.

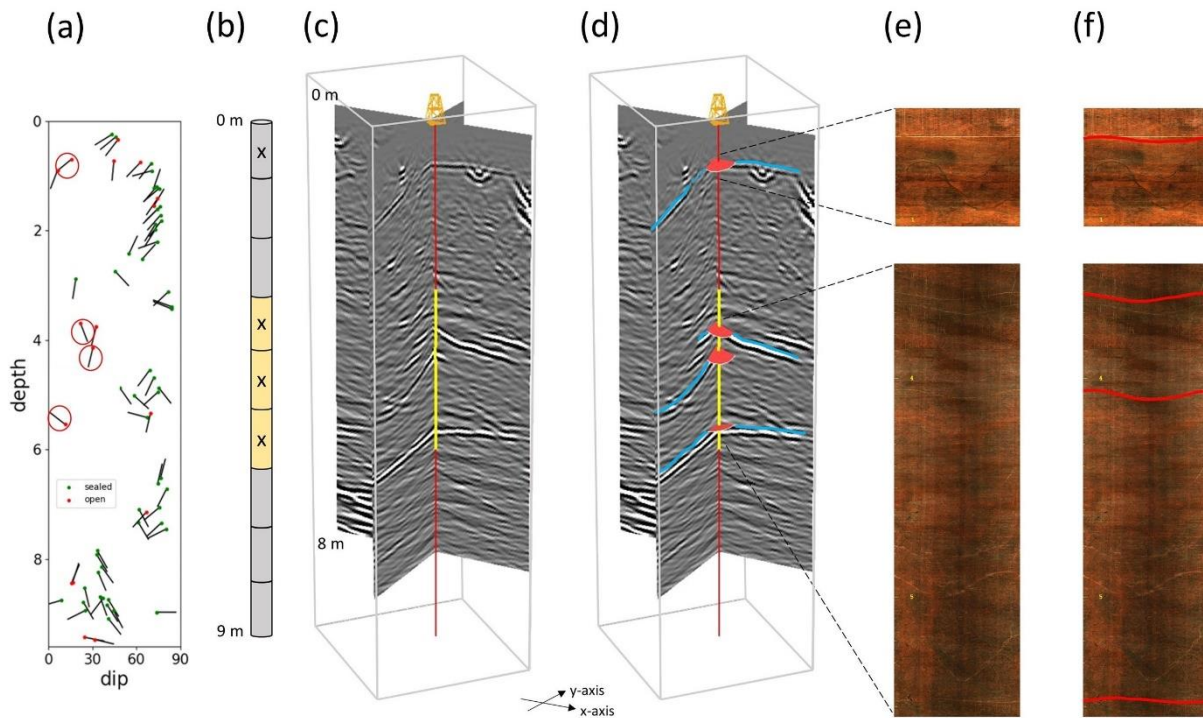


FIGURE 2-11: COMPARISON OF CORE LOG, HYDRAULIC AND GPR DATA FOR BH1. (A) TADPOLE PLOT REPRESENTING THE FRACTURE CHARACTERISTICS (DEPTH, ORIENTATION AND APERTURE) ALONG THE BOREHOLE. THE CIRCLE SYMBOLS SHOW THE FRACTURE LOCALIZATION IN TERM OF DEPTH (Y-AXIS) ACCORDING TO THEIR DIP (X-AXIS). THE RED AND GREEN COLORS CORRESPOND TO THE OPEN AND SEALED FRACTURES. THE ENDED BLACK TAILS REPRESENT THE DIRECTION OF THE DIP, WITH NORTH (0° AND 360°), EAST (90°), SOUTH (180°) AND WEST (270°) BEING UP, RIGHT, DOWN AND LEFT RESPECTIVELY. THE FRACTURES MATCHING BY THE DEPTH, DIP AND/OR STRIKE WITH GPR REFLECTORS ARE ENCIRCLED IN RED. (B) BOREHOLE REPRESENTATION WITH TRANSMISSIVE SECTIONS (YELLOW) AND STRONG REFLECTIONS (CROSS IN THE MIDDLE OF THE SECTIONS). FENCE DIAGRAMS DISPLAY MIGRATED GPR DATA (450 MHZ) CROSSING BH1 (C) BEFORE AND (D) AFTER INTERPRETATION. THE IDENTIFIED TRANSMISSIVE ZONES ARE REPRESENTED IN YELLOW AND FRACTURES LOGGED ALONG THE BOREHOLE AND MATCHING (BY DEPTH, STRIKE AND/OR DIP) WITH STRONG GPR REFLECTIONS (BLUE LINES) ARE SYMBOLIZED BY RED DISKS (OPEN FRACTURE) CENTERED ON THE BOREHOLE. (E) UNINTERPRETED AND (F) INTERPRETED OPTICAL TELEVIEWER IMAGES SHOWING THE FRACTURE TRACES ON BOREHOLE WALLS. FRACTURES MATCHING WITH GPR REFLECTORS ARE UNDERLINED IN RED LINES. YELLOW DEPTH SCALE CORRESPONDS TO THE DEPTH RECORDED BY THE TELEVIEWER.

Along BH2 (Figure 2-12), five reflections have been identified (Figure 2-10) that are generally less strong than those crossing BH1. Since the fractures observed in this borehole are mostly composed by sub-vertical fractures (75%), the surface GPR data contain multiple diffractions (Figure 2-5) that clutter the resulting migrated images and make the match with any sub-horizontal fractures non-trivial. This superposition of energy is particularly present in the area situated between 2.8 and 3.8 m. The two first reflections seem to match with two sets of closely separated sub-horizontal fractures that are interpreted as open. Each set is composed by two fractures separated by 0.1 m. The first set is well correlated in terms of depth, dip and strike with the first reflector. The second set is well correlated in terms of depth and strike with the second reflector while the dip is above the threshold. The third reflection matches well in terms

of depth, dip and strike with a fracture at 3.7 m of depth (Table 2-3). These five open fractures are concentrated in the zone where flow could be measured (the first fracture is situated at 0.1 m above this measured section). The strong reflector that appears to cross the borehole at 5.7 m depth does not correspond to any borehole fractures. Such a mismatch can be explained by the fact that borehole data give punctual information while GPR gives a measure that is averaged on a roughly metric scale. This implies that the geological heterogeneity or fracture corresponding to this reflection could be next to the borehole. The last reflector, matching in terms of depth, strike and dip with an open fracture at 7.4 m, is located in the borehole section (7.13 to 7.54 m) that produced a pressure response in BH1 during the drilling of BH2. Even if its transmissivity could not be determined because of the flowmeter threshold, it does provide a strong GPR reflection. This suggests that this fracture is locally less permeable at the borehole location, which is also indicated by the GPR reflectivity that is significantly increased away from the borehole.

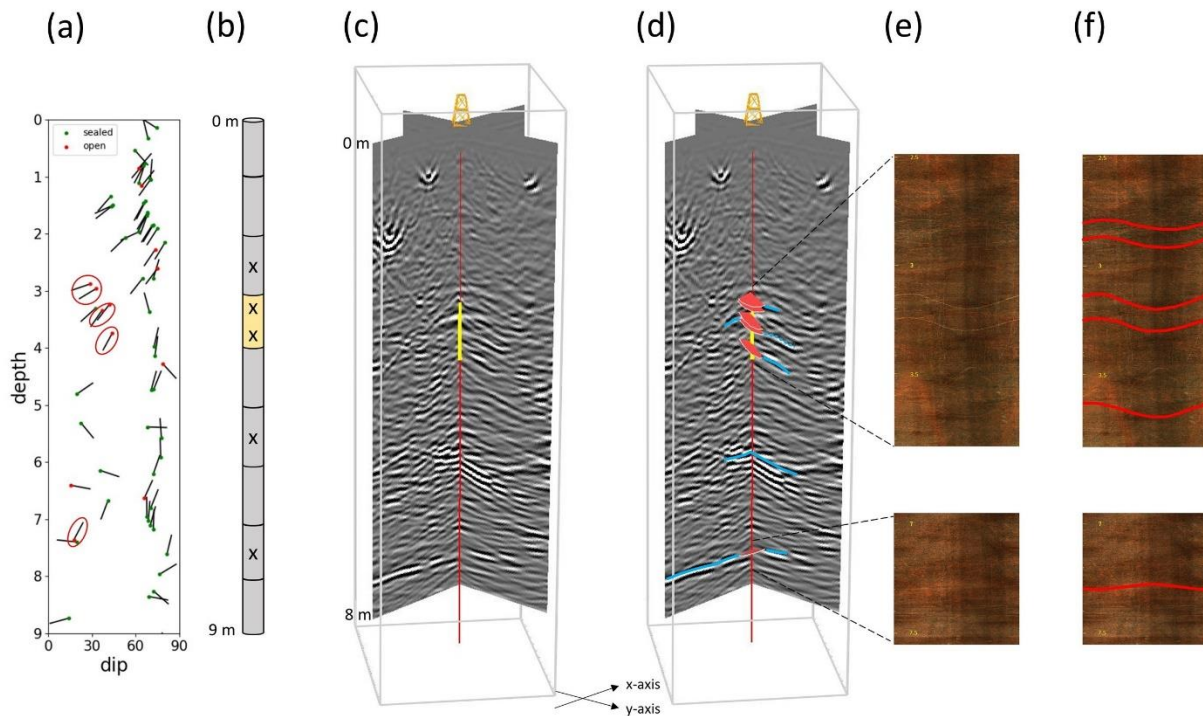


FIGURE 2-12: COMPARISON OF CORE LOG, HYDRAULIC AND GPR DATA FOR BH2. (A) TADPOLE REPRESENTING THE FRACTURE CHARACTERISTICS (DEPTH, ORIENTATION AND APERTURE) ALONG THE BOREHOLE. THE CIRCLE SYMBOLS SHOW THE FRACTURE LOCALIZATION IN TERM OF DEPTH (Y-AXIS) ACCORDING TO THEIR DIP (X-AXIS). THE RED AND GREEN COLORS CORRESPOND TO THE OPEN AND SEALED FRACTURES. THE ENDED BLACK TAILS REPRESENT THE DIRECTION OF THE DIP, WITH NORTH (0° AND 360°), EAST (90°), SOUTH (180°) AND WEST (270°) BEING UP, RIGHT, DOWN AND LEFT RESPECTIVELY. THE FRACTURES MATCHING BY THE DEPTH, DIP AND/OR STRIKE WITH GPR REFLECTORS ARE ENCIRCLED IN RED. (B) BOREHOLE REPRESENTATION WITH TRANSMISSIVE SECTIONS (YELLOW) AND STRONG REFLECTIONS (CROSS IN THE MIDDLE OF THE SECTIONS) FENCE DIAGRAMS DISPLAY MIGRATED GPR DATA (450 MHZ) CROSSING BH2 (C) BEFORE AND (D) AFTER INTERPRETATION. THE IDENTIFIED TRANSMISSIVE ZONES ARE REPRESENTED IN YELLOW AND FRACTURES LOGGED ALONG THE BOREHOLE AND MATCHING (BY DEPTH, STRIKE AND/OR DIP) WITH STRONG GPR REFLECTIONS (BLUE LINES) ARE SYMBOLIZED BY RED DISKS (OPEN FRACTURE) CENTERED ON THE BOREHOLE. (E) UNINTERPRETED AND (F) INTERPRETED OPTICAL TELEVIEWER IMAGES SHOWING THE FRACTURE TRACES ON BOREHOLE WALLS. FRACTURES MATCHING WITH GPR REFLECTORS ARE UNDERLINED IN RED LINES. YELLOW DEPTH SCALE CORRESPONDS TO THE DEPTH RECORDED BY THE TELEVIEWER.

BH3 is mostly composed by sub-vertical (90%) and sealed (80%) fractures that highly limit the possibility of imaging fractures with the surface GPR method. In the transmissive region, all open fractures have dips exceeding 60°. Consequently, no GPR fracture was identified (Figure 2-10 and Figure 2-13).

The match between GPR data and borehole data (pressure, hydraulic and core logging data), for BH1 and BH2, shows that fractures interpreted by GPR are mostly situated in the most transmissive hydraulic sections measured along boreholes. Most remaining GPR reflections showed correlation with depth sections being connected to other boreholes (pressure measurements) or matched with fractures from borehole (core log data). In one case, it had to be

assumed that the fracture was positioned just next to the borehole. The reason that no fracture is seen by GPR along BH3, despite that it contains the most permeable 1-m section, is explained by the significant number of sub-vertical fractures, highlighting the well-known fact that surface-based GPR is unable to image very steeply dipping fractures.

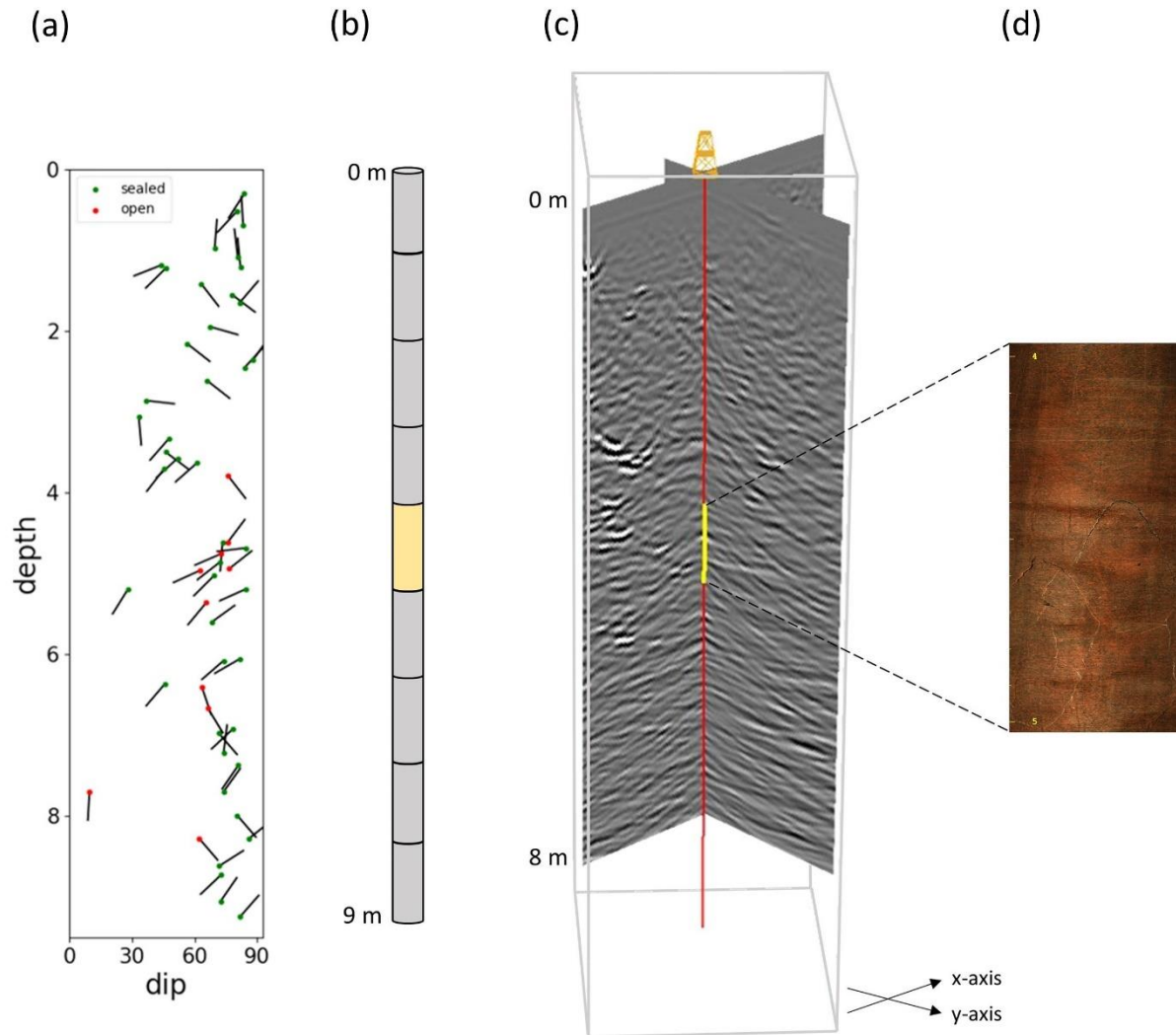


FIGURE 2-13: COMPARISON OF CORE LOG, HYDRAULIC AND GPR DATA FOR BH3. (A) TADPOLE PLOT REPRESENTING THE FRACTURE CHARACTERISTICS (DEPTH, ORIENTATION AND APERTURE) ALONG THE BOREHOLE. THE CIRCLE SYMBOLS SHOW THE FRACTURE LOCALIZATION IN TERM OF DEPTH (Y-AXIS) ACCORDING TO THEIR DIP (X-AXIS). THE RED AND GREEN COLORS CORRESPOND TO THE OPEN AND SEALED FRACTURES. THE ENDED BLACK TAILS REPRESENT THE DIRECTION OF THE DIP, WITH NORTH (0° AND 360°), EAST (90°), SOUTH (180°) AND WEST (270°) BEING UP, RIGHT, DOWN AND LEFT RESPECTIVELY. (B) BOREHOLE REPRESENTATION WITH TRANSMISSIVE SECTIONS (YELLOW). NO STRONG GPR REFLECTIONS ARE LISTED. FENCE DIAGRAMS DISPLAY MIGRATED GPR DATA (450 MHZ) CROSSING BH3 (C). THE IDENTIFIED TRANSMISSIVE ZONE IS REPRESENTED IN YELLOW. NO REFLECTOR IS SEEN ALONG THE BH3 AND NO MATCHING COULD BE DONE. (D) OPTICAL TELEVIEWER IMAGES SHOWING THE TRANSMISSIVE ZONE COMPOSED MOSTLY BY OPEN FRACTURES WITH DIPS $>60^\circ$. YELLOW DEPTH SCALE CORRESPONDS TO THE DEPTH RECORDED BY THE TELEVIEWER.

TABLE 2-3: MATCHING CRITERIA BASED ON THE DEPTH, STRIKE AND DIP COMPARISON BETWEEN GPR REFLECTORS (R) AND CORE LOGGED FRACTURES (F). A MAXIMUM THRESHOLD WAS DEFINED: 0.3 M FOR DEPTH, 15° FOR DIP AND 60° FOR STRIKE. THE MATCHING CRITERIA IS VALIDATED WHEN THE GAP (CALCULATED BY SUBTRACTING VALUES FROM R AND F) IS BELOW THE THRESHOLD (V). ANY VALUES ABOVE THIS THRESHOLD ARE REJECTED (X).

Borehole ID	Depth [m]			Strike [° N]			Dip [°]			Matching criteria		
	R	F	Gap	R	F	Gap	R	F	Gap	Depth	Strike	Dip
BH1	0.7	0.7	0	166	141	25	10	16	6	v	v	v
	3.7	3.7	0	123	69	54	22	22	0	v	v	v
	4.2	4.1	0.1	141	104	37	24	30	6	v	v	v
	5.6	5.5	0.1	188	218	30	8	11	3	v	v	v
BH2	2.9	2.9	0	181	161	20	27	29	2	v	v	v
		3.0	0.1		149	32		33	6	v	v	v
	3.2	3.2	0	117	128	11	6	42	36	v	v	x
		3.3	0.1		125	8		37	31	v	v	x
	3.7	3.7	0	84	119	35	30	44	14	v	v	v
	5.7	/	/	102	/	/	18	/	/	x	x	x
	7.4	7.4	0	329	298	30	11	18	7	v	v	v

2.2.6. STATISTICAL COMPLETENESS AND GPR AGREEMENT

The proportion of existing fractures that are identified by GPR likely depends on the fracture size, orientation and filling content. In order to estimate this ratio, we derived the 3-D orientation and size distribution of fractures from the fracture traces observed in the surrounding tunnel walls. The following sections describe the methodology used and compare the density of GPR-observed fractures to the expected values derived from this 3-D density distribution.

2.2.6.1. TUNNEL DATA (SIZE AND ORIENTATION DISTRIBUTIONS OF FRACTURE TRACES)

In addition to the tunnel (TAS04) in which the GPR experiment was carried out, we also used information from two parallel (TAS05 and TASN) and one perpendicular tunnel (TASP). A total of 3513 fracture traces have been observed on tunnel walls and stored in the SKB database together with their fracture characteristics: trace length, orientation (dip and strike), aperture, mineral filling and fracture shape. The trace length density distribution per unit surface is shown in Figure 2-14. It exhibits two different scaling behaviors above and below 3.6 m even after removing censoring and edge biases (Laslett, 1982), that is, fracture traces smaller than 1 m and larger than 8.6 m. The observed trend is fitted by a power law with a scaling exponent of -2 for small traces and -3 for large ones. This two-power-law trace size distribution model is consistent with the analysis of outcrop maps in the same area (Davy et al., 2010).

The stereonet of fracture trace orientation poles (i.e., one pole per fracture) is given in Figure 2-15a. It shows three main orientation poles: two vertical ones trending NW and NE, and one

horizontal. The comparison of the fracture trace orientation with those of the GPR fractures is described in section “2.2.6.3 Comparison with GPR fracture distribution”.

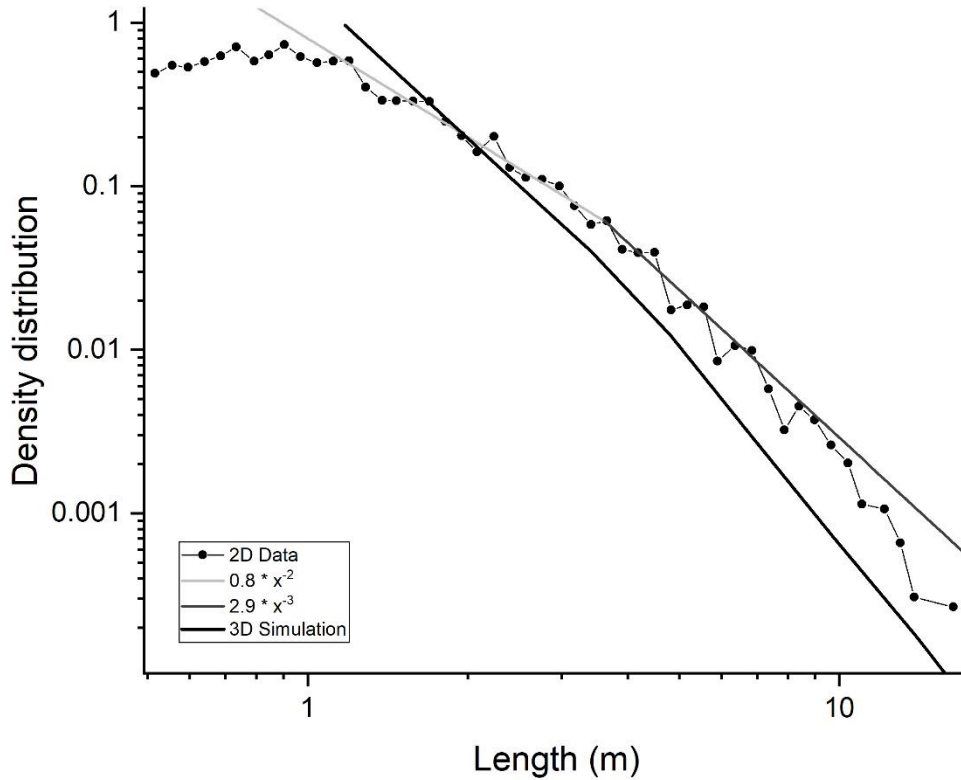


FIGURE 2-14: TRACE AND FRACTURE LENGTH DENSITY DISTRIBUTION PER UNIT SURFACE AND VOLUME, RESPECTIVELY. THE TRACE LENGTH DISTRIBUTION IS REPRESENTED BY BLACK DOTS CORRESPONDING TO THE NUMBER OF FRACTURE TRACES OBSERVED ON TUNNEL WALLS NORMALIZED BY TUNNEL SURFACES (Y-AXIS), IN SIZE RANGES USING LOGARITHMIC BINNING. THE FITS OF THE TREND ARE REPRESENTED BY LIGHT AND DARK GRAY CURVES FOR FRACTURES SMALLER AND LARGER THAN 3.6 M, FOLLOWING A POWER LAW. THE CORRESPONDING 3-D DISTRIBUTION (BLACK CURVE) WAS CALCULATED FROM STEREOLOGICAL RULES (PIGGOTT, 1997) APPLIED TO TRACE DATA.

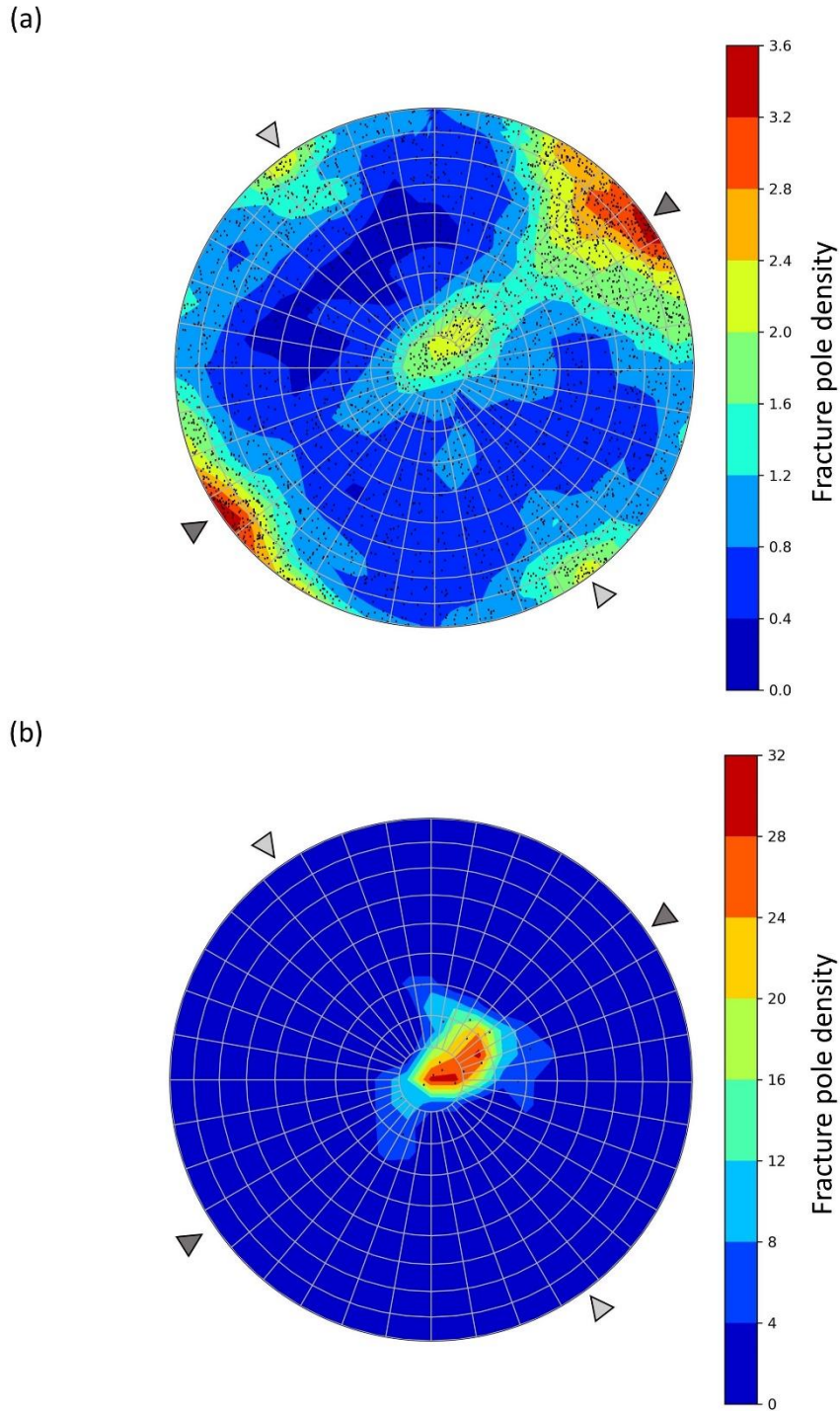


FIGURE 2-15: STERONET REPRESENTATION (EQUAL AREA PROJECTION) SHOWING FRACTURE ORIENTATION POLES (BLACK DOTS). THE STRIKE IS INDICATED AROUND THE CIRCLE, WITH NORTH (0° AND 360°), EAST (90°), SOUTH (180°) AND WEST (270°) BEING UP, RIGHT, DOWN AND LEFT RESPECTIVELY WHILE THE DIP IS SEEN FROM THE MIDDLE (0°) TO THE EDGE OF THE STERONET (90°). THE DENSITY COLOR SCALE REPRESENTS THE FRACTURE DENSITY DISTRIBUTION ACCORDING TO ORIENTATION UNITS, EXPLAINING HIGHER DENSITY VALUES FOR GPR FRACTURE ORIENTATIONS. TUNNEL ORIENTATIONS ARE REPRESENTED BY DARK (TASP) AND LIGHT (TAS04, TAS05 AND TASN) GRAY TRIANGLES. (A) REPRESENTATION OF THE FRACTURE TRACE ORIENTATION POLES (3513) SHOWING TWO VERTICAL TRENDING (NW AND NE) FOLLOWING THE TUNNEL DIRECTIONS AND ONE HORIZONTAL (MIDDLE OF STERONET), (B) FRACTURE POLE ORIENTATIONS IMAGED BY GPR (17) SHOWING A HORIZONTAL TREND OF THE FRACTURES.

2.2.6.2. 3-D STATISTICAL MODEL

The 3-D statistical model is calculated by assuming disk-shaped fractures and that the orientation distribution is similar for all fracture sizes in the target range (1-8 m). The statistical model is based on trace size distribution and orientation developed in section “2.2.6.1 Tunnel data (size and orientation distributions of fracture traces)” and its consistency has been checked on three realizations.

The 3-D distribution parameters (density and power law exponent terms) are calculated according to the stereological rules described by Piggott (1997). These rules were initially applied for an infinite surface with fractures having uniform orientation. Nevertheless, they have been tested by several simulations for non-uniform fractures sampled on cylindrical tunnels and it shows that Piggott’s rules can be applied for fractures sampled on tunnel walls (Appendix 2-A). For a power law and assuming that fractures are disk shaped, the relation is:

$$a_{3D} = a_{2D} + 1, \quad (2-3)$$

$$\alpha_{3D} = \alpha_{2D} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\Gamma\left(\frac{2+a_{2D}}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{1+a_{2D}}{2}\right)}, \quad (2-4)$$

where a_{2D} and a_{3D} are the 2-D and 3-D exponents of fracture traces and sizes, respectively, and α_{2D} and α_{3D} are the density terms in 2-D and 3-D, respectively. The calculated 3-D density parameters are $\alpha_{3D} = 1.6$ and $a_{3D} = 3$ for fracture sizes between 1 m and 4.2 m and $\alpha_{3D} = 6.8$ and $a_{3D} = 4$ for fracture lengths above 4.2 m.

The fracture orientations are calculated from the occurrence of fracture traces by applying a weighting factor equal to the angular correction of Mauldon and Mauldon (1997) for a cylindrical tunnel and fracture sizes smaller than the tunnel diameter:

$$\omega(\theta) = \sqrt{\frac{2}{1 + \cos^2(\theta)}}, \quad (2-5)$$

where θ is the angle between the fracture pole and the tunnel direction.

We verify from direct simulations (i.e., calculating fracture traces from a 3-D fracture network generated with the size and orientation distribution deduced from equations (2-3), (2-4) and (2-5)) that the model is consistent with data, and consequently that:

- THE CYLINDRIC-SHAPE ASSUMPTION IS VALID EVEN IF TUNNELS HAVE MORE COMPLEX SHAPES;

- THE TWO-POWER-LAW MODEL IS REQUIRED TO HONOR THE OBSERVED TRACE DISTRIBUTION. WE CHECK THAT THE LARGE-SCALE POWER-LAW REGIME IS DISTINCT FROM THE FINITE-SIZE EFFECT DUE TO THE TUNNEL DIAMETER.

Considering the density and orientation characteristics, the 3-D distribution of fracture sizes is then calculated (Figure 2-14), which gives the number of fractures per unit area, per unit pole angle and per unit volume.

2.2.6.3. COMPARISON WITH GPR FRACTURE DISTRIBUTION

The comparison with the orientation distribution deduced from fracture traces shows that the GPR fracture orientation (picked from all frequencies) corresponds to the sub-horizontal poles (dip $<35^\circ$) of the fracture traces (Figure 2-15b). Since the GPR has imaged the fractures with area from 1 to 10m² and dip less than 35°, we compared the same fracture population in the 3-D statistical model. We first estimated the detection capacity of GPR by dividing the observed density (total surface by unit of volume per dip range) with the 3-D modeled density calculated in the section "2.2.6.2 3-D statistical model" (Figure 2-16a). The observed fluctuations between 0 and 20-25° may be due to the limited number GPR fractures, but there is a clear cut-off of detection above 25° even if some GPR fractures are detected between 25-35°. On average, 5.5% of the fractures with area of 1-10 m² were detected by GPR. This result is a direct consequence of the geometry of the GPR antenna, where the surface-based acquisition favors the imaging of sub-horizontal fractures. This ratio rises to 42% for any type of fracture apertures (opened or sealed) when considering fractures dipping less than 25°. The ratio of open fractures in the borehole data (Table 2-4) is 53% for fractures dipping less than 25°. Assuming that this is also the ratio for 1-10 m² fractures, we find that the GPR method is likely imaging 80% of the open fractures with dip $<25^\circ$.

According to the GPR fracture dip cut-off, the area distribution of GPR fractures have been calculated (e.g., number of fractures per unit area and unit volume) for all fractures dipping less than 25° (Figure 2-16b). In a log-log plot, it appears to follow the same power-law trend as the 3-D modeled area distribution. The dashed line represents the plot of the modeled distribution area for fractures in the same dip range considering that 80% of the actual fractures are detected. A remarkable result is that it fits well the GPR data within the data uncertainties (Figure 2-16b). The fact that the fracture area distribution in the range 1-10 m² is similar to the 3-D area distribution modeled by extrapolating the tunnel fracture traces means that the GPR is able to image the fractures in proportion to the length distribution trend (no size selection). This is a promising result, but it does not offer a definite conclusion because of the small number of GPR fractures, and because of the uncertainty on the modeled distribution due to the assumptions used.

TABLE 2-4: RATIO OF GPR DETECTION ACCORDING TO FRACTURE PARAMETERS: DIP AND APERTURE. ANALYSIS IS FOCUSED ON THE OPEN FRACTURES INTERSECTING THE BOREHOLES (BH1 TO BH3), DIPPING LESS THAN 25°.

Fracture parameters		Borehole fractures	GPR
Dip	Aperture	Number	Imaging probability
0-90°	open + sealed	188	5.5 %
< 25°	open + sealed	19	41.6 %
< 25°	open	10 (52.6 %)	79.1 %

2.2.7. CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The purpose of this work was to assess the ability of the GPR method to image fractures with sub-millimetric aperture in a very low permeable crystalline rock. To do so, we performed surface-based measurements in a tunnel situated at 410 m depth. GPR profiles were measured in a 3-D configuration (3.4 m x 19 m) using three frequencies (160, 450 and 750 MHz). A total of 17 sub-horizontal reflections were manually picked from the 3-D acquisition block, whose minimum and maximum length were 0.8 m and 5 m, respectively. To define the nature of these reflections, three boreholes (BH1-BH3; 9-9.5 m deep) were drilled. A very good correlation in terms of depth and orientation between the GPR reflections crossing BH1 and BH2 and the open transmissive fractures dipping < 35° located in boreholes was established. The lack of reflections along BH3 is explained by the sub-vertical orientation of the fractures crossing the borehole.

We derived a 3-D statistical fracture density model from fracture traces observed on surrounding tunnels walls. This density model predicts the expected number of fractures in the domain for given orientations and sizes, thereby, enabling comparison with the distribution of GPR fractures. The comparison is made for fracture areas in the range 1-10 m², which contains most of the GPR fractures detected by 160, 450 and 750 MHz antennas. The percentage of fractures detected by GPR is:

- 5.5 % OF ALL THE OBSERVED FRACTURES REGARDLESS OF ORIENTATION OR IF THEY ARE OPEN OR SEALED;
- 42 % OF THE FRACTURES DIPPING LESS THAN 25°;
- 80 % OF OPEN FRACTURES DIPPING LESS THAN 25°.

In addition, the dependency with size of the GPR fracture density distribution is similar to the real fracture density distribution. Both size distributions fit perfectly if one considers the sub-network of open fractures dipping less than 25°. This result indicates that there is no size selection in the range of 1-10 m² by GPR imaging (the ratio between the fracture size is conserved).

We conclude that GPR imaging can be very efficient to detect open sub-horizontal fractures with sub-millimeter aperture. The resolution of the present statistical analysis is limited to ~1 m, mainly because of the cut-off of fracture traces during the tunnel mapping, which constrained the comparative analysis to this minimum fracture size. The largest fractures and the fracture orientations are limited by the geometry of the acquisition setup. Further work is planned to use time-lapse GPR imaging for tracing solute transport in the fracture network similarly to Dorn et al. (2011b) and Shakas et al. (2016). The main objective of this experiment is to hydraulically characterize the fracture media and identify the potential conduit for flows.

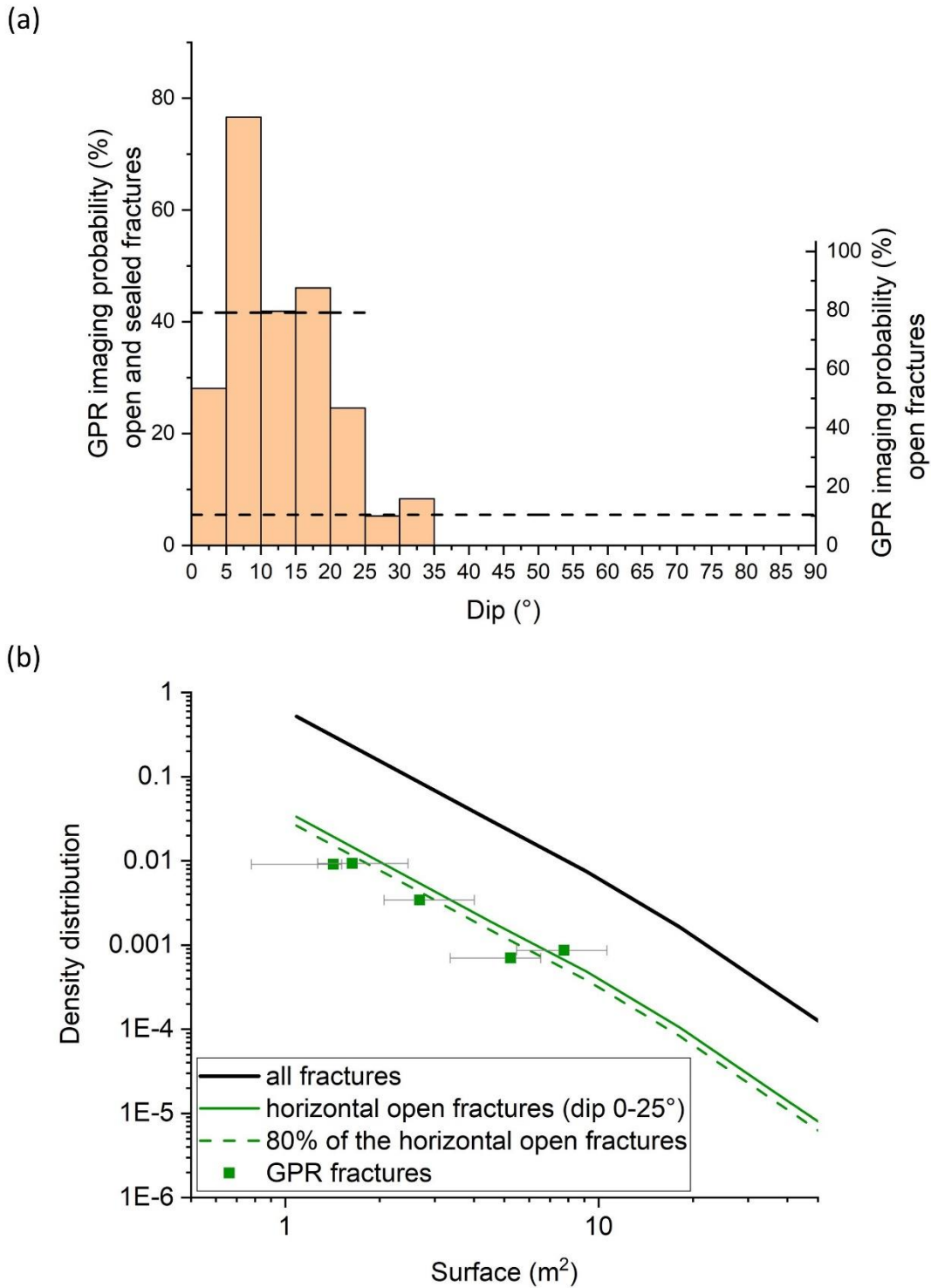


FIGURE 2-16: (A) GPR DETECTION CAPACITY FOR OPEN AND SEALED (LEFT Y-AXIS) AND OPEN (RIGHT Y-AXIS) FRACTURES HAVING AN AREA BETWEEN 1 AND 10 M² ACCORDING TO THE DIP (X-AXIS). THE DETECTABILITY CUT-OFFS ARE REPRESENTED BY BLACK DASHED CURVES (B) COMPARISON OF THE MODELED 3-D DENSITY AND GPR DENSITY DISTRIBUTION. THE AREA DISTRIBUTION OF GPR FRACTURES (Y-AXIS) INCLUDED IN AREA RANGES USING AN OVERLAPPING LOGARITHMIC BINNING (X-AXIS). GRAY BARS REPRESENT THE DATA UNCERTAINTIES CORRESPONDING TO BIN LIMITS. THE 3-D DENSITY MODEL DEDUCED FROM FRACTURE TRACES COMPRISED IN DIP RANGES OF [0-90°], [0-25°] AND [0-25°]*80% ARE REPRESENTED BY BLACK CURVE, GREEN CURVE AND DASHED GREEN CURVE, RESPECTIVELY.

APPENDIX 2-A: PIGGOTT STEREOLOGY TESTED ON NON-UNIFORM ORIENTATION AND CYLINDRICAL OUTCROPS

Piggott (1997) derived the stereological rules that give the 3-D size distribution of uniformly-oriented disk fractures from a power-law size distribution of fracture traces measured on an infinite plane:

$$a_{3D} = a_{2D} + 1, \quad (2A-1)$$

$$\alpha_{3D} = \alpha_{2D} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\Gamma\left(\frac{2+a_{2D}}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{1+a_{2D}}{2}\right)}, \quad (2A-2)$$

with a_{2D} and a_{3D} being the 2-D and 3-D exponents of fracture traces and sizes, respectively, and α_{2D} and α_{3D} being the density terms in 2-D and 3-D, respectively.

Here we test whether similar rules can be applied to a finite cylindrical tunnel. For this, we run 3-D simulations where fracture networks are generated with a power-law size distribution and non-uniform orientations, and fracture traces are identified on the wall of a cylindrical tunnel. We then calculate the trace size distributions, fit them with a power law, and compare the fit with Piggott's formulae (Figure 2-A 1). The ratio between the power-law fits and Piggott's formulae reaches 1.5, 1.2, 1.1 and 1 for a_{2D} of 2.0 (1652131 fractures and 2834 fracture traces), 2.5 (1156665 fractures and 1479 fracture traces), 3.0 (924152 fractures and 1007 fracture traces) and 3.5 (786477 fractures and 791 traces) respectively. To support our analysis, we compare the fracture trace size distribution observed on tunnel walls with our statistical model generated with a double power-law size distribution and orientation bootstrapped from data (Figure 2-A 2).

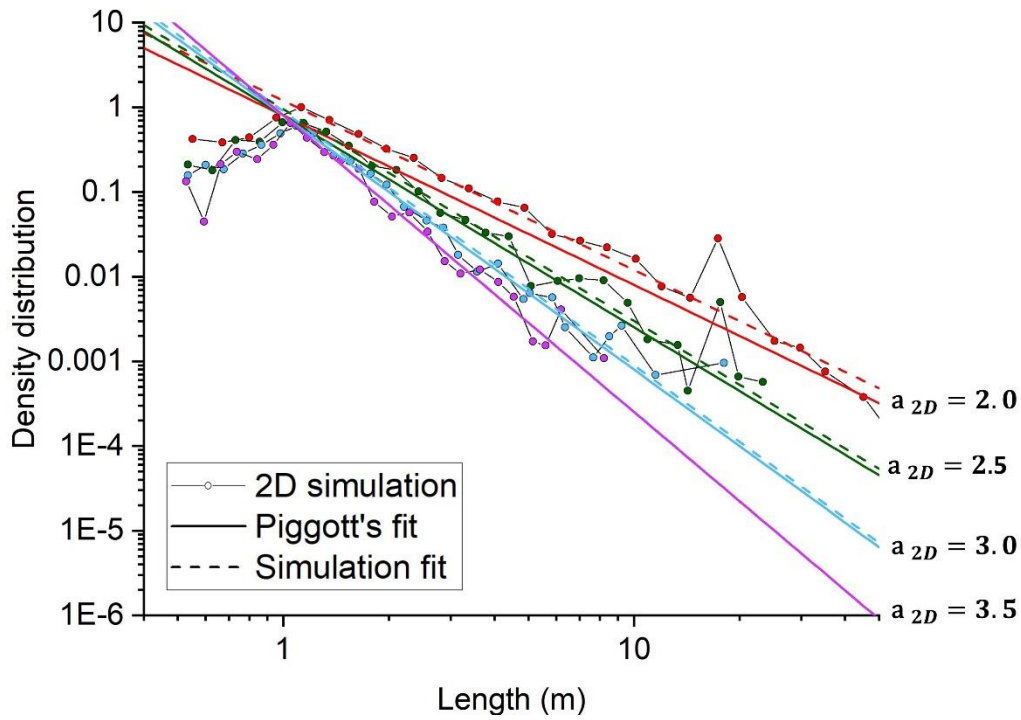


FIGURE 2-A 1: TRACE LENGTH DENSITY DISTRIBUTIONS (LINES WITH CIRCLES) DEDUCED FROM 3D SIMULATIONS RAN ACCORDING TO A SINGLE POWER-LAW AND DIFFERENT EXPONENTS (a_{2D} TERMS). SOLID LINES ARE THE EXPECTED FITS CALCULATED BY STEREOLOGICAL RULES AND DASHED LINES ARE THE REAL FITS.

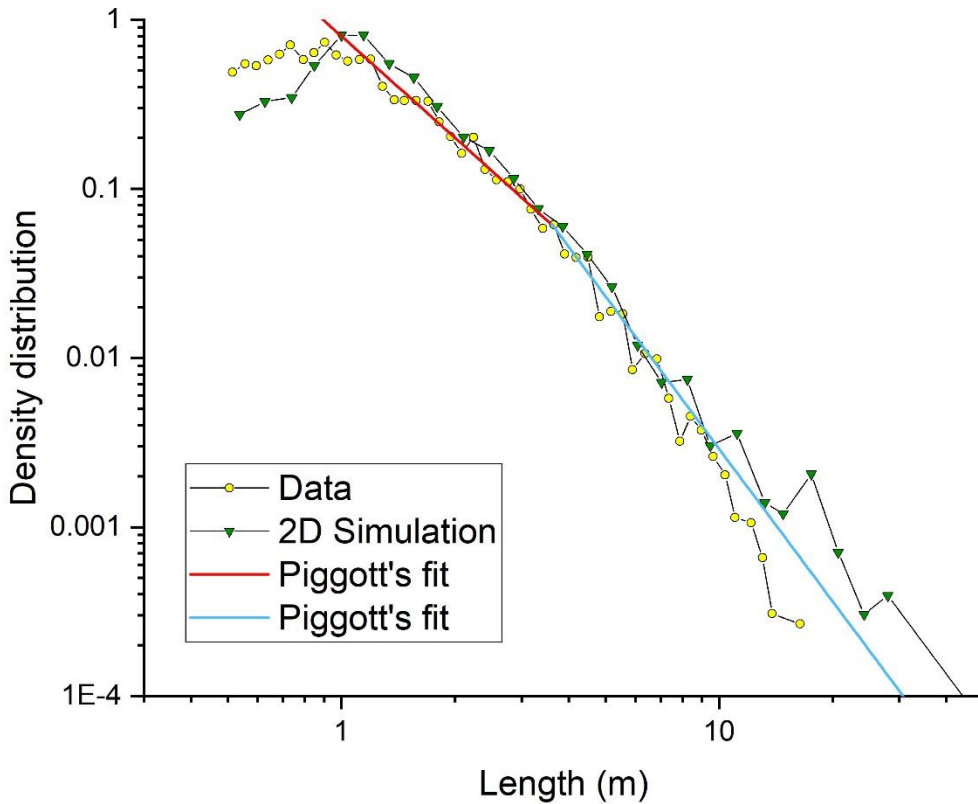


FIGURE 2-A 2: COMPARISON OF FRACTURE TRACE DENSITY DISTRIBUTION BETWEEN THE DATA (YELLOW) AND THE STATISTICAL MODEL (GREEN) USING PIGGOTT'S STEREOLOGICAL RULES. THE RED AND BLUE CURVES ARE THE FITS FOR FRACTURES SMALLER AND LARGER THAN 3.6 M, RESPECTIVELY.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is part of the ENIGMA ITN project that has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Skłodowska-Curie Grant Agreement No 722028. We thank SKB for its great support, particularly Lars Andersson, Patrik Vidstrand and Siren Bortelid Robertsson. The GPR data and core log data are stored in the Sicada database and can be made available after an official request to SKB. We also thank Geosigma, particularly Peter Andersson and Johanna Ragvald, for their quality fieldwork and detailed report and Christian Le Carlier De Veslud from Géosciences Rennes for his valuable help to use Paradigm GOCAD™. Two constructive reviews from anonymous reviewers are greatly appreciated. Finally, this research is also supported by the French National Observatory H+. The GPR data in WGS84 coordinates are available (after requesting login ID and password through <http://hplus.ore.fr/en/database/acces-database>) <http://hplus.ore.fr/en/mol-ron-et-al-2020-eg-data>.

Chapitre 3

SURVEILLANCE DES CHEMINS D'ÉCOULEMENT PAR IMAGE-RIE GPR LORS D'UN ESSAI DE TRAÇAGE À HAUTE PRES-SION D'INJECTION

SOMMAIRE

3.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE	86
3.2. ARTICLE " GPR-INFERRED FRACTURE APERTURE WIDENING IN RESPONSE TO A HIGH-PRESSURE TRACER INJECTION TEST AT THE ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY, SWEDEN "	88
3.2.1. Abstract	89
3.2.2. Introduction	90
3.2.3. Experimental set-up and processing	91
3.2.4. Results	96
3.2.5. Discussion	104
3.2.6. Conclusion	111
Supplementary material: hydraulic and mechanical aperture estimation from hydraulic and tracer test data	112
Acknowledgements	115
Appendix 3-A : Schémas des packers insérés dans les forages	116



3.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE

Le transport de fluide dans les massifs fracturés est dit chenalisé (NRC, 1996) car les fluides empruntent des chemins préférentiels au sein du réseau. Cette complexité du transport est largement contrôlée par l'ouverture des fractures, la géométrie des fractures et la connectivité des fractures formant le réseau. Dans le cadre d'une fuite de pollution dans le milieu souterrain, ces chenaux seront les principaux conduits de transport de contaminants. C'est pourquoi il est essentiel de comprendre et caractériser les chemins potentiels que pourront emprunter les fluides contaminés afin d'établir des modèles de prédiction les plus fiables. De tels modèles peuvent être représentés par exemple par des DFN (« Discrete Fracture Network »), c'est-à-dire des réseaux de fractures en 3-D construits à partir des statistiques reposant sur des données 1-D de forages ou 2-D d'affleurements en surface ou en profondeur (tunnels). Cependant, cette modélisation qui a pour but de prédire le flux et le transport dans un réseau de fractures en 3-D ne repose sur aucune observation 3-D, induisant une incertitude sur les connexions des fractures et sur les propriétés hydrauliques du réseau.

L'utilisation du « Ground Penetrating Radar » (GPR) a été démontrée, dans de nombreuses études, comme efficace pour l'imagerie du transport d'un fluide dans les fractures (p. ex. Day-Lewis et al. (2003) et Talley et al. (2005)). La méthode dite « time-lapse » consiste en l'injection d'un traceur (généralement salin), de conductivité diélectrique différente du fluide initial remplissant la fracture, dans le réseau fracturé. Ce contraste diélectrique va provoquer une réflexion de l'onde GPR émise et sera enregistrée par l'antenne réceptrice. Il est alors possible de suivre le traceur spatialement et temporellement dans le réseau.

Cette expérience s'est avérée très utile dans les milieux où une injection du traceur de l'ordre du L/min était possible (p. ex. Giertzuch et al. (2020) et Tsoflias and Becker (2008)). Cependant, cette expérience n'a pas encore été testée dans un environnement si faiblement transmissif que les flux d'injection ne peuvent dépasser l'ordre du mL/min. Ce type d'environnement est particulièrement visé dans le cadre de programme de recherche pour le stockage des déchets nucléaires en profondeur. Ce contexte environnemental actuel nous motive à évaluer la méthode afin de déterminer si elle peut être utilisée pour les modèles de prédiction de contamination de déchets nucléaires dans l'environnement.

Nous réalisons donc une expérience d'imagerie GPR de surface en mode « time-lapse » pendant un essai de traçage dans le même tunnel d'investigation (TAS04) étudié lors de notre première expérience décrite au Chapitre 2. Pour rappel, ce tunnel, situé à 410 m de profondeur, fait partie du laboratoire de recherche souterrain sous l'île d'Äspö en Suède. Les expériences développées font partie d'un programme de Recherche et Développement (R&D) dans

le cadre du projet de l'enfouissement de déchets nucléaires suédois dans les couches géologiques profondes.

De cette étude résultent deux questions :

- 1) *LORS D'UNE INJECTION DE TRACEUR À TRÈS FAIBLE DÉBIT ($\approx 5-10$ ML/MIN) ET À HAUTE PRESSION (≈ 50 BARS) DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES TRÈS PEU TRANSMISSIF ($\approx 10^{-9}-10^{-10}$ M²/S) ET D'OUVERTURE < 0.1 MM, LA MÉTHODE GPR PEUT-ELLE ENREGISTRER LE DÉPLACEMENT DU TRACEUR ? SI OUI, ENREGISTRE-T-ELLE UNE VARIATION DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE OU UNE VARIATION D'OUVERTURE DE FRACTURE ?*
- 2) *LES DONNÉES GPR PEUVENT-ELLE ÊTRE UTILISÉES DANS LES MODÈLES HYDROMÉCANIQUES POUR L'AMÉLIORATION DE LA PRÉDICTION DE L'OUVERTURE DES FRACTURES ET DE LEUR PERMÉABILITÉ PENDANT DES TESTS D'INJECTION À HAUTE PRESSION ?*

La première question est abordée par les résultats de l'expérience de terrain. Nous avons injecté un traceur de solution d'eau déionisée (l'eau souterraine étant déjà salée) mélangée à l'Uranine pendant 25 heures. Sous un flux d'injection de l'ordre de 8 mL/min en régime permanent, et sous une pression d'injection d'environ 50 Bar, le volume total de traceur injecté était de 13.3 L. Nous avons réalisé des mesures 3-D GPR, de part et d'autre des forages sollicités, avant l'injection (profils de référence) et à la fin du test (profils finaux) en utilisant deux fréquences (160 et 450 MHz). Afin de voir le trajet du traceur, nous avons analysé les profils de différences en amplitude (profils de références – profils finaux). Les résultats montrent des zones de réflexions plus fortes dans la zone sollicitée entre les deux forages. Afin d'identifier l'origine de la hausse d'amplitude des réflexions, nous avons modélisé la réponse GPR en fonction d'une diminution de la conductivité du traceur dans les fractures et en fonction d'une ouverture des fractures suites à l'injection haute pression du traceur. Les résultats indiquent que les réponses GPR seraient dues à une augmentation d'environ 50 % de l'ouverture des fractures (aux endroits analysés).

La deuxième question a été abordée par l'estimation de la gamme d'ouverture de fracture en utilisant les paramètres hydromécaniques selon les conditions d'injection utilisée pendant l'expérience. Ces paramètres, difficiles à estimer localement, indiquent que l'hypothèse de l'ouverture des fractures fournie par les résultats GPR ne sont pas incompatibles avec ces paramètres. Ces résultats indiquent également que l'information de l'ouverture des fractures fournie par des expériences à grande échelle, telles que les expériences GPR, peuvent être utilisées dans l'estimation des paramètres élastiques du massif rocheux.

La conclusion de cet article nous mène à dire que l'imagerie du flux du traceur par la méthode de surface GPR dans un environnement aussi peu perméable est presque impossible. Cependant, cette expérience nous montre que la méthode peut être utilisée dans le cadre d'une visualisation directe de l'ouverture des fractures.

3.2. ARTICLE “ GPR-INFERRED FRACTURE APERTURE WIDENING IN RESPONSE TO A HIGH-PRESSURE TRACER INJECTION TEST AT THE ÄSPÖ HARD ROCK LABORATORY, SWEDEN ”

Justine MOLRON^{1,3*}, Niklas LINDE², Philippe DAVY³, Ludovic BARON², Caroline DARCEL¹, Jan-Olof SELROOS⁴, Tanguy LE BORGNE³ and Diane DOOLAEGHE^{1,3}

¹ Itasca Consultants S.A.S., 29 Avenue Joannès Masset, Lyon 69009, France.
j.molron@itasca.fr, d.doolaeghe@itasca.fr & c.darcel@itasca.fr

² Institut des sciences de la Terre, Université de Lausanne, Géopolis UNIL, Quartier Mouline, 1015 Lausanne, Switzerland.
niklas.linde@unil.ch & ludovic.baron@unil.ch

³ Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 263 Avenue Général Leclerc, Rennes 35042, France.
tanguy.le-borgne@univ-rennes1.fr & philippe.davy@univ-rennes1.fr

⁴ Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB), Evenemangsgatan 13, Box 3091, SE-169 03 Solna, Sweden.
jan-olof.selroos@skb.se

Ce draft d'article a été soumis, en janvier 2021, dans le journal scientifique “Engineering Geology” et a été adapté afin de correspondre à la mise en page de la thèse.

3.2.1. ABSTRACT

We assess the performance of the Ground Penetrating Radar (GPR) method in fractured rock formations of very low transmissivity (e.g. $T \approx 10^{-9}$ - 10^{-10} m²/s for sub-mm apertures) and, more specifically, to image fracture widening induced by high-pressure injections. A field-scale experiment was conducted at the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden) in a tunnel situated at 410 m depth. The tracer test was performed within the most transmissive sections of two boreholes separated by 4.2 m. The electrically resistive tracer solution composed of deionized water and Uranine was expected to lead to decreasing GPR reflections with respect to the saline *in situ* formation water. The injection pressure was 5000 kPa leading to an injection rate of 8.6 mL/min (at steady state) that was maintained during 25 hours, which resulted in a total injected volume of 13 L. To evaluate the fracture pathways between the boreholes, we conducted 3-D surface-based GPR surveys before and at the end of the tracer tests, using 160 MHz and 450 MHz antennas. Difference GPR data between the two acquisitions highlight an increasing fracture reflectivity in-between the boreholes at depths corresponding to the injection interval. GPR-based modeling suggests that the observed increasing reflectivity is not due to the tracer solution, but rather to a 50% widening of the fracture. Considering prevailing uncertainties in material properties, a hydromechanical analysis suggests that such a degree of widening is feasible. This research demonstrates that field-scale *in situ* GPR experiments may provide constraints on fracture widening by high-pressure injection and could help to constrain field-scale elastic parameters in fractured rock.

Key words: Ground penetrating radar, Surface-based method, Fracture, Tunnel, Nuclear waste disposal, High-pressure injection, Tracer test, Hydromechanics

3.2.2. INTRODUCTION

Characterization of flow and transport in fractured media presents important challenges. Flow in fractures is controlled by fracture aperture, fracture geometry and the connectivity between fractures forming a network (Gudmundsson, 2011). The high variability of these structural parameters results in complex preferential flow paths (Day-Lewis et al., 2017; Shakas et al., 2016; Tsang & Neretnieks, 1998; Tsang & Tsang, 1989; Tsoflias & Becker, 2008) with channelized transport (Klepikova et al., 2016; National Research Council, 1996) that enhances contaminant transport and makes remediation of contaminated sites extremely difficult (National Research Council, 1996; Neuman, 2005). The ability to obtain quantitative data, in situ, on flow paths and on hydraulic and hydromechanical properties is a prerequisite to understand such systems and to develop reliable predictive models (Selroos et al., 2002). The combined use of hydraulic tests and geophysical monitoring may offer such data at appropriate scales (Day-Lewis et al., 2017). In this paper, we carried out a tracer experiment with GPR monitoring in a low-permeability formation at depth to detect and quantify the spatial and hydraulic properties of a fractured system. An originality of this study resides in an attempt to quantify the evolution of the hydraulic properties under injection pressure in relation to the hydromechanical response of these fractured geological formations (Rutqvist et al., 1998; Zang et al., 2016).

Time-lapse ground penetrating radar (GPR) data can offer dynamic imaging, at high spatial resolution, of tracer transport in fractured media (Becker & Tsoflias, 2010; Day-Lewis et al., 2003; Dorn et al., 2011a; Dorn et al., 2011b; Giertzuch et al., 2020; Shakas et al., 2016; Shakas et al., 2020; Talley et al., 2005; Tsoflias & Becker, 2008). The antenna frequency affects the sensitivity to fluid conductivity (Day-Lewis et al., 2003; Talley et al., 2005; Tsoflias et al., 2001) and fracture aperture (Tsoflias & Becker, 2008). Low to intermediate frequencies (25-200 MHz) have high sensitivities to electrical conductivity changes showing an increasing reflection coefficient when electrical conductivity increases (e.g., in response to a salt tracer injection). Higher frequencies are more sensitive to fracture aperture variations showing an increasing reflection coefficient and phase shift when aperture increases (e.g., in response to aperture widening induced by a high injection pressure).

Time-lapse GPR has proven effective when applied in fractured media with hydraulic transmissivities reaching $10^{-3} - 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ corresponding to mm-scale fracture apertures (Dorn et al., 2011b; Shakas et al., 2016; Talley et al., 2005; Tsoflias & Becker, 2008) as well as in less permeable formations composed by sub-mm aperture fractures (Giertzuch et al., 2020). Typically, saline (i.e., electrically conductive) tracer injections at rates of L/min are performed in fractures with lower-salinity formation water (i.e., electrically less conductive). To our best

knowledge, time-lapse GPR has not yet been tested in formations with very low hydraulic transmissivity (e.g. $\approx 10^{-9}$ - 10^{-10} m²/s).

This setting of very low hydraulic transmissivity is investigated in the context of long-term deep disposal of nuclear waste. Low permeable crystalline rocks at 400-600 m depth are or have been targeted for such repositories by countries such as Sweden (Milnes, 2002), Finland (McEwen & Äikäs, 2000) and Canada (Davison et al., 1994), as they offer long-term mechanical, chemical and hydrogeological stability and could act as a potential barrier to leakage of contaminants (Neuman, 2005). In this contribution, we acquired time-lapse surface-based GPR data during a tracer test in a tunnel located at 410 m depth in the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden. In this experiment, aperture variations due to the high water-injection pressure are expected (Rutqvist et al., 1998; Zang et al., 2016) with associated impacts on the time-lapse GPR data.

Our experiment aimed to address the following questions:

- 1) *IN VERY LOW-PERMEABILITY FRACTURED FORMATIONS WITH APERTURES <0.1 MM, CAN TIME-LAPSE GPR DATA DETECT INDUCED SALINITY OR APERTURE VARIATIONS?*
- 2) *CAN GPR DATA BE USED TO CONSTRAIN HYDROMECHANICAL MODELS PREDICTING APERTURE AND PERMEABILITY ENHANCEMENT DURING HIGH-PRESSURE INJECTION TESTS?*
- 3) *IS THE TIME-LAPSE GPR METHOD, WHEN EMPLOYED IN SUCH LOW-PERMEABILITY ENVIRONMENTS, ABLE TO PROVIDE VISUAL CONSTRAINTS ON THE CONNECTED FRACTURE NETWORK BETWEEN BOREHOLES?*

We performed 3-D GPR acquisitions before and at the end of the tracer test (sections "3.2.3.2 GPR experiment" and "3.2.4.2 GPR data"). We then compared the observed time-lapse differences with GPR modeling for prescribed conductivity or aperture variations (section "3.2.5.1 GPR-based scenario modeling"). We further predicted the expected fracture aperture enhancement given hydromechanical parameters and injection conditions (section "3.2.5.2 Is the hypothesis of a 50% aperture compatible with hydromechanics?").

3.2.3. EXPERIMENTAL SET-UP AND PROCESSING

The Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden) is an underground research laboratory situated on the Simpevarp peninsula, Sweden, reaching 450 m below the sea level. It was constructed starting in 1990 (Cosma et al., 2001; Hammarström & Olsson, 1996) by the Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB). The laboratory has been used to test and develop engineering methodologies. For instance, underground flow and transport characterization approaches have been developed (Selroos et al., 2002) that account for the associated

chemical reactions to better constrain potential future radionuclide migration and reactions. Methodologies and procedures developed at Äspö Hard Rock Laboratory will subsequently be used in the development of the planned Swedish nuclear waste repository (situated at Forsmark). Along the main tunnel (3.6 km long), several side-tunnels exist. The geology is mainly composed of fractured granitic rocks that are more than 1.7 billion years old (Cosma et al., 2001; SKB, 2016).

Our study tunnel, TAS04, is situated at 410 m depth with a length of 36 m, a width of 4.2 m and a height of 5.3 m. The main geological formations are composed by fine-grained granite, diorite and granodiorite. A 0.5 m thick portion of the original tunnel floor was cut and sawed by a diamond wire along 20 m to remove the fractures induced by the drill-and-blast excavation method (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). The resulting tunnel floor is flat and near horizontal leading to perfect conditions for the surface-based GPR method. This method was previously used to provide the most suitable siting of three 9.5 m deep boreholes (BH1, BH2 and BH3) crossing most sub-horizontal fractures imaged by the GPR (Molron et al., 2020). These boreholes were used for the hydraulic and tracer experiments (section “3.2.3.1 Hydraulic and tracer experiment”).

3.2.3.1. HYDRAULIC AND TRACER EXPERIMENT

The hydraulic transmissivity of the fractured granite around TAS04 was initially estimated by hydraulic experiments performed by injection and outflow tests in 1-m packed-off sections in the three boreholes (BH1 to BH3) (Figure 3-1b). Only 5 of the 21 solicited sections provided flows above the flowmeter threshold (2 mL/min) despite imposed pressure differences of 1000-2000 kPa. The total hydraulic transmissivities are 1.41×10^{-9} , 2.2×10^{-10} and 7.0×10^{-10} m²/s for BH1, BH2 and BH3 respectively. For more details, see Andersson and Ragvald (2019) and Molron et al. (2020).

The tracer test was performed November 6-7, 2018, between BH1 and BH2 using a convergent-dipole geometry (higher outflow than injection rate) at high-pressure injection conditions. The outflow (BH1; 3.0-6.0 m depth) and injection (BH2; 3.2-3.7 m depth) intervals were selected such that they correspond to the most transmissive zones in the boreholes. Double-packer systems were used to isolate them from other sections (Figure 3-1). The injection device used is the EDZ-equipment (initially designed for injection tests in shallow boreholes to study the excavation damage zones) (Andersson & Ragvald, 2019), equipped by a data collector and control systems connected to water and nitrogen bottles, gathered on a trolley (Figure 3-1a). The experiment proceeded by imposing a constant high pressure that pushes the tracer solution towards the packers via the connected hydraulic tubes, while precisely meas-

uring the injection rate with a mass flow meter. Outflow from the recovery borehole was established by opening the inter-packer section to the atmospheric pressure (no pump was used). The electrical conductivity (EC) was continuously measured at the outflow location via an EC sensor connected to the data logger. The outflow was measured manually with a bucket as it was under the measurement limit of the flowmeter. The tracer solution was collected using a sampling machine equipped with a peristaltic pump that collected the outflowing solution at a constant flow into 19 mL tubes. The sampling period varied between 10 and 60 minutes during the tests. Given the saline formation water ($EC \approx 1.8 \text{ S/m}$) containing relict seawater, we used a resistive tracer (Uranine diluted in deionized water) to create an electrical contrast (lower EC) and, thereby, changes in GPR reflectivity. Due to the large transit time (two hours) of the tracer within the plastic tubes connecting the EDZ device and the injection section, we pre-filled the tubes and the injection borehole with the tracer solution ($C_0 = 0.97 \text{ ppm}$). We then injected the solution during 25.6 hours with a mean injection pressure of 5000 kPa (starting with 4000 kPa for the 3.3 first hours) (Figure 3-2a) corresponding to a mean injected flow of 8.6 mL/min at steady state, implying a total injected volume of 13.3 L and an outflow of 20 mL/min.

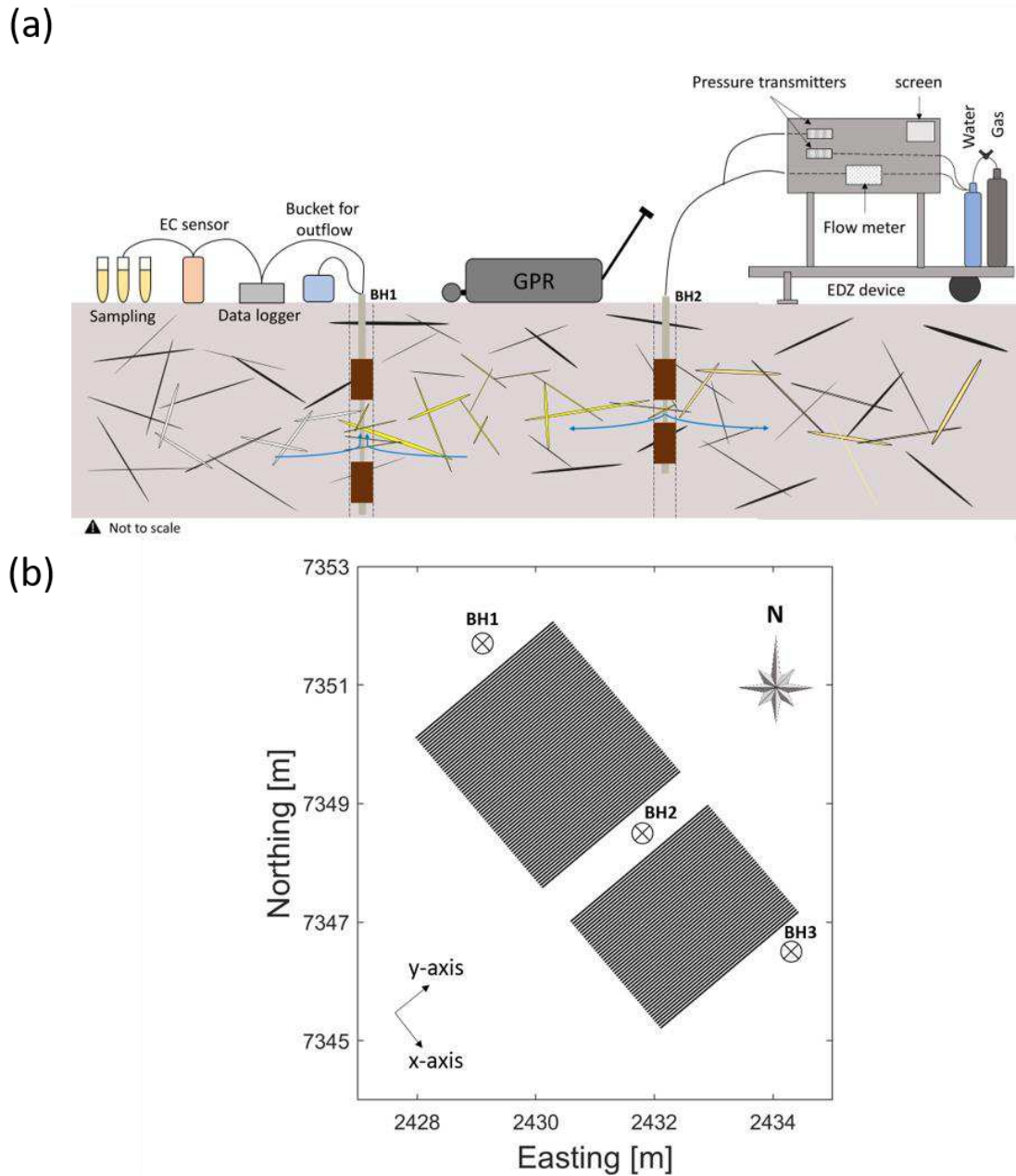


FIGURE 3-1 : (A) SCHEMATIC VIEW OF THE EXPERIMENTAL SET-UP (NOT TO SCALE). A DOUBLE PACKER SYSTEM (IN BROWN) IS USED TO ISOLATE THE SOLICITED BOREHOLE SECTIONS. THE TRACER SOLUTION IS INJECTED IN BH2 BY AN EDZ-EQUIPMENT WITH CONSTANT PRESSURE AND A FLOWMETER MEASURING THE FLOW RATE. THE OUTFLOWING SOLUTION FROM BH1 IS MEASURED WITH AN ELECTRICAL CONDUCTIVITY (EC) SENSOR (CONNECTED TO THE DATA LOGGER) AND SAMPLED. SURFACE-BASED GPR MEASUREMENTS WERE ACQUIRED BEFORE AND DURING THE TRACER TEST. (B) 3-D GPR GRID MEASUREMENTS IN LOCAL ÅSPÖ96 COORDINATES IN CROSS-LINE CONFIGURATION FOLLOWING MOLRON ET AL. (2020) (ALONG Y-AXIS).

3.2.3.2. GPR EXPERIMENT

The 3-D GPR surveys were performed the day before (reference acquisition) and during the last hour (final acquisition) of the tracer experiment, in the period of November 5-7, 2018, using the MALÅ GroundExplorer (GX) HDR-serie (High Dynamic Range). We used both 160 MHz and 450 MHz antennas to leverage their different sensitivities to the electrical conductivity of the fracture fluid and aperture (Tsoflias & Becker, 2008). The transmitter and receiver antennas are gathered in a shielded device that is pulled with a sledge on the cleaned and flat tunnel floor (surface-based method) using wooden planks and measurement tape to ensure straight parallel lines and a high degree of repeatability between acquisitions. The separation between antennas is fixed (0.33 m and 0.18 m for 160 MHz and 450 MHz, respectively); a so-called common-offset configuration. The 3-D set-up geometry consists of many parallel lines in "cross-line configuration" using the terminology of Molron et al. (2020) (along the y-axis corresponding to the tunnel width direction) between the chosen boreholes and beyond the injection hole (Figure 3-1b). A distance of 0.10 m and 0.05 m separated the profiles using 160 MHz and 450 MHz antennas, respectively. This resulted in 64 (160 MHz) and 129 (450 MHz) profiles covering an area of 3 m x 6.3 m (including a 0.65 m wide region without measurements due to the injection borehole instrumentation). The time-periods of the acquisitions with respect to the injection experiment are shown in Figure 3-2a.

In a previous study in the same tunnel (Molron et al., 2020), the GPR data were processed to obtain images with magnitudes reflecting the spatially varying reflection coefficients of fractures. Furthermore, the processing workflow included a rather strong suppression of ringing events to avoid interpreting such artifacts as near-horizontal fractures. Based on the resulting images, it was then possible to identify the most prominent fracture reflections. In the present study, we are primarily interested in identifying the fractures showing the largest relative variations in reflectivity over time, as they are likely to correspond to changing aperture or electrical conductivity of the fluid-filled fractures in response to the injection experiment. Hydrological data (Molron et al., 2020) indicate further that near-horizontal fracture pathways are likely. Since time-lapse comparisons of traces make it easier to identify horizontal events, assuming that ringing effects are constant over time and can be removed by subtraction, we decided to not remove horizontal events by applying, for example, singular value decomposition (SVD) when processing these data.

In the present study, GPR processing starts with an editing step that serves to prune additional traces of the GPR-profiles in order to obtain a rectangular measurement block. Direct current (DC) removal consists of removing data offsets and was here achieved by subtracting the median of the last 20 % of the unnormalized GPR traces. The time zero correction corrects the

signal initiation time based on the antenna separation and the speed of light in a vacuum. This is achieved by shifting the time vector using an amplitude threshold chosen to be slightly above the noise level and to attribute the first such occurrence to the first-arrival of the airwave. Subsequently, a high-pass filter is used to remove low frequencies. When performing time-lapse differencing, it is essential to overlay the traces carefully with respect to signal attributes that are assumed to be time-invariant (in our case, the first 8.9 and 3.5 ns of the signal for 160 and 450 MHz, respectively) in order to ensure that time-lapse differences refer to actual *in situ* variations. For accurate trace alignment, we are limited by the finite sampling rate of the GPR system and perform, thus, upsampling using a Fourier transform to a ten times higher sampling rate. The resulting traces are aligned and the energy is normalized in the identified time-windows before downsampling the signal to the original sampling rate for further analysis. To ensure a similar magnitude range throughout the 3-D data volume, we perform automatic gain control (AGC) using the reference data and apply the resulting gain function to the final acquisitions as well. In this way, it is possible to assess relative differences over time as the gain function remains constant. The data volumes acquired at different times are subtracted and differences observed are interpreted as being related to induced changes in the fractures or their fluids.

Lastly, we applied Kirchhoff migration (Margrave & Lamoureux, 2019) on the processed reference GPR acquisition data and the difference between processed GPR acquisitions (reference-final) to collapse the many diffractions and locate the GPR reflections at depth. This was achieved using the CREWES Matlab toolbox (CREWES, 1988) assuming a constant velocity of 0.125 m/ns, which provided the best collapse of the diffractions in the migrated images.

3.2.4. RESULTS

3.2.4.1. HYDRAULIC DATA

The pressure conditions before and during the tracer test is depicted in Figure 3-2a. In BH1, the packed-off interval was open to the tunnel through the outflow tube, implying near-atmospheric conditions while the pressure was around 1830 kPa below the double packer. In BH2, the pressure well-before injection was around 1850 kPa in the injection section and around 2120 kPa below the double packer. At 1.5 hours before injection, the pressure in BH2 drops towards zero as the packer was momentarily deflated and filled with tracer solution. When injection started, the imposed pressure in BH2 was around 4000 kPa for the first three hours after which it was raised to 5000 kPa. A resulting minor pressure increase is observed below the packers in BH1 and BH2 at levels of 1860 kPa and 2230 kPa, respectively. The short

decrease 19.8 hours after the injection start in the injection interval was due to incorrect manipulation when closing the tracer bottle after the last refilling. The tracer recovery and its electrical conductivity are shown in Figure 3-2b. The first tracer arrival in BH1 is sampled after 1.95 hours of injection (after correcting for the transfer time of the tracer in the tubes). This time agrees with the time of the initial drop in electrical conductivity measured by the EC sensor.

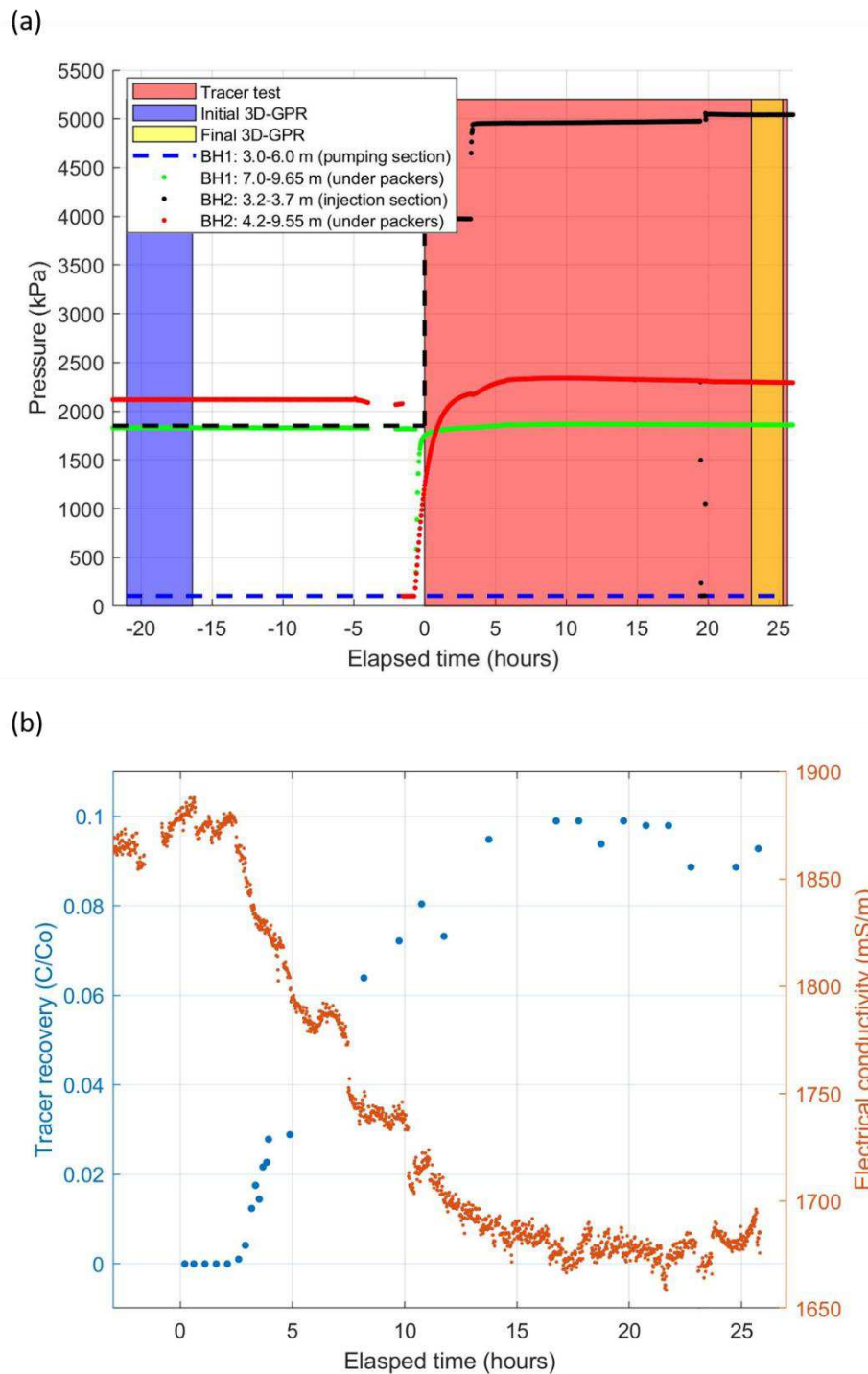


FIGURE 3-2 : (A) PRESSURE DATA BEFORE AND AFTER THE INJECTION BELOW THE DOUBLE PACKERS IN BH1 (GREEN) AND BH2 (RED) AND IN THE INJECTION SECTION (BLACK). THE RECOVERY SECTION (BLUE DASHED LINES; NOT MEASURED) WAS OPEN TO THE ATMOSPHERE (14 DAYS BEFORE AND DURING THE TRACER TESTS). THE REFERENCE AND FINAL GPR ACQUISITION TIMES AND THE INJECTION TIMES ARE REPRESENTED IN BLUE, YELLOW AND RED, RESPECTIVELY. (B) TRACER RECOVERY (BLUE) AND ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF THE OUTFLOWING WATER AT THE EXIT OF BH1 (ORANGE).

3.2.4.2. GPR DATA

Figure 3-3 presents horizontal visualizations of the processed 450 MHz 3-D GPR data for the reference acquisition (before the injection) (Figure 3-3a-c), for data differences (reference – final) (Figure 3-3d-f) and migrated difference data (Figure 3-3g-i). We selected three depths (2.5 m, 3.6 m and 4.5 m) corresponding respectively to one depth level above, one within and one below the injection interval. This was done to observe the behavior of the GPR signals at depths presumably affected (3.6 m) or unaffected (2.5 m and 4.5 m) by the tracer test. At 2.5 m depth (above the injection section), the structures featured in the reference data (Figure 3-3a) disappear in the difference data and in the resulting difference migration results (Figure 3-3d,g). At 3.6 m depth (within the injection section from 3.2 to 3.7 m), the structures resulting from the processed difference data (Figure 3-3e) correspond to diffraction-like events close to the boreholes. As we were unable to measure GPR data above the boreholes, it is difficult to establish the exact origin of these time-lapse differences. One possibility is that the diffractions associated with the metallic parts of the packers vary as the injection borehole was filled by highly conductive formation water during the reference acquisition and by resistive tracer solution during the final acquisition.

After difference migration, the borehole-related diffractions have largely collapsed and leave features aligned along a linear path connecting the injection and extraction borehole (Figure 3-3h). Despite that most diffractions were collapsed, residual traces still remain around the injection borehole. This can be explained by the lack of measurements above the boreholes. At 4.5 m depth, only diffractions are observed on the unmigrated difference data (Figure 3-3f) and they are almost fully collapsed in the migrated difference data (Figure 3-3i). By studying the migrated difference data at these depth intervals, we observe that coherent time-lapse differences away from the injection region are appear only in the depth range at which we are injecting tracer and expect the tracer transport to take place.

The migrated reference (Figure 3-4a) and difference (Figure 3-4b) data were imported into the software Paradigm GOCAD™. The "inline" (x-direction) vertical profile showed is an interpolation of the 129 cross-line profiles (y-direction) that were acquired. The term in-line is here used to be in agreement with Molron et al. (2020). The structures highlighted on Figure 3-3h are well visible at depths of 3.6 and 3.4 m between the solicited borehole sections (in yellow), and are well distinguished from the background signal.

Exemplary 160 MHz migration results are also given for the reference (Figure 3-5a) and difference data (Figure 3-5b). Compared to the 450 MHz data, we observe that more of the structures seen in the reference acquisition are left in the difference migrations, making data interpretation more challenging. The long patterns remaining after the differencing may suggest an

origin from the surface. We used wooden planks to ensure straight parallel lines of the 3-D GPR measurements. These planks were dry during the reference acquisition and wet during the final acquisition. Consequently, we cannot exclude different coupling between the antennas and the wooden planks that might have changed the effective wavelet in a way that we could not correct for with our processing scheme. Generally speaking, the 160 MHz data by Molron et al. (2020) had a much more “ringy” character than the 450 MHz data that was removed by an SVD-based processing step. However, no such step was applied here as we wanted to localize flow paths that were expected to be largely sub-horizontal. Despite these noisy structures, we observe similar patterns connecting BH1 and BH2 in the injection depth area (inter-packer section represented in yellow) (Figure 3-5b).

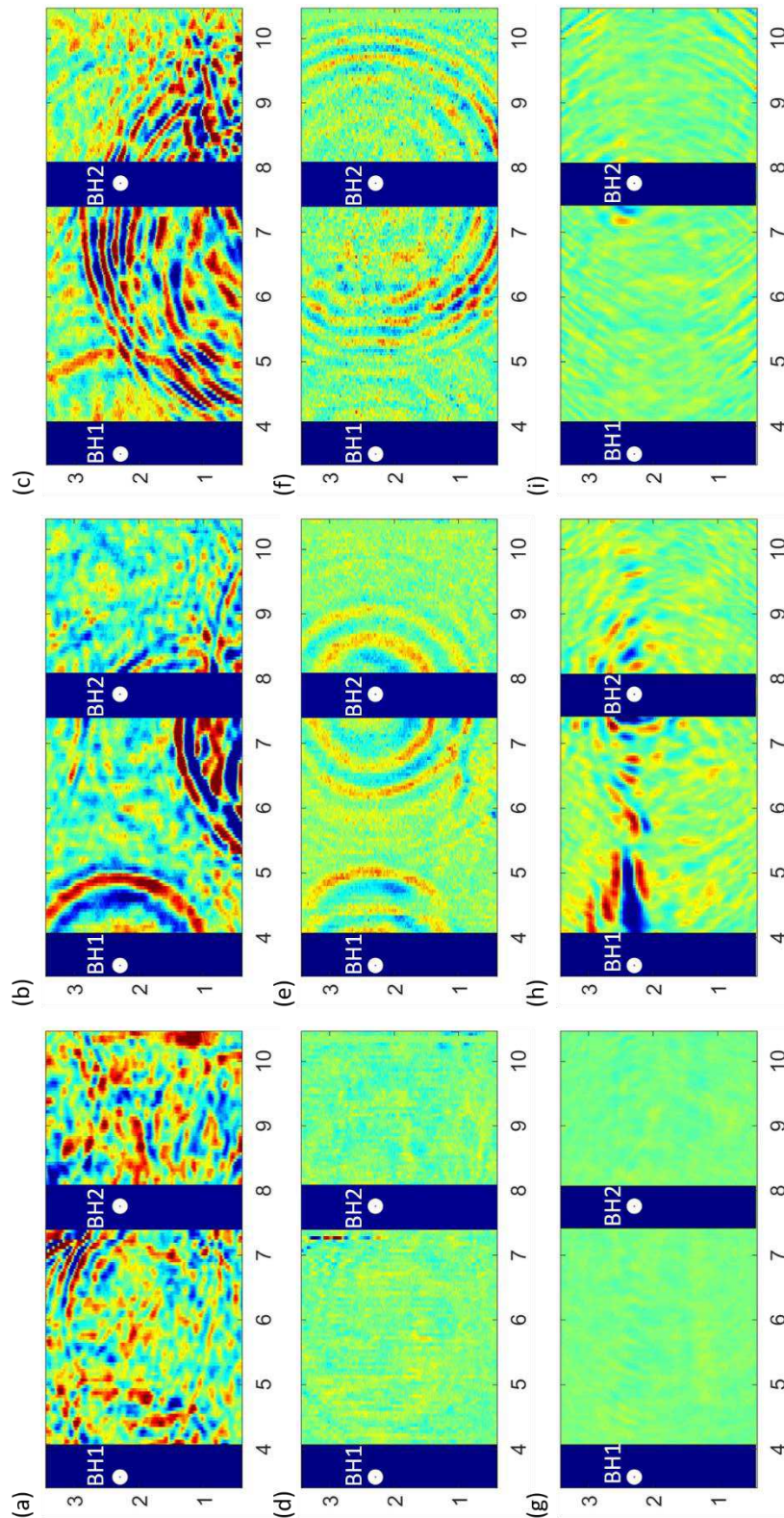


FIGURE 3-3 : DEPTH SLICES OF 3-D GPR MEASUREMENTS (450 MHZ) AT 2.5 M (A,D,G), 3.6 M (B,E,H) AND 4.5 M (C,F,I) DEPTH. (A,B,C,) THE TIME-TO-DEPTH CONVERTED PROCESSED DATA BEFORE INJECTION, (D,E,F) THE DIFFERENCE BETWEEN TIME-TO-DEPTH CONVERTED PROCESSED DATA (REFERENCE - FINAL) AND (G,H,I) THE DIFFERENCE BETWEEN MIGRATED DATA (REFERENCE - FINAL).

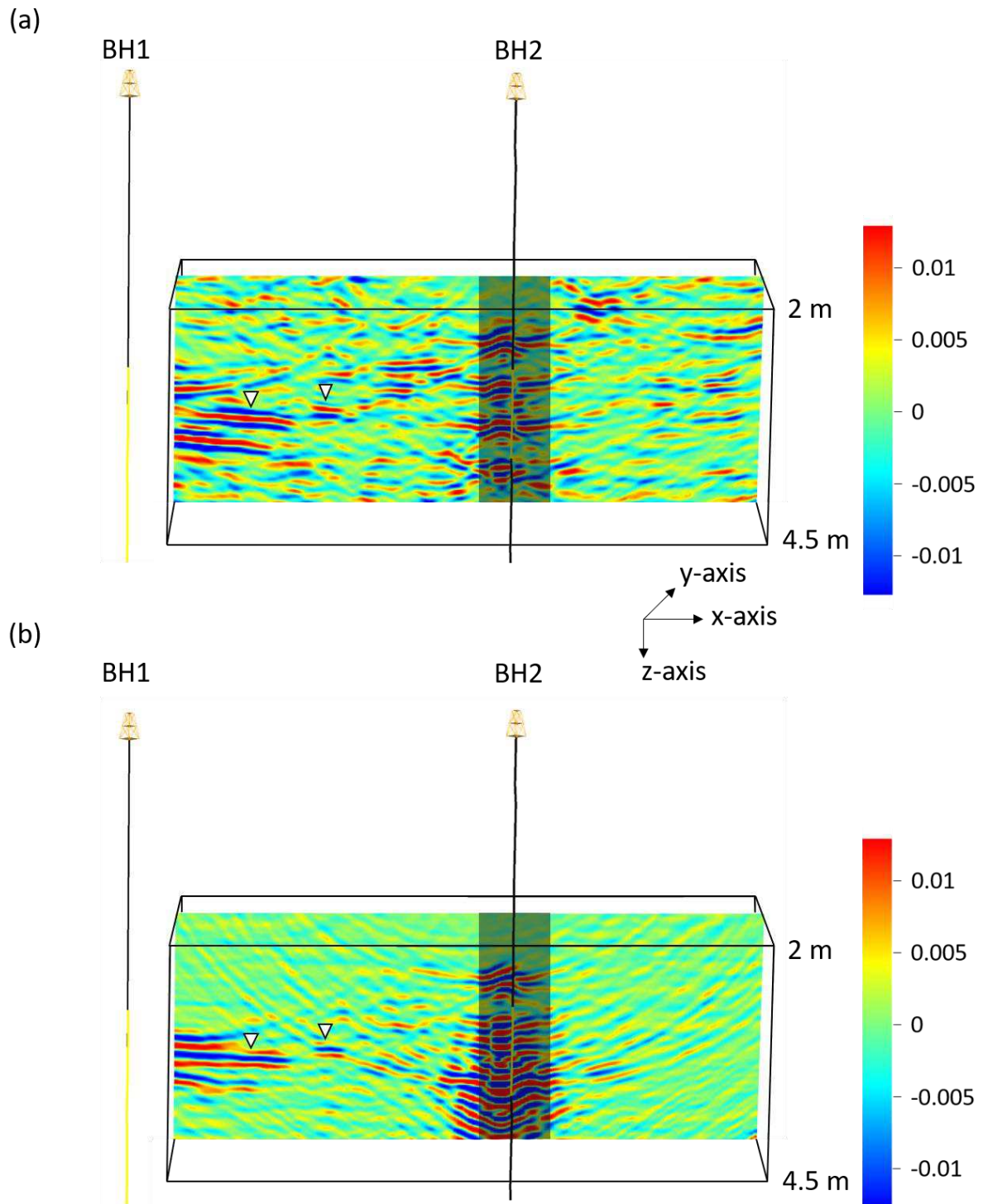


FIGURE 3-4 : MIGRATED 450 MHZ DATA REPRESENTED BY A VERTICAL SLICE PASSING THROUGH THE CHOSEN BOREHOLES. (A) MIGRATION OF THE PROCESSED REFERENCE GPR ACQUISITION DATA (BEFORE INJECTION) AND (B) MIGRATION OF DIFFERENCES BETWEEN ACQUISITION TIMES (REFERENCE – FINAL). THE SHADED AREA CORRESPONDS TO THE ZONE ABOVE WHICH WE DID NOT PERFORM GPR PROFILE SURVEYS. THE INJECTION AND EXTRACTION BOREHOLES ARE BH2 AND BH1, RESPECTIVELY, WITH THE SOLICITED SECTIONS HIGHLIGHTED IN YELLOW ALONG THE BOREHOLES. THE APEXES OF WHITE TRIANGLES INDICATE THE LOCATION OF OBSERVED RELATIVE AMPLITUDE CHANGES THAT ARE ANALYZED IN SECTION “3.2.5.1 GPR-BASED SCENARIO MODELING” (FIGURE 3-6C,D).

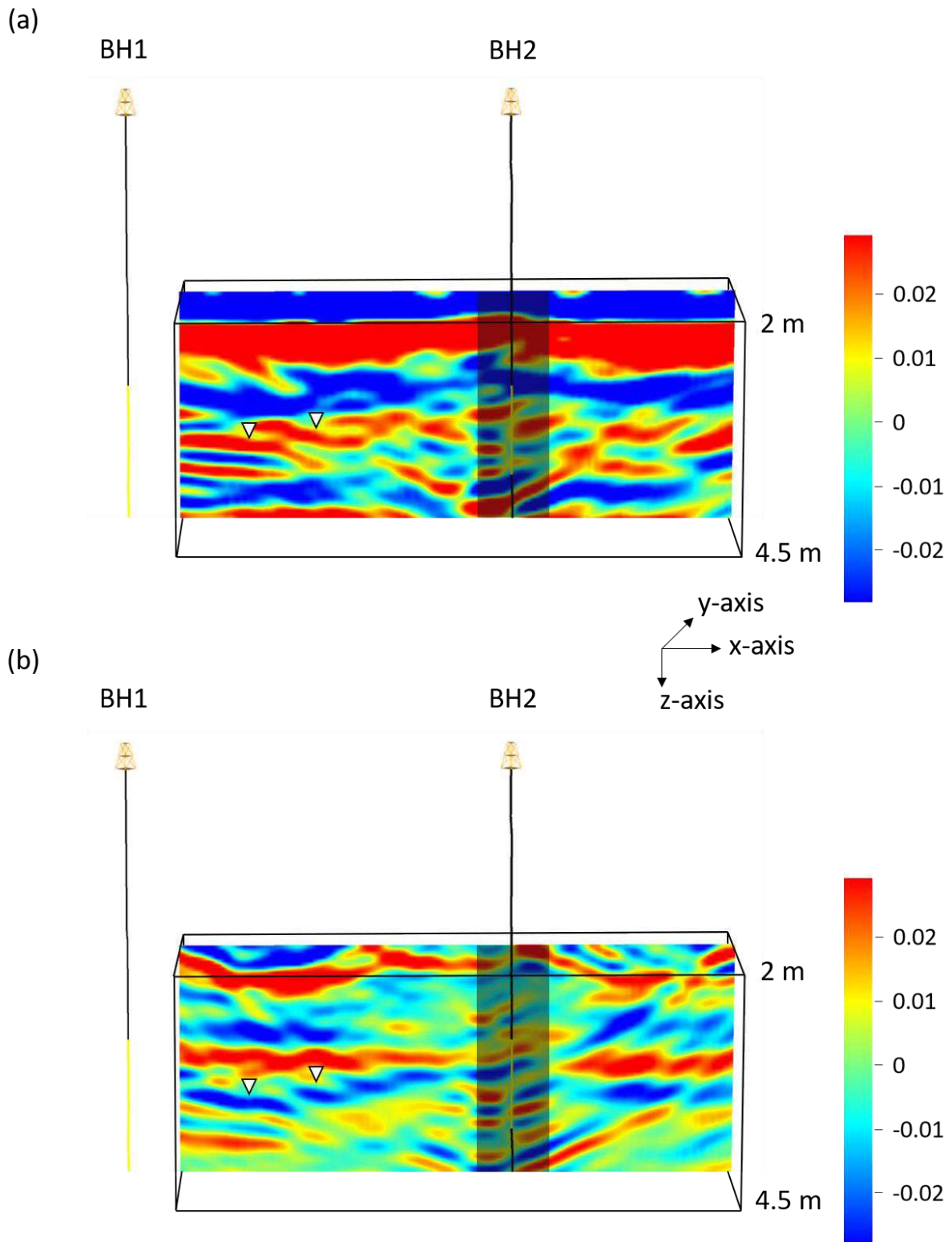


FIGURE 3-5 : MIGRATED 160 MHZ DATA REPRESENTED BY A VERTICAL SLICE PASSING THROUGH THE CHOSEN BOREHOLES. (A) MIGRATION OF THE PROCESSED REFERENCE GPR ACQUISITION DATA (BEFORE INJECTION) AND (B) MIGRATION OF DIFFERENCES BETWEEN ACQUISITION TIMES (REFERENCE – FINAL). THE SHADED AREA CORRESPONDS TO THE ZONE ABOVE WHICH WE DID NOT PERFORM GPR PROFILE SURVEYS. THE INJECTION AND EXTRACTION BOREHOLES ARE BH2 AND BH1, RESPECTIVELY, WITH THE SOLICITED SECTIONS HIGHLIGHTED IN YELLOW ALONG THE BOREHOLES. THE APEXES OF WHITE TRIANGLES INDICATE THE LOCATION OF OBSERVED RELATIVE AMPLITUDE CHANGES THAT ARE ANALYZED IN SECTION "3.2.5.1 GPR-BASED SCENARIO MODELING" (FIGURE 3-6A,B).

3.2.5. DISCUSSION

3.2.5.1. GPR-BASED SCENARIO MODELING

Except for the area around the injection borehole (BH2) that is influenced by non-collapsed diffractions, we are able to identify fractures that are affected by the tracer injection on difference migrated 2-D profiles of 450 MHz data (Figure 3-4b). It is more difficult to observe these linear reflections on 160 MHz migrated difference data (Figure 3-5b) due to the superimposed horizontal ringing patterns, but some coherent reflection trends are seen at the injection depth level. We analyzed the temporal variation of the amplitudes (Figure 3-6) and focus on two regions of temporal variations. These regions in-between the boreholes close to the injection depth (indicated in Figure 3-4 and Figure 3-5 by triangles) are considered to originate from two separate fractures. They are situated at 3.6 m (Figure 3-6a,c) and 3.4 m (Figure 3-6b,d) depth, at 1.14 m and 2.18 m away from BH1 respectively. The time-lapse differences of these two migrated signals reveal an increase of the reflection magnitude for both frequencies, only at these depth regions.

To understand the possible origin of these temporal variations, we modeled GPR signals from a fracture for varying electrical conductivity and fracture aperture. To do so, we used the semi-analytical, frequency-domain-based, effective-dipole forward modeling approach by Shakas and Linde (2015). In this approach, a fracture of prescribed size and orientation (dip and strike) is discretized by squares at a scale that is several times smaller than the dominant wavelength. The source radiation in a uniform isotropic rock matrix with prescribed electrical properties is calculated analytically, assuming an infinitesimal dipole and a prescribed source wavelet, from which the tangential component of the electrical field is recorded at the center of each discretized element. Using this information, the area of the discretized element, and assumed fracture properties (electrical conductivity and permittivity of the fracture filling) together with the thin-bed solution, it is possible to specify a corresponding electrical dipole at each discretized element of the fracture surface. Subsequently, each such secondary dipole is transmitted to the receiver location using the same analytical solution used for source radiation modeling. By summing the contributions of all secondary dipoles over the discretized fracture at the receiver location, it is possible to simulate the GPR response of fractures with heterogeneous electrical conductivity and permittivity fields very cheaply at high accuracy (Shakas and Linde, 2015; Shakas and Linde, 2017). Here, we consider a square and homogeneous horizontal fracture with dimension of 2 m situated at 3.6 m depth (similar as the first GPR data reflection analyzed in Figure 3-6a,c). The rock matrix is given an electrical conductivity of 2×10^{-4} S/m and relative permittivity of 6. The EC of the fracture-fluid was chosen as 1.8 S/m (corresponding to the

saline formation water) and the initial aperture was fixed at 5.7×10^{-5} m (considering a mechanical fracture aperture reaching 8.5×10^{-5} m, calculated during tracer test, and a 50% widening induced by the high-pressure injection; detailed calculations are shown in supplementary material).

First, we assessed how the GPR signal respond when the EC of the fracture-fluid is reduced in response to the injection of the resistive tracer. To do so, we considered a decrease to EC = 1.0 S/m, which is much lower than the value observed at peak tracer breakthrough of 1.6 S/m in BH1. This is done because dilution in BH1 is expected as it draws water from several fractures, with some of them not being involved in the tracer transport. The modeled 450 MHz (Figure 3-7a) and 160 MHz (Figure 3-7c) traces show an amplitude decrease of 4% and 41% respectively. Next, we consider the impact of an increase in fracture aperture that might arise in response to high-pressure injection. Several tests were made with all leading to amplitude increases. The modeling results for 450 MHz (Figure 3-7b) and 160 MHz (Figure 3-7d) are given for an aperture increase of 50% leading to corresponding increases of 48% and 50% in terms of peak amplitude (observed for the first positive peak), respectively. By comparing with the actual data in Figure 6, we see that the chosen scenario of a 50% aperture increase provides similar responses to those being observed. Thus, the observed increases of GPR reflectivity in the stimulated fractures suggest that the observed GPR time-lapse response is dominated by aperture increases due to high injection pressure rather than electrical conductivity decreases due to the injected tracer that tend to decrease reflectivity. In the next section, we assess if the suggested 50% increase in fracture aperture during tracer injection is consistent with hydromechanical considerations.

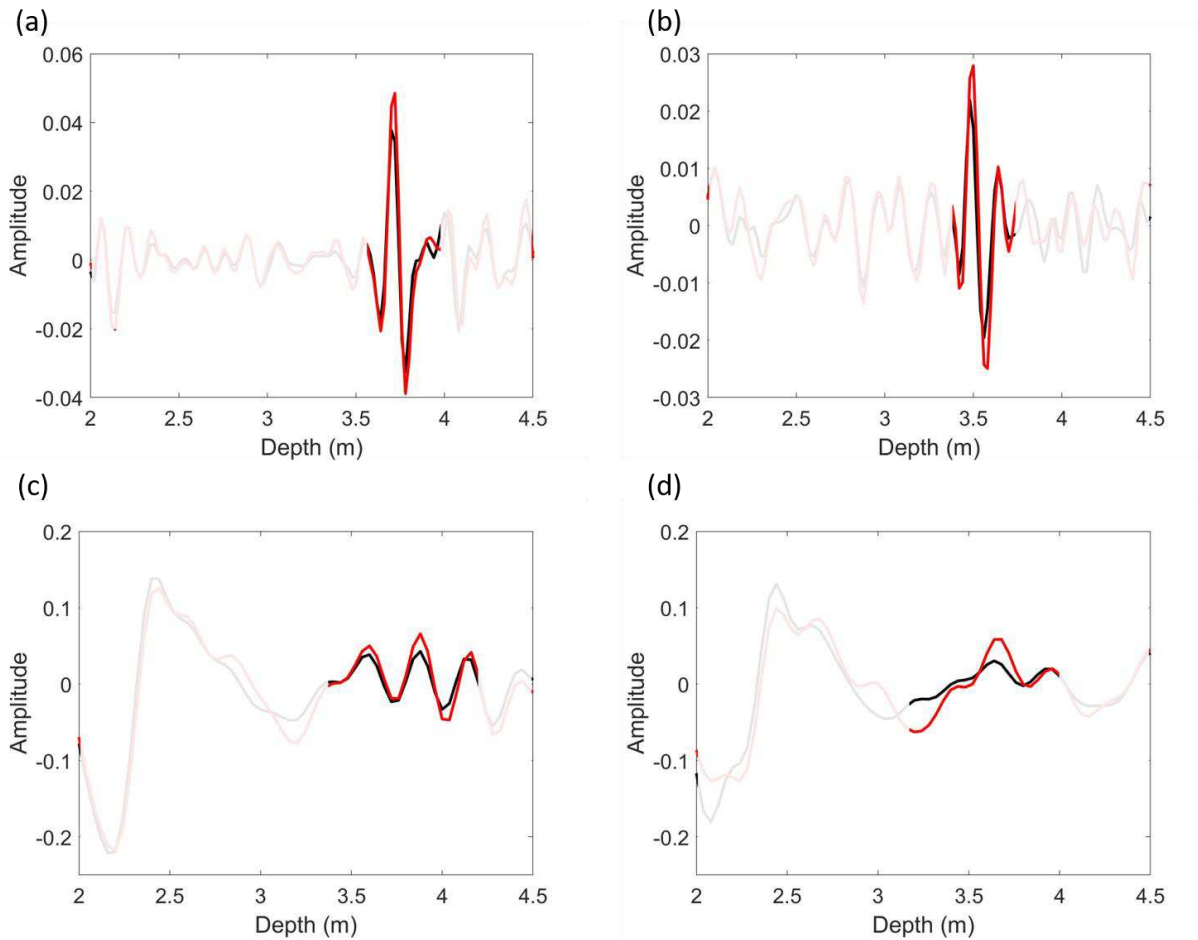


FIGURE 3-6: FIELD MIGRATED TRACE DATA FOR (A,B) THE 450 MHZ AND (C,D) THE 160 MHZ DATA. LARGE GPR REFLECTIONS ORIGINATED FROM FRACTURES SITUATED (A,C) AT 3.6 M OF DEPTH AND AT 1.14 M AWAY FROM BH1 AND (B,D) AT 3.4 M OF DEPTH AND AT 2.18 M AWAY FROM BH1. THESE REFLECTIONS ARE POINTED BY WHITE TRIANGLES ON 2-D VERTICAL SLICES ON FIGURE 3-4 (450 MHZ) AND FIGURE 3-5 (160 MHZ). THE SIGNALS FROM REFERENCE AND FINAL GPR ACQUISITIONS ARE REPRESENTED IN BLACK AND RED RESPECTIVELY.

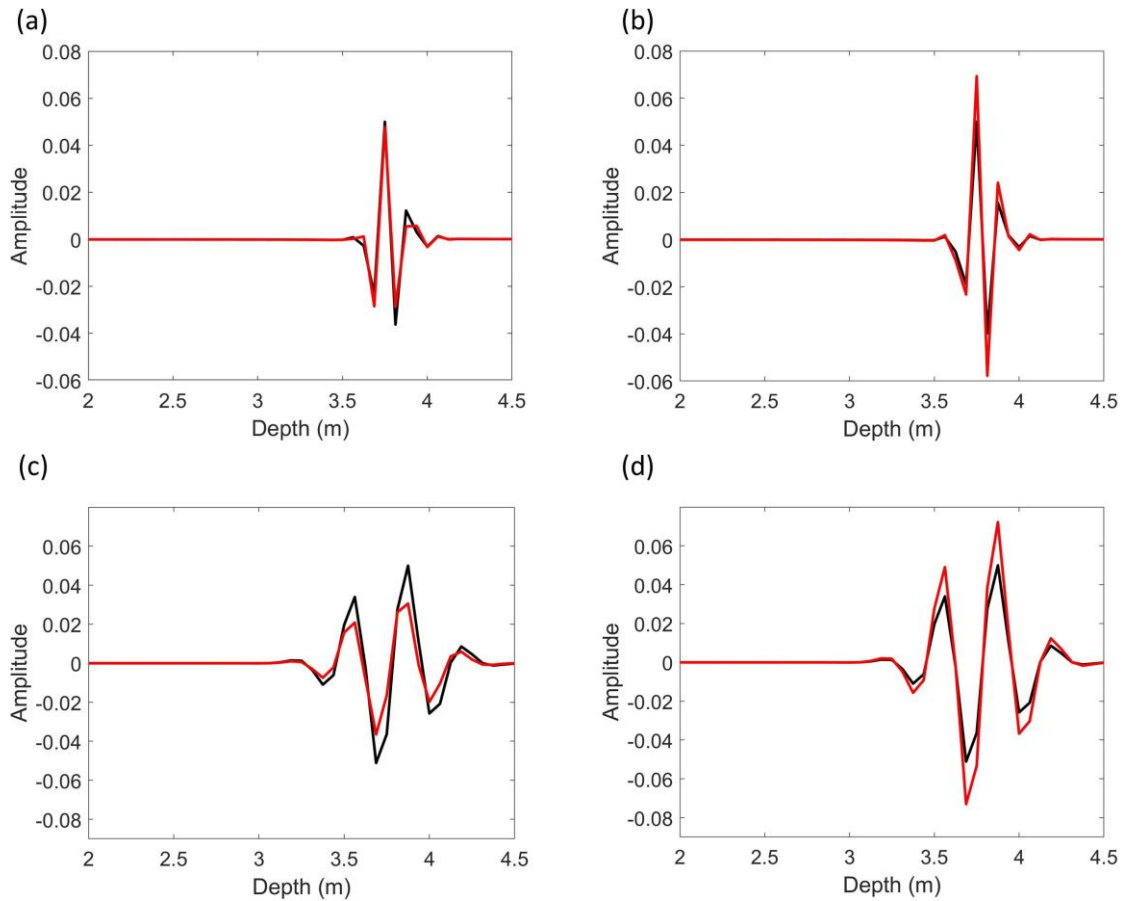


FIGURE 3-7: GPR TRACE MODELING FOR (A,B) 450 MHZ FREQUENCY AND (C,D) 160 MHZ FREQUENCY. (A,C) WE IMPOSED A DECREASE OF FLUID EC FILLING THE FRACTURE WITH REFERENCE TRACE (BLACK) CORRESPONDING TO THE INITIAL EC AT 1.8 S/M (FROM SALINE WATER TABLE) AND FINAL TRACE (RED) CORRESPONDING TO THE EC AT 1.0 S/M (FROM TRACER SOLUTION FILLING BH2 JUST BEFORE INJECTION START); (B,D) WE IMPOSED A 50% INCREASE OF FRACTURE WIDENING WITH REFERENCE TRACE (BLACK) CORRESPONDING TO AN APERTURE OF 57 MM AND FINAL TRACE (RED) CORRESPONDING TO AN APERTURE OF 85 MM.

3.2.5.2. IS THE HYPOTHESIS OF A 50% APERTURE INCREASE COMPATIBLE WITH HYDROMECHANICS?

The hypothesis that fractures may open up unevenly due to pressure increases in a 450 m deep Äspö tunnel section was investigated by Fransson et al. (2010) based on hydraulic testing and grouting records. The results obtained were less conclusive than for much shallower tunnels (Fransson et al., 2010) and they provide no estimate about aperture variations. In this section, we analyze the present tracer experiment and test whether the 50% increase in aperture suggested by the GPR analysis are consistent with the predicted aperture widening given the pressure change induced by pumping, considering what is known about the hydromechanical behavior of fractured rocks.

Before the injection test, when the first GPR survey was performed, BH1 was at atmospheric pressure and BH2 at ~1800 kPa (Figure 3-2a). During the injection test, the fluid pressure in BH2 increases up to 5000 kPa with no change in BH1. Figure 3-8 shows the differential fluid pressure that is expected to increase linearly between the GPR surveys in the line joining BH1 and BH2 at the injection depth. The total pressure between the fracture walls is expected to decrease by the same value, entailing an increase of the fracture aperture. In the locations where the GPR signals from fractures were analyzed (pointed by white apexes on Figure 3-4 and Figure 3-5), we estimate the decrease of wall pressure (Figure 3-8) to be 870 kPa (for the fracture situated at 1.14 m away from BH1; Figure 3-6a,c) and 1700 kPa (for the fracture situated at 2.18 m away from BH1; Figure 3-6b,d).

The variation of fracture aperture due to pressure change can be predicted either from the rock compressibility or the fracture stiffness. Rock compressibility of granitic or hardrock geological formations is commonly very low when measured on small unfractured (or microfractured) laboratory samples, generally of the order of $1/(10 \text{ GPa})$ at ambient pressure down to $1/(100 \text{ GPa})$ at high pressure (Brace, 1965). At pressures below 100 MPa, fractures play a dominant role in the compressibility of hard rocks and most of the rock deformation is concentrated in or around fractures (Walsh, 1965; Walsh & Grosenbaugh, 1979). By assuming that most of the deformation result from a change in aperture, a change of the rock mass volume V is $\Delta V = \Delta \bar{a} p_{32} V$, where p_{32} is the total surface of fractures per unit volume and $\Delta \bar{a}$ the variation of the average fracture aperture over the fracture network. Furthermore, p_{32} is related to the average aperture \bar{a} and to the total rockmass porosity ϕ by $\phi = \bar{a} p_{32}$. The average aperture variation can then be calculated from:

$$\frac{\Delta \bar{a}}{\bar{a}} = \frac{1}{\phi} \frac{\Delta V}{V} = \frac{\beta_r}{\phi} \Delta P, \quad (3-1)$$

with β_r the bulk rock mass compressibility at the scale of interest. The total porosity for Äspö rocks has been measured to be around 0.2-0.3% (Autio et al., 2003) and β_r estimated for rock samples with microcracks at about $1/(40 \pm 10 \text{ GPa})$ as derived from the bulk modulus given by Hakami et al. (2008). This results in a ratio $\frac{\beta_r}{\phi}$ of $1/(120 \pm 40 \text{ MPa})$ resulting in a change that is less than 1 % for a pressure increase of 1MPa, that is, much less than the values estimated from the GPR modelling. The problem with the preceding analysis is that the elastic constants are not measured at the right scale, and not for the type of fractures that are imaged by GPR. For fractured rocks, we expect the Young and bulk modulus to decrease when increasing the rock mass scale, entailing an increase in compressibility (Davy et al., 2018a). Values of compressibility as low as $1/(5 \text{ GPa})$ have been reported by Zangerl et al. (2008b) to explain the surface subsidence associated with highway tunneling in the fractured crystalline Gotthard massif (Switzerland), which would result in an aperture variation that is compatible with that predicted by the GPR data.

Another approach to estimate the aperture variation can be done from the normal fracture stiffness k_n :

$$\frac{\Delta a}{a} = \frac{\Delta P}{k_n a} \quad (3-2)$$

This requires estimating both the initial aperture a and the normal stiffness k_n . The former can be deduced from hydraulic testing, either by converting transmissivity values into equivalent "hydraulic" aperture through the cubic law (Tsang & Witherspoon, 1981; Witherspoon et al., 1980), or by inferring it from tracer tests (derived from Thiem's solution (Thiem, 1906)). The hydraulic aperture was estimated at about 12 μm and the mechanical aperture from tracer at about 85 μm (see supplementary material), the latter being the most appropriate estimate of mechanical aperture (Tsang, 1992). Estimating the normal stiffness is challenging since k_n is not an intrinsic property of the material but depends on the effective normal stress and likely also on the fracture size. Direct measurements from grouting data gives value of 35 GPa/m and 600 GPa/m for two boreholes at 450 m depth in the Äspö tunnel (Fransson et al., 2010). The smaller value for k_n gives an aperture variation of ~35% for a pressure change of 1 MPa. Other estimates of k_n have been reviewed by Zangerl et al. (2008a) by using the semi-logarithmic closure law between aperture and effective stress σ'_n , $-\Delta a = a(\sigma'_o) - a(\sigma'_n) = a_c \ln\left(\frac{\sigma'_n}{\sigma'_o}\right)$, developed by Walsh and Grosenbaugh (1979) for the closure of surfaces whose

topography is characterized by an exponential distribution of summit asperity heights. Zangerl et al. (2008a) compiled values of the 'stiffness characteristic' (a_c^{-1}), which leads to a_c ranging from 10 μm to 100 μm for granite samples of different sizes (up to 3 m) and corresponding relative fracture variations of 20-200%.

Considering the uncertainty on hydromechanical parameters, we conclude that the aperture variation inferred by GPR is not inconsistent with hydromechanical parameters. Larger scale *in situ* experiments as those presented herein for GPR is a good way forward to obtain better estimates of in-situ elastic parameters at the scale of interest (e.g., Zangerl et al. (2008a) and Zangerl et al. (2008b)).

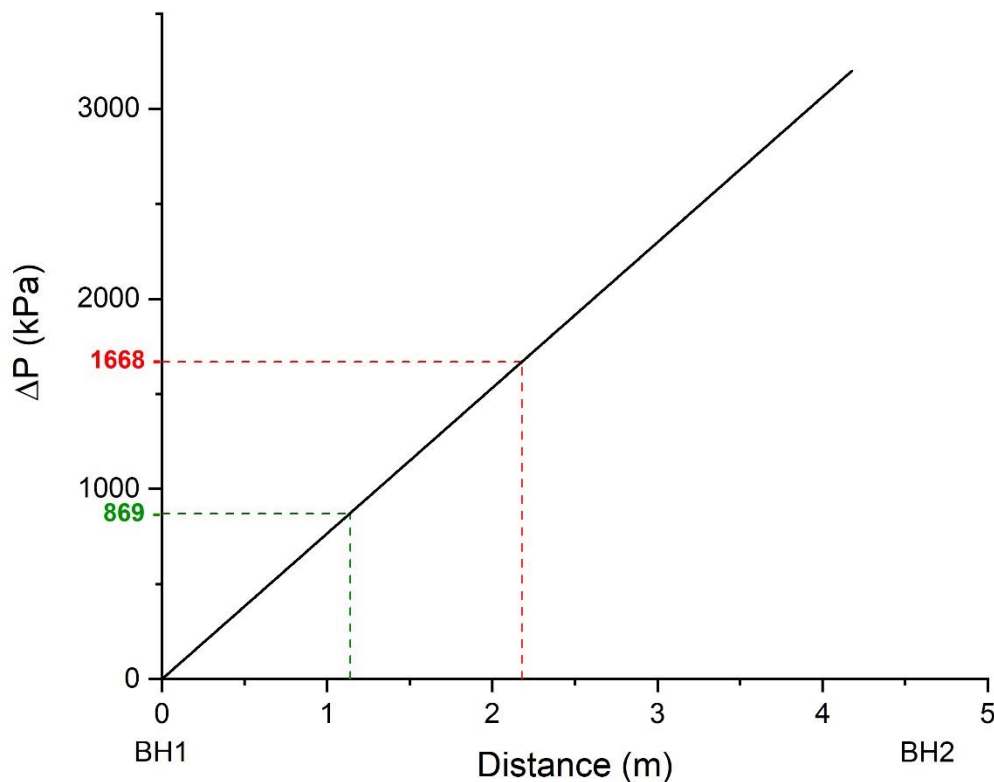


FIGURE 3-8 : PRESSURE DIFFERENCES BETWEEN BOREHOLES (BH1 AND BH2) BETWEEN REFERENCE AND FINAL ACQUISITION TIMES OF GPR. THE PRESSURE DIFFERENCE INDICATED IN GREEN AND RED ARE SITUATED TO THE LOCATION OF GPR SIGNAL ANALYZED, AT 1.14 AND 2.18 M AWAY FROM BH1 RESPECTIVELY.

3.2.6. CONCLUSION

GPR data acquired during high-pressure injection of a resistive tracer were used to image fracture connectivity and induce aperture variations between two boreholes (BH1 and BH2). The experiment was performed in fractured rock of very low permeability a few meters beneath a tunnel situated at 410 m depth. We injected the tracer solution (Uranine + deionized water) with constant high-pressure (5000 kPa) in a convergent-dipole geometry (inflow at 8.6 mL/min and outflow at 20 mL/min) during 25.6 hours. To image the tracer pathways in fractures, we performed 3-D surface-based GPR before (reference acquisition) and during the last hour (final acquisition) of the tracer test using 160 MHz and 450 MHz frequencies. GPR reflections in very low permeable environments with sub-mm fracture aperture are weak. Nevertheless, the difference of the reference and final GPR acquisition data provides a response that is consistent with the tracer injection depth, particularly for the higher-quality 450 MHz data that only show difference signals related to the depth interval of the tracer injection. The observed 45% increase in fracture reflectivity is reproduced by GPR-modeling when considering a 50% increase in fracture aperture, while a decrease in salinity due to the tracer injection leads to a very small decrease in reflectivity (4%). Considering the large uncertainty in hydromechanical parameters at the site, we find that a 50% increase in aperture in response to the injection pressure is compatible with hydromechanical considerations. This suggests that information on aperture variations provided by field-scale *in situ* GPR experiments during hydraulic stimulation could help to better estimate elastic parameters of the studied fractured rock. Given the low injection rate of 8.6 mL/min, we were unable to significantly change the electrical properties of the fluid-filled fractures in this formation of very low permeability (hydraulic fracture aperture of 12 μm). This limits the practical applicability of time-lapse GPR-assisted tracer-monitoring in the development of nuclear waste repositories. Our injection experiment also highlights challenges when high injection pressures are needed to observe clear measurement responses, as the induced fracture widening leads to an upward bias on transmissivity estimates with associated implications for risk assessments.

SUPPLEMENTARY MATERIAL: HYDRAULIC AND MECHANICAL APERTURE ESTIMATION FROM HYDRAULIC AND TRACER TEST DATA

In this section, we derive fracture apertures deduced from tracer and hydraulic tests. We first estimated an equivalent hydraulic aperture for the two GPR acquisition times (reference and final times) by using transmissivity values from hydraulic tests and we second estimated a mechanical aperture for the final GPR survey time from breakthrough curve of the tracer test.

The equivalent hydraulic apertures were calculated by converting transmissivity values in apertures from the classical cubic law (Tsang & Witherspoon, 1981; Witherspoon et al., 1980):

$$a_h = \sqrt[3]{\frac{12 \mu T}{\rho g}}, \quad (3S- 1)$$

where μ is the dynamic viscosity of water [Pa.s], T is the mean transmissivity [m^2/s], ρ is the water density [kg/m^3] and g is the gravitational acceleration [m/s^2].

During the GPR surveys, the inter-packer outflow section (3-6 m) in BH1 was open to the atmosphere. The hydraulic transmissivity corresponding to the conditions of the initial GPR survey was calculated by pumping test carried out during the opening of this section using the Theim's equation in steady state (Thiem, 1906):

$$T = \frac{Q}{2\pi (s_2 - s_1)} \ln\left(\frac{r_0}{L}\right), \quad (3S- 2)$$

considering Q , the flow in sollicitated borehole (BH1) at $3.33 \times 10^{-07} \text{ m}^3/\text{s}$ (manual measurement of outflowing water from BH1); s_1 and s_2 , the pressure differences in BH1 and BH2 at 14.7 bar and 0.6 bar respectively; r_0 , the borehole radius at 0.076 m; and L , the distance between the sollicitated borehole (BH1) and the observed borehole (BH2) at 4.2 m; the transmissivity was estimated to $1.51 \times 10^{-09} \text{ m}^2/\text{s}$. The hydraulic aperture estimated from cubic law (eq. (3S- 1)) is 12 μm .

The hydraulic transmissivity corresponding to the conditions of the final GPR survey was calculated from tracer experiment by assuming steady state (stable injection flow) and constant

transmissivity in the whole analyzed fractured network by using the Thiem's solution for two wells operating simultaneously:

$$T = \frac{Q_2 - Q_1}{2\pi (s_2 - s_1)} \ln\left(\frac{L}{r_0}\right). \quad (3S- 3)$$

Considering the initial pressure condition in the aquifer at 20 bar and the pressure imposed in the outflow section (BH1) at 1 bar and in the inflow section (BH2) at 50 bar, then Q_1 , the outflow from BH1 and Q_2 , the inflow from BH2 rise to 8 mL/min and 20 mL/min respectively; s_1 and s_2 , the pressure reach -19 bar (negative value according the convention for pumping) and 30 bar respectively; the transmissivity of the aquifer during the high-pressure injection test is estimated to $6.07 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$. The followed hydraulic aperture estimated from cubic law (eq. (3S- 1)) reach $9 \text{ }\mu\text{m}$. The 25% of difference of the equivalent hydraulic apertures between GPR surveys can be explained by differences in the measuring equipment and the experimental protocol.

The mechanical aperture was calculated for the final GPR survey by using the tracer arrival time from BH2 to BH1. The mean arrival time being difficult to obtain, we assume the direct flow path connecting both boreholes as corresponding to the first arrival time. Considering the case of a constant fracture aperture and transmissivity in the analyzed fracture network, the flow velocity along the line jointing both wells can be expressed by:

$$v(l) = \frac{Q_2}{2\pi a_m l} - \frac{Q_1}{2\pi a_m (L - l)}, \quad (3S- 4)$$

where a_m is the mechanical aperture [m] and l is the distance coordinates between the wells [m].

The first arrival time can be obtained by solving the integral:

$$\tau_{min} = \int_0^L \frac{dl}{v(l)}. \quad (3S- 5)$$

Considering the first tracer time arrival at 1.95 hours (after correcting for the transfer time of the tracer in the tubes), the mechanical aperture is estimated at $85 \text{ }\mu\text{m}$.

The large difference between hydraulic and mechanical aperture estimates is not unusual. The cubic law makes hypothesis, such as the negligence of the viscous effects due to roughness

(water flow almost stagnant close to the rough walls) and on the contrary the favor of fracture constrictions (Hjerne et al., 2010; Tsang, 1992), that leads to smaller aperture estimation. Moreover, since the pressure is higher in BH2 than in BH1, the aperture is likely decreasing from the injection to the withdrawal borehole. In the case of a systematic transmissivity variation, we may expect the transmissivity estimate to be close to the harmonic transmissivity average, thus very sensitive to small fracture apertures expected close to BH1. In contrast, the arrival times depends on the total fracture volume and the mechanical aperture estimate is supposed to be close to the arithmetic average of apertures. The difference between arithmetic and harmonic averages can be important and a factor of 3 is not unusual if the aperture variations are large.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is funded by the European Union's Horizon 2020 research and innovation programme under the Marie Skłodowska-Curie Grant Agreement No 722028 within the ENIGMA ITN PhD project. Furthermore, we received significant financial support from the SKB company. The data used for this study are stored on the Sicada database and are available by an official request to the company. We would like to thank Lars Andersson, Patrik Vidstrand and Siren Bortelid Robertsson (SKB) and Peter Andersson and Johanna Ragvald (Geosigma) for their technical support and quality fieldwork. We also thank Diego Mas Ivars (SKB) for important input in terms of hydromechanics, Christian Le Carlier De Veslud (Géosciences Rennes) for its support with the use of Paradigm GOCAD™ and Silvia De Simone for her help to the different aperture estimations. Finally, this study is also supported by the French National Observatory H+. The GPR and tracer tests data are available at <http://hplus.ore.fr/en/molron-et-al-2021-eg-data> et, after a requesting login through <http://hplus.ore.fr/en/database/acces-database>.

Appendix 3-A : Schémas des packers insérés dans les forages

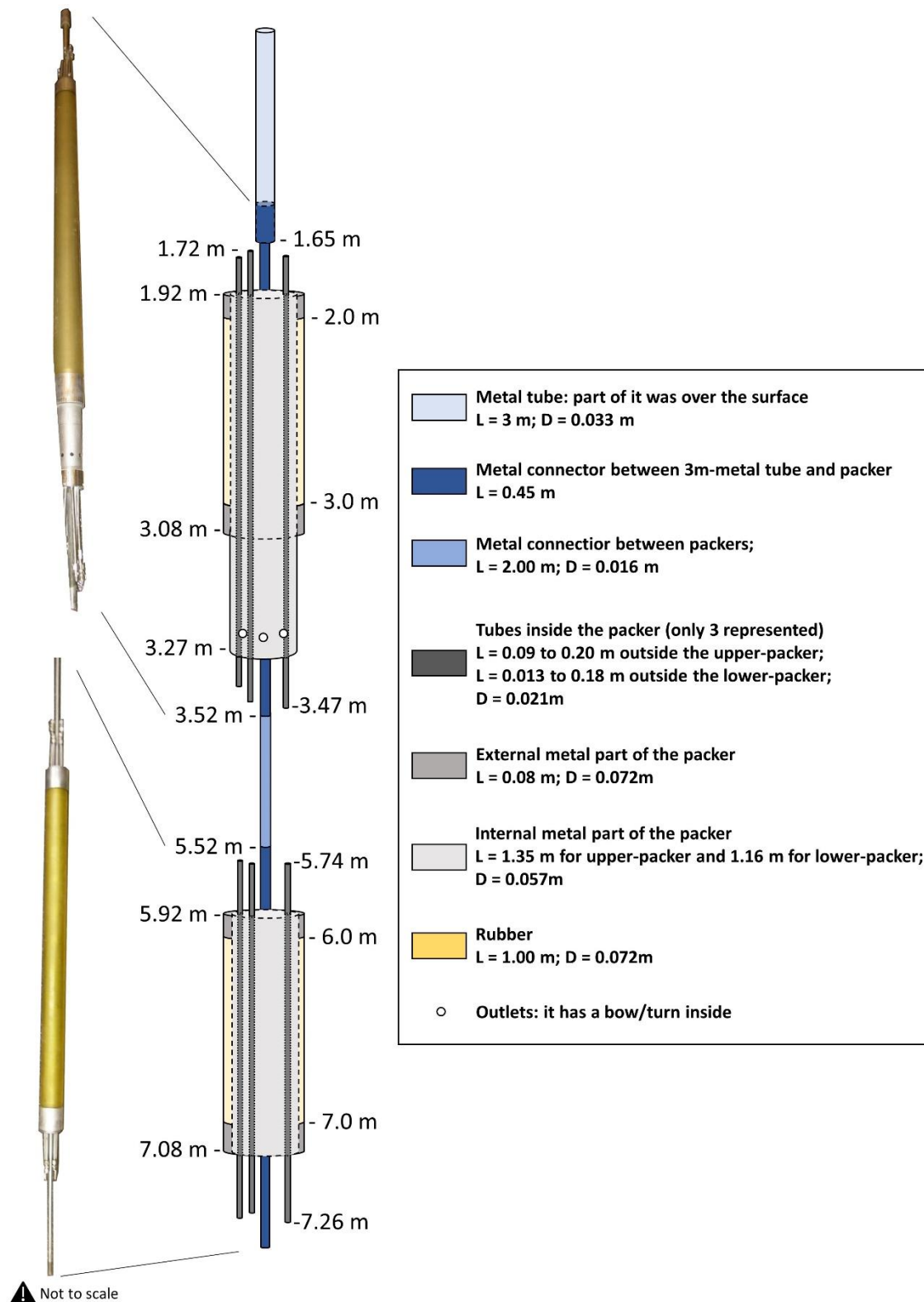
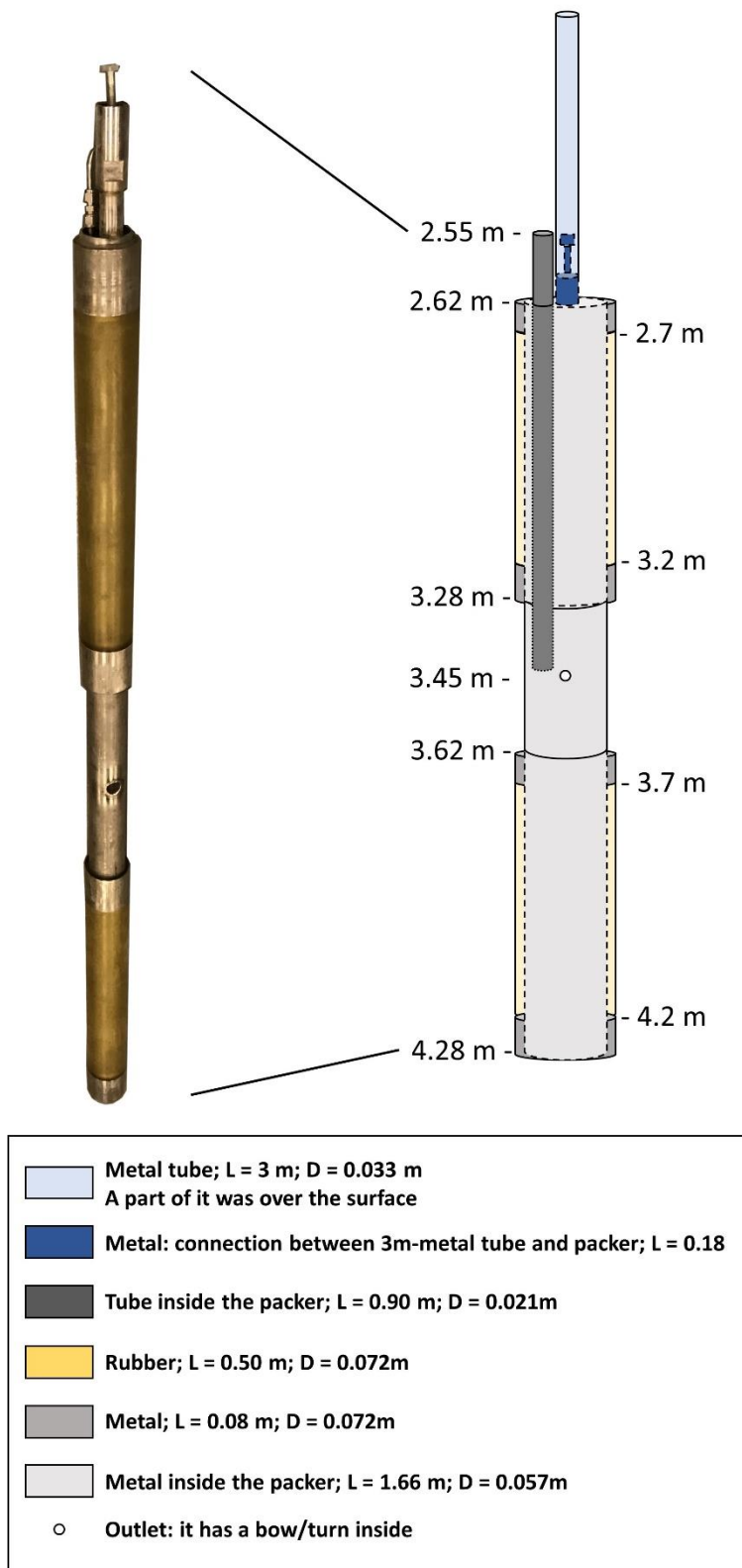


FIGURE 3-A 1 : DESIGN DU PACKER INSÉRÉ DANS BH1 LORS DE L'EXPÉRIENCE DE L'ESSAI DE TRAÇAGE, LES PROFONDEURS RÉELLES ÉTANT INDIQUÉES



Not to scale

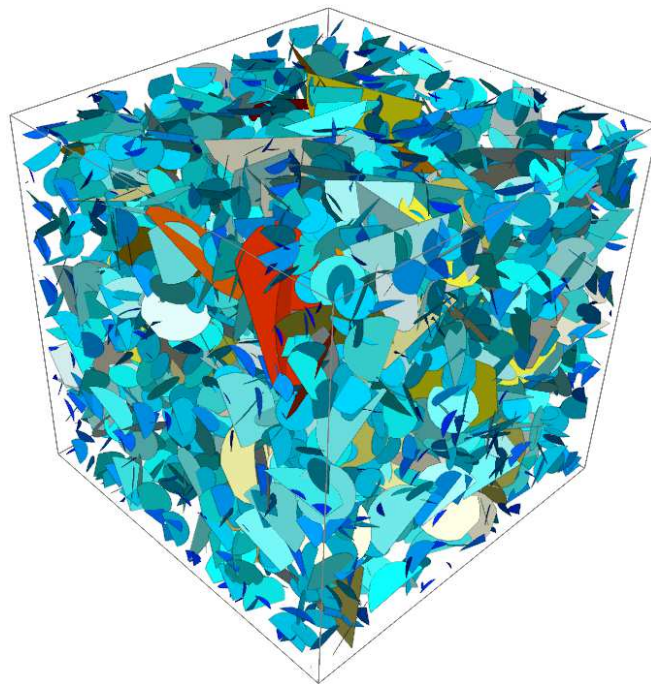
FIGURE 3-A 2 : DESIGN DU PACKER INSÉRÉ DANS BH LORS DE L'EXPÉRIENCE DE L'ESSAI DE TRAÇAGE, LES PROFONDEURS RÉELLES ÉTANT INDIQUÉES

Chapitre 4

CONSTRUCTION D'UN MODÈLE STATISTIQUE DE RÉSEAU DE FRACTURES 3-D

SOMMAIRE

4.1. CONSTRUCTION D'UN MODÈLE STATISTIQUE DE RÉSEAU DE FRACTURES 3-D À PARTIR DE DONNÉES 1-D ET 2-D.....	120
4.1.1. <i>Résumé et motivations de l'article</i>	120
4.1.2. <i>Article: “ (Re)construction of a 3-D fracture network statistical model from core logs and tunnel traces data ”</i>	122
4.2. VÉRIFICATION DES RÈGLES STÉRÉOLOGIQUES 2-D - 3-D PAR SIMULATIONS GÉNÉRIQUES.....	142
4.2.1. <i>Intersection avec un affleurement 2-D</i>	144
4.2.2. <i>Intersection avec un tunnel cylindrique</i>	147
4.2.3. <i>Intersection avec un tunnel rectangulaire</i>	147
4.2.4. <i>Résumé des types de corrections fonction de l'orientation</i>	151
APPENDIX 4-A : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR AFFLEUREMENTS	153
APPENDIX 4-B : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR TUNNELS.....	158



4.1. CONSTRUCTION D'UN MODÈLE STATISTIQUE DE RÉSEAU DE FRACTURES 3-D À PARTIR DE DONNÉES 1-D ET 2-D

4.1.1. RÉSUMÉ ET MOTIVATIONS DE L'ARTICLE

Les réseaux de fractures naturels sont considérés comme les conduits principaux du flux et du transport dans la masse rocheuse fracturée. La compréhension du comportement hydrogéologique du massif fracturé nécessite une connaissance sur la géométrie du réseau. Celle-ci peut être observable sur le terrain par le biais d'échantillonnages tels que des forages (données 1-D), des affleurements (données 2-D) en surface (p. ex. une falaise) ou en profondeur (p. ex. les parois de tunnel). L'échantillonnage 3-D est aussi disponible à partir des méthodes géophysiques qui imagent seulement les plus grandes fractures dans une gamme d'orientation spécifique à la méthode utilisée. Ces trois méthodes restent donc limitées en termes de gamme d'orientation et de longueur de fractures et une modélisation 3-D du réseau est nécessaire afin de reproduire les conditions naturelles. Celle-ci peut être représentée, par exemple, au moyen de modèles dits DFN (« Discrete Fracture Network ») généralement construits à partir des statistiques établies sur les données 1-D et 2-D. L'information 3-D extraite de ces données de dimension inférieure nécessite l'utilisation de relations mathématiques, appelées « règles stéréologiques », qui reposent sur la probabilité d'intersection de chaque fracture sur le support d'échantillonnage.

Bien que ces relations aient déjà été établies à plusieurs reprises dans la littérature (p. ex. Davy et al. (2006), Mauldon and Mauldon (1997), Piggott (1997) et Terzaghi (1965)), l'application et l'adaptation de celles-ci à un cas concret n'est pas simple. Nous proposons dans cet article une méthode de construction d'un modèle DFN cohérent aux données de terrain acquises dans un environnement cristallin profond, environnement type destiné à un enfouissement de déchets nucléaires en profondeur ($\approx 400-600$ m).

Nous commençons par une description théorique des différentes règles stéréologiques que l'on retrouve dans la littérature et qui sont établies selon le type d'échantillonnage utilisé (forages et/ou affleurements en surface ou en profondeur). Nous appliquons ensuite ces règles pour la construction d'un DFN local à un tunnel d'étude (TAS04) situé à 410 m de profondeur dans le laboratoire souterrain situé sous l'île d'Äspö en Suède. Ce modèle repose sur les données de trois forages de 9.5 m de profondeur et sur les traces de fractures observées sur les parois des tunnels. On teste différents modèles selon différentes suppositions telles que la forme du tunnel (cylindrique ou rectangulaire) et la loi de densité de distribution des traces (une ou deux lois de puissance). Au total, deux modèles ont été sélectionnés comme les plus

adéquats aux données. Pour vérifier leur cohérence, ils ont été simulés numériquement autour de tunnels fictifs, leurs traces (fictives) ayant été comparées aux données. La similitude entre les traces du modèle et celles des données s’est avérée cohérente pour les deux modèles, ce qui démontre qu’il existe plus d’un seul et unique DFN capable de refléter les conditions naturelles de la distribution géométrique des fractures dans l’espace.

4.1.2. ARTICLE: “ (RE)CONSTRUCTION OF A 3-D FRACTURE NETWORK STATISTICAL MODEL FROM CORE LOGS AND TUNNEL TRACES DATA ”

Justine MOLRON^{1,2*}, Philippe DAVY², Caroline DARCEL¹, Romain LE GOC¹, Jan-Olof SELROOS³

¹ Itasca Consultants S.A.S., 29 Avenue Joannès Masset, Lyon 69009, France.
j.molron@itasca.fr, r.legoc@itasca.fr & c.darcel@itasca.fr

² Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 263 Avenue Général Leclerc, Rennes 35042, France.
philippe.davy@univ-rennes1.fr

³ Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB), Evenemangsgatan 13, Box 3091, SE-169 03 Solna, Sweden.
jan-olof.selroos@skb.se

Ce draft d'article est destiné à être publié et a été adapté afin de correspondre à la mise en page de la thèse.

ABSTRACT

Knowledge of the fracture network geometry is important for the understanding of the hydrogeological behavior of the fractured rocks. Field observations of fractures, through borehole data (1-D), surface and deep outcrops (2-D), and geophysical methods (3-D), only provide limited information, in terms of orientation, size, and position of the fractures within the network. A 3-D model of fractured rock is therefore required to reproduce the natural conditions of the environment. This can be represented by Discrete Fracture Networks (DFN), generally constructed from 1-D and 2-D data statistics. The 3-D information built from the lower dimension data requires the use of stereological rules, based on the intersection probability of each fracture with the sampling support. Since the application of these rules is not trivial, we propose in this paper, a DFN construction method consistent with borehole and tunnel data located at 410 m of depth in the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden). Different types of models were tested according to different assumptions such as the tunnel shapes (cylindrical or rectangular) and the density trace size distribution laws (one or two power-laws). In total, two models were selected as the most suitable for borehole and tunnel data, demonstrating that more than one type of DFN model is able to reflect the natural conditions of the geometric distribution of fractures in the environment.

4.1.2.1. INTRODUCTION

Understanding flow and transport properties in natural fracture networks require a thorough knowledge of the geometrical property distribution of fractures in the rock matrix. To reproduce the geological system consistent with natural conditions, fracture networks are generally (but not exclusively) represented by Discrete Fracture Network (DFN) models (Davy et al., 2018b). Despite a 3-D dimension, such models are characterized from 1-D (boreholes) and 2-D (outcrop and tunnel mapping) fracture sampling, with 3-D sampling being more difficult to obtain (geophysical methods only image the largest fractures for a limited range of orientation according to the method used). For this reason, statistical information on geometrical properties of fractures (size, orientation, position, shape, and aperture) requires stereological relationships that link the different dimensions.

These relationships have been established many times in the past, we quote for example (non-exhaustive list) Davy et al. (2006) and Terzaghi (1965) for fracture density calculation from boreholes; Darcel et al. (2003), Piggott (1997) and Zhang et al. (2002) for fracture length density distribution from fracture traces observed on a surface outcrop, with fractures assumed to be disc-shaped distributed uniformly in space; and similarly, Mauldon and Mauldon (1997) and Wang (2005) from fracture traces observed on a cylinder, with fractures supposed to be elliptical or rectangular respectively, distributed non uniformly in space. However, the application and adaptation of these rules to data from different fracture size scales are not trivial. With this paper, we aim to address the following question: does a simple and compatible DFN model exist for borehole and tunnel data from a deep targeted environment?

We start with a theoretical description of the fundamental stereological rules to be adapted and applied to the borehole, outcrop, and tunnel data, as a function of the fracture orientation and the sample type and shape (section “4.1.2.2 *Stereological rules*”). We then apply these rules for the construction of a local DFN model representing the fractured environment in a tunnel at 410 m depth (section “4.1.2.3 *Tunnel application*”) by using data from three boreholes and fracture traces observed on walls of a specific the tunnel in the underground laboratory in Äspö, Sweden. Considering disc-shaped fractures, and simplified tunnel shapes such as cylindrical and rectangular, we propose three statistical models. We finally aim to verify the DFN building method by numeric simulation of the selected consistent models and we compare the traces extracted from the simulation with the trace data observed in the tunnel.

4.1.2.2. STEREOLOGICAL RULES

Fracture sampling on the field is generally carried out by drilling, surface outcrops, or deep tunnel outcrops providing 1-D and 2-D information. Geophysical methods are used to obtain 3-D information, but they sample only a certain category of the population (in terms of fracture orientation and size) with resolution limits. Figure 4-1 depicts the intersection of the same fracture on different samples, leaving as a witness a fracture trace. Consequently, to obtain 3-D information from lower dimensional data, we use mathematical rules, so-called stereological rules, that are based on the fracture intersection probability which depends on fracture size and orientation. In this paper, we assumed that the parameters of fracture length and orientation are dissociated, and we focused on the orientation relations between the fractures and the sample. Accordingly, we introduced the orientation weight, ω , for all observed fracture intersections that has to be applied to the stereological rules by:

$$\omega = \left\langle \frac{1}{p(\theta_f)} \right\rangle, \quad (4-1)$$

where $p(\theta_f)$ is the intersection probability of the fracture with the corresponding sample type. Note that a minimal angle threshold between the fracture and the sample is commonly used to avoid to large weight to apply for parallel fractures.

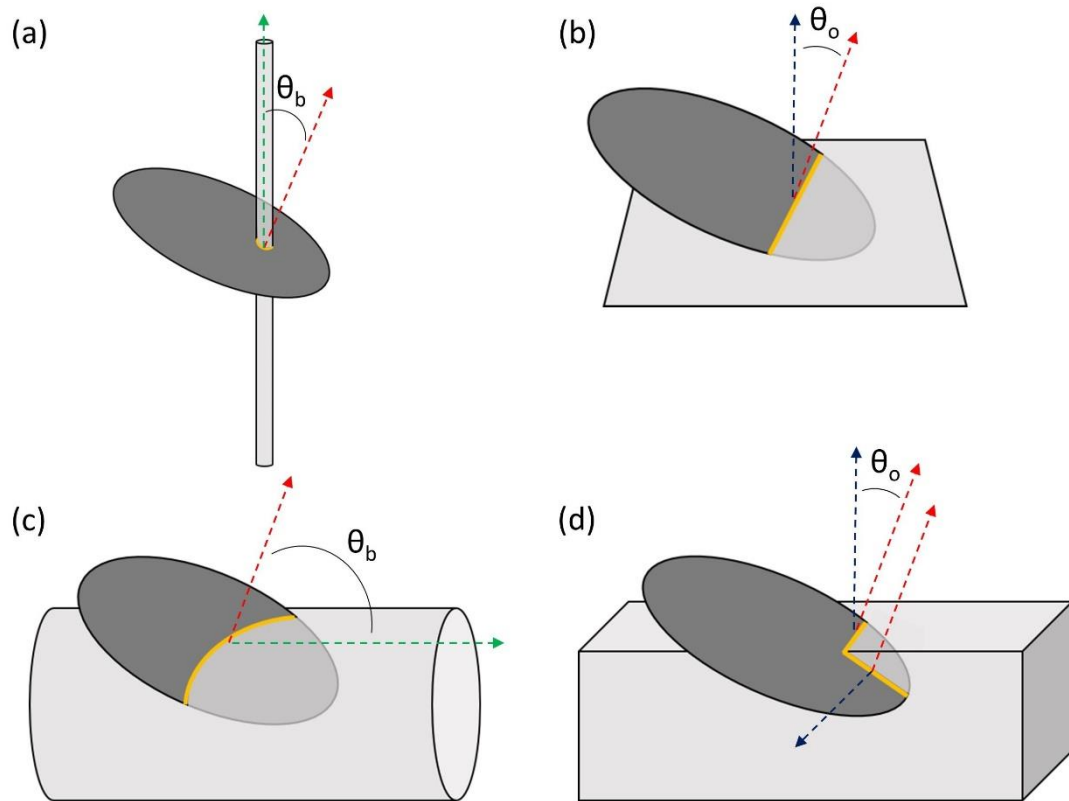


FIGURE 4-1 : TYPE OF FRACTURE INTERSECTIONS FOR (A) A BOREHOLE, (B) AN OUTCROP, (C) A CYLINDRICAL TUNNEL, AND (D) A RECTANGULAR TUNNEL. THE FRACTURE IS SUPPOSED TO BE A DISK AND THE TRACE OF THE INTERSECTION IS SHOWED IN YELLOW. THE ANGLE USED TO CALCULATE FRACTURE PROBABILITY IS SHOWED, THE FRACTURE POLE, BOREHOLE/TUNNEL DIRECTION, AND NORMAL TO THE PLAN ARE REPRESENTED IN RED, GREEN, AND BLUE RESPECTIVELY.

INTERSECTION WITH A BOREHOLE

Considering a borehole with a negligible diameter (scan-line), the fracture intersection with the well is defined as 1-D (Figure 4-1a), because only the intersection depth and number are sampled (size information is limited to the borehole diameter). The fracture intensity along the borehole is simply calculated by:

$$P_{10} = \frac{N}{L}, \quad (4-2)$$

where P_{10} [m^{-1}] is the fracture intensity by a unit of length; N is the total fracture number along the borehole (as expressed by the index 0); L [m] is the total borehole length (as expressed by the index 1).

The probability of the fracture intersection with the 1-D borehole depends on the fracture orientation and the borehole direction as derived from Terzaghi (1965) :

$$p(\theta_f) = \cos(\theta_b), \quad (4-3)$$

where θ_b is the angle between the fracture pole and the borehole direction (Figure 4-1a).

Considering the natural environment in 3-D and a given fracture size scale with the minimum size being the borehole diameter, we estimate the 3-D fracture density using 1-D data by:

$$P_{32} = \frac{1}{L} \sum \frac{1}{p(\theta_f)}, \quad (4-4)$$

where P_{32} [m^2/m^3] is the fracture density in terms of surface (as expressed by index 2) per volume (as expressed by index 3).

It is important to note that the Terzaghi correction (equ. (4-3)) is valid if the fractures are larger than the borehole diameter. Otherwise, we refer you to the article of Davy et al. (2006) for the correction adaptation to the smaller fractures.

INTERSECTION WITH A PLANAR OUTCROP

In the case of fracture intersections with a planar outcrop, we observe fracture traces of linear shapes (Figure 4-1b), whose size density distribution, as demonstrated in crystalline rocks, tends to follow a single or double power-law distribution (Bour, 2002; Davy et al., 2010; Davy et al., 1990) from:

$$n(t) = \alpha_{2D} t^{-a_{2D}}, \quad (4-5)$$

where $n(t)$ is the density distribution of the trace lengths observed on outcrops; α_{2D} is the proportional coefficient to the trace density; t [m] is the trace length; and a_{2D} is the power-law exponent.

The intersection probability for one fracture on an outcrop depends on the orientation of the fracture and the outcrop by:

$$p(\theta_f) = \sin(\theta_o), \quad (4-6)$$

where θ_o is the angle between the fracture pole and the outcrop normal (Figure 4-1b).

To infer 3-D information of fracture size and the associated fracture densities from the observed traces, Piggott (1997) derived the following stereological relationships for uniform and random fracture orientation distribution intersecting an outcrop of any orientation:

$$a_{3D} = a_{2D} + 1, \quad (4-7)$$

$$\alpha_{3d} = \alpha_{2d} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{\Gamma\left(\frac{2+a_{2D}}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{1+a_{2D}}{2}\right)} \omega, \quad (4-8)$$

where a_{3D} is the scaling exponent of the fracture length distribution; α_{3D} is the density term; Γ is the gamma function; and ω , the mean orientation weight for all traces observed on the outcrop (eq. (4-1)) is equal to $\pi/2$ for uniform orientation. In the case of non-uniform orientation, ω will vary from 1 for perpendicular fracture orientation to > 1 for other orientations.

From these 3-D size distribution parameters calculated, we can compute the 3-D fracture density intersecting the outcrop by:

$$P_{32} = \int_{lmin}^{lmax} n(l) \frac{\pi}{4} l^2 dl, \quad (4-9)$$

where $n(l)$ [m^{-4}] is the density distribution of the fracture lengths, expressed similarly than in eq. (4-5) as $n(l) = \alpha_{3D} \cdot l^{-a_{3D}}$; $\frac{\pi}{4} l^2$ [m^2] is the normalization by fracture surface; $lmin$ and $lmax$ [m] are the minimum and maximum fracture length.

Note that for a double power-law length density distribution, the equation (4-9) can be expressed as:

$$P_{32} = \int_{lmin}^{lc} n(l) \frac{\pi}{4} l^2 dl + \int_{lc}^{lmax} n(l) \frac{\pi}{4} l^2 dl, \quad (4-10)$$

where lc is the characteristic length between the two power-laws.

TUNNEL INTERSECTION

When intersecting with a tunnel, fracture traces can be observed on tunnel walls whose shape is characteristic of the tunnel shape (Figure 4-1c,d). Similar to the outcrop, 3-D fracture information can be calculated from 2-D trace data via the eq. (4-7), (4-8) and (4-9). The difference is found in the fracture intersection probability with the tunnel. The intersection probability of a fracture with the surface of a cylindrical tunnel, with a supposedly infinitely long size, has been studied by Mauldon and Mauldon (1997). They analyzed three intersection cases according to the fracture size and shape (in terms of ellipticity) with respect to the cylinder. The first case consists of the intersection of an elliptical fracture that is too large to be contained within the cylinder. The second case corresponds to the intersection of a fracture with a curvature greater than the cylinder and a size smaller than the cylinder diameter. The third case is similar that the previous one, except that the fracture curvature is smaller than the cylinder. For the last two cases, the fracture center must be within a certain fictive volume around the cylinder to induce an intersection.

Considering in this paper, fractures of circular shapes and sizes smaller than the tunnel diameter, the intersection probability of the fractures with a cylindrical tunnel (Figure 4-1c) is expressed, according to the second case by Mauldon and Mauldon (1997), by:

$$p(\theta_f) = \sqrt{\frac{1 + \cos^2(\theta_b)}{2}}, \quad (4-11)$$

where θ_b is the angle between the fracture pole and tunnel direction (Figure 4-1c).

For a rectangular shaped tunnel (Figure 4-1d), we can consider each wall as one individual outcrop. In this manner, in the case of we don't know which wall the fracture intersects, the intersection probability for one fracture can be calculated by:

$$p(\theta_f) = \frac{\sum(S_w \sin(\theta_o))}{\sum S_w}, \quad (4-12)$$

where θ_o is the angle between the fracture pole and the normal to the walls (Figure 4-1d); S_w is the wall surface.

4.1.2.3. TUNNEL APPLICATION

STUDY SITE

The Äspö Hard Rock Laboratory (HRL) is an underground laboratory located under the island of Äspö, approximately 300 km south of Stockholm on the Simpevarp Peninsula. This Research and Development (R&D) site was built in 1986 (Cosma et al., 2001; Milnes, 2002) by the Swedish Nuclear Waste Management Company (SKB) to develop new methodologies and technologies to improve the know-how for the construction of nuclear waste storage in crystalline rock. It should be noted that the Äspö HRL will never become a storage site itself and will remain an experimental site. The facility consists of a 3.6 km long main tunnel and several adjacent tunnels from the surface to 450 m deep.

The studied tunnel, so-called TAS04, is located at a depth of 410 m with dimensions of 36 m long, 4.2 m wide and 4.1 m high (Figure 4-2b). It was excavated by the drill-and-blast method in fine-grained granite, Ävrö granodiorite, and Äspö diorite rocks intersected by some pegmatite veins. Various studies have been carried out to characterize this deep natural environment undisturbed by surface anthropogenic activities starting with a geotechnical study during the tunnel excavation phase and a fracture mapping observed on the tunnel walls (Figure 4-2a) (Ericsson et al., 2015; Ericsson et al., 2018). Many wells (42) of 1-2 m long were drilled to study the Excavation Damage Zone. Geophysical investigations (surface Ground Penetrating Radar, GPR) combined with hydraulic tests, performed in wells, allowed to estimate the thickness of the induced fracture zone at 50 cm. This thickness was then completely removed over a length of 20 m by sawing the floor with a diamond wire, leaving a completely flat and smooth floor (Figure 4-2c). A second surface GPR investigation was performed to image sub-horizontal fractures of 1-10 m² size (Molron et al., 2020). To confirm the GPR reflections, three boreholes 9.5 m long (BH1, BH2 and BH3) were drilled (Figure 4-2a). A third GPR investigation was carried out during a tracer test between two boreholes (BH1 and BH2) to image the fracture connectivity between wells (Molron et al., in prep.).

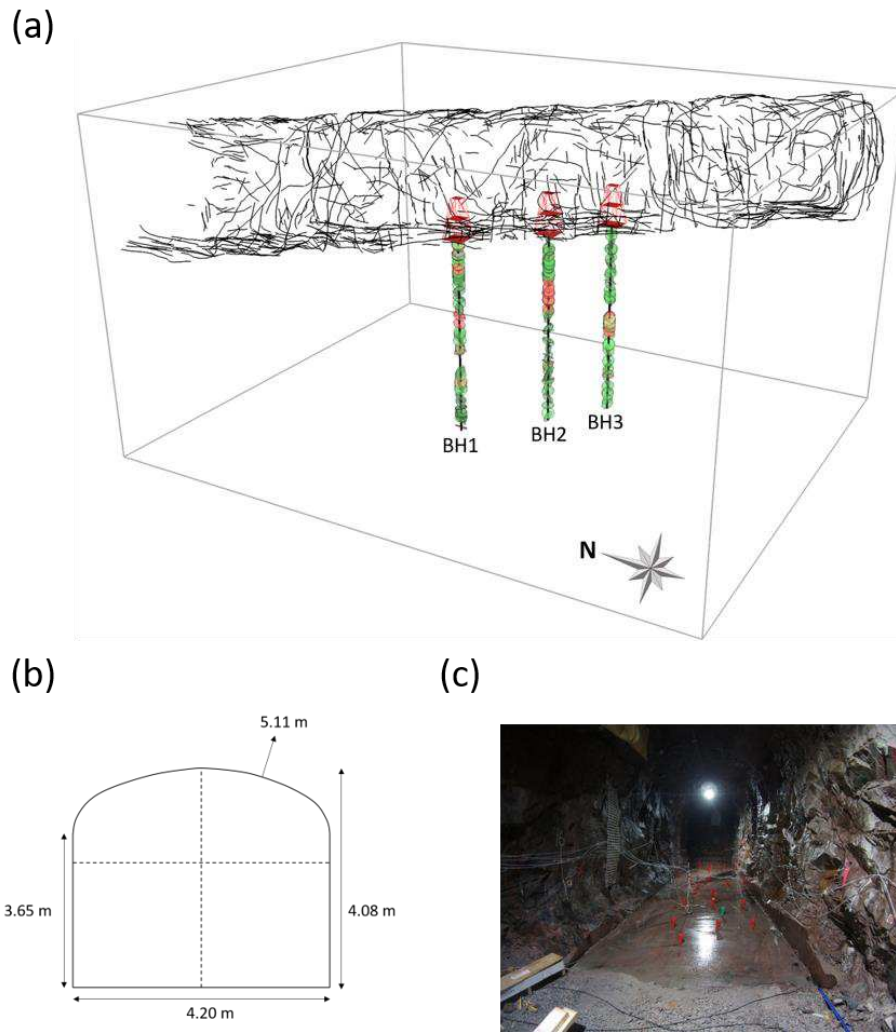


FIGURE 4-2 : (A) 3-D REPRESENTATION OF DATA IN TAS04. WE CONSIDERED FRACTURES AS DISK-SHAPED AND CENTERED ON BOREHOLES. THE OPEN AND SEALED FRACTURES ARE COLORED IN RED AND GREEN RESPECTIVELY. TUNNEL FRACTURE MAPPING IS REPRESENTED IN BLACK ALONG A SAMPLING LENGTH OF 32.6 M; (B) TUNNEL SHAPE AND DIMENSION. THE TUNNEL LENGTH (NOT REPRESENTED) IS 36 M LONG; (C) TUNNEL PHOTOGRAPHY SHOWING THE TUNNEL FLOOR SAWED AND THE 42 BOREHOLES (CONES ARE USED TO AVOID TUNNEL FLOODING).

DATA AVAILABILITY

BOREHOLE DATA

Three boreholes drilled in TAS04 apart from 3 m from each other and separated from the 42 pre-existing shallow boreholes have been studied (Figure 4-2): K04018G02 (BH1) of 9.65 m long, K04022G02 (BH2) of 9.55 m long, and K04026G02 (BH3) of 9.50 m long, all with 0.076 m of diameter. The 3-D representation of the fractures is represented in Figure 4-2a considering disk-shaped fractures centered on boreholes. Each has 68, 66, and 54 fracture intersections respectively with a cumulative total of 188 fractures. The fracture mapping has been done by Optical Televiewer (OPTV) and core logging (Andersson & Ragvald, 2019) and provides

fracture characteristics including intersection depths, fracture orientation in terms of dip and strike, the aperture information in terms of open or sealed, and the filling mineralogy. Figure 4-3 shows the fracture intersection depths with the boreholes according to their orientation (dip and dip direction) and their apertures (open or sealed). According to equation (4-2), we calculated the fracture intensity, P_{10} , along each borehole of 7.0, 6.9 and 5.7 fractures per meter for BH1, BH2 and BH3 respectively. The fractures are mostly sealed (79%) and vertical (75% above a dip of 45°). Their orientation in terms of strike and dip are shown in Figure 4-4a with a prevalence of fractures parallel to the tunnel orientation (pointed by gray triangles).

According to equation (4-4), we calculated the 3-D fracture density per borehole. The P_{32} reached a range of 19.7-21.1 for BH1, 17.94-17.94 for BH2, and 18.8-25.1 for BH3, with angle thresholds between the fracture plane and the borehole direction fixed at 3° and 12° respectively. The fact that the fracture density range in BH3 is quite large can be explained by the fact that the fractures are mostly vertical, leading to a higher impact of the orientation on the intersection probability than the other boreholes.

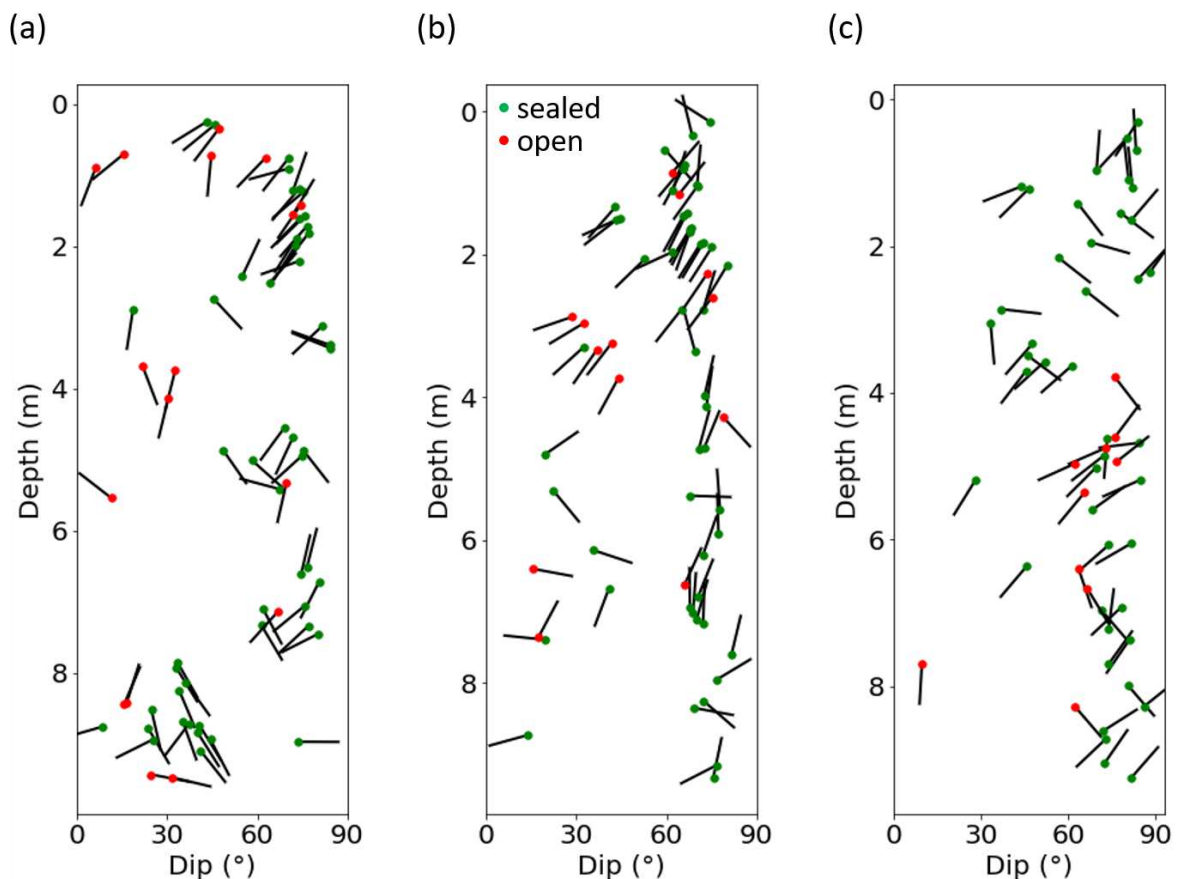


FIGURE 4-3 : TADPOLE PLOTS FOR (A) BH1, (B) BH2 AND (C) BH3. THIS REPRESENTATION SHOWS THE FRACTURES INTERSECTING THE BOREHOLES ACCORDING TO DEPTH AND DIP FRACTURE ORIENTATION. THE FRACTURE APERTURE IS CHARACTERIZED AS OPEN (RED) OR SEALED (GREEN). THE DIRECTION OF THE DIP IS REPRESENTED BY THE ORIENTED BLACK TAILS WHERE NORTH (0° AND 360°), EAST (90°), SOUTH (180°), AND WEST (270°) ARE POINTING UP, RIGHT, DOWN, AND LEFT RESPECTIVELY. MODIFIED FROM MOLRON ET AL. (2020).

TUNNEL DATA

The tunnel traces are shown in Figure 4-2a. The fractures have been mapped by photogrammetry and are characterized according to their trace length, shape, opening, orientations (strike and dip), and filling materials. A total of 896 fractures has been mapped on a sampling tunnel length of 32.6 m, corresponding to a sampling surface of 558.62 m². The fracture mapping counted a total of 46% of open fractures with only 22 % of dips below 45°. The fracture orientations are showed on Figure 4-4b, indicating a large dominance of fractures oriented parallel to the tunnel orientation and correlated with borehole data.

We constructed the trace length data density distribution per unit surface (Figure 4-5). To do so, we calculated the total number of fracture traces included in each logarithmic bins of size and we normalized by the tunnel surface. Sampling biases are observed for sizes below 1.0 m (size of the cut-off sampling) and above tunnel diameter. These effects are common and explained by resolution, censoring and truncation issues (Baecher, 1980; Laslett, 1982).

2-D AND 3-D FRACTURE MODEL CONSTRUCTION

This section shows how to build a 3-D fracture model from 1-D and 2-D data. The 2-D trace data are used to build the model in terms of fracture size density distribution and the 1-D borehole data are used to calibrate it in terms of fracture density. The methodology is described in following subsections.

TRACE SIZE DISTRIBUTION

We firstly calculated statistical 2-D models of fracture trace density distribution fitting with data (Figure 4-5). The 2-D distribution parameters, α_{2d} et a_{2d} , are computed by the maximum likelihood method adapted for power-laws. This method allows to calculate the best fit of the data included in a range of trace lengths limited by a minimum and maximum threshold. The minimum threshold is limited at the borehole diameter.

Several models were tested, but only two are presented in this paper. They are listed in Table 4-1 and exemplified with data in Figure 4-5. The first trace density distribution model follows a single power-law under $n(t) = 1.35 \cdot t^{-2.67}$, the distribution parameters being calculated for trace length range of 1.0 m to 4.0 m. The second trace density distribution model also follows a single power-law under $n(t) = 1.76 \cdot t^{-2.93}$ but the distribution parameters being calculated in this case for traces between 2.0 m and 4.3 m.

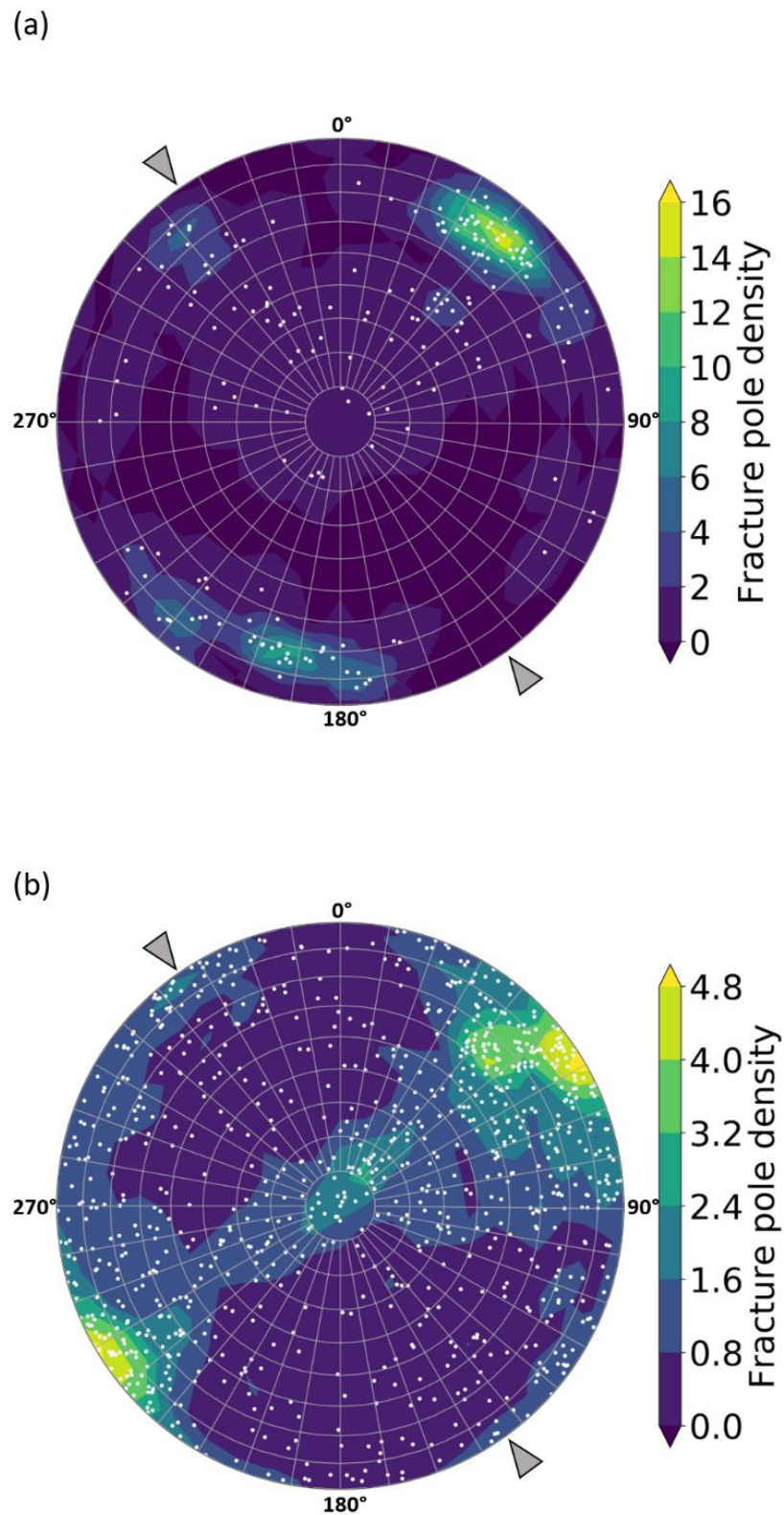


FIGURE 4-4 : STEREONET (EQUAL-AREA PROJECTION) OF FRACTURE ORIENTATION POLES (WHITE DOTS) FOR (A) BOREHOLE INTERSECTIONS (BH1, BH2, AND BH3), ORIENTATIONS ARE WEIGHTED BY TERZAGHI (1965) AND (B) TUNNEL WALL INTERSECTIONS (TAS04), FRACTURES INTERSECTIONS BEING WEIGHTED CONSIDERING A RECTANGULAR SHAPED TUNNEL. THE TUNNEL ORIENTATION IS POINTED BY GRAY TRIANGLES. THE FRACTURE STRIKE IS READ AROUND THE POLAR GRID (0° TO 360°) AND THE DIP IS READ FROM THE MIDDLE (0°) TO THE EDGES (90°).

TABLE 4-1 : 2-D MODEL PROPOSAL FITTING WITH TRACE DATA. THE SIZE DENSITY DISTRIBUTION PARAMETERS ARE DEFINED BY THE MAXIMUM LIKELIHOOD METHOD COMPUTED BETWEEN A MINIMUM AND MAXIMUM TRACE LENGTH THRESHOLDS.

2-D model	Length range for maximum likelihood [m]		Power-law parameters	
	l_{min}	l_{max}	α_{2d}	a_{2d}
1	1.0	4.0	1.35	2.67
2	2.0	4.3	1.76	2.93

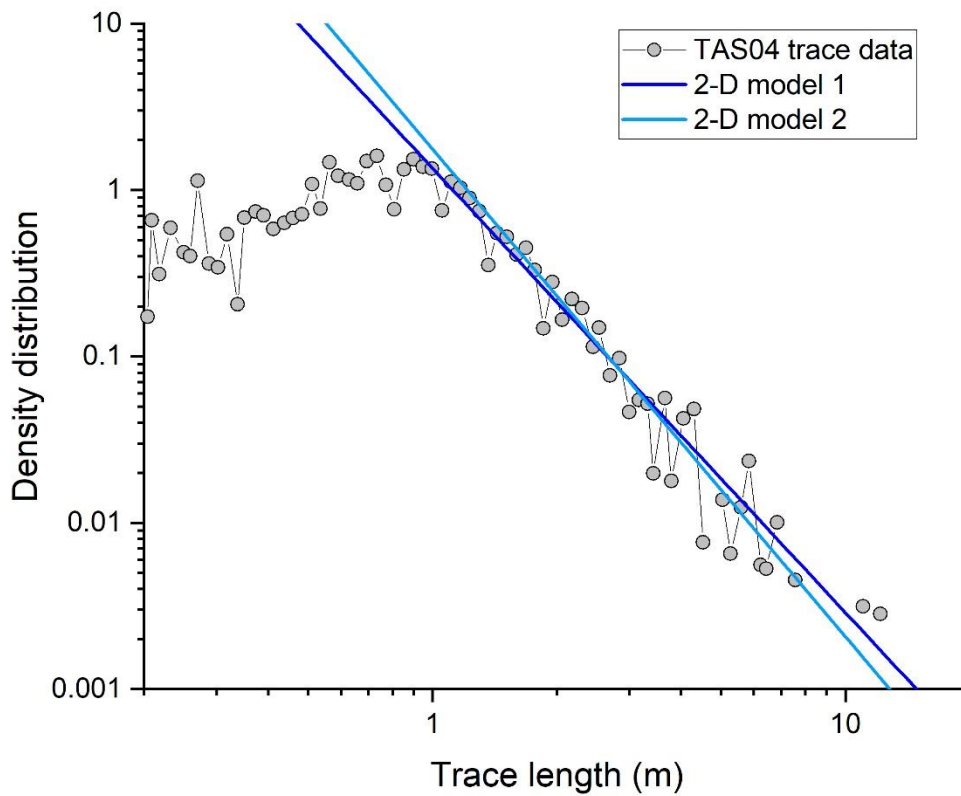


FIGURE 4-5 : TUNNEL TRACE LENGTH DENSITY DISTRIBUTION PER UNIT SURFACE OBSERVED FOR DATA (GRAY CURVE) AND THE PROPOSED 2-D MODELS COMPUTED BY THE MAXIMUM LIKELIHOOD METHOD AND FITTING THE DATA.

STEREOLOGY AND 3-D MODELS

Secondly, from the estimated 2-D distribution parameters, we calculated the 3-D distribution parameters using stereological rules (eq. (4-7) and (4-8)). The mean orientation weight factor, ω , associated to these rules (eq.(4-1)) depends on the fracture intersection probability, $p(\theta_f)$, according to the assumption made about the tunnel shapes (eq. (4-11) or (4-12)). Considering the tunnel shapes as cylindrical and rectangular, the mean orientation weights for all fracture traces observed on tunnel walls are 1.28 and 1.36 respectively. The 3-D distribution parameters are listed in Table 4-2. Accordingly, the first 3-D model follows a density distribution according to $n(l) = 2.47l^{-3.67}$ for cylindrical shaped tunnel and $n(l) = 2.62 l^{-3.67}$ for rectangular shaped tunnel and the second 3-D model follows the trends of $n(l) = 3.35 l^{-3.93}$ and $n(l) = 3.56. l^{-3.93}$ for cylindrical and rectangular shapes respectively.

TABLE 4-2 : 3-D MODELS CALCULATED BY STEREOLOGICAL RULES FOR A CYLINDRICAL AND RECTANGULAR TUNNEL SHAPE, THE MEAN ORIENTATION WEIGHTS FOR ALL FRACTURE TRACES OBSERVED ON TUNNEL WALLS BEING 1.28 AND 1.36 RESPECTIVELY.

3-D model	Tunnel shape	Power-law parameters	
		α_{3d}	a_{3d}
1	Cylindric	2.47	3.67
	Rectangular	2.62	3.67
2	Cylindric	3.35	3.93
	Rectangular	3.56	3.93

BOREHOLE COMPARISON

Thirdly, we calculated the fracture density from the 3-D models using equation (4-9) with interpolation of fracture size from borehole diameter (0.076 m) to larger size (i.e. 1000 m) and we compared them with the density range calculated from boreholes. The model densities are listed in Table 4-3. They reach 16.23 and 17.24 for the first model and 31.06 and 33.01 for the second model, respectively to the cylindrical and rectangular tunnel shapes. The targeted density range from borehole data being 18-21, the first model can be acceptable while the second model has to be rejected, at least in its current expression.

TABLE 4-3 : DENSITY COMPARISON BETWEEN 3-D MODEL AND BOREHOLE UNDER THE HYPOTHESIS OF MINIMAL LENGTH IS BOREHOLE DIAMETER

3-D model	Tunnel shape	l_{min}	P_{32}
1	Cylindric	0.076	16.23
	Rectangular	0.076	17.24
2	Cylindric	0.076	31.06
	Rectangular	0.076	33.01

Davy et al. (2010) showed that the power-law exponent used in model-2 is universally encountered for fractures length controlled by the so-called “fracture-to-fracture” interactions (i.e. limitation of fracture growth by the presence of other fractures). For this reason, we built a third 3-D model assuming a size density distribution following a double power-law according to previous analyses and assumptions made on surface outcrops near Äspö (Laxemar and Simpevarp area) (Davy et al., 2018b; Davy et al., 2010). Two types of fracture size distribution were observed with distribution slopes of 3.2 and 4.0 in 3-D (Figure 4-6), the second being similar to our model-2. To reach a P_{32} equivalent to the boreholes, we calculated the density parameter of the first law, $\alpha_{3D,1}$, by varying the characteristic length, l_c (transition length between the two laws) and fixing the other distribution parameters according to the following relation:

$$\alpha_{3D,1} = \alpha_{3D,2} l_c^{-a_{3D,2}+a_{3D,1}}, \quad (4-13)$$

where $a_{3D,1}$ is the slope parameter of the first power-law fixed at 3.2 following Davy et al. (2010); $\alpha_{3D,2}$ and $a_{3D,2}$ are the second power-law parameters used in model-2.

Figure 4-7 depicts the behavior of P_{32} density as a function of the characteristic length, i.e. a decrease in density as the characteristic length increases, for a different exponent of the first power-law and fixed second power-law parameters.

For a targeted P_{32} around 18, we calculated a characteristic length, l_c , at 0.41 m and 0.47 m respectively for cylindrical and rectangular tunnel shapes. The corresponding size density power-law distributions are stored in Table 4-4. You should note that we could not use the maximum likelihood method in this particular case because of the sampling bias at 1.0 m (no fracture samplings under 1.0 m).

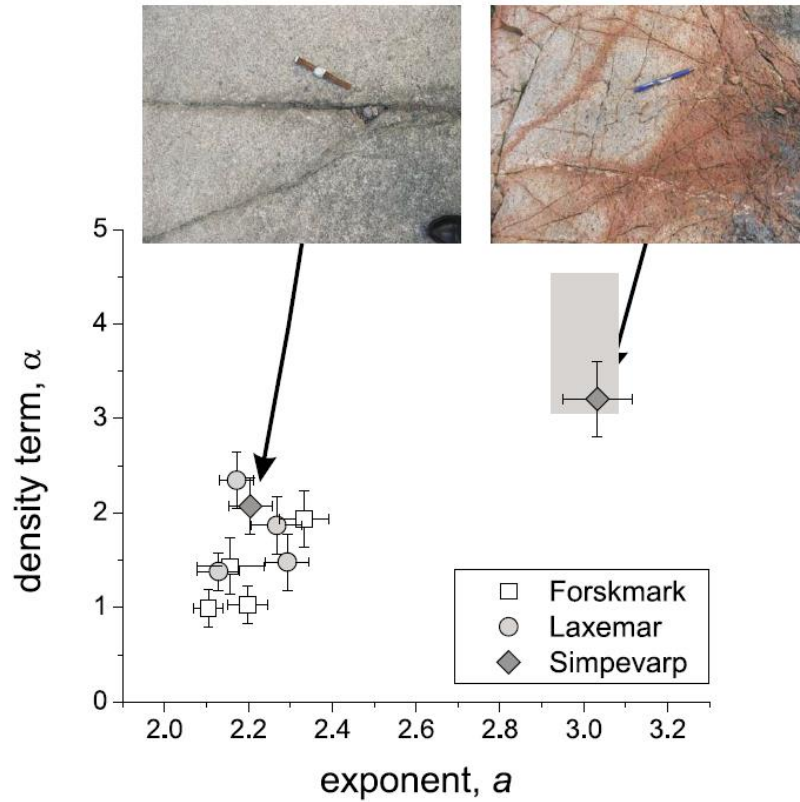


FIGURE 4-6 : TWO TYPES OF SURFACE OUTCROPS SEEN IN ÄSPÖ AREA. THE FIRST ONE HAS A TRACE SIZE DISTRIBUTION EXPONENT AROUND 2.2 IN 2-D (CORRESPONDING TO 3.2 IN 3-D) AND THE SECOND ONE IS AROUND 3.0 IN 2-D (CORRESPONDING TO 4.0 IN 3-D). FIGURE FROM DAVY ET AL. (2010).

TABLE 4-4 : 3-D MODEL-3 BASED ON THE ASSUMPTION OF A DENSITY DISTRIBUTION FOLLOWING A DOUBLE POWER-LAW.

3-D model	Tunnel shape	1 st power-law		l_c	2 nd power-law		P_{32}
		$\alpha_{3d,1}$	$a_{3d,1}$		$\alpha_{3d,2}$	$a_{3d,2}$	
3	Cylindric	6.41	3.2	0.41	3.35	3.93	18.54
	Rectangular	6.18	3.2	0.47	3.56	3.93	18.47

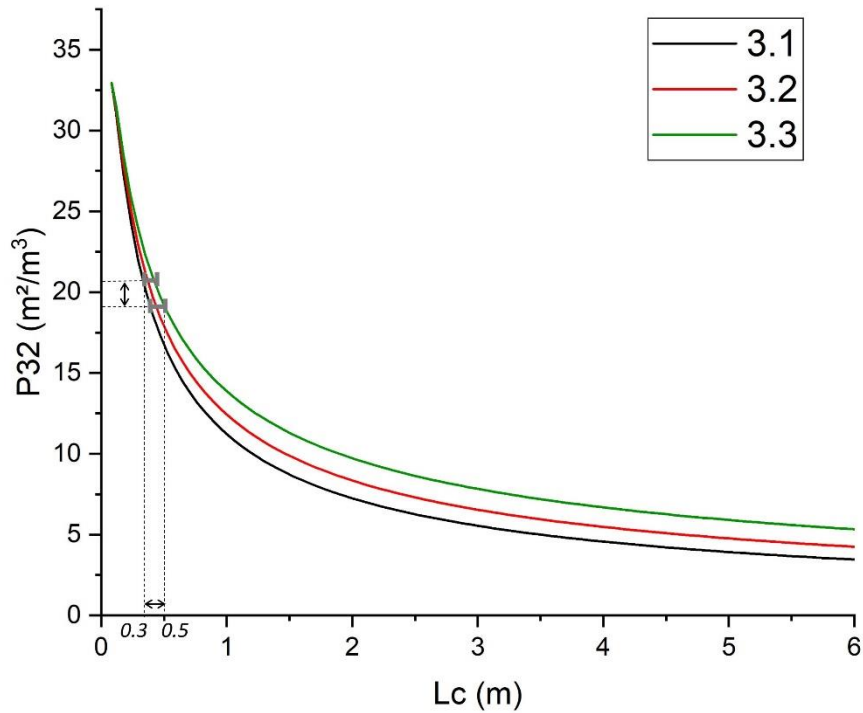


FIGURE 4-7 : FRACTURE DENSITY BY UNIT OF SURFACE PER VOLUME (P_{32}) ACCORDING TO THE CHARACTERISTIC LENGTH OF A DOUBLE POWER-LAW DISTRIBUTION BEHAVIOR, DEPENDING ON THE EXPONENT OF THE FIRST LAW. THE DISTRIBUTION PARAMETERS OF THE SECOND LAW ARE FIXED AND CORRESPOND TO THE PARAMETERS OF THE “MODEL-2”.

NUMERICAL SIMULATION

To verify if the constructed 3-D models are consistent with tunnel data, we numerically generated the 3-D fracture network (Figure 4-8c), under 3DEC software (Itasca Consulting Group Inc., 2016), according to the fracture size distribution parameters calculated in section “*Stereology and 3-D models*” and the orientations observed from the tunnel data (Figure 4-4b) (bootstrapping method). We place a rectangular tunnel, similar in size and orientation to TAS04, in the middle of our fracture network (Figure 4-8d). We then extract the simulated traces and compare them with the data (Figure 4-8a,b).

We choose to simulate the model-1 and -3 because the model-2 gives densities too large compared to borehole density range (18-21). Each model simulation was repeated 3 times (with three different seeds), to verify the consistency between realizations. The model-1 simulation is shown in Figure 4-8a. Because of time calculation, we decide to generate fractures with a minimum length of 1.0 m instead of 0.076 m (borehole diameter) as used to calculate the densities and a maximum length of 100 m. This explains why fracture traces under 1 m does not follow the model. This generation produced a total of 68274 fractures and 731 fractures traces. The simulation of model-3 is depicted in Figure 4-8b. In this case, we generated

fractures from 0.076 m to 100 m, with characteristic length, l_c , between the two size distributions at 0.47 m (in 2-D, l_c reaches 0.4 m). This generation produced a total of 51966834 fractures with 48225 fractures traces on the tunnel.

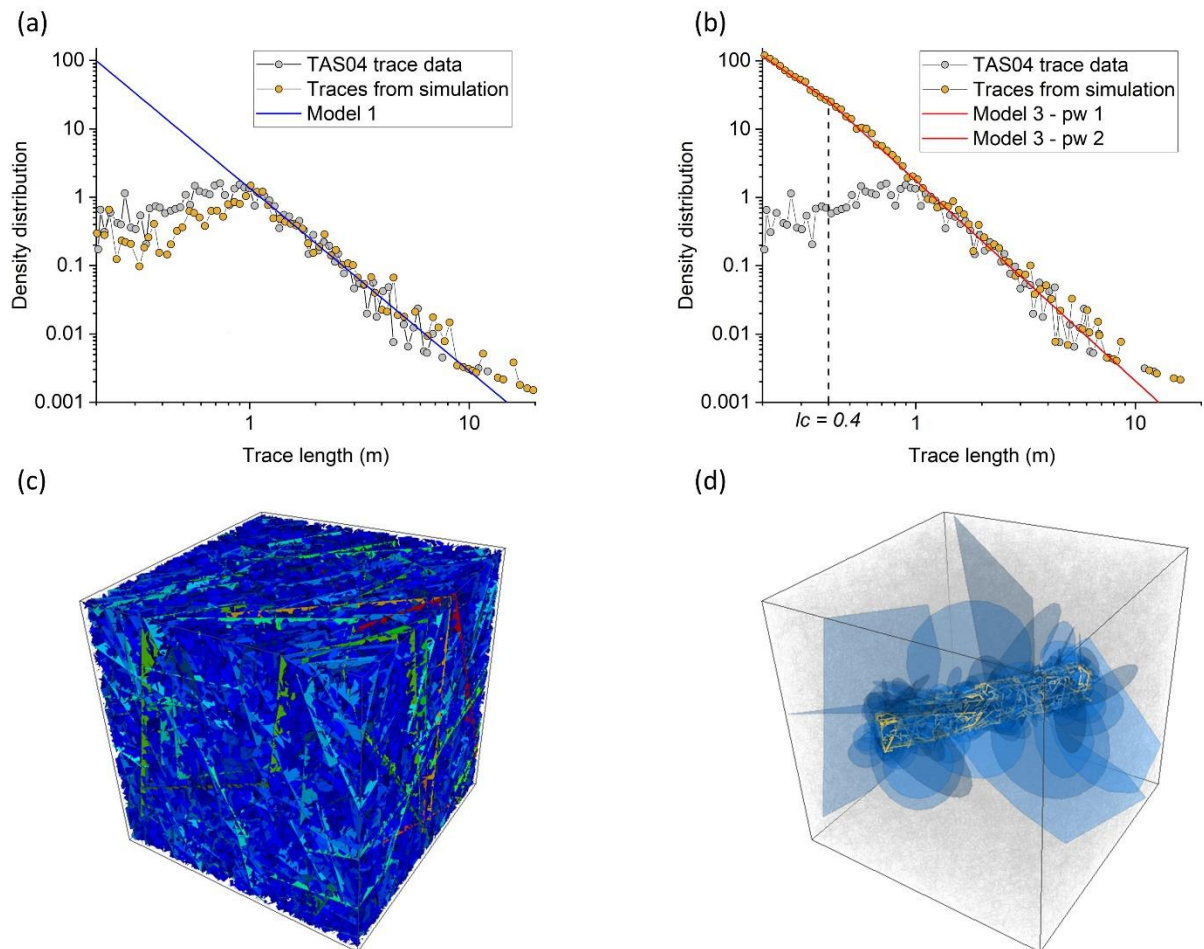


FIGURE 4-8 : COMPARISON BETWEEN NUMERICAL SIMULATIONS AND DATA FOR (A) MODEL-1 AND (B) MODEL-3. 3-D REPRESENTATION OF (C) THE FRACTURE NETWORK GENERATED WITH MODEL-1 AND (D) THE FRACTURES THAT INTERSECT THE RECTANGULAR TUNNEL, TRACES BEING IN YELLOW.

4.1.2.4. DISCUSSION AND CONCLUSION

To build a geometrical 3-D fracture network model from lower dimensional field data, we have to use stereological relations. These rules are based on the intersection probability of each fracture on the sampling frame according to their orientation in space. In this paper, we showed the different steps involved in the construction of a local fracture network model constrained by borehole and trace data for a tunnel located at 410 m of depth in the Äspö Hard Rock Laboratory.

Two 3-D fracture models were calculated from the fracture traces observed on the walls of the TAS04 tunnel. We considered a 3-D model as adapted to the natural tunnel conditions, in terms of geometric distribution of fracture, if its density corresponds to the range of densities calculated by the boreholes, in this case around 18-21 (this range is not restrictive, but just an order of magnitude). The models have been calculated by fitting the density trace size distribution of the data with the maximum likelihood method and they both follow a unique power-law distribution. The first model being quite consistent with the borehole range of densities for the rectangular tunnel ($P_{32} = 17.24$), even with a slight underestimation for a cylindrical tunnel assumption ($P_{32} = 16.23$), is considered as adapted. The second model largely overestimates the fracture densities ($P_{32} = 31.06$ and 33.01) and therefore is not adapted. Considering that the distribution exponent of this last model is universally encountered from a characteristic length, and also found for fracture trace distribution observed on surface outcrops in the Äspö area (Davy et al., 2018b; Davy et al., 2010), we decided to build a third model following a double power-law. Based on surface outcrops showing two behaviors of size distribution (Figure 4-6), the first power-law of the model-3 was constructed by fixing the slope parameter from surface data of lower fracture density, and by calculating the density term by varying the characteristic length of the second power-law. The second power-law uses the same distribution parameters than the model-2, the scaling exponent being the same as found from surface data of larger fracture density. For a fracture density around 18-21, we calculated the density parameters at 6.41 and 6.18 for characteristic lengths at 0.41 m and 0.47 m for the cylindrical and rectangular tunnel shape assumptions respectively. These results shows that we observed the same 3-D scaling power-law parameters ($a_{3d,1} = 3.2$ and $a_{3d,2} = 4.0$ are similar to the surface outcrops) at the surface and at 410 m of depth. However, we observed a large difference in the fracture density for small fractures ($\alpha_{3d,1} \approx 6$ for fracture size < 0.5 m at 410 m deep while $\alpha_{3d,1} \approx 2$ for fracture size < 1.0 m at the surface), suggesting that the smaller fracture population is denser at 410 m of depth.

In terms of orientation correction (used for cylindrical or rectangular tunnel shapes) to apply to the data, we calculated the ratio between the type of corrections according to the fracture orientations (fracture dip and pole direction) (Figure 4-9). The largest divergence is felt when the fractures are horizontal (dip = 0°) whatever the pole direction (blue curve) and vertical (dip = 90°) for a pole direction perpendicular to the tunnel direction (i.e. for fractures parallel to the tunnel direction) (black curve). This ratio suggests that the correction applied for a cylindrical tunnel is lower than for a rectangular tunnel. This suggestion is well observed for the constructed 3-D models (Table 4-2 and Table 4-4) as the density parameter is lower when cylindrical tunnel shape was assumed. The better agreement of densities between the boreholes and the model-1 was built from the assumption of rectangular tunnel. This suggests that the rectangular correction is the most appropriate for our case study. This can be explained by the fact that the TAS04 tunnel has a shape that is closer to the rectangular shape than to the cylindrical shape and the back wall of the tunnel is not taken into account in the cylindrical tunnel frame.

Lastly, we performed numerical simulations constrained to the data and we have verified their consistency with borehole and tunnel data by extracting fictive tunnel traces. This consistency, valid for the models-1 and -3, demonstrates that more than one unique type of DFN model can reflect the natural conditions of fracture distribution in space.

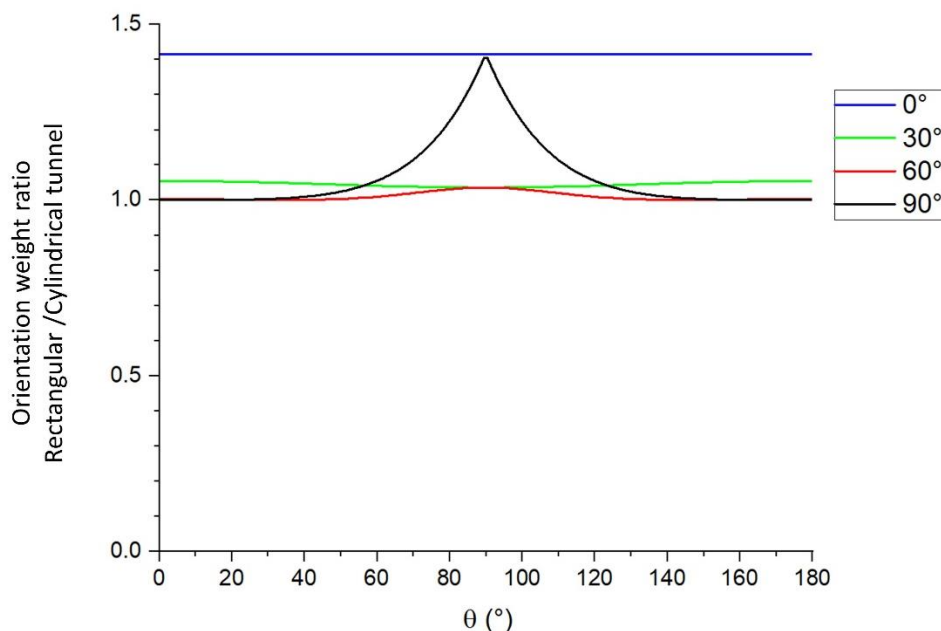


FIGURE 4-9 : ORIENTATION WEIGHT RATIO BETWEEN CYLINDRICAL AND RECTANGULAR TUNNEL ACCORDING TO THE FRACTURE POLE ORIENTATION WITH REGARD TO THE NORTH (θ) AND FRACTURE DIP (BLUE, GREEN, RED AND DARK). WE SUPPOSED THE TUNNEL ORIENTED TO THE NORTH.

4.2. VÉRIFICATION DES RÈGLES STÉRÉOLOGIQUES 2-D - 3-D PAR SIMULATIONS GÉNÉRIQUES

Cette partie du chapitre est un complément à la section « 4.1 Construction d'un modèle statistique de réseau de fractures 3-d à partir de données 1-d et 2-D ». Elle consiste à démontrer par simulation générique les règles stéréologiques nécessaires pour le passage d'une dimension 3-D à une dimension 2-D. De cette manière, nous avons généré une série de modèles de réseaux de fractures dont chacun est composé de fractures de même orientation ayant une distribution de densité de longueurs suivant une unique loi de puissance, de forme $n(l) = \alpha_{3D} l^{-a_{3D}}$. A travers ces modèles, nous y insérons un affleurement 2-D, un tunnel cylindrique et un tunnel rectangulaire. Ainsi, pour chaque modèle nous extrayons les traces de fractures observées sur chaque type d'échantillon et nous en calculons la distribution des densités normalisée par la surface des supports échantillonnés correspondant. Nous calculons ensuite de manière analytique les paramètres 2-D de la distribution par les règles stéréologiques adaptées à chaque support et nous observons l'adéquation entre la courbe calculée analytiquement et la courbe issue des traces. Cette analyse permet de considérer l'influence de la géométrie du support d'échantillonnage et de l'orientation des fractures sur la probabilité d'intersection des fractures qui joue un rôle prépondérant dans la prédiction de distribution des densités de longueurs.

Concrètement, nous avons généré les modèles de fractures sous le logiciel 3DEC (Itasca Consulting Group Inc., 2016), pour des longueurs de fractures comprises entre 0.5 m et 5.0 m et des paramètres de densité $\alpha_{3D} = 6.0$ et $a_{3D} = 4.0$. Au total, 9 modèles ont été générés. Le premier a été généré avec des orientations de fractures uniformes (c'est-à-dire pas d'orientation préférentielle), les 4 suivants ont été générés avec un dip = 10° et une dip direction variant de 0°, 30°, 60° et 90° respectivement, tandis que les 4 derniers ont été générés par des fractures ayant un dip = 90° et une dip direction similaire aux 4 précédents. Les orientations de fractures sont illustrées sur la Figure 4-10. Dans chacun des modèles, nous avons inséré un tunnel cylindrique et rectangulaire de longueur 60 m, diamètre 5.0 m pour le tunnel cylindrique, largeur et hauteur de 5.0 m pour le tunnel rectangulaire. L'affleurement quant à lui est de dimension similaire au sol du tunnel rectangulaire, à savoir 60 m x 5.0 m. Ces trois supports sont orientés à 90°N, d'orientation W-E (Figure 4-10). La dimension de nos réseaux de fractures est telle qu'elle englobe les supports d'échantillonnage (60 m x 15 m x 15 m) et la dimension de la boîte de génération de fractures est quant à elle 1.5 fois supérieure à la dimension de nos réseaux. Une fois la génération terminée, nous avons analysé la distribution de densité

des traces observées sur les échantillons et nous les avons comparés avec les distributions calculées analytiquement par règles stéréologiques.

Les Appendix 4-A et 4-B illustrent les représentations visuelles des différents types de réseaux générés et leurs témoins de traces observés sur les supports d'échantillonnage correspondant. Vous noterez que la densité et longueurs de fractures ont été intentionnellement diminuées afin de pouvoir observer la géométrie des fractures plus distinctement.

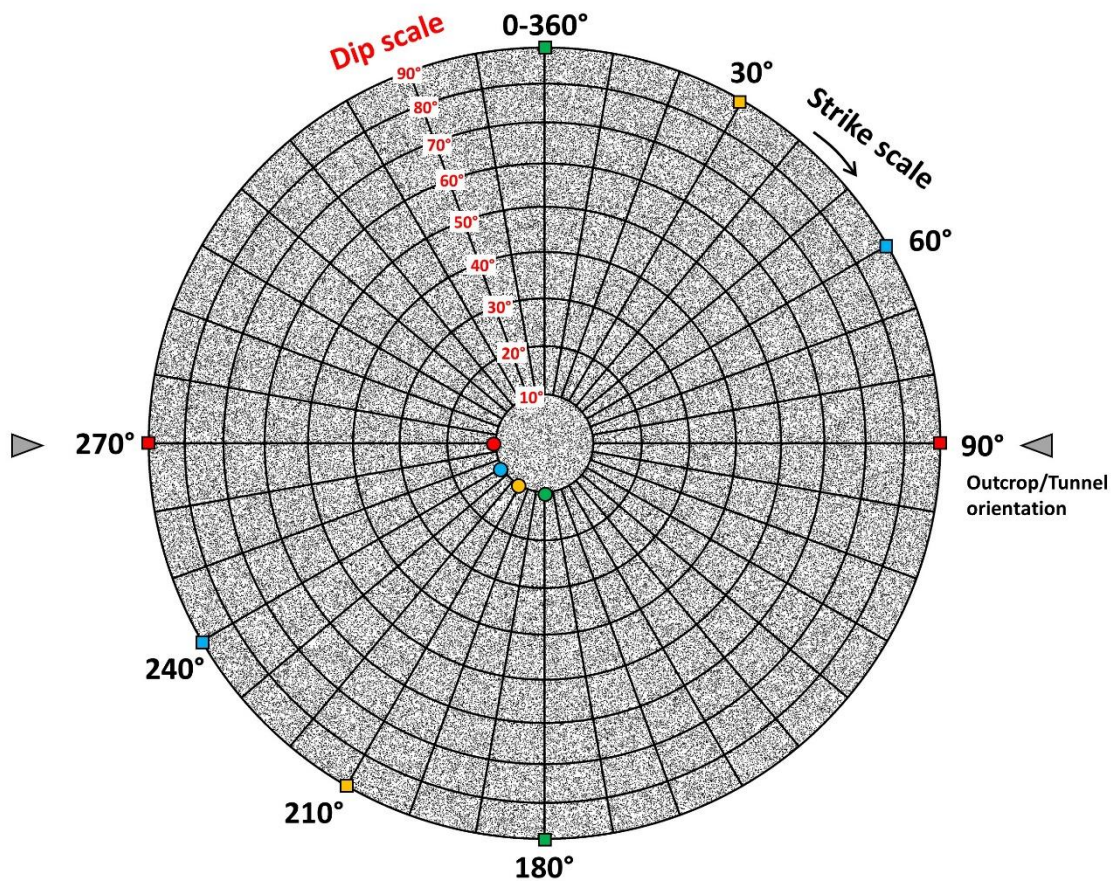


FIGURE 4-10: REPRÉSENTATION DES ORIENTATIONS DES PÔLES DE FRACTURES GÉNÉRÉES SOUS LA FORME DE STERONE. LE STRIKE DU PÔLE DE FRACTURE (DIRECTION PAR RAPPORT AU NORD) SE LIT SUR LE QUADRANT DU CERCLE (0-360°, 0° ET 360° POINTANT AU NORD, 90° À L'EST, 180° AU SUD ET 270° À L'EST) TANDIS QUE LE DIP DE LA FRACTURE (ANGLE PAR RAPPORT À L'HORIZONTALE) SE LIT DU CENTRE À L'EXTÉRIEUR DU CERCLE (0-90°). LES POINTS CIRCULAIRES ET RECTANGULAIRES REPRÉSENTENT LES FRACTURES GÉNÉRÉES AVEC UN DIP = 10° ET DIP = 90° RESPECTIVEMENT. LES COULEURS REPRÉSENTENT LA DIRECTION DES FRACTURES. POUR DES SUPPORTS D'ÉCHANTILLONNAGE ORIENTÉS SELON LA DIRECTION W-E (TRIANGLES GRIS), LES COULEURS VERTES ET ROUGES REPRÉSENTENT DES FRACTURES PARALLÈLES ET PERPENDICULAIRES RESPECTIVEMENT PAR RAPPORT AUX SUPPORTS TANDIS QUE LES COULEURS ORANGES ET BLEUES REPRÉSENTENT DES FRACTURES ORIENTÉES À 30° ET 60° RESPECTIVEMENT. CES MÊMES COULEURS SERONT RÉUTILISÉES DANS LES FIGURES QUI SUIVENT (FIGURE 4-11 À FIGURE 4-14). LES ORIENTATIONS UNIFORMES DES FRACTURES SONT REPRÉSENTÉES PAR LES POINTS GRIS UNIFORMÉMENT DISTRIBUÉS SUR LA TOTALITÉ DU STERONE.

4.2.1. INTERSECTION AVEC UN AFFLEUREMENT 2-D

Pour un modèle de fractures à orientation uniforme, la distribution de densité des traces observées sur un affleurement 2-D peut se calculer à partir des paramètres de distribution de densité des longueurs (3-D) selon les règles stéréologiques introduite par Piggott (1997):

$$a_{2D} = a_{3D} - 1, \quad (4-1)$$

$$\alpha_{2D} = \alpha_{3D} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{a_{2D} + 1}{a_{2D}} \frac{\Gamma\left(\frac{2 + a_{2D}}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{3 + a_{2D}}{2}\right)}, \quad (4-2)$$

où a_{2D} et a_{3D} sont les pentes de la distribution des densités des traces et des longueurs de fractures respectivement dont α_{2D} et α_{3D} sont les termes de densité associées ; Γ est la fonction gamma.

Ainsi pour une simulation 3-D de fractures suivant une distribution de densité de longueurs de la forme $n(l) = 6.0 \cdot l^{-4.0}$, la distribution de densité des traces observées sur l'affleurement est de forme $n(t) = 3.0 \cdot t^{-3.0}$ (Figure 4-11).

Pour des modèles de fractures à orientation non uniforme, l'équation (4-2) doit être adaptée et tenir compte de la probabilité d'intersection des fractures en fonction de leur orientation selon :

$$\alpha_{2d} = \alpha_{3d} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{\Gamma\left(\frac{1 + a_{2D}}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{2 + a_{2D}}{2}\right)} \frac{1}{\omega}, \quad (4-3)$$

$$\omega = \left\langle \frac{1}{p(\theta_f)} \right\rangle, \quad (4-4)$$

où $p(\theta_f)$ est la probabilité d'intersection de la fracture en fonction de son orientation et ω est le « poids d'orientation » pour toutes les fractures (moyenne de toutes les fractures), à prendre en compte dans le calcul des règles stéréologiques. Ce poids vaut 1 lorsque les fractures sont perpendiculaires à l'affleurement, signifiant une probabilité maximale et est supérieure à 1 pour les autres orientations.

Dans le cas d'un affleurement plane 2-D, la probabilité d'intersection d'une fracture peut être calculée par le produit vectoriel entre le pôle de la fracture et le pôle de l'affleurement :

$$p(\theta_f) = \sin(\theta_o), \quad (4-5)$$

où θ_0 est l'angle entre le pôle de fracture et la normale à l'affleurement.

Ainsi pour notre génération de fractures à dip = 10° et dip = 90°, correspondant à des fractures quasi parallèles et parfaitement perpendiculaires à l'affleurement respectivement, le poids d'orientation associé ($1/\omega$) est de 0.17 et 1.00 respectivement. Ce poids ne dépend que du dip des fractures et ne dépend pas de leurs orientations par rapport au nord (strike ou dip direction) (Figure 4-12). En appliquant les équations (4-1) et (4-3), la distribution de densité des traces de fractures pour dip = 10° est de $n(t) = 0.68 t^{-3.0}$ et pour dip = 90° est de $n(t) = 4.0 t^{-3.0}$, où t est la longueur de la trace observée sur l'affleurement.

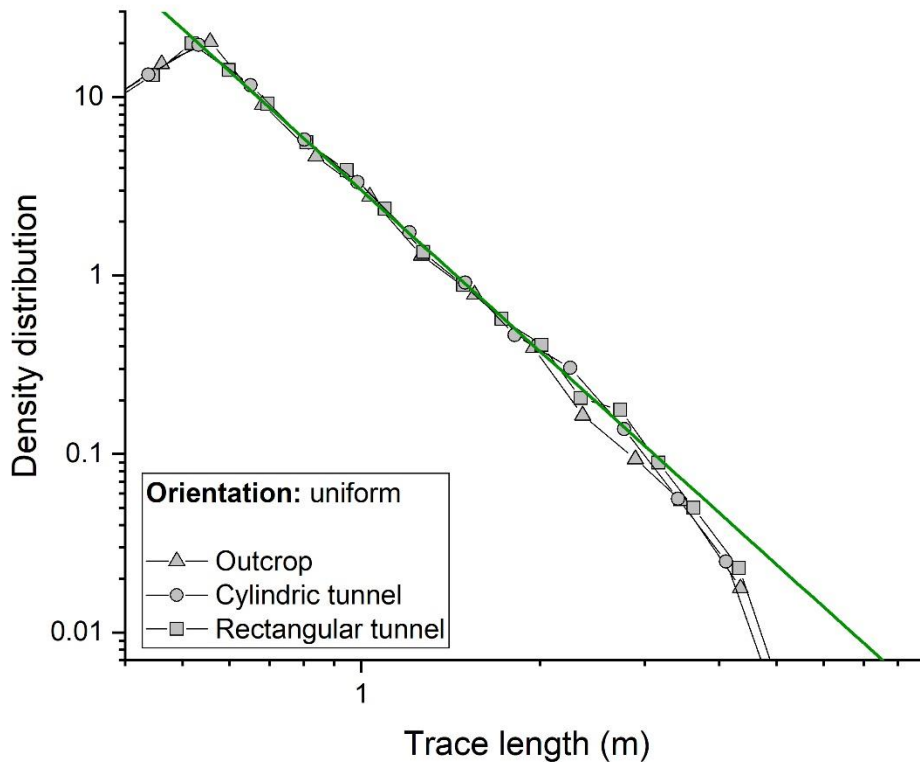


FIGURE 4-11 : DISTRIBUTION DE DENSITÉ DES LONGUEURS DE TRACES, PAR UNITÉ DE SURFACE, INTERSECTANT UN AFFLEUREMENT 2-D (TRIANGLES), UN TUNNEL DE FORME CYLINDRIQUE (CERCLES) ET RECTANGULAIRES (CARRÉS) POUR DES ORIENTATIONS DE FRACTURES UNIFORMES.

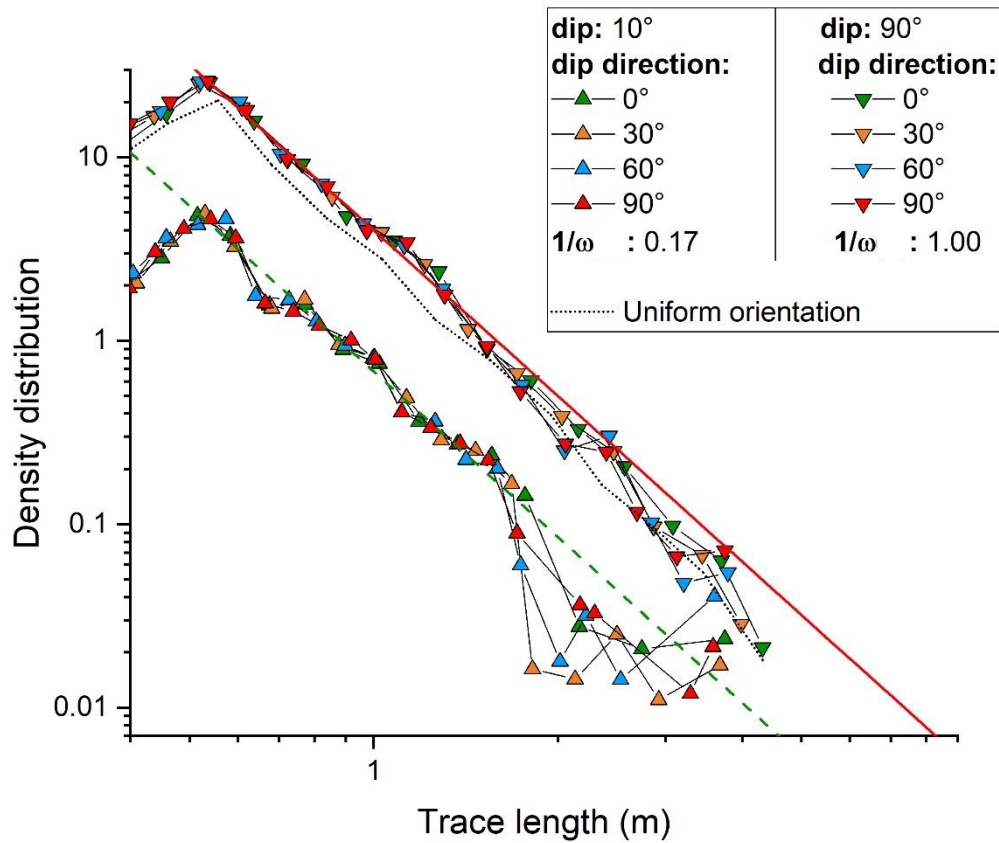


FIGURE 4-12 : DISTRIBUTION DE DENSITÉ DES LONGUEURS DE TRACES, PAR UNITÉ DE SURFACE, INTERSECTANT L’AFFLEUREMENT 2-D POUR DES ORIENTATIONS DE FRACTURES DE DIP = 10° ET DIP = 90° ET UNE DIP DIRECTION DE 0°, 30°, 60° ET 90°. LA COURBE ROUGE ET LA COURBE EN TIRETS VERTS REPRÉSENTENT LA DISTRIBUTION DES FRACTURES PERPENDICULAIRES ET QUASI PARALLÈLES À L’AFFLEUREMENT.

4.2.2. INTERSECTION AVEC UN TUNNEL CYLINDRIQUE

La distribution de densité des traces de fractures à orientation uniforme intersectant un tunnel cylindrique est illustrée sur la Figure 4-11, montrant une distribution similaire à celle observée sur l’affleurement de la forme $n(t) = 3.0 t^{-3.0}$.

Dans le cas de fractures à orientation non uniforme, Mauldon and Mauldon (1997) introduisent la probabilité d’intersection suivante :

$$p(\theta_f) = \sqrt{\frac{1 + \cos^2(\theta_b)}{2}}, \quad (4-6)$$

où θ_b est l’angle entre le pôle de la fracture et la direction du tunnel.

Dans ce cas, le poids d’orientation ($1/\omega$) associé aux fractures à dip = 10°, ne dépendant pas de leur direction par rapport au Nord (le pôle des fractures horizontales étant similaire pour toute direction par rapport à la direction du tunnel), est de 0.71. La distribution de densité suit ainsi une courbe de forme $n(t) = 2.84 t^{-3.0}$ (Figure 4-13a). Les fractures à dip = 90° quant à elles présentent des poids d’orientation caractéristiques à leur direction. Les poids associés à une dip direction variant de 0°, 30°, 60° et 90° par rapport au tunnel sont de 0.71, 0.79, 0.94 et 1.00 respectivement, impliquant des courbes de distribution de densité équivalentes à $n(t) = 2.84 t^{-3.0}$, $n(t) = 3.16 t^{-3.0}$, $n(t) = 3.76 t^{-3.0}$ et $n(t) = 4.00 t^{-3.0}$ (Figure 4-13b).

4.2.3. INTERSECTION AVEC UN TUNNEL RECTANGULAIRE

De manière similaire à l’affleurement et au tunnel cylindrique, la distribution de densité des traces de fractures uniformes observées sur un tunnel de forme rectangulaire suit une distribution de forme $n(t) = 3.0 t^{-3.0}$ (Figure 4-11).

Dans le cas des fractures à orientation non uniforme, nous pouvons considérer chaque paroi de tunnel comme un unique affleurement. L’identification de la paroi d’intersection par fracture étant difficile dans des conditions réelles, nous modifions l’équation (4-5) de manière à prendre en compte chacune des parois dans le calcul de la probabilité d’intersection d’une fracture, tout en normalisant par l’ensemble des parois :

$$p(\theta_f) = \frac{\sum(S_w \sin(\theta_o))}{\sum S_w}, \quad (4-7)$$

où S_w est la surface d’un mur du tunnel considéré comme un affleurement 2-D.

On calcule donc la distribution de densité des traces pour des fractures à dip = 10° (Figure 4-14a) et dip = 90° (Figure 4-14b). De manière similaire au tunnel cylindrique, le poids d'orientation ($1/\omega$) associé aux fractures à dip = 10° ne dépendent pas de leur direction et s'élève à 0.58, la distribution de densité correspondante suivant la forme $n(t) = 2.32 t^{-3.0}$. Au contraire, les poids d'orientation associés aux fractures perpendiculaires sont de 0.50, 0.75, 0.93 et 1.00 pour une dip direction de 0°, 30°, 60° et 90° respectivement. Dans ces derniers cas, les distributions de densité peuvent être exprimées selon $n(t) = 2.0 t^{-3.0}$, $n(t) = 3.0 t^{-3.0}$, $n(t) = 3.7 t^{-3.0}$ et $n(t) = 4.0 t^{-3.0}$ respectivement.

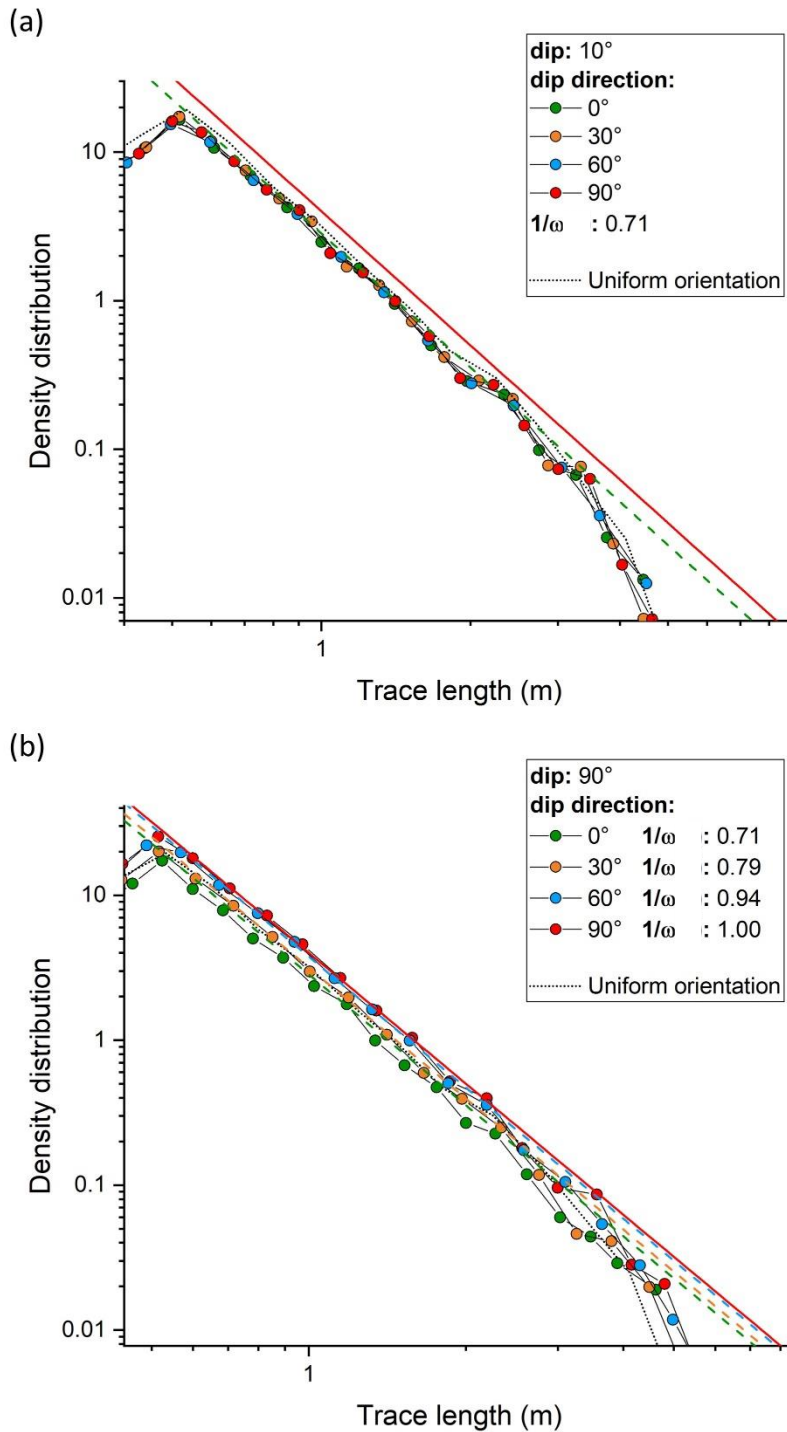


FIGURE 4-13 : DISTRIBUTION DE DENSITÉ DES LONGUEURS DE TRACES, PAR UNITÉ DE SURFACE, INTERSECTANT UN TUNNEL DE FORME CYLINDRIQUE POUR DES ORIENTATIONS DE FRACTURES (A) DE DIP = 10°. LA COURBE EN TIRETS VERTS REPRÉSENTE LA DISTRIBUTION DE DENSITÉ CALCULÉE AVEC UN POIDS D'ORIENTATION (EN TERMES DE $1/\omega$) DE 0.71, LA COURBE ROUGE CORRESPONDANT À LA DISTRIBUTION POUR UN POIDS D'ORIENTATION DE 1.00 (FRACTURES PERPENDICULAIRES); (B) DE DIP = 90°. LES COURBES EN TIRETS REPRÉSENTENT LES DISTRIBUTIONS DE DENSITÉ CALCULÉES POUR DES POIDS D'ORIENTATION DE 0.71 (VERTS), 0.79 (ORANGES), 0.94 (BLEUS) ET 1.00 (ROUGES).

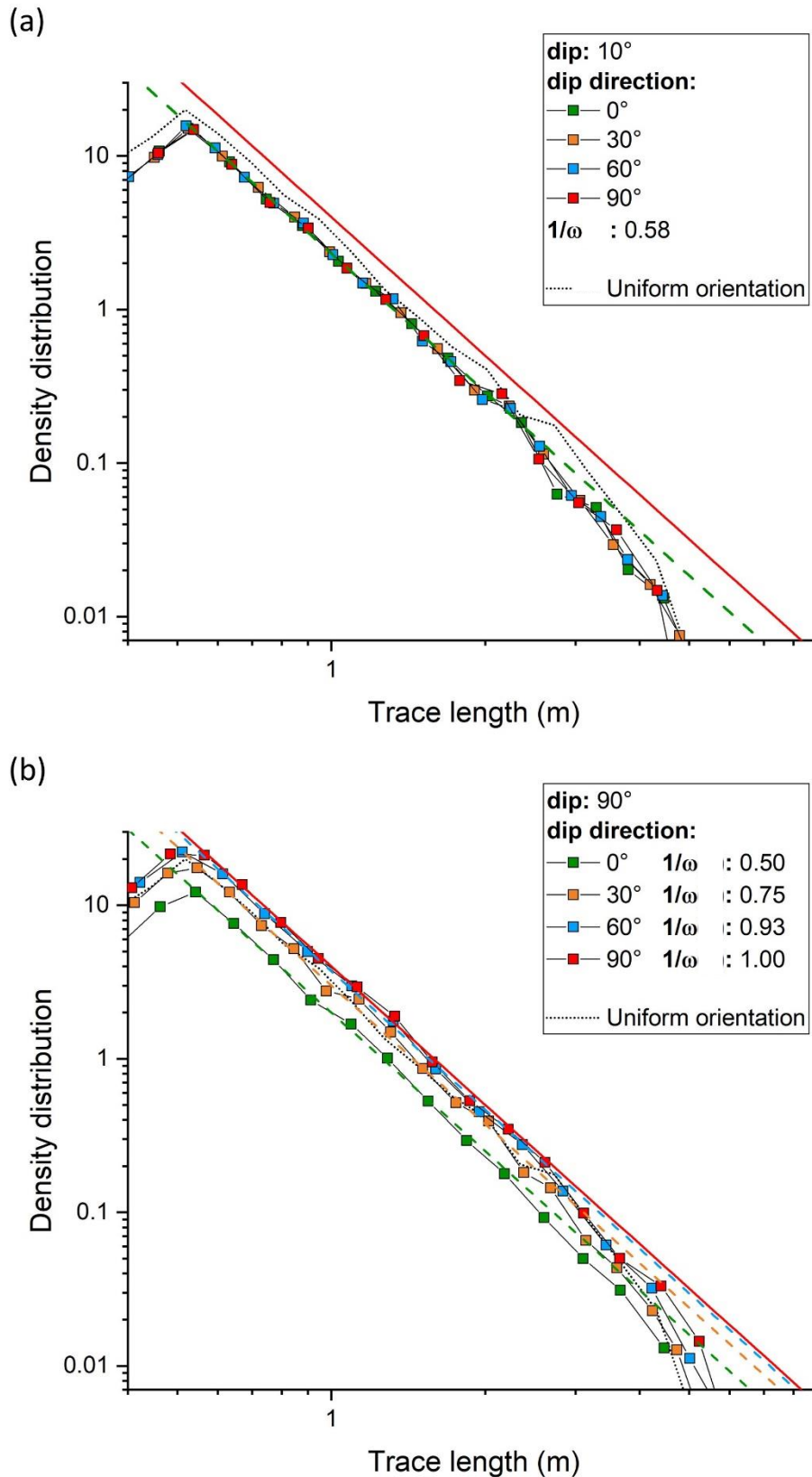


FIGURE 4-14 : DISTRIBUTION DE DENSITÉ DES LONGUEURS DE TRACES, PAR UNITÉ DE SURFACE, INTERSECTANT UN TUNNEL DE FORME RECTANGULAIRE POUR DES ORIENTATIONS DE FRACTURES (A) DE DIP = 10°. LA COURBE EN TIRETS VERTS REPRÉSENTE LA DISTRIBUTION DE DENSITÉ CALCULÉE AVEC UN POIDS D'ORIENTATION (EN TERMES DE $1/\omega(\theta)$) DE 0.58, LA COURBE ROUGE CORRESPONDANT À LA DISTRIBUTION POUR UN POIDS D'ORIENTATION DE 1.00 (FRACTURES PERPENDICULAIRES) ; (B) DE DIP = 90°. LES COURBES EN TIRETS REPRÉSENTENT LES DISTRIBUTIONS DE DENSITÉ CALCULÉES POUR DES POIDS D'ORIENTATION DE 0.50 (VERTS), 0.75 (ORANGES), 0.93 (BLEUS) ET 1.00 (ROUGES).

4.2.4. RÉSUMÉ DES TYPES DE CORRECTIONS FONCTION DE L'ORIENTATION

Cette analyse nous démontre que la probabilité d'intersection des fractures sur un support d'échantillonnage 2-D va dépendre de l'orientation des fractures (dip et dip direction) par rapport au support et de la géométrie (en termes de forme) de celui-ci. Les différents types de corrections sont résumées dans la Table 4-5 et les valeurs des poids d'orientation des simulations sont illustrées dans la Figure 4-15.

TABLE 4-5: TABLE RÉCAPITULATIVE DES PROBABILITÉS D'INTERSECTIONS DÉPENDANT DE L'ORIENTATION (DIP ET DIP DIRECTION) DES FRACTURES ET LA GÉOMÉTRIE DU SUPPORT D'ÉCHANTILLONNAGE.

Sampling type	Angle between		$p(\theta_f)$
	Fracture	Sampling	
Outcrop	Pole	Normal	$\sin(\theta_o)$
Cylindric tunnel	Pole	Direction	$\sqrt{\frac{1 + \cos^2(\theta_b)}{2}}$
Rectangular tunnel	Pole	Normal	$\frac{\sum(S_w \sin(\theta_o))}{\sum S_w}$

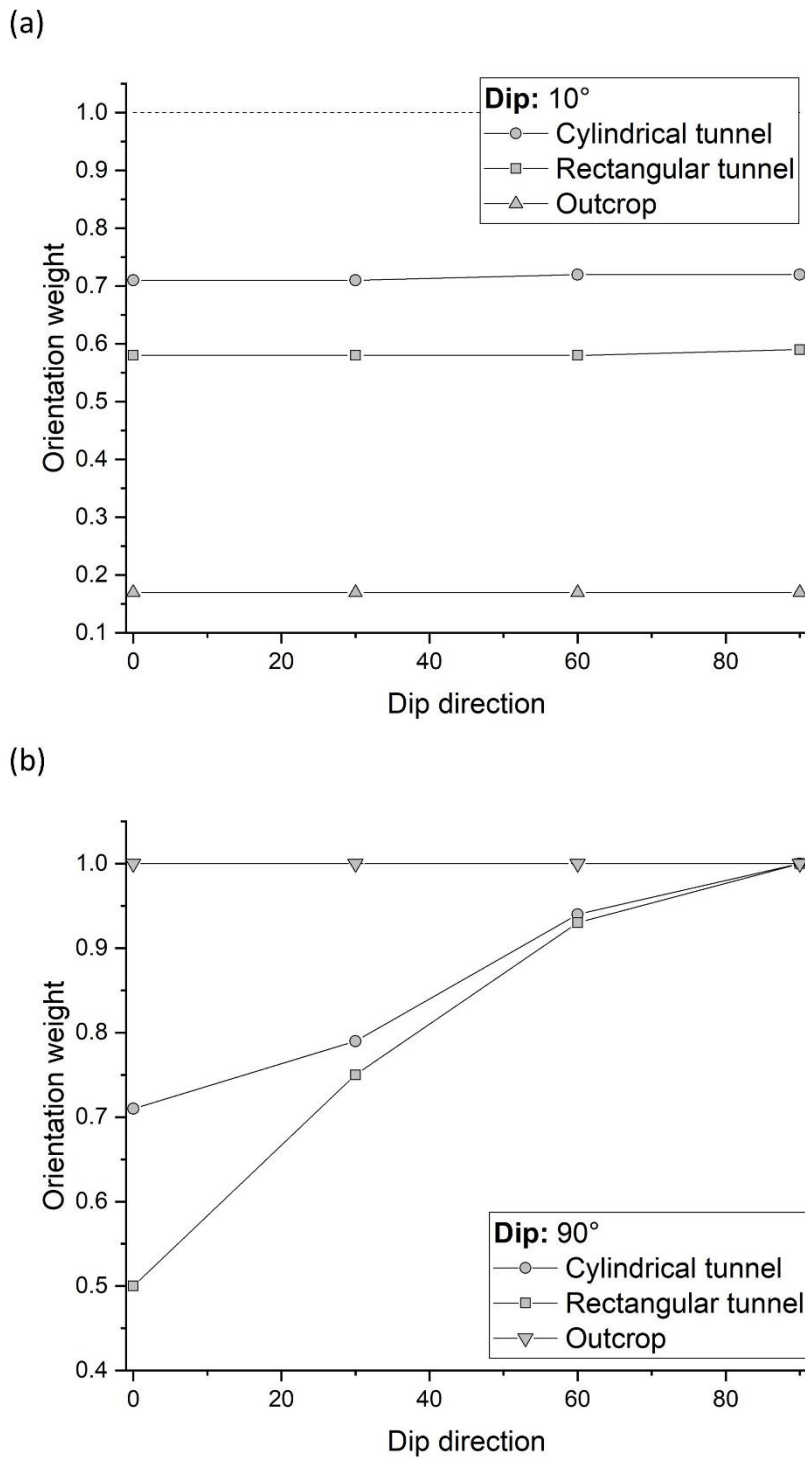


FIGURE 4-15 : COMPARAISON DES CORRECTIONS EN FONCTION DE LA GÉOMÉTRIE DES SUPPORTS D'ÉCHANTILLONNAGE ET DE LA DIRECTION (EN TERMES DE DIP DIRECTION) DES FRACTURES POUR DES FRACTURE DE A) DIP = 10° ET B) DIP = 90°.

APPENDIX 4-A : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR AFFLEUREMENTS

Dans cette annexe sont illustrées les différentes simulations et les traces observées sur un affleurement 2-D intersectant le réseau de fracture, telles qu’analysées dans la section «4.2.1 Intersection avec un affleurement 2-D ». Afin de pouvoir observer les orientations de fractures du réseau et leurs traces de manière claire et nette, nous avons volontairement diminué la taille de la boîte de génération de fractures en diminuant leur densité et longueurs.

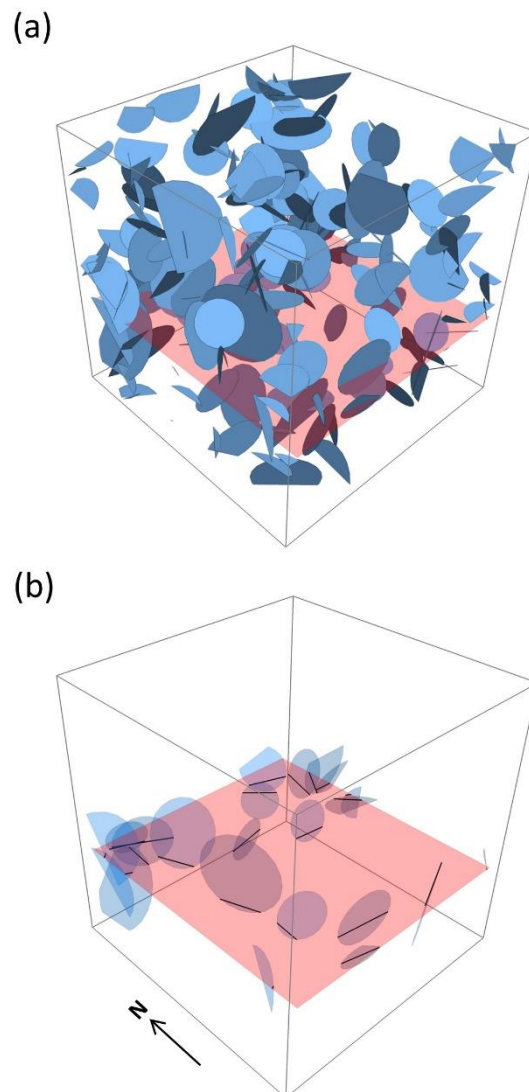


FIGURE 4-A 1: (A) RÉSEAU DE FRACTURES À ORIENTATION UNIFORME ET (B) TRACES DES INTERSECTIONS OBSERVÉES SUR L’AFFLEUREMENT.

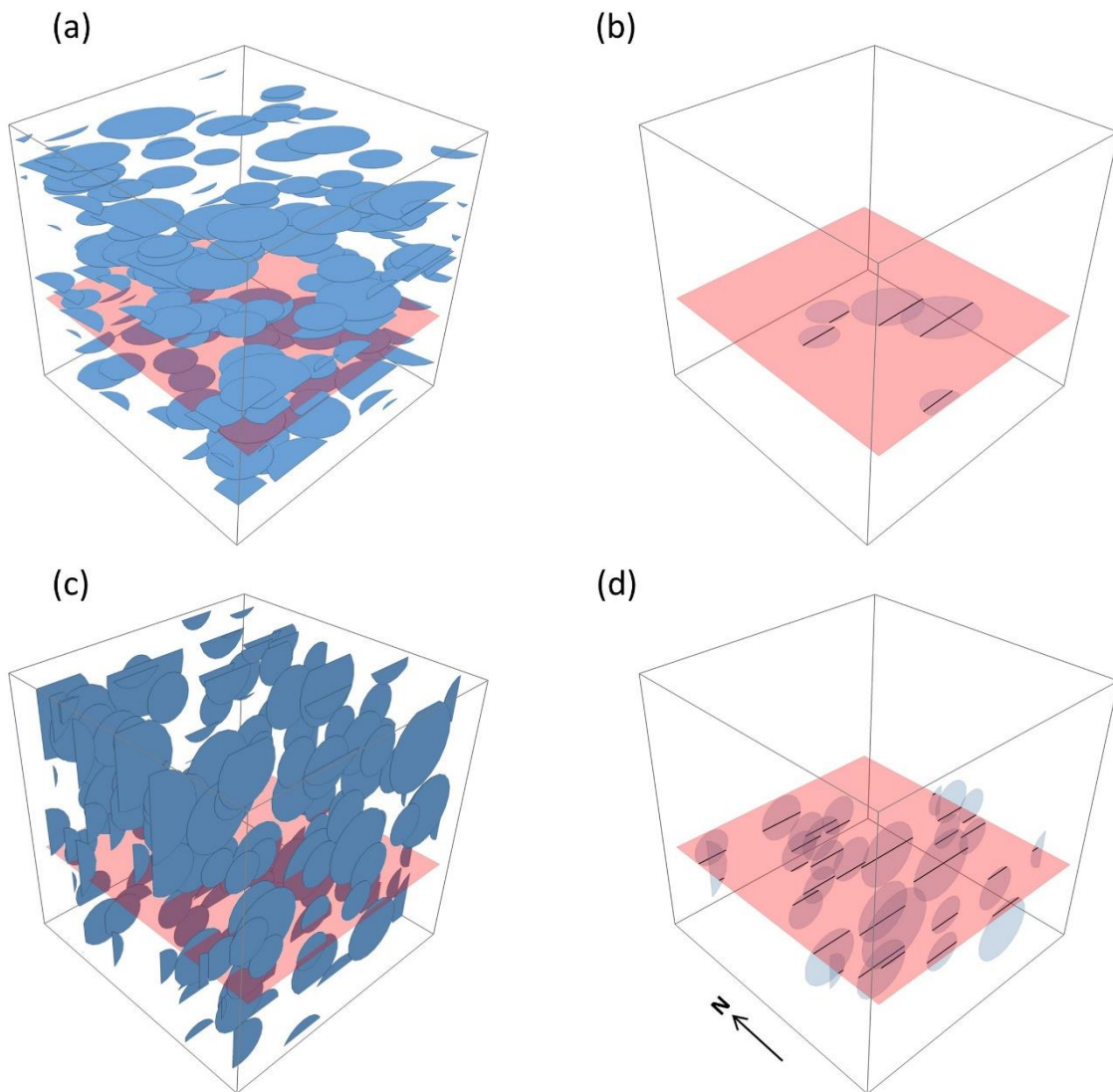


FIGURE 4-A 2: COMPARAISON DE RÉSEAUX DE FRACTURES DE DIP DIRECTION = 0° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS OBSERVÉES SUR L'AFFLEUREMENT 2-D POUR (A,B) UN DIP = 10° ET (C,D) UN DIP = 90° .

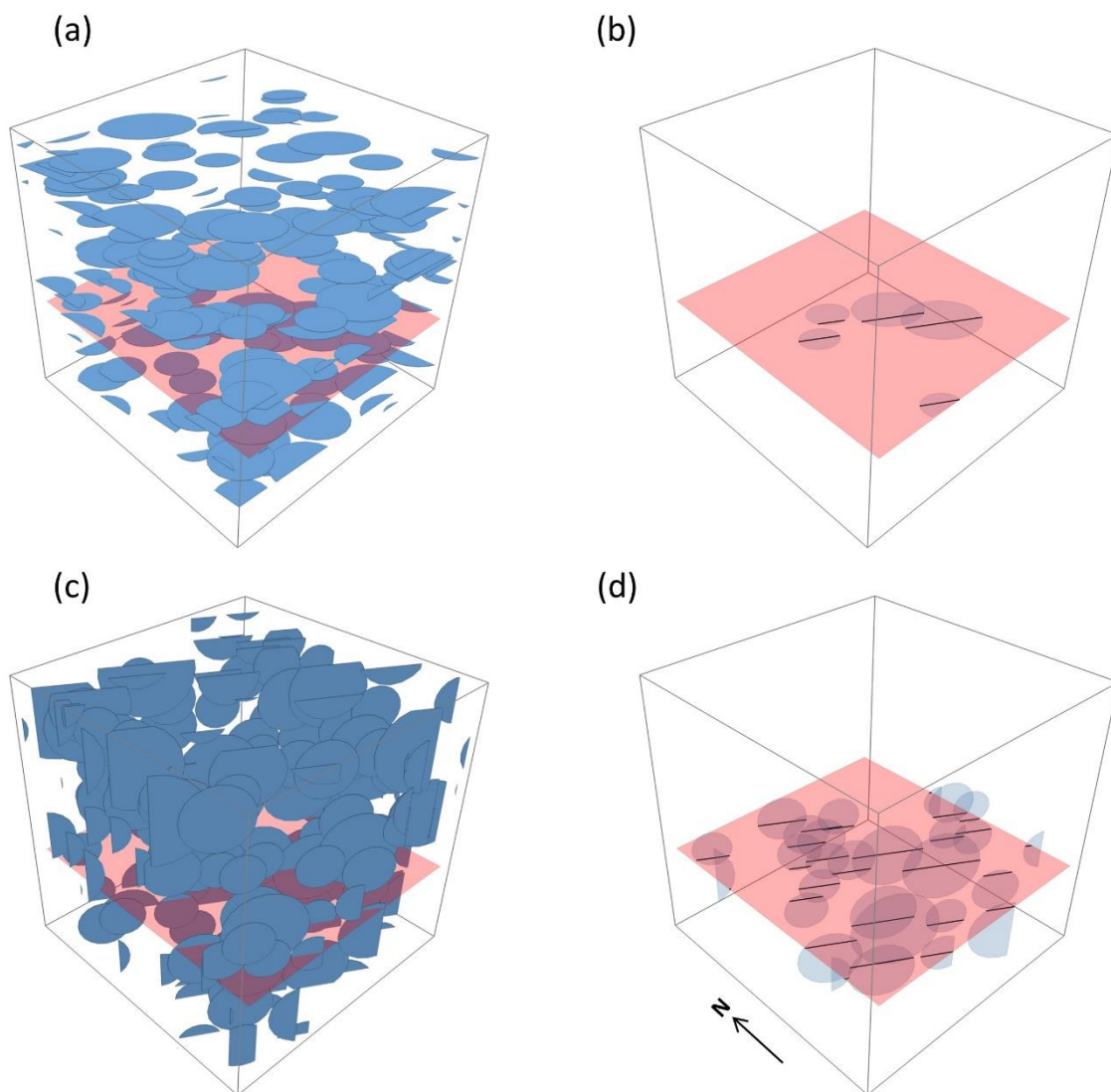


FIGURE 4-A 3: COMPARAISON DE RÉSEAUX DE FRACTURES DE DIP DIRECTION = 30° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS OBSERVÉES SUR L'AFFLEUREMENT 2-D POUR (A,B) UN DIP = 10° ET (C,D) UN DIP = 90°.

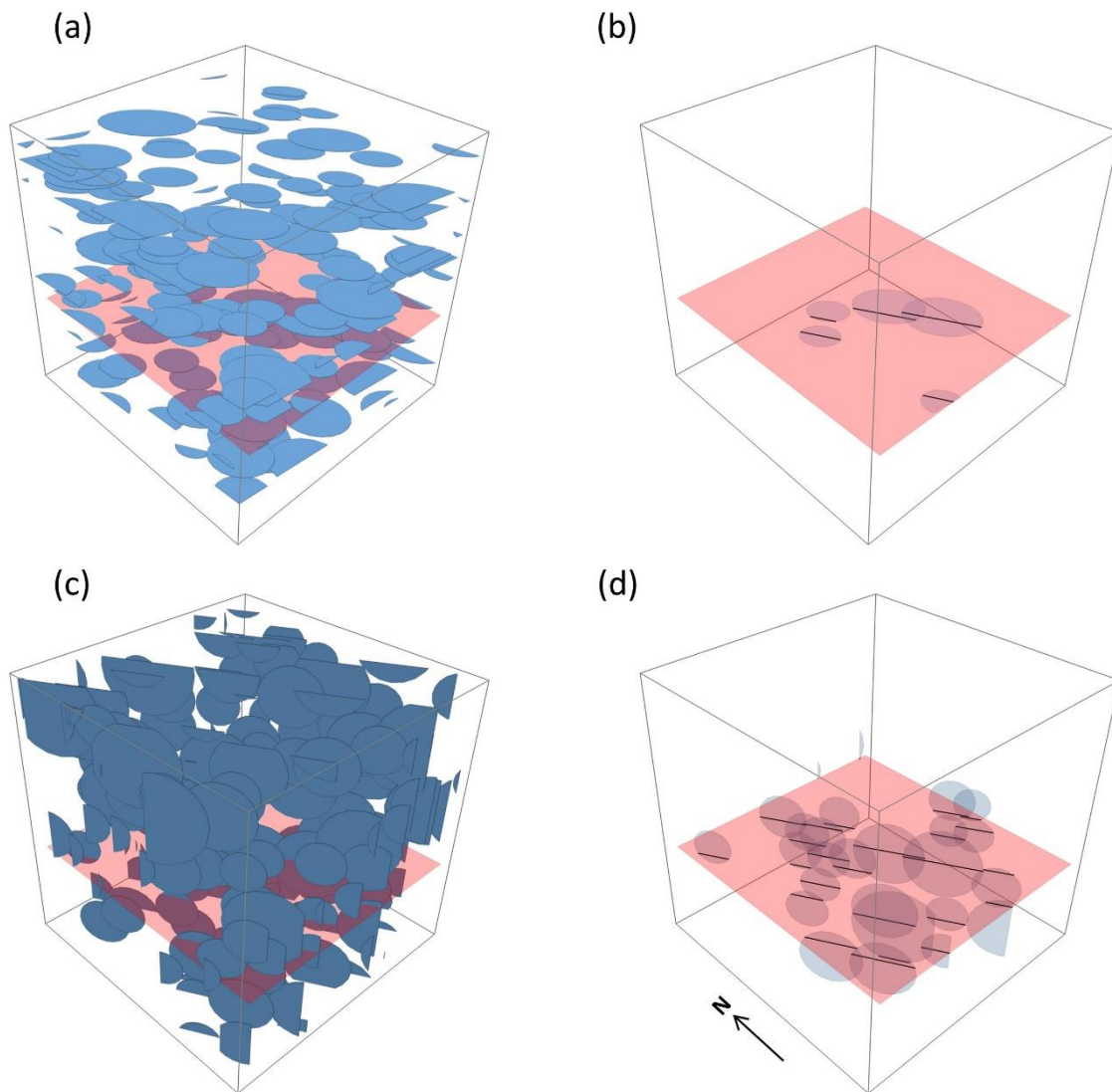


FIGURE 4-A 4: COMPARAISON DE RÉSEAUX DE FRACTURES DE DIP DIRECTION = 60° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS OBSERVÉES SUR L'AFFLEUREMENT 2-D POUR (A,B) UN DIP = 10° ET (C,D) UN DIP = 90° .

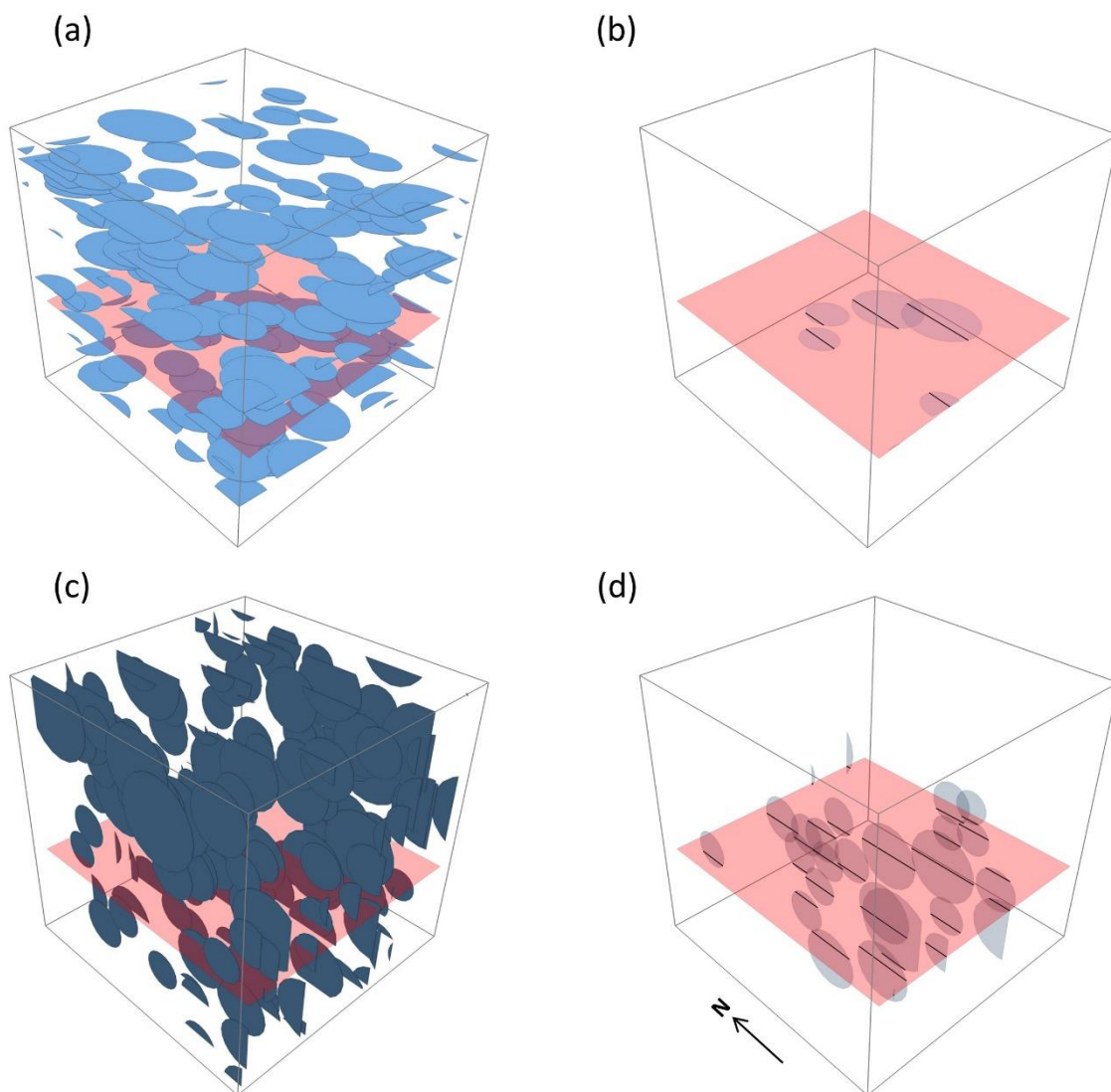


FIGURE 4-A 5: COMPARAISON DE RÉSEAUX DE FRACTURES DE DIP DIRECTION = 90° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS OBSERVÉES SUR L’AFFLEUREMENT 2-D POUR (A,B) UN DIP = 10° ET (C,D) UN DIP = 90° .

APPENDIX 4-B : REPRÉSENTATION DES INTERSECTIONS SUR TUNNELS NELS

De manière similaire à l'Appendix 4-A, cette annexe illustre les témoins de traces de fractures observées sur un tunnel cylindrique et rectangulaire. Les réseaux de fractures sont similaires à ceux illustré dans l'Appendix 4-A.

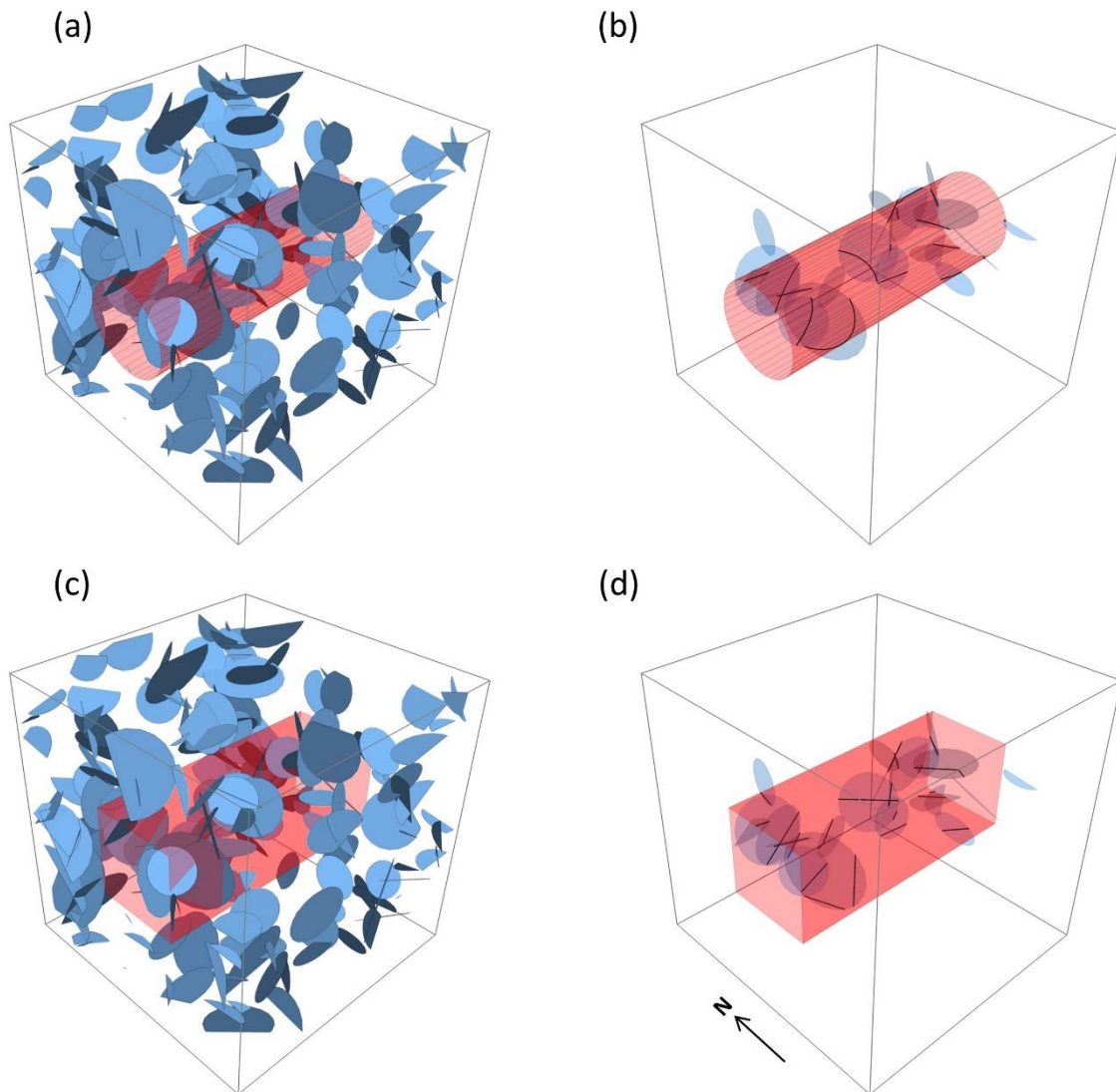


FIGURE 4-B 1 : COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES À ORIENTATIONS UNIFORMES ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

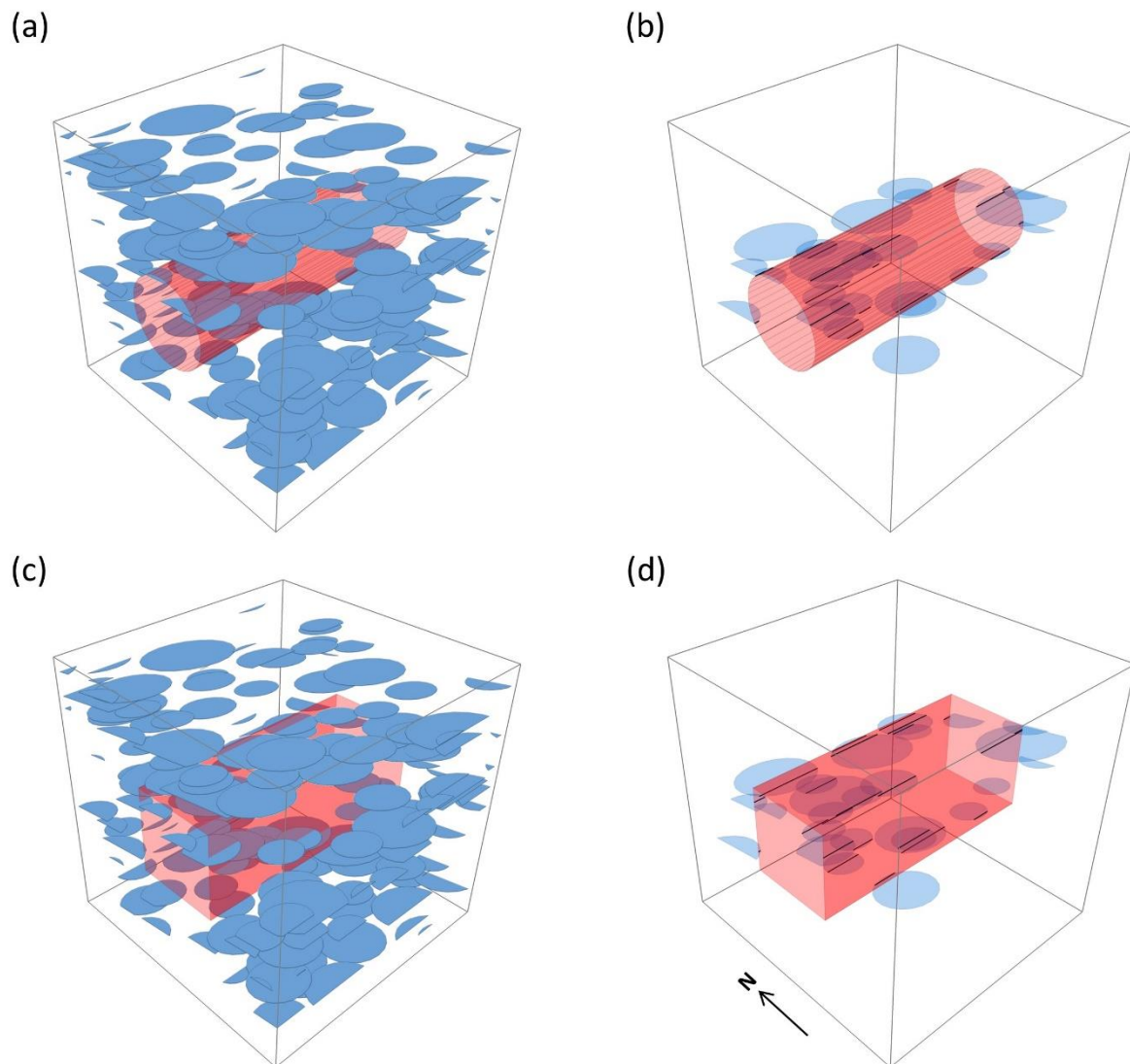


FIGURE 4-B 2: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE DIP = 10° ET DIP DIRECTION = 0° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

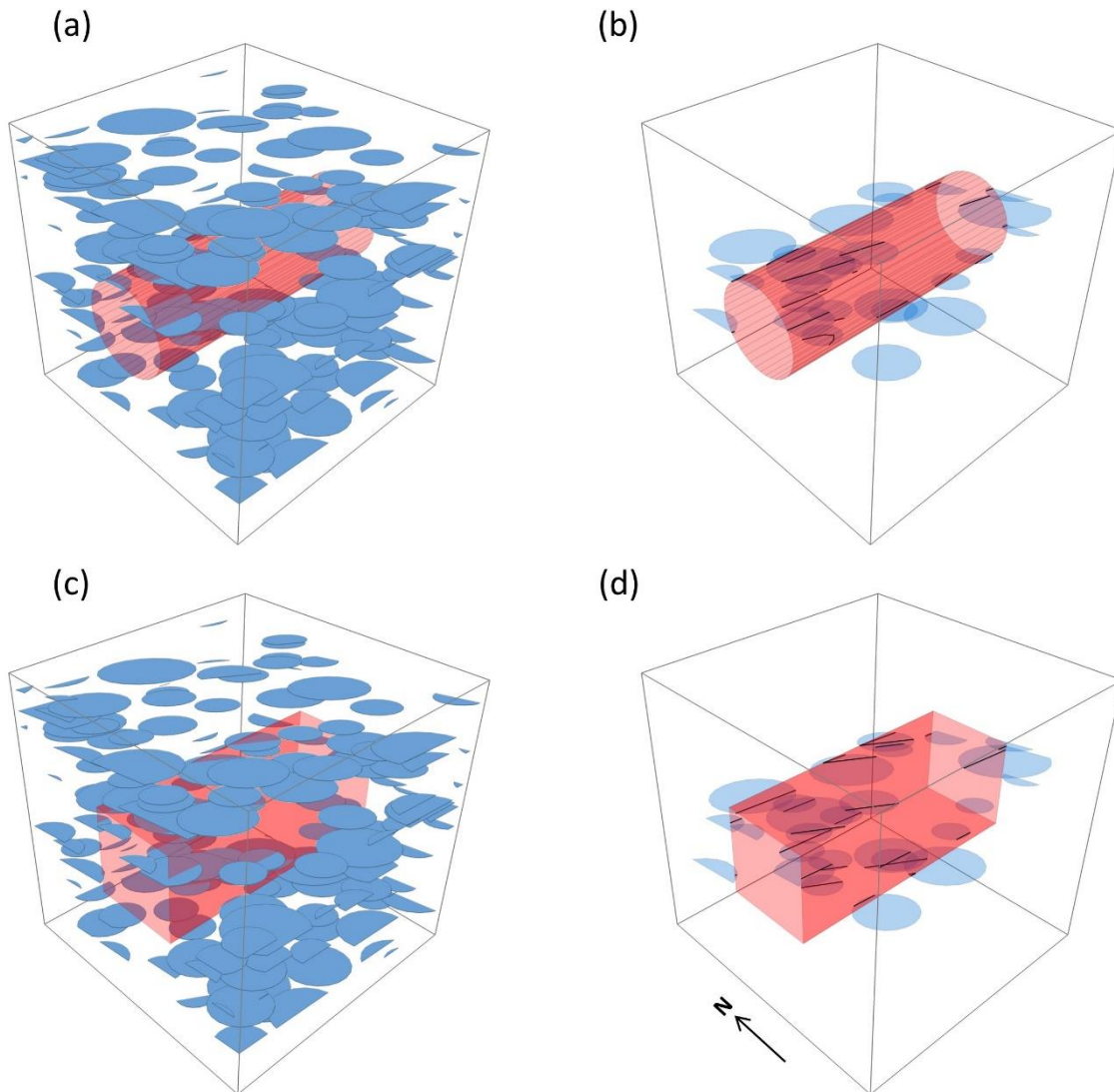


FIGURE 4-B 3: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE DIP = 10° ET DIP DIRECTION = 30° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

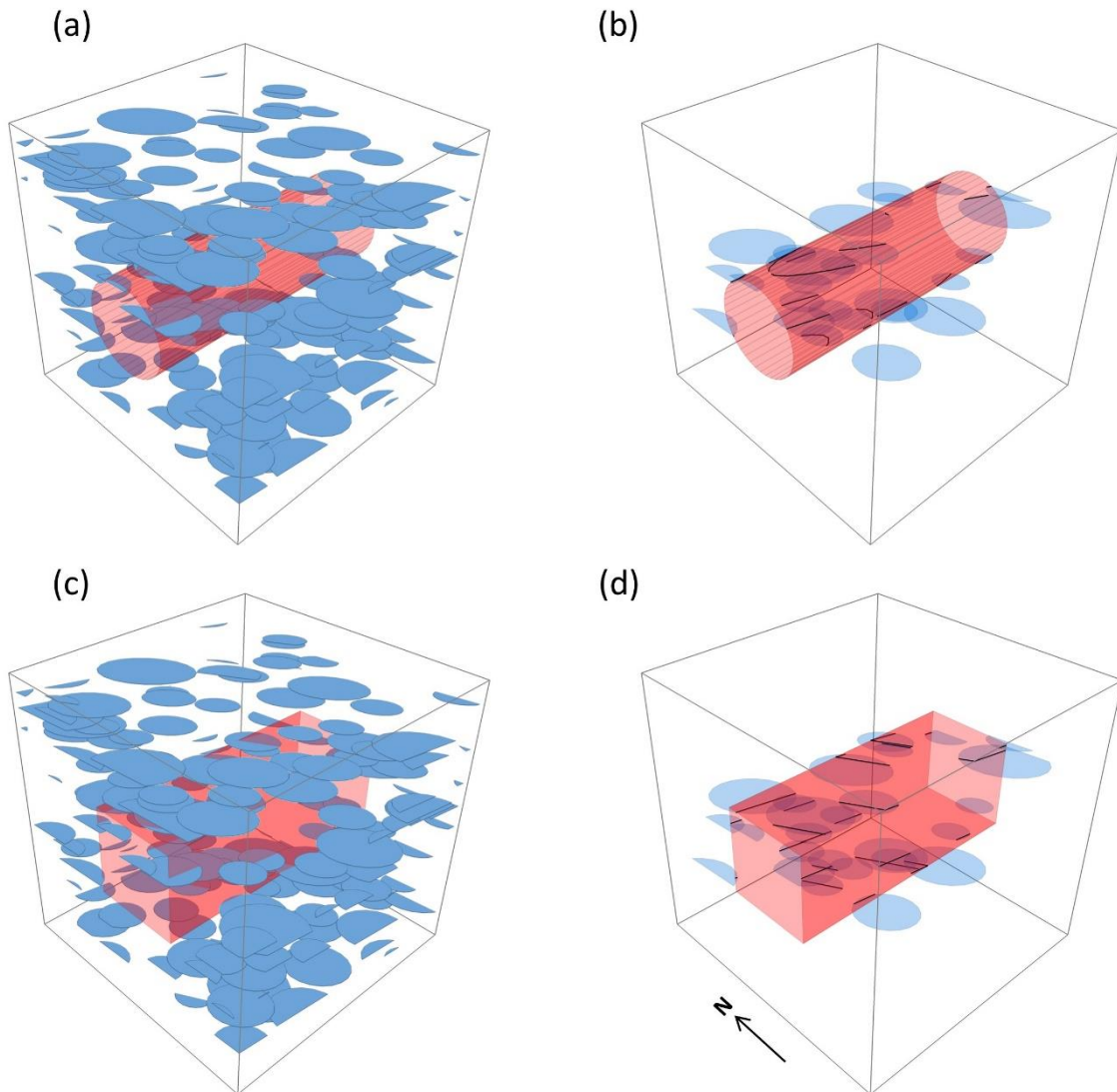


FIGURE 4-B 4: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE DIP = 10° ET DIP DIRECTION = 60° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

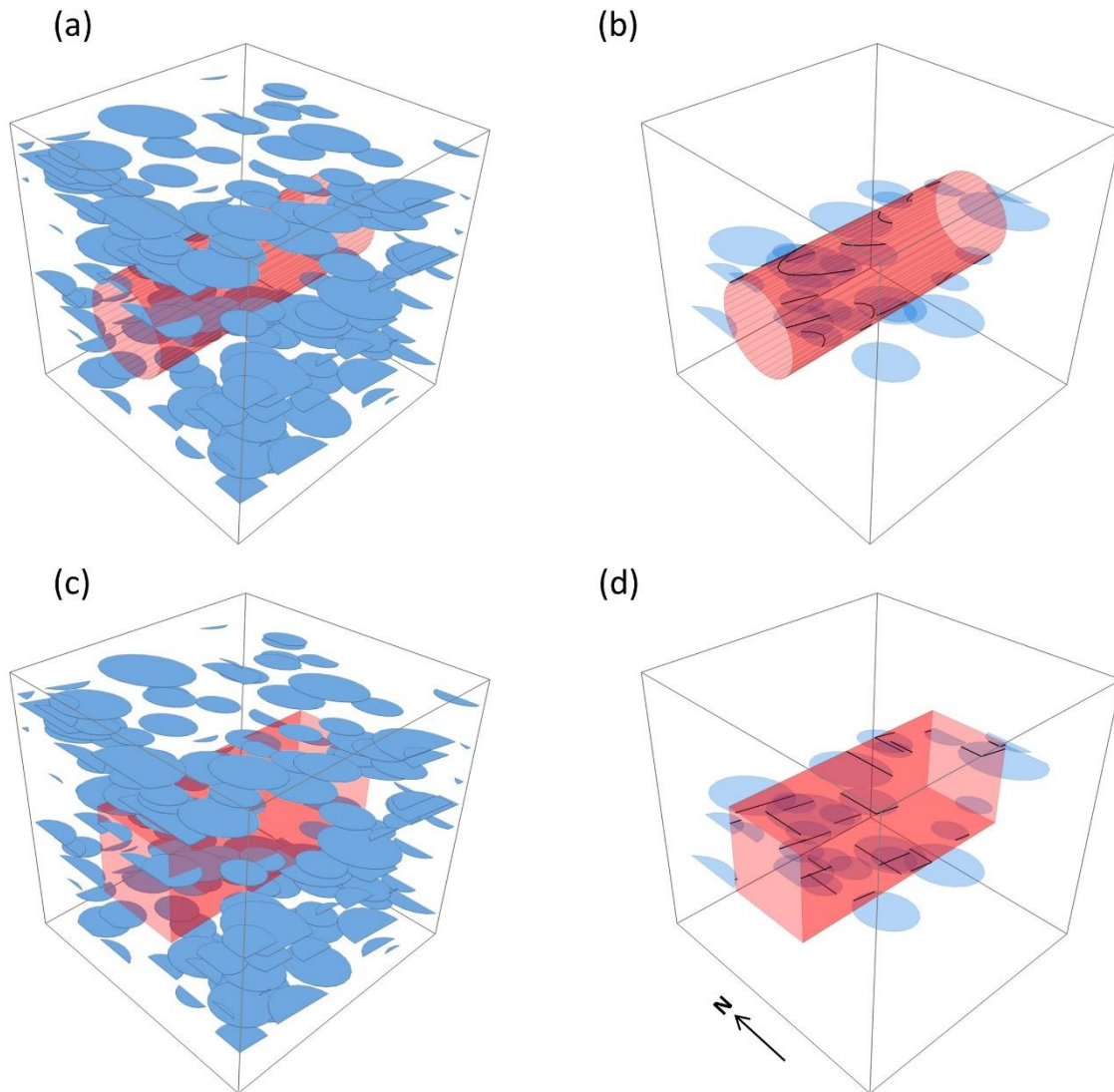


FIGURE 4-B 5: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE $DIP = 10^\circ$ ET $DIP\ DIRECTION = 90^\circ$ ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

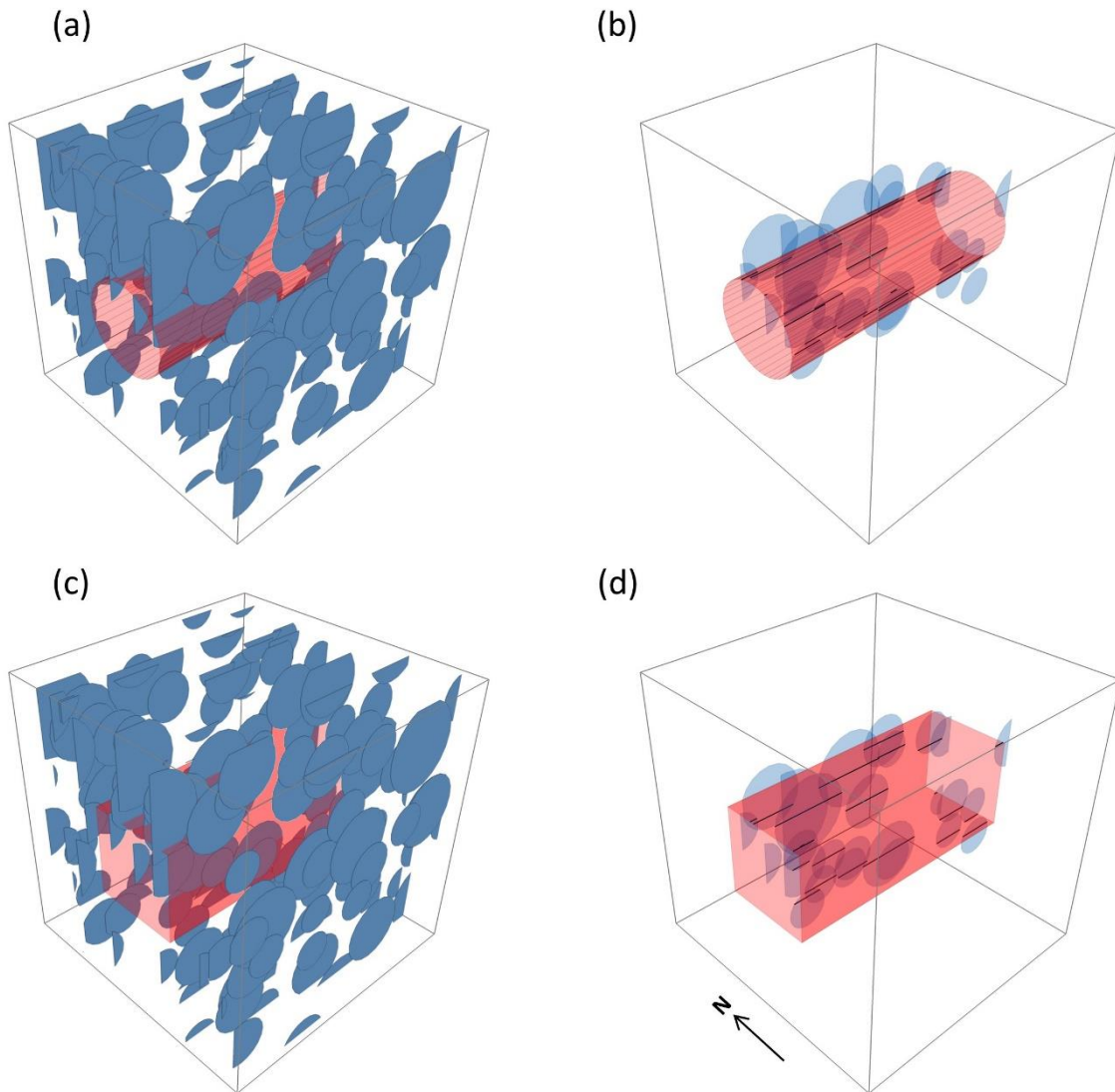


FIGURE 4-B 6: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE $DIP = 90^\circ$ ET $DIP\ DIRECTION = 0^\circ$ ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

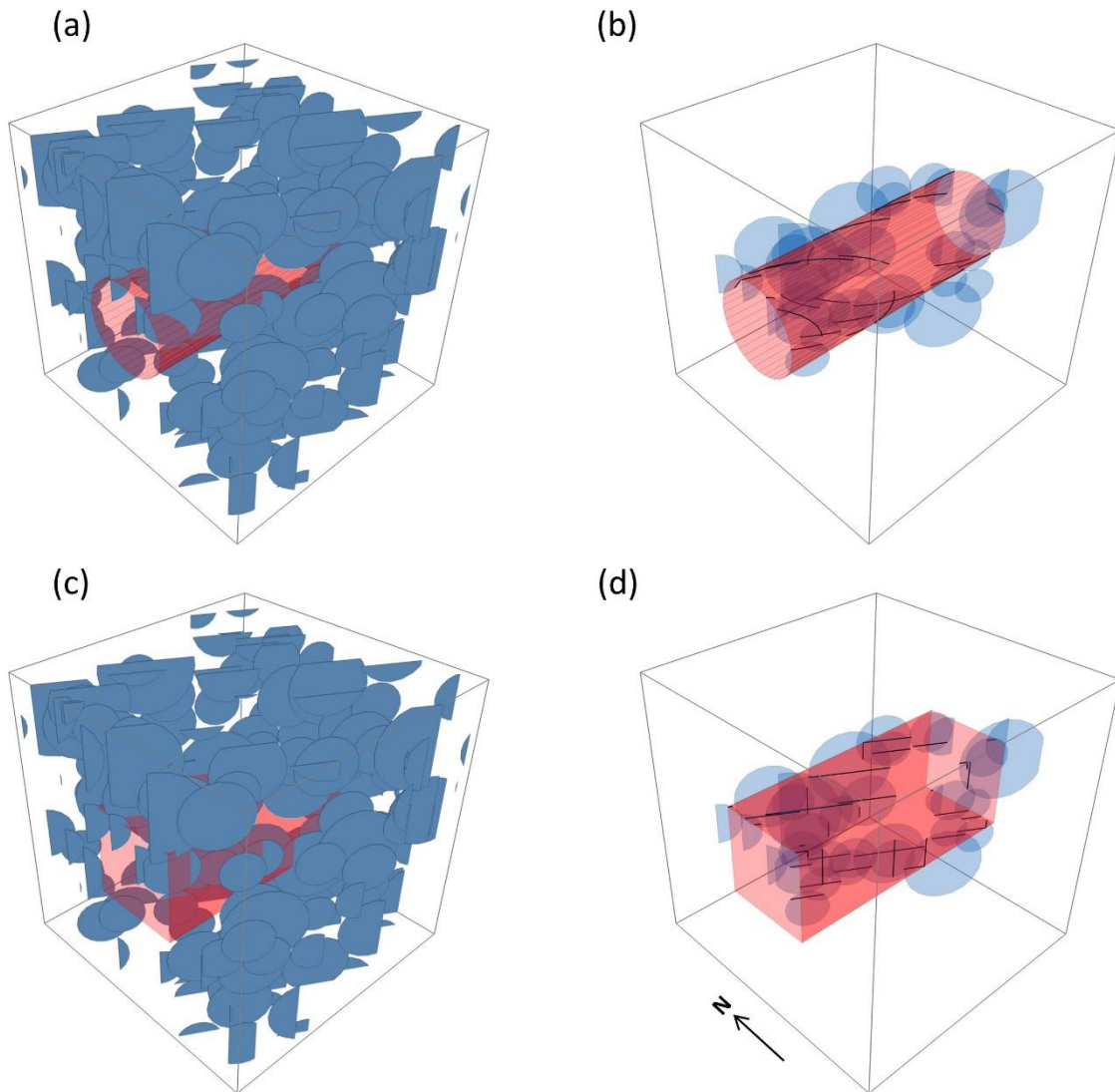


FIGURE 4-B 7: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE DIP = 90° ET DIP DIRECTION = 30° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

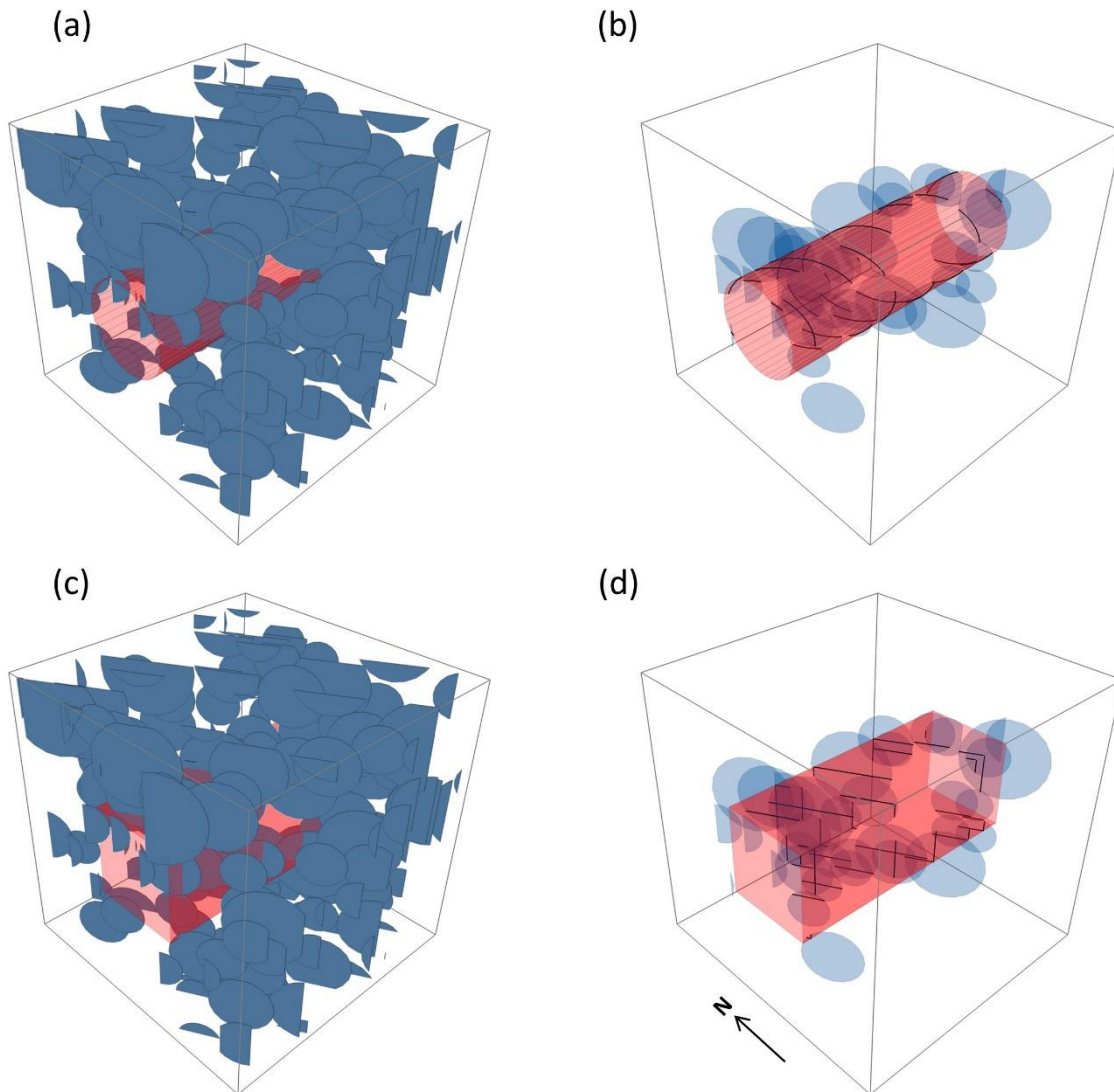


FIGURE 4-B 8: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE DIP = 90° ET DIP DIRECTION = 60° ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

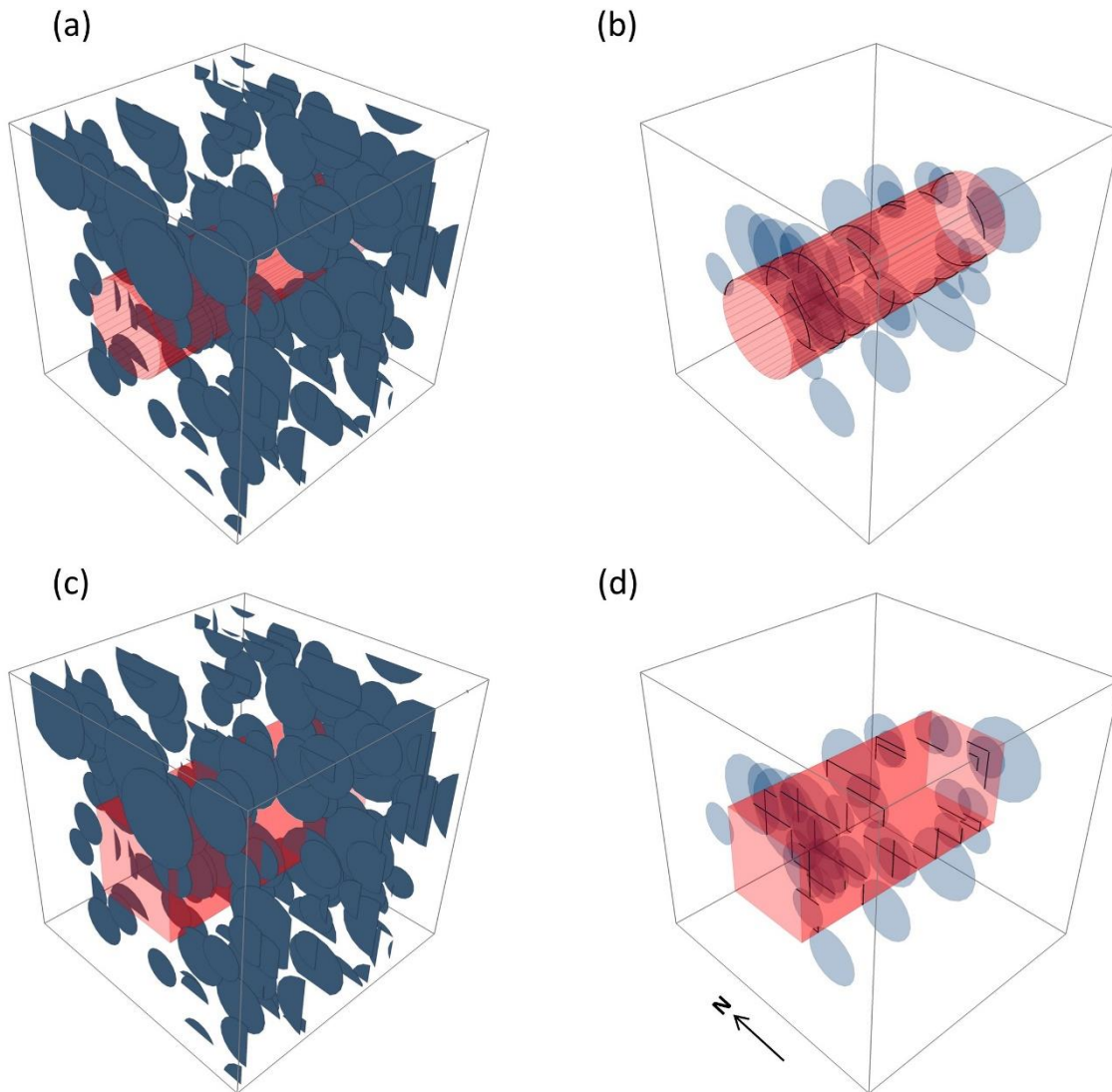


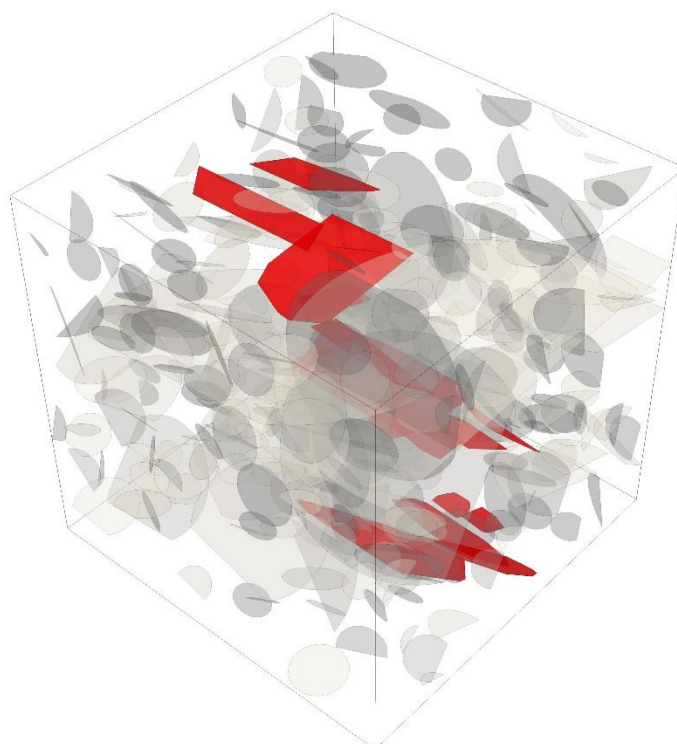
FIGURE 4-B 9: COMPARAISON DES DIFFÉRENTES GÉOMÉTRIES DE TUNNELS DANS UN RÉSEAU DE FRACTURES DONT LES ORIENTATIONS SONT EXPRIMÉES EN TERMES DE $DIP = 90^\circ$ ET $DIP\ DIRECTION = 90^\circ$ ET LES TRACES DES INTERSECTIONS CORRESPONDANTES POUR (A,B) UN TUNNEL CYLINDRIQUE ET (C,D) UN TUNNEL RECTANGULAIRE.

Chapitre 5

CONDITIONNEMENT DES DFN STOCHASTIQUES AUX DONNÉES GPR

SOMMAIRE

5.1. OBJECTIFS.....	168
5.2. MÉTHODOLOGIE	169
5.2.1. Construction des DFN	169
5.2.2. Critères de connectivité	177
5.2.3. Analyses des scénarii	178
5.3. RÉSULTATS	182
5.3.1. Analyses de sensibilité des DFN stochastiques	182
5.3.2. Analyse des scénarii stochastiques et conditionnés selon le premier critère de connectivité	187
5.3.3. Analyse des scénarii stochastiques et conditionnés selon le second critère de connectivité	191
5.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS.....	192



5.1. OBJECTIFS

Ce chapitre est l'étude finale de cette thèse qui utilise et relie les différentes analyses réalisées au cours des chapitres précédents. L'imagerie des fractures par la méthode GPR (Chapitre 2 & 3) et la construction d'un réseau stochastique de fractures 3-D (Chapitre 4) vont être rassemblées dans une seule modélisation de réseau de fractures pour former un modèle dit conditionné aux données GPR. Ce chapitre est la première pierre à une étude plus large, menée par la *Fractory*, sur l'impact du conditionnement sur la qualité de la prédiction dans les modèles hydrogéologiques. Il sera mis en forme et soumis à publication dans un proche futur.

Jusqu'à présent, la cartographie des fractures sur le terrain se réalise via l'observation des traces en forages (données 1-D), sur des affleurements (données 2-D) ou encore par des mesures géophysiques (données 3-D). Cependant ces données ne caractérisent de manière déterministe qu'une partie infime du milieu, et il faut les compléter par des fractures virtuelles (p.ex., non observées) qui ont la même statistique que les observations. Les réseaux de fractures deviennent des modèles stochastiques (géo-DFN) dont la statistique est reconstruite à partir des observations 1-D et 2-D de terrain qui fournissent des informations sur les distributions de fractures en termes d'orientation et de longueur. Dans les modèles les plus simples, les positions de fractures sont tirées aléatoirement à l'intérieur d'un volume pour atteindre une densité donnée (statistique dite Poissonienne). Cette impossibilité de connaître la position de la plupart des fractures entraîne une forte variabilité stochastique des modèles (configurations qui varient d'une réalisation à l'autre) qui est l'une des principales sources d'incertitude dans les études d'écoulement au sein des réseaux de fractures ou dans les études de stabilité mécanique des réseaux.

Potentiellement, la capacité de conditionner les modèles à des fractures déterministes dont on connaît exactement ou partiellement la position devrait diminuer cette incertitude stochastique mais il est difficile de dire de combien et à quel prix (quantité d'observation). Plusieurs études sur les propriétés d'écoulement des réseaux de fractures ont analysé la qualité des modèles contraints soit par des données de position de fractures (Andersson & Dverstorp, 1987; Andersson et al., 1984; Andersson & Thunvik, 1986), soit par des données d'intersections entre fractures (Appleyard et al., 2018). Le conditionnement par des données déterministes n'a un réel impact sur la réduction de l'incertitude des prédictions que pour des réseaux composé de grandes fractures ; il ne montre pas d'effet notable pour les réseaux constitués de petites fractures (Andersson & Dverstorp, 1987). Notons que ces études ont utilisé des données de puits (1D) et d'affleurements (2D) qui n'ont qu'une connaissance partielle de la position des fractures. On peut espérer qu'une connaissance 3D des fractures, comme celle que

nous avons obtenue par les données GPR, aura un impact plus fort sur la réduction d'incertitude. C'est l'objet de ce chapitre.

Ainsi, nous montrons l'impact de l'apport de données déterministes 3-D acquises par le GPR (Chapitres 2 & 3) dans le conditionnement des DFN stochastiques appliqué au tunnel d'étude, TAS04 (Chapitre 4). Dorn et al. (2013) ont déjà démontré le succès de l'apport de données GPR dans des DFN stochastiques à partir de données de forages et des données GPR dans un milieu cristallin de grande transmissivité (de l'ordre de 10^{-3} m²/s) à une profondeur maximale de 100 m. Notre étude démontre l'utilité de la méthode GPR pour un modèle stochastique construit à partir de données de forage et d'affleurements de tunnel, dans un milieu cristallin très peu transmissif (de l'ordre de 10^{-9} - 10^{-10} m²/s) à 410 m de profondeur.

5.2. MÉTHODOLOGIE

Cette section développe la méthodologie utilisée pour le conditionnement des DFN stochastiques aux données GPR. Nous commençons par expliquer la construction des différents types de DFN, à savoir les DFN stochastiques, le DFN déterministe et les DFN conditionnés (nous utiliserons le terme de scénario/scénarii pour les DFN stochastiques et conditionnés). Nous développerons ensuite les critères de connectivité acquis sur le terrain par des expériences hydrauliques entre deux puits (BH1 et BH2) séparés d'une distance de 4.2 m. Nous expliquons finalement les différentes analyses réalisées à partir de ces critères.

5.2.1. CONSTRUCTION DES DFN

5.2.1.1. DFN STOCHASTIQUES

Le Chapitre 4 montre la méthode de construction d'un DFN stochastique dont les statistiques sont basées sur les données de forages et d'affleurements de tunnel. Appliquée à notre tunnel d'étude, le TAS04 situé à 410 m de profondeur, la méthode nous a permis de sélectionner deux modèles statistiques 3-D pour les distributions de longueur de fractures :

$$n(l) = 2.62 l^{-3.67}, \quad (5-1)$$

$$n(l) = \begin{cases} 6.18 l^{-3.20} & \text{si } l < 0.47\text{m} \\ 3.56 l^{-3.93} & \text{si } l > 0.47\text{m} \end{cases} \quad (5-2)$$

$n(l)$ est la densité de distribution des longueurs de fractures (nombre de fractures par unité de longueur). Toutes les unités sont exprimées en m. Le premier modèle suit une unique relation en loi de puissance avec un exposant de -3.67 (équation (5-1)) ; le deuxième modèle suit une double relation en loi de puissance avec une longueur caractéristique (longueur séparant les

deux lois), l_c , située à 0.47 m (équation (5-2)). Ces relations sont illustrées en noir sur la Figure 5-1. Pour des fractures de longueurs comprises entre 0.076 m (diamètre des forages présents dans notre tunnel) et 1000 m, les densités totales de fractures, P_{32} , sont de 17.24 et 18.47 pour le premier et le second modèle respectivement. Cette densité totale correspond à la densité de l'ensemble des fractures, c'est-à-dire de toutes orientations et ouvertures (ouvertes ou fermées).

C'est à partir de ces deux modèles que l'on crée 4 scénarii de DFN stochastiques, générés dans un système de dimension 20 m x 10 m x 18 m (longueur x largeur x hauteur) et focalisés uniquement sur les fractures ouvertes. La raison pour laquelle nous focalisons notre analyse sur les fractures ouvertes réside tout simplement par le fait qu'elles gouvernent la connectivité hydraulique. La proportion de fractures ouvertes observées dans les puits et à partir des traces sur les parois des tunnels sont de 21% et 46% respectivement.

Les deux premiers scénarii sont appelés « modèle Alpha » par référence à une étude menée par la *Fractory* pour SKB sur la modélisation du colmatage des fractures (Figure 5-1a,b). Ces modèles supposent une proportion de fractures ouvertes, observées à partir des données de forage, identique pour toutes les longueurs de fractures (Le Goc et al., 2018). De cette manière, de nouvelles équations de distribution de densité ont été déduites pour les deux modèles stochastiques initiaux, l'unique différence résidant dans le terme de densité (21% du terme initial). Les nouvelles relations de distribution de densité sont donc exprimées comme suit :

$$n(l) = 0.55 l^{-3.67}, \quad (5-3)$$

$$n(l) = \begin{cases} 1.30 l^{-3.20} & \text{si } l < 0.47\text{m} \\ 0.75 l^{-3.93} & \text{si } l > 0.47\text{m} \end{cases} \quad (5-4)$$

Une longueur minimale de fractures, équivalente à $l_c/4$ est nécessaire pour une participation à la connectivité hydraulique du réseau (Maillot, 2015). Par souci du temps de calcul, et afin de pouvoir comparer les deux modèles, nous avons décidé d'utiliser cette longueur minimale pour nos générations de fractures. Ainsi, pour une longueur minimale et maximale de 0.11 m et 100 m, la densité des modèles Alpha suivant une et deux lois de puissance, P_{32} , atteint respectivement 2.80 et 3.26. Au total, 20 réalisations par modèle ont été calculées.

Les deux autres scénarii sont appelés « modèle Lc-open » (Figure 5-1c). Ils supposent une longueur caractéristique, l_c , en deçà de laquelle une certaine proportion des fractures sont ouvertes et au-delà de laquelle l'entièreté des fractures est ouverte (Le Goc et al., 2018). Seul le modèle stochastique initial en deux lois de puissance a été utilisé pour la construction de

ces deux nouveaux scénarii. Le premier consiste à supposer une proportion de fractures ouvertes équivalente à celle observée à partir des données de forage (21%) tandis que le deuxième consiste à supposer cette proportion équivalente à celle observée à partir des données de trace de fractures (46%). Cette proportion de fracture ouverte est appelée également « fraction open », et portera la notation de « *fopen* » dans la suite de ce chapitre. Les nouvelles relations de distribution de densité de ces modèles sont exprimées comme suit :

$$n(l) = \begin{cases} 0.79 l^{-3.20} & \text{si } l < 7.84\text{m} \\ 3.56 l^{-3.93} & \text{si } l > 7.84\text{m} \end{cases} \quad (5-5)$$

$$n(l) = \begin{cases} 2.20 l^{-3.20} & \text{si } l < 1.94\text{m} \\ 3.56 l^{-3.93} & \text{si } l > 1.94\text{m} \end{cases} \quad (5-6)$$

où la longueur caractéristique entre les deux lois, l_c , atteint 7.84 m et 1.94 m pour une *fopen* de 21% (équations (5-5)) et une *fopen* de 46% (équation (5-6)) respectivement. Pour une longueur minimale et maximale de 0.5 m (équivalente à $l_c/4$ pour une *fopen* de 46%) et 100 m, la densité des modèles Lc-open, P_{32} , atteint respectivement 1.91 et 4.02 pour une *fopen* de 21% et 46%. Au total 100 réalisations par modèle ont été calculés.

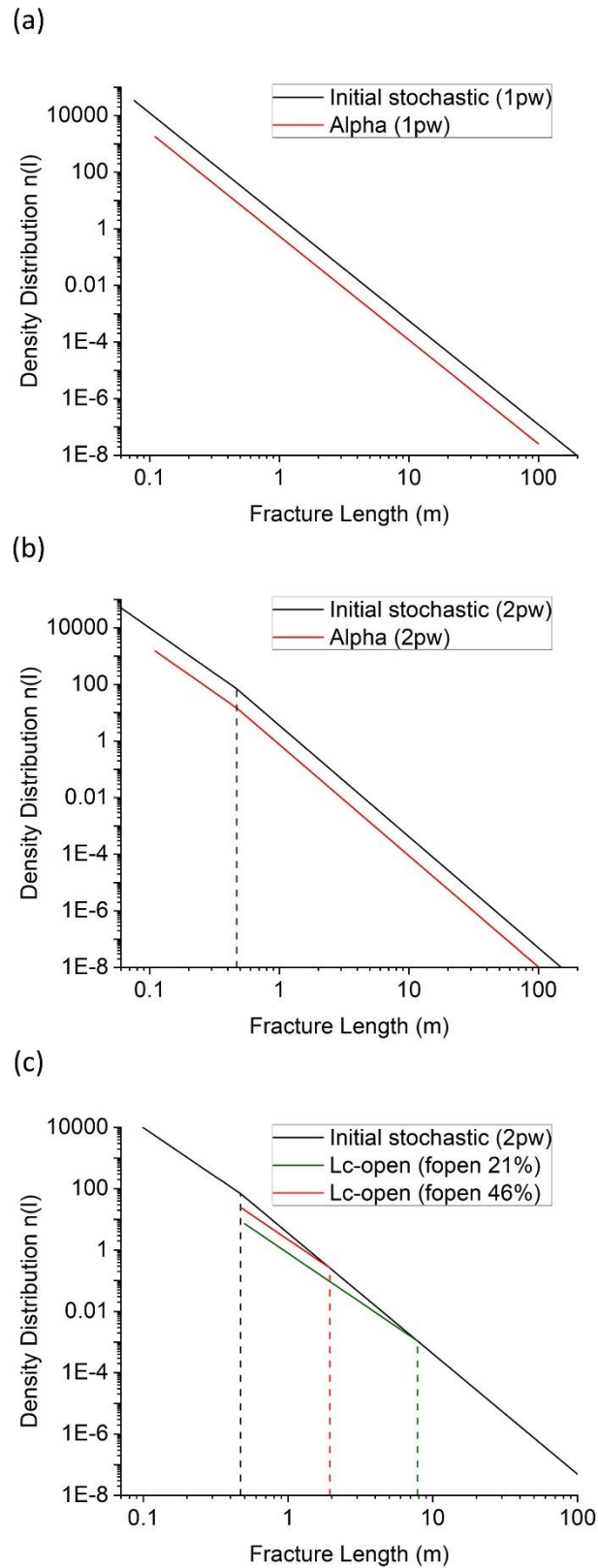


FIGURE 5-1 : ILLUSTRATION DES MODÈLES STOCHASTIQUES ET COMPARAISON ENTRE EUX. (A) MODÈLE STOCHASTIQUE EN UNE LOI DE PUISSANCE (NOIR) ET MODÈLE ALPHA ASSOCIÉ (ROUGE) ; (B) MODÈLE STOCHASTIQUE EN DEUX LOIS DE PUISSANCE (NOIR) ET MODÈLE ALPHA ASSOCIÉ (ROUGE) ; (C) MODÈLE STOCHASTIQUE EN DEUX LOIS DE PUISSANCE (NOIR) ET MODÈLES LC-OPEN ASSOCIÉS.

5.2.1.2. DFN DÉTERMINISTE

Le DFN déterministe est un réseau 3-D de fractures, observé de manière indirecte dans le tunnel par la méthode GPR. Pour rappel, la première expérience de terrain consistait à la cartographie des fractures horizontales (Chapitre 2 ; Molron et al. (2020)) et la deuxième expérience consistait à imager la connectivité hydraulique des fractures entre deux forages (Chapitre 3 ; Molron et al. (submitted)). Au total, 19 fractures, d'orientation subhorizontale (dip < 35°) et de surface 1-10 m², ont été détectées à partir de ces deux expériences dans un volume d'échantillonnage de 12 m x 3.4 m x 10 m (longueur x largeur x profondeur) (Figure 5-2). La position des fractures déterministes a été définie par une méthode manuelle dite le « picking » qui consistait à relever à la main les réflexions GPR sur chacun des profils 2-D importés dans le logiciel Paradigm GOCAD™. L'ensemble des courbes de picking par réflexion GPR a été utilisé pour construire nos surfaces de fractures, en utilisant un plan en forme de polygone convexe qui honore l'ensemble de ces courbes sans supposition de forme de fractures pour éviter une sous- ou surestimation des données. Il est à noter qu'une certaine incertitude quant à la position des fractures peut être liée à la précision manuelle du picking (qui est assez subjective) mais aussi à la résolution des images GPR. La résolution verticale et horizontale du GPR est de l'ordre de $\lambda/4$, où λ représente la longueur de l'onde (Annan, 2003; Jol, 2008; Reynolds, 1997). Les résolutions pour les trois fréquences utilisées (160MHz, 450MHz et 750 MHz) sont de 0.04, 0.06 et 0.2 m respectivement. Nous avons vérifié l'impact de cette incertitude sur le reste de notre étude en générant différentes réalisations de DFN déterministes, dont les positions de fractures ont été translatées de 20 cm (équivalent à la plus faible résolution des trois fréquences) dans les directions négative et positive selon les trois axes ($\pm x$, $\pm y$, $\pm z$). De cette analyse, nous certifions qu'une translation de 20 cm des fractures selon les trois axes n'a aucun impact pour le conditionnement des modèles.

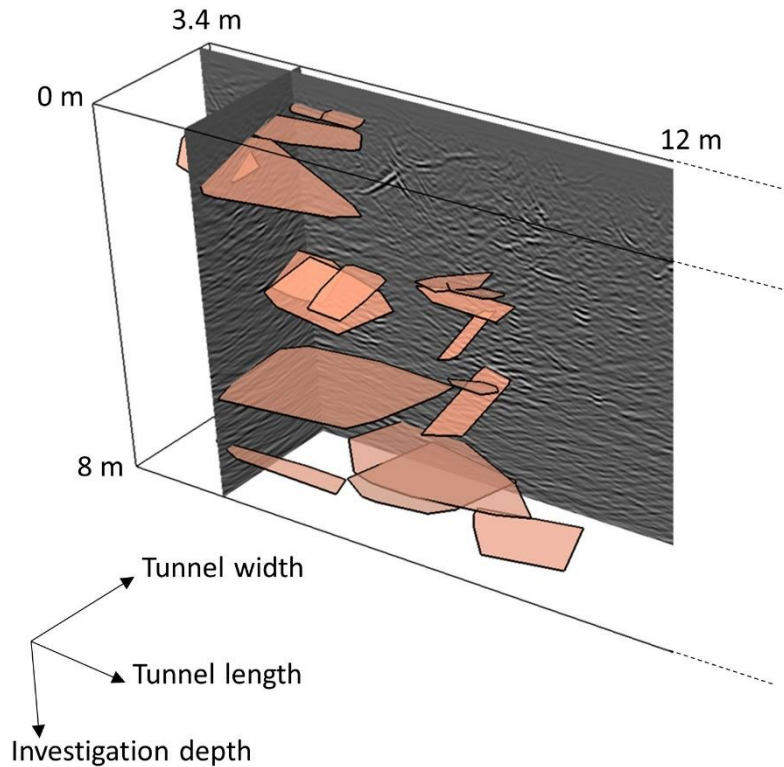


FIGURE 5-2 : ILLUSTRATION DES FRACTURES GPR DÉTERMINISTES.

5.2.1.3. DFN CONDITIONNÉS

La méthode de conditionnement des modèles stochastiques aux données GPR acquises sur le terrain consiste à insérer les données de fractures 3-D dans les modèles stochastiques (construits initialement à partir de la statistique des données 1-D et 2-D).

L'hypothèse de départ repose sur le fait que le DFN déterministe représente toutes les fractures (ou du moins 80% selon Molron et al. (2020)) comprises dans la gamme de détection GPR (c-à-d. $dip < 35^\circ$ et surface 1-10 m² dans notre cas).

La méthode de conditionnement consiste à cibler les fractures du DFN stochastique situées dans un système plus restreint équivalent au système GPR (« système déterministe » sur la Figure 5-3a), de sélectionner celles à orientation et surface équivalentes aux fractures déterministes, d'en supprimer le nombre correspondant aux fractures GPR (c-à-d. 19 dans notre cas) et finalement de les remplacer par les fractures déterministes (Figure 5-3b). Cette façon de procéder permet de conserver la densité de fractures en termes d'orientation par rapport au DFN stochastique de départ. Cependant, nous notons une certaine incertitude sur la densité de fractures en termes de surface. C'est la surface minimale (S_{min}) qui fixe la population de fractures ciblées qui sera remplacée. En fixant $S_{min} = 1 \text{ m}^2$, certains scénarii stochastiques ne présentent pas suffisamment de fractures pour en supprimer le nombre correspondant aux

fractures déterministes tandis que d'autres scénarii présentent un nombre largement supérieur aux fractures déterministes. Dans ce dernier cas, étant donné le caractère aléatoire de la suppression des fractures, la probabilité de suppression de fractures de petites tailles est plus élevée. On aura par conséquent une incertitude d'une part, sur le fait qu'on ait supprimé (ou non) une surface totale de fractures identique à celle de remplacement, et d'autre part sur le fait d'avoir enlevé ou non autant de grandes fractures que celle de remplacement.

Afin de lever cette incertitude, et afin que l'hypothèse de départ reste vraie, on varie et on adapte S_{min} en fonction du scénario stochastique. Dans le cas où un scénario stochastique présente un nombre de fractures inférieur au nombre déterministe dans la gamme adéquate de détection GPR, on a augmenté le nombre de fractures ciblées en diminuant S_{min} à 0.5 m². Dans le cas contraire où un scénario stochastique présente un nombre de fractures largement supérieur au nombre déterministe, on a diminué ce nombre en augmentant S_{min} à 2 m². De cette manière, 6 scénarii conditionnés ont été construits (Table 5-1).

TABLE 5-1 : RÉCAPITULATIF DES SCÉNARII CONDITIONNÉS CONSTRUITS (V) EN FONCTION DU S_{MIN} [M²] FIXÉ ET CHOISI POUR CIBLER LA GAMME DE FRACTURES STOCHASTIQUES À SUPPRIMER. LES DFN CONDITIONNÉS NON CONSTRUITS SONT REPRÉSENTÉS PAR DES CROIX (X).

Scénarii conditionnés	S_{min} [m ²]		
	0.5	1	2
Alpha (1pw)	x	v	x
Alpha (2pw)	v	x	x
Lc-open (fopen 21%)	x	v	v
Lc-open (fopen 46%)	x	v	v

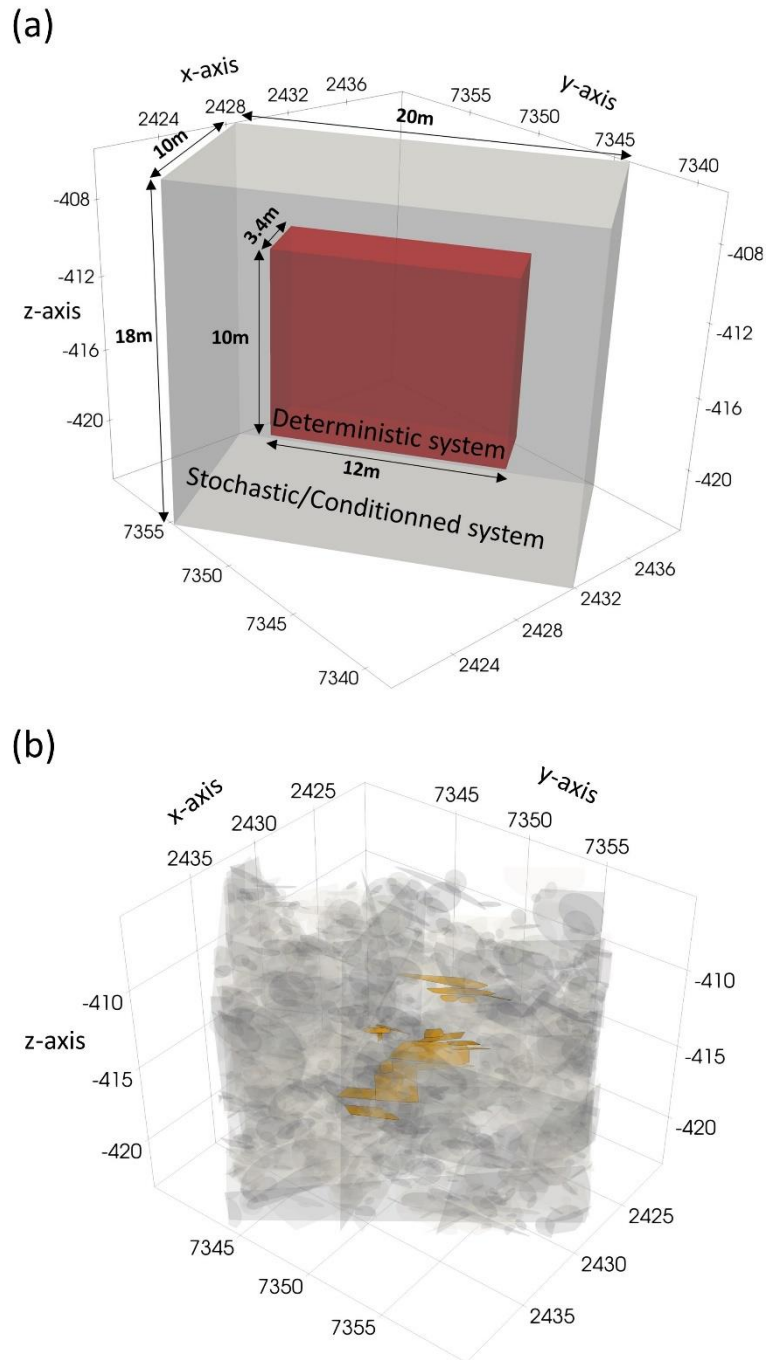


FIGURE 5-3 : (A) ILLUSTRATION DES DIFFÉRENTS SYSTÈMES DFN. LE SYSTÈME DÉTERMINISTE (ROUGE) EST CELUI OÙ L'ON RETROUVE LES FRACTURES GPR. C'EST DANS CE SYSTÈME QUE L'ON CIBLE LES FRACTURES STOCHASTIQUES POUR L'ÉTAPE DU CONDITIONNEMENT ; (B) ILLUSTRATION D'UN DFN CONDITIONNÉ, LE DFN DÉTERMINISTE (JAUNE) ÉTANT INSÉRÉ DANS LE DFN STOCHASTIQUE (GRIS).

5.2.2. CRITÈRES DE CONNECTIVITÉ

La connectivité hydraulique d'un DFN peut se calculer en fixant des conditions limites (p. ex. deux puits, deux bords du système, un bord et un puits, ...) et en imposant une différence de charge fictive entre les deux. Afin de réduire les temps de calcul, on utilise la méthode des graphes qui réduit une fracture en un nœud et chaque intersection entre 2 fractures en un lien entre deux nœuds (Andresen et al., 2013; Doolaeghe et al., 2020; Hyman et al., 2018). Par exemple, dans le cas d'une connexion entre deux puits (Figure 5-4), les nœuds représentent les points d'intersections d'une fracture avec une section de puits mais aussi le centre de chacune des fractures présente dans l'amas connecté. Les lignes de connexions relient les nœuds des objets connectés entre eux (soit le puits avec une fracture, soit une fracture avec une autre fracture). On parle d'amas connecté (« backbone ») lorsqu'un ensemble de fractures connectées entre elles relie les sections de puits indiquées. Le graphe sert à extraire l'amas connecté, le DFN connecté étant ensuite reconstruit à partir du graphe.

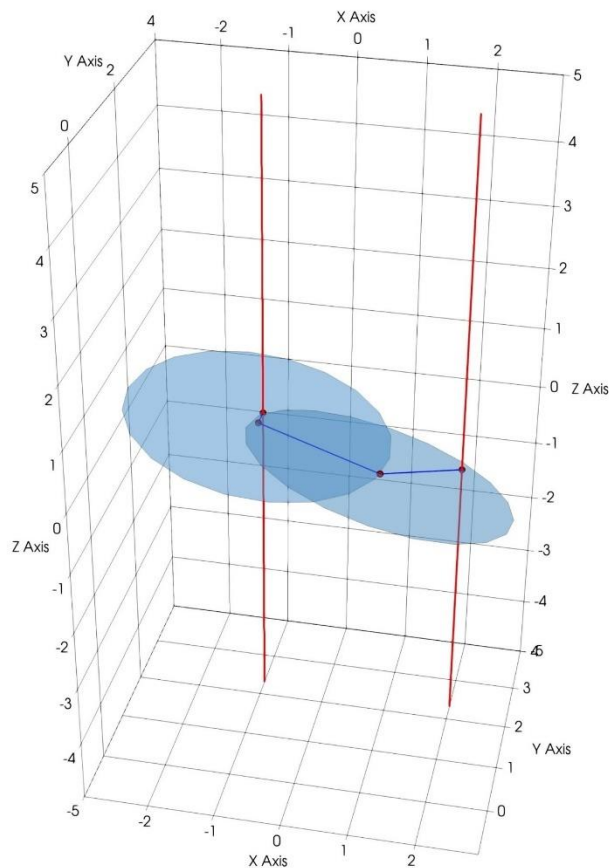


FIGURE 5-4 : EXEMPLE DE GRAPHE DANS LE CAS D'UN AMAS DE DEUX FRACTURES QUI CONNECTENT DEUX PUIITS. LES NŒUDS (SPHÈRES ROUGES) REPRÉSENTE L'INTERSECTION DES FRACTURES AVEC LES PUIITS AINSI QUE LE CENTRE DE CHACUNE D'ELLE. LES LIGNES DE CONNEXIONS (TRAITS BLEUS) RELIENT LES NŒUDS DES OBJETS CONNECTÉS ENTRE EUX.

Des critères de connectivité ont été définis en fonction des expériences de terrain réalisées entre deux forages séparés de 4.2 m. Le premier critère implique la connectivité entre l'entièreté du premier forage (BH1) et deux sections, de 30 et 40 cm d'épaisseur, le long du deuxième forage (BH2) (Figure 5-5a). Ces données ont été acquises lors du creusement de BH2 pendant lequel des mesures de pression en BH1 ont été enregistrées. Au total, sur 25 sections de forages, d'épaisseur variant de 10 à 50 cm, seules 2 sections, situées aux profondeurs 3.2-3.5 m et 7.1-7.5 m, ont provoqué une chute de pression en BH1 (Molron et al., 2020). Ce critère de connectivité sera analysé pour chacun des 10 scénarii (4 stochastiques et 6 conditionnés), pour toutes les réalisations. Pour rappel, nous avons généré un total de 20 réalisations pour tous les scénarii Alpha aussi bien stochastiques que conditionnés, 100 réalisations pour les modèles en Lc-open stochastiques et conditionnés avec une S_{\min} de 1 m² et finalement, 20 réalisations pour les modèles en Lc-open conditionnés avec une S_{\min} de 2 m².

Le deuxième critère de connectivité implique la connexion entre une section de 3 m d'épaisseur dans BH1 et une section de 0.5 m d'épaisseur dans BH2 (Figure 5-5b). Ce critère est plus précis que le premier car il implique une section spécifique en BH1 (contrairement à sa longueur totale pour le premier critère). Les sections dans chacun des deux puits sont celles sollicitées lors de l'expérience de l'essai de traçage (expérience détaillée au Chapitre 3). Les sections qualifiées comme hydrauliquement actives avaient été définies au préalable par des tests hydrauliques d'injection effectués dans des sections d'épaisseur de 1 m pour chacun des deux puits. Dans BH1, seulement 3 sections, aux profondeurs 3-6 m, et dans BH2 seule une section, aux profondeurs 3-4 m, ont permis la mesure de flux, les autres étant sous le seuil limite de détection du débitmètre (2 mL/min). La section dans BH2 a été restreinte aux profondeurs de 3.2-3.7 m pour deux raisons. La première étant que la section de forage située à 3.2-3.5 m de profondeur a montré une connectivité avec BH1 et la deuxième étant que les analyses de carottes de forages et images GPR ont montré que 3 fractures subhorizontales et ouvertes sont présentes aux profondeurs de 3.2-3.7 m (Molron et al., 2020).

5.2.3. ANALYSES DES SCÉNARII

5.2.3.1. SENSIBILITÉ DES SCÉNARII STOCHASTIQUES À S_{\min}

Comme explicité dans la section « 5.2.1.3 DFN conditionnés », c'est S_{\min} qui fixe la population de fractures à supprimer dans le DFN stochastique pour une gamme de fractures ciblées, équivalente à la gamme de détection GPR (dip < 35° et $S_{\max} = 10$ m²), et situées dans un système équivalent à celui du système déterministe (représenté en rouge sur la Figure 5-3a). Cette analyse a pour objectif principal d'observer la sensibilité du nombre de fractures sélectionnées dans le scénario stochastique en fonction de S_{\min} et l'influence conséquente du nombre de fractures supprimées sur la connectivité du réseau.

À cette fin, nous avons premièrement calculé le nombre de fractures ciblées en utilisant $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$, 1 m^2 et 2 m^2 pour chacun des scénarii stochastiques. Nous avons ensuite calculé le nombre de sections de BH2 connectées à BH1 (sur base du premier critère de connectivité) en fonction du nombre de fractures supprimées. Cette dernière analyse n'a pas été réalisée pour $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$.

5.2.3.2. ANALYSE DES SCÉNARII STOCHASTIQUES ET CONDITIONNÉS SELON

LES CRITÈRES DE CONNECTIVITÉ

Au total trois analyses ont été étudiées pour le premier critère de connectivité. La première consiste à calculer le nombre total (/25) de sections de BH2 connectées à BH1. Pour cela, nous avons calculé le backbone entre BH1 et chacune des sections BH2, et nous avons comptabilisé les backbone non nuls (c-à-d. ayant un nombre de fractures non nul). Un exemple de backbone entre BH1 et une section de BH2 est illustré sur la Figure 5-6. Ensuite pour chaque scénario, une moyenne a été calculée sur l'ensemble des réalisations. La deuxième analyse consiste à calculer la proportion de réalisations, par scénario DFN, qui contiennent au moins les deux sections connectées entre les deux puits. La troisième analyse est similaire à la première exceptée que l'on calcule le nombre total (/25) de sections cohérentes aux données, parmi les réalisations qui contiennent les sections connectées. Une section est cohérente si elle est similaire aux données, qu'elle soit connectée ou non. Ensuite, on a calculé la moyenne de la proportion de ces sections cohérentes sur l'ensemble des réalisations pour chaque scénario différent.

Une seule analyse a été réalisée pour le deuxième critère de connectivité. Elle consiste au calcul de la proportion de réalisations qui contiennent la connexion entre les deux puits.

Pour chacune des analyses, nous comparons les scénarii entre eux : entre stochastiques et conditionnés d'un même type de modèle (Alpha (1pw) ou Alpha (2pw) ou Lc-open (fopen 21%) ou Lc-open (46%)), et entre ces différents types de modèles.

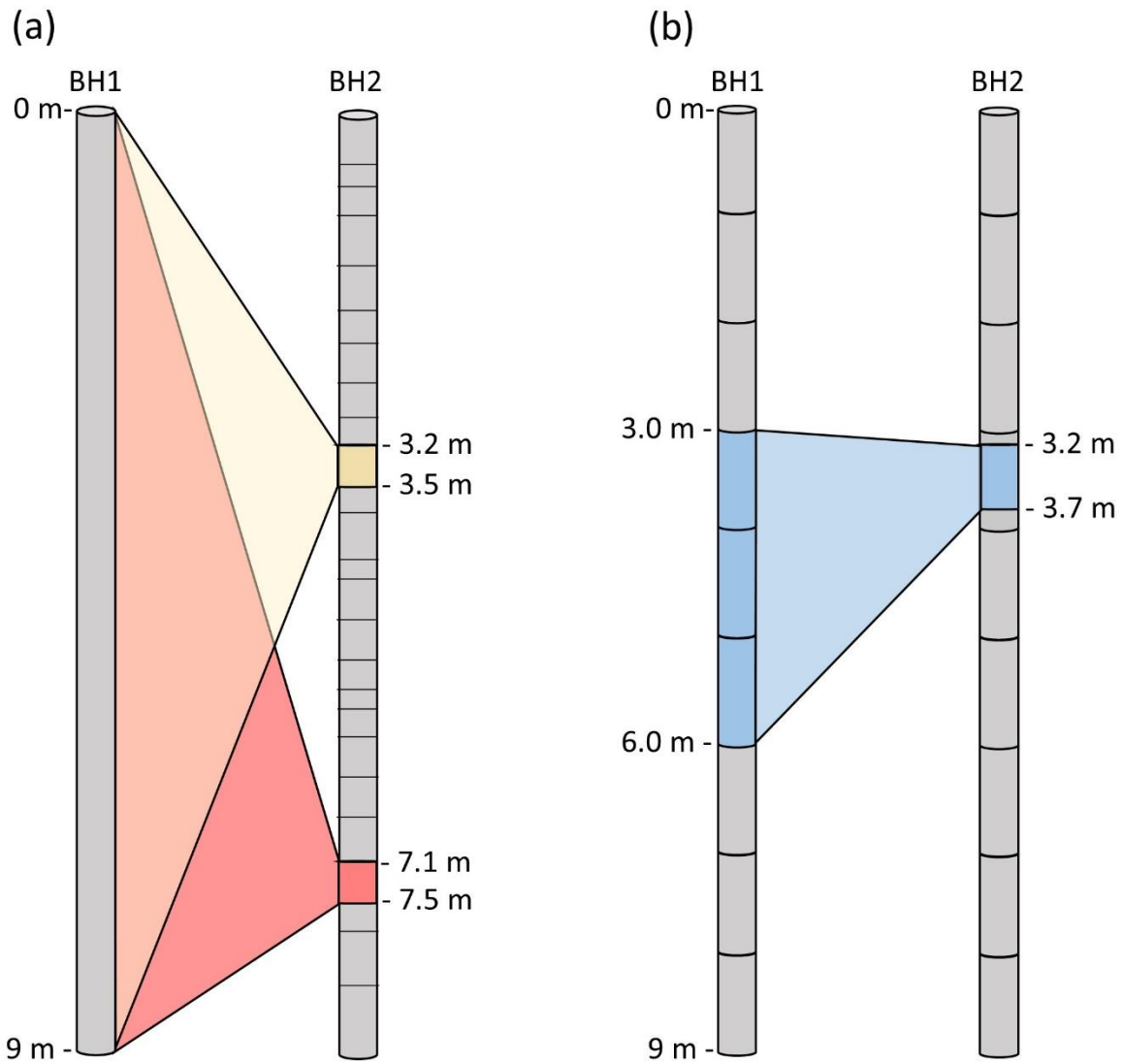


FIGURE 5-5 : CRITÈRES DE CONNECTIVITÉ. (A) SECTIONS DE BH2 CONNECTÉES À BH1. BH2 EST DISCRÉTISÉ DE MANIÈRE SCHÉMATIQUE EN 25 SECTIONS DE FORAGE. (B) SECTIONS CONNECTÉES ENTRE BH1 ET BH2 ET SOLlicitÉE LORS DE L'EXPÉRIENCE DE L'ESSAI DE TRAÇAGE (DÉTAILLÉE AU CHAPITRE 3). LES PUIIS SONT DISCRÉTISÉS DE MANIÈRE SCHÉMATIQUE EN SECTIONS DE 1 M D'ÉPAISSEUR (ÉPAISSEUR UTILISÉES LORS DES ESSAIS D'INJECTION QUI ONT PERMIS DE DÉTERMINER CES SECTIONS COMME HYDRAULIQUEMENT ACTIVES).

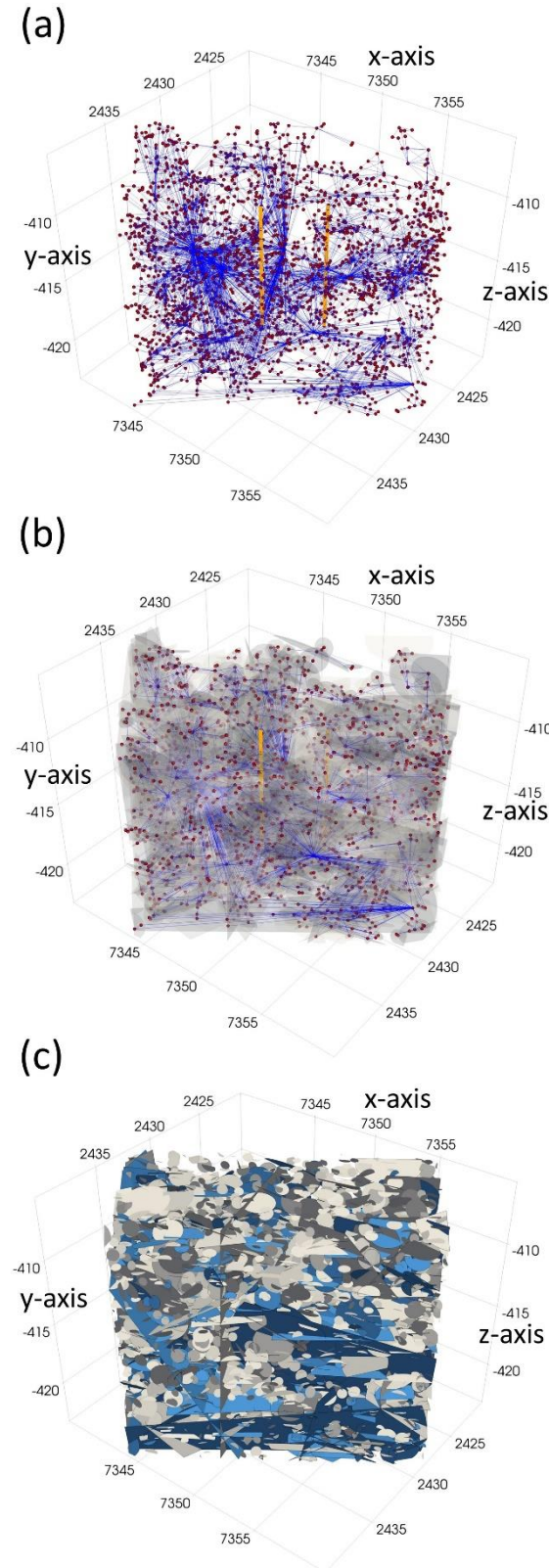


FIGURE 5-6 : ILLUSTRATION D'UN AMAS CONNECTÉ ENTRE UNE SECTION DE BH2 ET L'ENSEMBLE DU PUIITS BH1. EXEMPLE D'UN DFN STOCHASTIQUE LC-OPEN. (A) EXTRACTION DU BACKBONE ; (B) RECONSTRUCTION DU DFN CONNECTÉ À PARTIR DU GRAPHE ; (C) L'AMAS CONNECTÉ EST REPRÉSENTÉ EN BLEU PARMIS LE RESTE DES FRACTURES COMPOSANT LE DFN.

5.3. RÉSULTATS

Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus pour l'analyse de sensibilité des scénarii stochastiques en fonction de S_{\min} , ainsi que la comparaison des connectivités, selon les deux critères décrits dans la section « 5.2.2 Critères de connectivité », entre scénarii stochastiques et conditionnés. Les résultats sont exprimés en fonction de la densité (P_{32}) et du paramètre de percolation (mesure de la connectivité du réseau) (De Dreuzy et al., 2000).

5.3.1. ANALYSES DE SENSIBILITÉ DES DFN STOCHASTIQUES

La première analyse de sensibilité consiste à calculer le nombre de fractures (ayant un dip $< 35^\circ$ et une $S_{\max} = 10 \text{ m}^2$) localisées dans un système équivalent au système déterministe en variant S_{\min} . L'influence de S_{\min} sur le nombre de fractures sélectionnées est bien perçue dans la Table 5-2 et sur la Figure 5-7.

Par cette analyse nous tentons de déterminer la borne S_{\min} la plus adéquate par scénario pour que le conditionnement soit le plus efficace, dans l'hypothèse où le GPR a identifié l'essentiel des fractures ouvertes comprises dans la gamme de détection GPR. Une S_{\min} est considérée comme « plus adéquate » dans la mesure où le nombre de fractures ciblées est cohérent avec le nombre de fractures déterministes. Le scénario Alpha (1pw) montre un nombre de fractures cohérent pour une $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ (24 fractures), ce nombre étant trop élevé (62 fractures) pour une $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$ et trop faible (9 fractures) pour une $S_{\min} = 2 \text{ m}^2$. Malgré un nombre assez élevé (40 fractures) pour la borne $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$ du scénario Alpha (2pw), c'est cette surface qui rend possible le conditionnement dans la mesure où le nombre n'est pas suffisant pour les autres bornes (15 et 4 fractures pour $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ et 2 m^2 respectivement). La borne $S_{\min} = 2 \text{ m}^2$ semble la plus adéquate pour le scénario Lc-open (21%) (21 fractures), les deux autres bornes donnant un nombre trop élevé de fractures (104 et 48 fractures pour $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$ et 1 m^2). Malgré un nombre supérieur aux fractures déterministes (29 fractures), la borne $S_{\min} = 2 \text{ m}^2$ est également la plus adéquate pour le conditionnement du scénario Lc-open (46%), les autres bornes donnant un nombre beaucoup trop élevé de fractures (240 et 95 fractures pour $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$ et 1 m^2).

Notez que nous n'observons pas de corrélation directe entre la densité du réseau de fractures total, P_{32} , et le nombre de fractures cibles (Figure 5-7a). Ceci peut s'expliquer par la percolation liée à chacun des scénarii (Figure 5-7b). Au plus un réseau de fractures a une percolation élevée, au plus il est connecté. Comme l'indique la Figure 5-7b, le scénario Alpha (2pw) a une plus faible percolation que les autres scénarii malgré sa densité de fractures, P_{32} , supérieure au scénario Alpha (1pw) et Lc-open (fopen 21%).

TABLE 5-2 : MOYENNE DU NOMBRE DE FRACTURES SÉLECTIONNÉES EN FONCTION DE S_{\min} . CES FRACTURES SONT COMPRIS DANS UNE GAMME D'ORIENTATION ET DE SURFACE ÉQUIVALENTE AUX FRACTURES DÉTECTÉES PAR LE GPR ($DIP < 35^\circ$ ET $S_{\max} = 10 \text{ M}^2$), ET SITUÉES DANS UN SYSTÈME DE DIMENSION ÉQUIVALENTE AU SYSTÈME DÉTERMINISTE.

Scénarii conditionnés	$S_{\min} \text{ [m}^2\text{]}$		
	0.5	1	2
Alpha (1pw)	62	24	9
Alpha (2pw)	40	15	4
Lc-open (fopen 21%)	104	48	21
Lc-open (fopen 46%)	240	95	29

La deuxième analyse consiste à calculer la moyenne (sur toutes les réalisations des différents scénarii) du nombre de sections de BH2 (sur un total de 25 sections) connectées à BH1 en fonction du nombre de fractures supprimées. Une liste spécifique de fractures (résumée dans la Table 5-3) pour chacun des scénarii a été supprimée du DFN initial, la dernière valeur étant la valeur maximale (arrondi à la dizaine, excepté pour le modèle Alpha (2pw)) de fractures supprimables. Cette analyse n'a pas été faite pour des fractures ayant une S_{\min} de 0.5 m². La Figure 5-8 illustre les résultats pour chacun des scénarii en fonction de la densité, P_{32} , des réseaux de fractures. Pour les 4 scénarii, le point ayant un P_{32} maximal correspond au DFN stochastique initial (sans suppression de fractures). Au plus le nombre de fractures supprimées augmente, au plus la densité du réseau sera faible.

Les différents scénarii stochastiques montrent déjà initialement (avant la suppression de fractures) des différences de connectivité de leur réseau. En les comparant au nombre de connexions observées sur le terrain (2 sections connectées sur un total de 25), les prédictions des scénarii Alpha (Figure 5-8a,b) indiquent une légère surestimation du nombre de connexions entre les deux puits (en moyenne 3 à 4 connexions) tandis que les scénarii Lc-open (Figure 5-8c,d) indiquent une plus forte surestimation de ce nombre (en moyenne 8 et 14 pour une fraction de fractures ouvertes de 21% et 46%). Ces résultats nous indiquent déjà que les scénarii Alpha semblent fournir une meilleure prédiction en termes de connectivité hydraulique des fractures entre nos deux puits séparés de 4 m de distance et localisés à 410 m de profondeur.

Nous avons ensuite regardé l'évolution de ces prédictions sous l'influence du nombre de fractures supprimées. La suppression maximale de 20 et 10 fractures pour les bornes $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ et 2 m^2 du scénario Alpha (1pw) (Figure 5-8a) mène respectivement à une légère sous-estimation et à une disparition complète du nombre de connexions entre les forages. La suppression maximale de 10 fractures pour la borne $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ du scénario Alpha (2pw) (Figure 5-8b) se rapproche de la connectivité attendue avec 3 chemins connectés. Cependant, le nombre

de fractures disponibles pour cette borne minimale de surface est insuffisant pour le conditionnement de 19 fractures (c'est pourquoi nous avons dû conditionner ce scénario à une borne de $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$). La suppression maximale de 40 et 20 fractures pour les bornes $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ et 2 m^2 du scénario Lc-open (21%) (Figure 5-8c) surestime dans les deux cas le nombre de connexions s'élevant de 5 à 6. Et de manière similaire, la suppression de 80 et 20 fractures pour les bornes de $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ et 2 m^2 du scénario Lc-open (46%) (Figure 5-8d) surestime largement le nombre de connexions atteignant 12 à 13.

Le scénario Alpha (1pw) semble prédire un nombre de connexions presque équivalent (légère sous-estimation) pour la suppression d'une vingtaine de fractures dans le cas de $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$. Nous ne pouvons rien dire pour le moment pour le scénario Alpha (2pw) en termes de nombre de connexions, car un nombre insuffisant de fractures pour un $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ ne permet pas de comparer le nombre de connexions prédit à celui observé sur le terrain. Les scénarii Lc-open quant à eux, montrent un nombre de connexions trop élevé (en moyenne 6 et 13) dans le cas d'une suppression d'une vingtaine de fractures malgré l'ajustement de la borne S_{\min} à 2 m^2 .

TABLE 5-3 : LISTE DU NOMBRE DE FRACTURES SUPPRIMÉES EN FONCTION DE S_{\min} (m^2) POUR CHAQUE SCÉNARIO.

Scénarii conditionnés	S_{\min} [m^2]	
	1	2
Alpha (1pw)	[5, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20]	[5, 8, 10]
Alpha (2pw)	[5, 8, 10, 12, 14]	/
Lc-open (fopen 21%)	[10, 20, 30, 40]	[10, 20]
Lc-open (fopen 46%)	[10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80]	[10, 20]

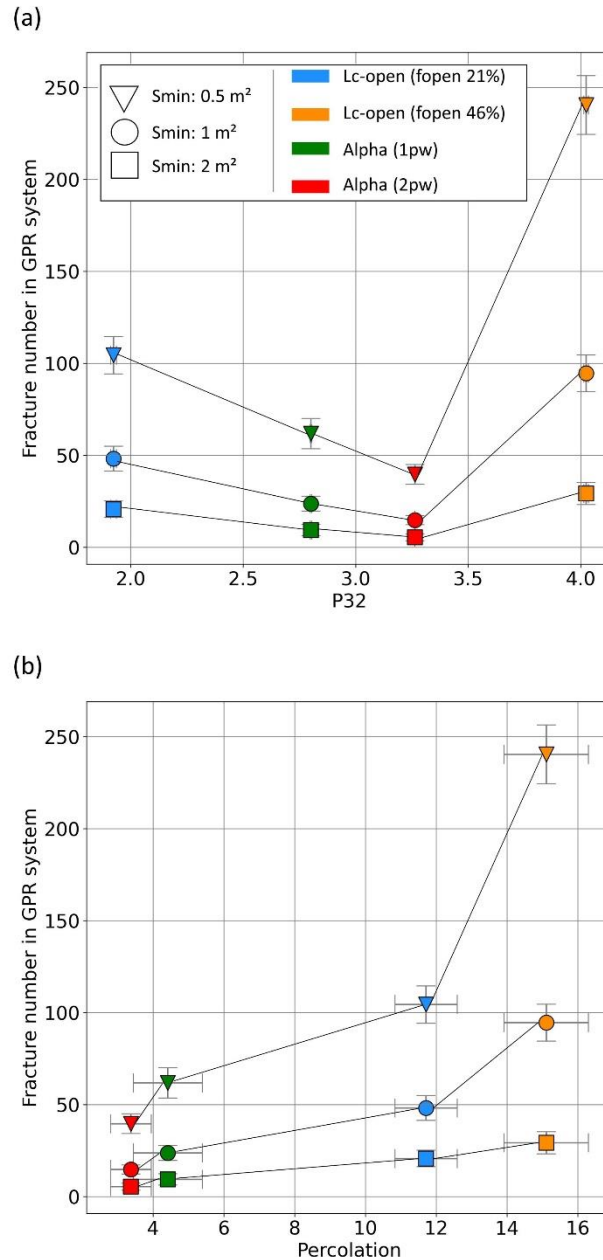


FIGURE 5-7 : ANALYSE DE SENSIBILITÉ DES SCÉNARII STOCHASTIQUES : MOYENNE (SUR LES DIFFÉRENTES RÉALISATIONS DES SCÉNARII DFN) DU NOMBRE DE FRACTURES, POUR UNE GAMME DE FRACTURES CIBLÉES ÉQUIVALENTE À LA GAMME DE DÉTECTION GPR (C-À-D. UN DIP <35° ET UNE S_{MAX} DE 10 M²) ET SITUÉES DANS UN SYSTÈME ÉQUIVALENT À CELUI DES FRACTURES GPR EN FONCTION DE (A) LA DENSITÉ P32 ET (B) LE PARAMÈTRE DE PERCOLATION. LES SYMBOLES REPRÉSENTENT LA VARIATION DE S_{MIN} UTILISÉE POUR CIBLER LES FRACTURES ET LES COULEURS REPRÉSENTENT LES DIFFÉRENTS SCÉNARII STOCHASTIQUES.

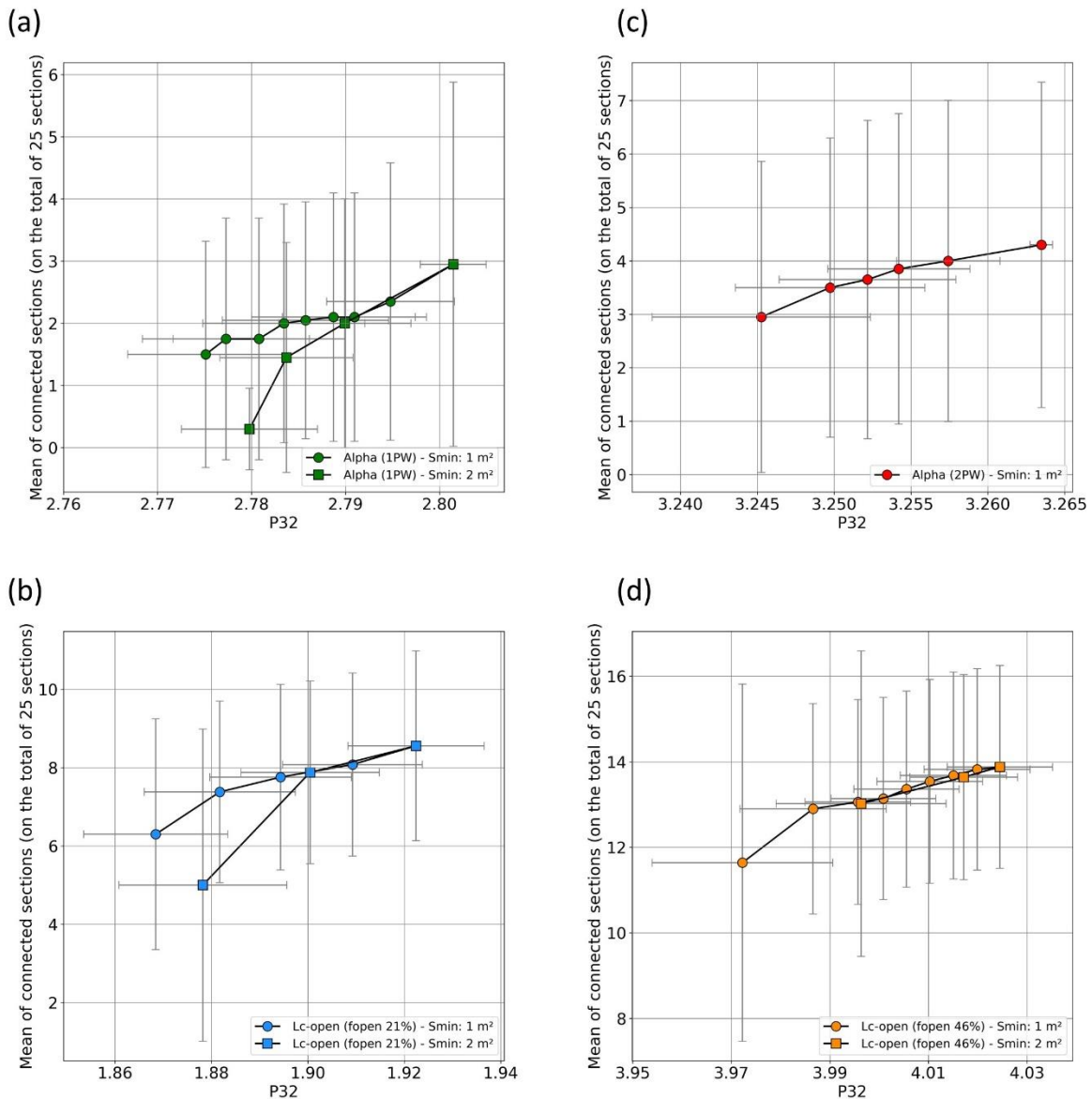


FIGURE 5-8 : ANALYSE DE SENSIBILITÉ DES SCÉNARIOS STOCHASTIQUES : MOYENNE (SUR LES DIFFÉRENTES RÉALISATIONS DES SCÉNARIOS DFN) DES SECTIONS DE BH2 (SUR UN TOTAL DE 25 SECTIONS) CONNECTÉES À BH1, À MESURE QUE L'ON SUPPRIME UN CERTAIN NOMBRE DE FRACTURES, EXPRIMÉE EN FONCTION DE LA DENSITÉ DU RÉSEAU DE FRACTURES. LE POINT CORRESPONDANT AU P32 MAXIMAL, CORRESPOND AU DFN INITIAL (SANS SUPPRESSION DE FRACTURES). (A) SCÉNARIO ALPHA (1PW) : SUPPRESSION DE [5, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20] ET [5, 8, 10] FRACTURES POUR UNE S_{MIN} DE 1 M² ET 2 M²; (B) SCÉNARIO ALPHA (2PW) : SUPPRESSION DE [5, 8, 10, 12, 14] FRACTURES POUR UNE S_{MIN} DE 1 M²; (C) SCÉNARIO LC-OPEN (FOPEN 21%) : SUPPRESSION DE [10, 20, 30, 40] ET [10, 20] FRACTURES POUR UNE S_{MIN} DE 1 M² ET 2 M²; (D) SCÉNARIO LC-OPEN (FOPEN 46%) : SUPPRESSION DE [10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80] ET [10, 20] FRACTURES.

5.3.2. ANALYSE DES SCÉNARIIS STOCHASTIQUES ET CONDITIONNÉS SELON LE PREMIER CRITÈRE DE CONNECTIVITÉ

Pour rappel, le premier critère de connectivité correspond à la connectivité entre BH2, discrétisé en 25 sections (sections de forage), et BH1, discrétisé en une unique section sur toute sa longueur. Les données de terrain nous indiquent que seules 2 sections de BH2, localisées aux profondeurs de 3.2-3.5 m et 7.1-7.5 m, sont connectées à BH1.

La première analyse consistait à calculer la moyenne (sur l'ensemble des réalisations pour chaque scénario) du nombre de sections de BH2 (sur un total de 25) connectées à BH1. La comparaison entre scénarios stochastiques et leur homologue conditionné peut être analysée sur la Figure 5-9 en fonction de (a) la densité, P_{32} et (b) la percolation. Pour le modèle Alpha (1pw) (représenté en vert), les scénarios stochastique et conditionné donnent un nombre moyen de sections équivalent. Pour le modèle Alpha (2pw) (représenté en rouge), le scénario stochastique prévoit moins de sections connectées que le scénario conditionné (S_{\min} de 0.5 m²). Pour les modèles Lc-open (fopen 21%) (représenté en bleu) et Lc-open (fopen 46%) (représenté en orange), les scénarios stochastiques prévoient un nombre moyen de sections connectées inférieur à celui des scénarios conditionnés avec une S_{\min} de 1 m² mais prévoient un nombre moyen supérieur ou équivalent à celui des scénarios conditionnés avec une S_{\min} de 2 m². C'est sans surprise que seuls les modèles Alpha prédisent un nombre de sections plus ou moins cohérents aux données, ne montrant pas d'influence du conditionnement pour le scénario Alpha (1pw) et au contraire montrant une sur-estimation du nombre de connexions par conditionnement du scénario Alpha (2pw).

Une deuxième analyse, plus fine, consiste à regarder la proportion des réalisations des scénarios stochastiques et leur homologue conditionné qui contiennent les deux sections observées sur le terrain (Table 5-4). Les résultats de chaque scénario sont exposés dans la Table 5-4, dans la colonne « *Réalisations ayant 2 sections connectées (%)* ». Le tableau est divisé en fonction du nombre de réalisations initiales sur lequel s'est basée la première analyse. Pour rappel, 100 réalisations DFN avaient été générées pour les modèles Lc-open stochastiques et conditionnés avec une S_{\min} de 1 m² tandis que 20 réalisations avaient été générées pour tous les scénarios Alpha (stochastiques et conditionnés) ainsi que les modèles Lc-open conditionnés avec une S_{\min} de 2 m². Pour ces derniers, nous les avons comparés aux 20 premières réalisations stochastiques correspondantes (même graine de génération). Nous avons également recalculé la proportion des scénarios Lc-open conditionnés avec une S_{\min} de 1 m² pour les 20 premières réalisations. Excepté le scénario Alpha (1pw) et les scénarios Lc-open conditionnés

aux fractures avec une $S_{\min} = 2 \text{ m}^2$, on observe une nette différence entre scénarii stochastiques et conditionnés : 0 à 33% pour les scénarii stochastiques contre 30 à 55% pour les scénarii conditionnés. Ce résultat nous indique clairement l'impact du conditionnement sur la prédiction des deux sections de BH2 connectées à BH1 observées sur le terrain. On remarque notamment une très forte sensibilité au conditionnement pour le scénario Alpha (2pw) qui montre que le conditionnement est nécessaire afin de prédire ces connexions. L'absence de ces deux connexions pour le scénario Alpha (1pw) indiquerait que ce modèle présente de manière générale trop peu de connexions pour une borne $S_{\min} = 1 \text{ m}^2$ et il serait sûrement nécessaire d'utiliser une borne $S_{\min} = 0.5 \text{ m}^2$ de manière similaire au scénario Alpha (2pw).

Parmi l'ensemble des réalisations qui contiennent ces deux sections connectées, la troisième analyse consistait à calculer la proportion moyenne de sections cohérentes (c-à-d. 2 sections connectées et 23 sections non connectées) le long de BH2. Cette proportion exprimée en pourcentage est exposée dans la Table 5-4, dans la colonne « *Sections cohérentes (%)* ». Les résultats indiquent une proportion quasi similaire entre les DFN stochastiques et conditionnés, excepté pour le scénario Alpha (2pw) conditionné qui lui, offre une proportion de 75% de sections cohérentes contrairement au résultat nul de son homologue stochastique. Ceci peut s'expliquer simplement par l'effet des sections non connectées présentes en plus grande proportion (92%) que les sections connectées (8%).

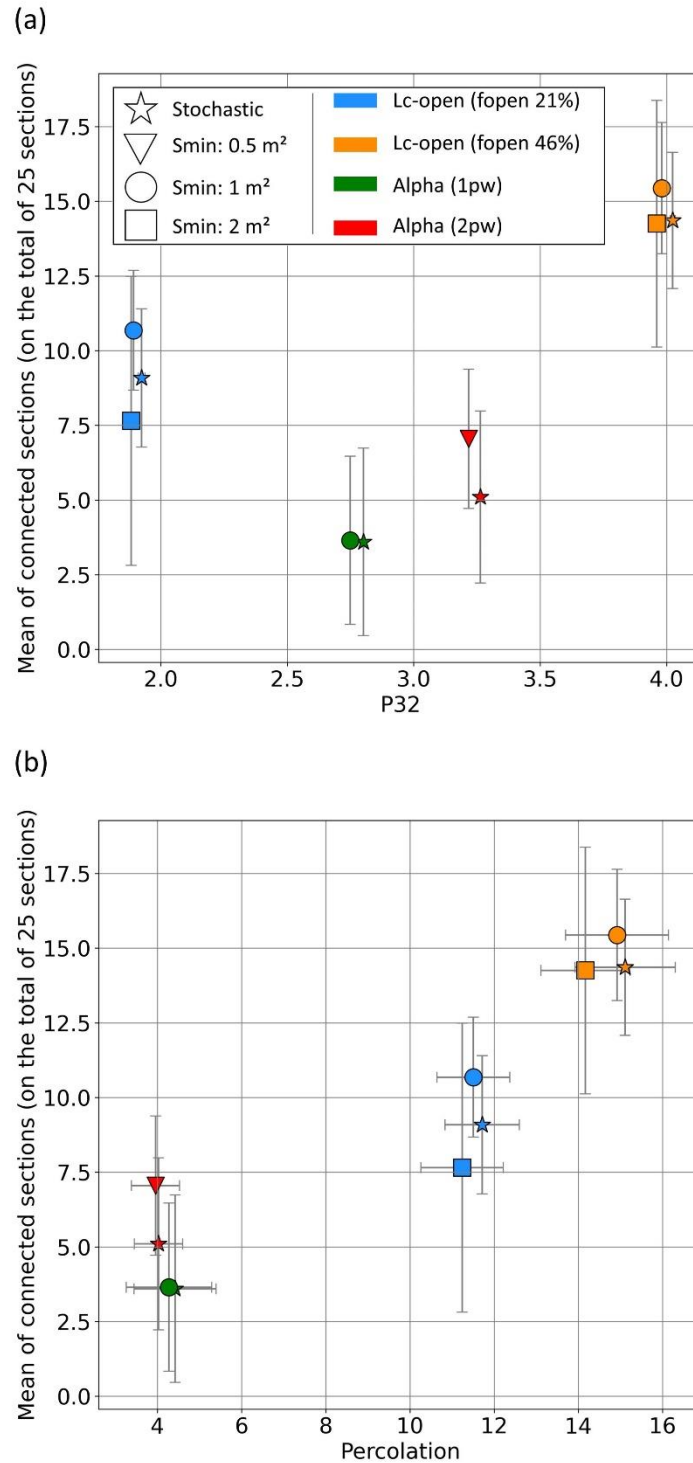


FIGURE 5-9 : ANALYSE DES CONNECTIVITÉS ENTRE BH2 DISCRÉTISÉ EN 25 SECTIONS ET BH1 DISCRÉTISÉ EN UNE UNIQUE SECTION SUR TOUTE SA LONGUEUR (AU TOTAL 2 SECTIONS CONNECTÉES ONT ÉTÉ OBSERVÉES SUR LE TERRAIN). MOYENNE (SUR LES DIFFÉRENTES RÉALISATIONS DES SCÉNARII DFN) DES SECTIONS DE BH2 (SUR UN TOTAL DE 25 SECTIONS) CONNECTÉES À BH1 EN FONCTION DE (A) LA DENSITÉ P32 ET (B) LE PARAMÈTRE DE PERCOLATION. LES SYMBOLES REPRÉSENTENT LE CARACTÈRE STOCHASTIQUE OU CONDITIONNÉ (SELON UNE S_{MIN} SPÉCIFIQUE) DES SCÉNARII DFN ET LES COULEURS REPRÉSENTENT LES DIFFÉRENTS SCÉNARII DE DFN.

TABLE 5-4 : PROPORTION DES RÉALISATIONS DFN CONTENANT AU MOINS LES DEUX SECTIONS DE BH2 (3.2-3.5 M ET 7.1-7.5 M) CONNECTÉES À BH1 (« RÉALISATIONS AYANT 2 SECTIONS CONNECTÉES [%] »). CETTE ANALYSE A ÉTÉ FOCALISÉE SUR LES RÉALISATIONS QUI CONTENAIENT DÉJÀ DES SECTIONS CONNECTÉES. PARMI LES RÉALISATIONS CONTENANT LES DEUX SECTIONS OBSERVÉES, NOUS AVONS CALCULÉ LA PROPORTION DU NOMBRE DE SECTIONS COHÉRENTES AUX DONNÉES (« SECTIONS COHÉRENTES [%] »). LES RÉSULTATS POUR LES SCÉNARIIS DFN STOCHASTIQUES ET CONDITIONNÉS SONT REPRIS DANS LES COLONNES « S » ET « C » RESPECTIVEMENT. LES SCÉNARIIS NON ANALYSÉS SONT REPRÉSENTÉS PAR LE SYMBOLE « / », ET LES RAPPORTS SANS VALEUR SONT REPRÉSENTÉS PAR LE SYMBOLE « - ».

Scénarii	20 réalisations initiales												100 réalisations initiales							
	Réalizations ayant 2 sections connectées [%]						Sections cohérentes [%]						Réalizations ayant 2 sections connectées [%]			Sections cohérentes [%]				
	S	C		Ratio			S	C		Ratio			S	C	Ratio	S	C	Ratio		
	0.5m ²	1m ²	2m ²	0.5m ²	1m ²	2m ²		0.5m ²	1m ²	2m ²	0.5m ²	1m ²	2m ²		1m ²	1m ²		1m ²	1m ²	
Alpha (1pw)	0	/	0	/	/	-	/	0	/	0	/	/	-	/	/	/	/	/	/	
Alpha (2pw)	0	40	/	/	0	/	/	0	75	/	/	0	/	/	/	/	/	/	/	
Lc-open (fopen 21%)	15	/	55	40	/	0.27	0.35	70	/	65	61	/	1.08	1.15	8	35	0.23	61	60	1.02
Lc-open (fopen 46%)	15	/	30	30	/	0.50	0.50	42	/	41	41	/	1.02	1.02	33	52	0.63	45	43	1.05

5.3.3. ANALYSE DES SCÉNARIIS STOCHASTIQUES ET CONDITIONNÉS SELON LE SECOND CRITÈRE DE CONNECTIVITÉ

Pour rappel, le deuxième critère de connectivité correspond à la connectivité entre les sections sollicitées pendant l'essai de traçage entre BH1 et BH2. Ces sections sont situées aux profondeurs 3-6 m et 3.2-3.7 m dans BH1 et BH2 respectivement. De manière similaire au premier critère, l'analyse consiste au calcul de la proportion de réalisations qui contiennent cette connexion entre les deux puits. Les résultats sont repris dans la Table 5-5. Dans ce cas, on observe une plus faible différence entre scénariis stochastiques et conditionnés : 5 à 67 % pour les scénariis stochastiques contre 5 à 66% pour les scénariis conditionnés, le scénario présentant la plus grande sensibilité étant une seconde fois le scénario Alpha (2pw).

TABLE 5-5 : PROPORTION DES RÉALISATIONS DFN CONTENANT LES SECTIONS SOLLICITÉES LORS DE L'EXPÉRIENCE DE L'ESSAI DE TRAÇAGE. CETTE ANALYSE A ÉTÉ RÉALISÉE SUR 20 ET 100 RÉALISATIONS DE DÉPART EN FONCTION DU SCÉNARIIS DFN UTILISÉ. LES RÉSULTATS POUR LES SCÉNARIIS DFN STOCHASTIQUES ET CONDITIONNÉS SONT REPRIS DANS LES COLONNES « S » ET « C » RESPECTIVEMENT. LES SCÉNARIIS NON ANALYSÉS SONT REPRÉSENTÉS PAR LE SYMBOLE « / ».

Scénariis	20 réalisations initiales							100 réalisations initiales		
	S		C			Ratio		S	C	Ratio
	0.5 m ²	1 m ²	1 m ²	2 m ²	0.5 m ²	1 m ²	2 m ²	1 m ²	1 m ²	
Alpha (1pw)	5%	/	5%	/	/	1	/	/	/	/
Alpha (2pw)	20%	35%	/	/	0.6	/	/	/	/	/
Lc-open (fopen 21%)	60%	/	65%	50%	/	0.92	1.20	44%	46%	0.96
Lc-open (fopen 46%)	60%	/	60%	55%	/	1.00	1.09	67%	66%	1.01

5.4. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Ce chapitre a comme objectif d'explorer l'impact du conditionnement des modèles stochastiques aux données GPR sur la prédiction des modèles en termes de connectivité hydraulique. Les données de terrain disponibles montrent que deux sections de BH2, situées aux profondeurs 3.2-3.5 m et 7.1-7.5 m, sont connectées à BH1 sans connaître leur profondeur. Elles montrent aussi qu'une section située aux profondeurs 3-6 m dans BH1 est connectée à une section localisée aux profondeurs 3.2-3.7 m dans BH2. Nous avons utilisé ces deux observations sur la connectivité des puits comme des critères de validation (appelés critères de connectivité) des modèles, le second étant plus précis que le premier.

Les scénarii tests sont constitués de DFN stochastiques et de DFN conditionnés (DFN stochastiques contenant l'information déterministe). Les DFN stochastiques sont construits à partir de données statistiques obtenues par les traces de fractures observées en forage et sur les parois de tunnel (Chapitre 4). Comme l'analyse de ces statistiques n'est pas univoque, nous proposons 4 scénarii stochastiques, qui correspondent à deux interprétations de la distribution des longueurs de fractures (selon 1 ou 2 lois de puissance – « 1pw » et « 2pw »), dont l'interprétation de la distribution se focalise sur les fractions ouvertes de fractures en termes de quantité (21% tel qu'observé dans les forages ou 46% tel qu'observé sur les traces des tunnels) et en termes de répartition en fonction de la longueur des fractures (modèle Alpha qui suppose que la fraction de fractures ouvertes est indépendante de la longueur, et modèle Lc-open qui suppose que les grandes fractures sont totalement ouvertes et les petites parties partiellement fermées). Ce sont ces 4 scénarii qui ont été utilisés pour le conditionnement. Le DFN déterministe est constitué de 19 fractures observées au GPR, d'orientation subhorizontale (dip <35°) et de surface comprise entre 1-10 m² (gamme d'orientation et de taille détectable par le GPR défini par Molron et al. (2020) pour le tunnel d'étude TAS04).

La méthode de conditionnement utilisée dans ce chapitre repose sur l'hypothèse que le DFN déterministe représente la (quasi) totalité des fractures situées dans une gamme d'orientation et de taille détectable par le GPR (appelée hypothèse de complétude ci-dessous). Notre méthode consiste à introduire le DFN déterministe dans chacun des scénarii stochastiques par suppression de 19 fractures stochastiques comprises dans la gamme d'orientation et de surface identiques aux fractures GPR et ensuite par ajout des 19 fractures déterministes. La plus grosse incertitude sur l'hypothèse de complétude concerne la gamme de longueurs de fractures sur laquelle elle s'applique. En particulier, il est difficile de connaître la borne inférieure de cette hypothèse. Pour pallier cette incertitude, nous avons supposé que le nombre de fractures supérieur à S_{\min} , prédit par la distribution statistique, était identique au nombre de fractures déterministes observées. S_{\min} dépend donc du modèle de distribution statistique choisi.

Cette façon de faire revient à remplacer les grandes fractures stochastiques par les déterministes, ce qui nous semble une hypothèse raisonnable.

Concrètement, nous avons testé plusieurs valeurs de S_{min} et nous avons choisi celle qui s'avère la plus adéquate pour chacun des scénarii : 0.5 m² pour le scénario Alpha (1pw) ciblant 24 fractures, 1 m² pour le scénario Alpha (2pw) ciblant 40 fractures et 2 m² pour les scénarii Lc-open ciblant 21 et 29 fractures respectivement pour un fopen de 21% et 46%.

Les différentes analyses des critères de connectivité nous ont permis de tirer une première série de conclusions qu'il sera nécessaire d'approfondir dans une prochaine étude :

- *LE NOMBRE DE CONNEXIONS ENTRE LES DEUX PUIITS (2 OBSERVÉES SUR UN TOTAL POTENTIEL DE 25) EST L'UN DES CRITÈRES DE VALIDATION DES MODÈLES. LES SCÉNARII ALPHA, QU'ILS SOIENT CONDITIONNÉS OU NON, REPRÉSENTENT PLUS CORRECTEMENT LA RÉALITÉ QUE LES SCÉNARII LC-OPEN QUI PRÉDISENT TROP DE CONNEXIONS.*
- *POUR LA PRÉDICTION DU PREMIER CRITÈRE DE CONNECTIVITÉ (2 SECTIONS CONNECTÉES SUR 25), LE CONDITIONNEMENT AMÉLIORE LA PRÉDICTION DE TOUS LES SCÉNARII SAUF ALPHA (1PW), D'UN FACTEUR ALLANT DE +50% À +4000%.*
- *POUR LE DEUXIÈME CRITÈRE DE CONNECTIVITÉ (CONNEXION ENTRE LES SECTIONS DE TRAÇAGE), LE CONDITIONNEMENT N'AMÉLIORE PAS LA PRÉDICTION DU SCÉNARIO ALPHA (1PW) (LA PRÉDICTION STOCHASTIQUE ÉTANT DÉJÀ TRÈS FAIBLE), AMÉLIORE CELLE DU SCÉNARIO ALPHA (2PW) D'UN FACTEUR DE +75 % ET DIMINUE CELLE DES SCÉNARII LC-OPEN D'UN FACTEUR DE -8% À -17%.*

Nous pouvons tirer deux conclusions de cette analyse de connectivité. La première porte sur le scénario stochastique le plus pertinent. De ce point de vue, le modèle Alpha (2pw) semble celui qui prédit la meilleure connectivité en termes de nombre de chemins, qu'il soit conditionné ou non. Les autres modèles sont trop ou pas assez connectés.

La deuxième porte sur l'impact du conditionnement sur la prédiction des modèles. Nous définissons l'efficacité d'un scénario DFN (stochastique ou conditionné) comme le pourcentage de réalisations qui remplissent les critères de connectivité et l'efficacité du conditionnement comme la différence entre les deux. Ainsi, pour des modèles très connectés (scénarii Lc-open), l'efficacité des scénarii stochastiques varie entre 15-60% (en fonction des deux scénarii différents et des deux critères de connectivité étudiés) contre 30-65% pour les scénarii conditionnés. L'efficacité du conditionnement varie ainsi entre 5-40% (en fonction des scénarii utilisés et critères étudiés). Pour des modèles moins connectés et plus cohérents à la réalité (scénarii Alpha), l'efficacité des scénarii stochastiques varie entre 0-20% contre 5-40% pour les scénarii conditionnés. L'efficacité du conditionnement varie, de manière similaire aux modèles plus connectés, entre 0-40%.

Une grande incertitude de l'étude est liée à la manière de remplacer les fractures statistiques par celles déterministes. Nous avons fait l'hypothèse de prendre toutes les plus grandes fractures du modèle stochastique au-dessus d'une surface minimale (S_{\min}), fixée par exemple à 0.5 m^2 pour le scénario Alpha (2pw), mais d'autres façons de faire doivent être étudiées. Par exemple, notre méthode ne conserve pas exactement la surface totale (i.e., le P_{32}) du DFN. La direction pour la suite de ce travail est d'améliorer la méthode de conditionnement en préservant la densité de fractures plutôt que le nombre.

Chapitre 6

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le contexte industriel motivant cette recherche est le stockage de déchets nucléaires en profondeur ($\approx 400-600$ m). Développer une méthode de caractérisation de la roche, permettant de décider si les futurs barils de déchets peuvent être enfouis ou non, est nécessaire. Les travaux de cette thèse abordent cet aspect par la caractérisation d'un milieu fracturé très peu perméable.

L'observation directe d'un réseau naturel de fractures dans son intégralité n'est pas possible et se réalise notamment par des méthodes indirectes d'échantillonnage au moyen de forages (données 1-D) ou d'affleurements (données 2-D). Ces méthodes n'informent cependant qu'une partie restreinte du volume de roche souhaité. Pour pallier ces effets, deux solutions sont envisagées : le recours à la géophysique (Day-Lewis et al., 2017) et le recours à la modélisation de fractures (Bonnet et al., 2001). Ces deux aspects ont une place centrale dans cette thèse. Ils ont d'abord été abordés de manière indépendante, afin de résoudre les questions pratiques de chacune des méthodes pour ensuite être associés afin de développer une méthode qui unit ces deux approches.

Le premier aspect étudié concerne l'apport de la géophysique et plus spécifiquement l'apport de la méthode du GPR pour la cartographie des fractures dans un milieu très peu perméable. Cette méthode non-invasive permet non seulement d'échantillonner des volumes spatiaux plus importants, mais également d'obtenir une information en 3-D que les méthodes traditionnelles d'échantillonnage (par forages et affleurements) ne fournissent pas. Le succès de cette méthode dans des environnements relativement perméables (p. ex. Dorn et al. (2011a) et Tsoflias and Becker (2008)) nous mène à la première grande question abordée dans ce manuscrit :

La méthode GPR est-elle efficace pour l'identification des fractures d'un site très peu perméable visé pour l'enfouissement des barils de déchets toxiques ?

Cette question a été abordée par deux expériences GPR réalisées dans un tunnel situé à 410 m de profondeur dans le laboratoire souterrain « Äspö Hard Rock Laboratory », localisé dans un craton granitique sous l'île d'Äspö en Suède.

La première expérience (Chapitre 2) consistait à cartographier les fractures par la méthode GPR de surface en utilisant trois fréquences d'antennes (160 MHz, 450 MHz et 750 MHz). En comparant les réflexions GPR aux données de forages, cette expérience nous a permis de

déterminer l'origine des 18 réflexions GPR comme provenant des fractures ouvertes et hydrauliquement actives, d'orientation subhorizontale ($\text{dip} < 35^\circ$) et de surface comprise entre 1-10 m². La comparaison de la densité de fractures GPR à celle d'un modèle DFN, construit à partir des traces observées dans le tunnel d'étude et de 3 tunnels environnants, nous a permis de déterminer la proportion de fractures détectées par le GPR. Ainsi, pour des fractures d'une surface de 1-10 m², la méthode de surface GPR permet une détection d'environ 80% des fractures ouvertes et d'orientation subhorizontale (ici, $\text{dip} < 25^\circ$) mais une détection de seulement 5.5% des fractures pour toutes orientations et ouvertures confondues. Ce faible pourcentage peut s'expliquer par le fait que, selon les données de forages et de traces de fractures observées sur les parois du tunnel, environ 75 % des fractures sont verticales ($\text{dip} > 45^\circ$) et qu'environ 55 à 85 % des fractures sont fermées.

Si l'on souhaite augmenter la gamme d'orientation de fractures détectables par le GPR, il serait alors nécessaire de compléter cette étude en utilisant d'autres configurations d'antennes (par exemple, l'insertion du GPR dans les forages favoriserait la détection des fractures verticales). Un autre point à soulever est que le DFN utilisé pour cette étude a été construit sur l'ensemble des traces observées sur 4 tunnels avoisinant, sans tenir compte d'une potentielle variabilité de fractures (en termes de géométrie et densité) entre les tunnels. Cette hypothèse de stationnarité mériterait d'être abordée et étudiée statistiquement sur base des données de fractures dans la poursuite de cette recherche.

La deuxième expérience (Chapitre 3) consistait à cartographier la connectivité des fractures entre deux puits. Les mesures GPR (time-lapse) de surface ont été acquises avant (profils initiaux) et à la fin (profils finaux) d'une expérience d'essai de traçage, le but initial étant de capturer le mouvement du traceur dans les fractures. Le milieu très faiblement transmissif ($\approx 10^{-9}$ - 10^{-10} m²/s) nous a contraint à une injection très haute pression (50 Bar) pendant 25 heures pour un volume d'injection totale de 13L. L'utilisation des deux fréquences (160 MHz et 450 MHz) et la modélisation du signal GPR, selon une variation des paramètres d'ouverture et de conductivité électrique d'une fracture, nous a permis de comprendre l'origine des signaux GPR observés sur les profils de différence d'amplitude (profils initiaux – profils finaux). L'analyse nous montre que dans notre milieu très peu perméable, et selon la configuration de notre expérience, c'est une variation d'ouverture de fractures qui est détectée par le GPR, et non le contraste diélectrique du traceur. Les deux signaux étudiés nous indiquent une augmentation d'ouverture d'environ 50%. Nous avons testé cette hypothèse d'ouverture suite à une injection à haute pression à partir d'un modèle hydromécanique et cette analyse nous montre que l'hypothèse GPR se situe dans les limites d'incertitude du modèle hydromécanique.

La zone d'étude étant très peu transmissive, cette expérience était un véritable défi car les signaux GPR, analysés sur les profils de différence d'amplitude, sont très faibles dans ce milieu. L'imagerie directe du traceur, présentant un contraste de salinité avec le fluide initial, n'a pas pu être détectée dans ce contexte. Le développement et le test d'un traceur aux propriétés électriques suffisamment détectables (c-à-d. contraste diélectrique entre le fluide initial et le traceur suffisant pour une distinction entre les deux) dans ce genre de milieu mériterait d'être étudié afin de ne pas induire des pressions d'injection trop élevées qui induiraient une ouverture de fractures. Par exemple, l'utilisation d'un traceur de permittivité identique à la roche induirait la disparition du signal GPR pour les fractures qu'emprunte le traceur. De cette manière, il serait facilement réalisable d'identifier ces fractures sur les profils de différence en amplitude. Une première étude sur différents types de traceur a déjà été abordée par Shakas et al. (2017) et mériterait d'être plus largement étudiée. Si une telle étude venait à être développée, il serait aussi favorable de travailler avec des temps d'injection supérieurs (par exemple en termes de plusieurs jours voire semaines) à ceux utilisés lors de notre expérience. Cependant, la détection directe de l'ouverture des fractures par le GPR pourrait être exploitée plus profondément. Par exemple, ce type d'expérience *in-situ* pourrait aider à contraindre les gammes de variation, souvent très (voire trop) larges, prédites par les modèles hydromécaniques.

Ces deux expériences nous permettent de conclure que la méthode de surface GPR est capable d'identifier les fractures d'une roche très peu perméable, malgré des signaux plus faibles que ceux obtenus dans une roche fracturée plus perméable. Il est également à noter que l'efficacité de la méthode pourrait être améliorée (p. ex. choix d'un traceur et temps d'injection adéquats aux conditions du milieu) dans des études ultérieures à cette thèse.

Le deuxième aspect abordé dans cette thèse concerne la modélisation des fractures par DFN. Les DFN stochastiques présentent deux faiblesses : d'une part, le réseau de fracture 3-D a été construit en utilisant des données de dimension inférieure (1-D et 2-D), nécessitant des suppositions assez grossières sur les propriétés de fractures (p. ex. leur forme) et d'autre part, la génération stochastique des fractures entraîne une variabilité géométrique élevée entre les différentes réalisations, menant à des incertitudes pour les modèles de prédiction. Afin de diminuer ces incertitudes, nous souhaitons étudier l'impact de l'apport des données 3-D (information déterministe obtenue par les expériences GPR), encore trop faiblement utilisé pour la construction des modèles DFN. Ceci nous mène à la deuxième grande question abordée dans cette thèse :

Quel est l'impact du conditionnement des DFN stochastiques aux informations déterministes (données GPR), pour la réduction des incertitudes dans la prédiction des modèles d'écoulement et de transport, sur une échelle de quelques mètres à une dizaine de mètres ?

Pour répondre à cette question, nous avons procédé en deux étapes. La première étant l'application et l'adaptation d'une méthode de construction de DFN stochastiques locaux au tunnel d'étude et la deuxième étant le développement d'une méthode de construction de DFN stochastiques conditionnés aux informations déterministes (DFN conditionnés).

L'application et l'adaptation de la méthode de construction d'un DFN stochastique (Chapitre 4) nous a permis de modéliser deux DFN stochastiques locaux au tunnel d'étude (supposé de forme rectangulaire) et cohérents aux données de forage et de tunnel (traces observées sur les parois). Le premier suit une densité de distribution des tailles de fractures selon une loi de puissance, et le deuxième selon deux lois de puissance. Les pentes de distribution du DFN en double loi de puissance montrent des similitudes avec des distributions de densité de tailles calculées à partir de traces observées sur des affleurements de surface de la même région que le laboratoire souterrain. Ces affleurements ont été considérés comme des exceptions de surface, en termes de distribution de densité de longueurs, car la longueur caractéristique des fractures (longueur de transition entre les deux lois) est située à 1 m. Cette longueur avait été définie comme supérieure pour la majorité des affleurements de surface (Davy et al., 2010).

La similitude des distributions de longueurs entre la surface et la profondeur pourrait s'expliquer par un effet de lithologie (roche dioritique et granitique finement grenue). Une différence réside tout de même dans le terme de densité de la première loi, suggérant une population de très petites fractures à 410 m de profondeur plus dense à celles observées en surface. Une analyse systématique sur l'ensemble du tunnel mériterait d'être traitée afin d'observer d'une part, si la distribution des petites tailles de fractures est tout aussi similaire dans les autres tunnels situés à différentes profondeurs et d'autre part, si un effet de profondeur joue un rôle sur la densité de fractures.

La méthode de conditionnement des DFN stochastiques développée dans cette thèse (Chapitre 5) a pour objectif d'explorer l'impact du conditionnement sur les prédictions des modèles en termes de connectivité hydraulique. Notre hypothèse de départ suppose que le DFN déterministe (construit à partir des fractures GPR) représente la (quasi) totalité des fractures situées dans la gamme d'orientation et de taille détectable par la méthode GPR utilisée dans le tunnel (dip < 25° et surface 1-10 m²). De cette manière, notre méthode consiste à insérer le DFN déterministe dans les DFN stochastiques locaux, en supprimant au préalable un nombre de fractures stochastiques (situées dans la gamme de détection GPR) identique au nombre dé-

terministe. Nous avons focalisé notre analyse sur 4 DFN stochastiques (appelés scénarii stochastiques), dérivés de ceux construits précédemment (Chapitre 3), en modélisant uniquement les fractures ouvertes du milieu. Nous avons établi deux critères de validation de nos modèles, basés sur la connectivité mesurée sur le terrain, à partir desquels nous avons étudié l'impact des différents modèles DFN sur les prédictions de connectivités hydrauliques. Cette analyse nous a permis de tirer deux conclusions principales. La première concerne la pertinence des modèles : un seul parmi les 4 scénarii stochastiques de départ, qu'il soit conditionné ou non, prédit une connectivité cohérente aux données en termes de nombre de chemins, les autres étant soit trop soit trop peu connectés. La deuxième concerne l'efficacité du conditionnement : il nous permet de valider jusqu'à 40% de réalisations supplémentaires aux modèles stochastiques.

Notre méthode de conditionnement nécessite cependant d'être améliorée dans la suite de ce travail. En effet, la grande incertitude de l'étude est liée à la méthode de remplacement des fractures stochastiques, qui ciblait les fractures les plus grandes au-dessus d'une surface minimale fixée. Cette méthode a tendance à diminuer la surface totale du DFN. Il serait par conséquent nécessaire d'améliorer cette façon de procéder, par exemple en se focalisant sur une conservation de la densité de fractures à remplacer, et non sur le nombre.

Ces deux étapes d'analyses de modèles DFN nous permettent de conclure que le conditionnement est une approche prometteuse, dans le cadre de la réduction des incertitudes pour la prédiction des modèles d'écoulement et de transport, dans la mesure où il est appliqué à des modèles stochastiques d'une part cohérents aux données de traces observées en forages et sur les parois de tunnel, et d'autre part, pertinents aux connectivités observées sur le terrain. La méthode de conditionnement nécessite cependant d'être développée et améliorée pour que son efficacité soit approuvée et reconnue.

Le site d'étude du laboratoire « Äspö Hard Rock Laboratory », hautement instrumenté, a rendu les conditions d'expériences et d'analyses exceptionnelles pour cette thèse. Une grande quantité de données acquises, stockées et analysées au préalable (p.ex. traces de fractures observées sur les parois du tunnel et des forages) ont aidé à la conception des expériences et aux interprétations, ainsi qu'à la conception des modèles DFN. Il est important de développer et de tester de nouvelles méthodes de caractérisation des fractures sur des sites bien caractérisés afin de faire accepter ces méthodes et de mettre au point des protocoles de mesures et de traitements standardisés.

Cette thèse est motivée par le contexte industriel spécifique à l'enfouissement des déchets nucléaires en profondeur mais ne se limite pas à celui-ci. L'amélioration de la caractérisation des réseaux de fractures est importante dans de nombreuses autres applications industrielles

(p. ex. la sécurité des infrastructures, l'exploitation de la géothermie, l'exploitation et la sécurité des mines, la pollution de l'environnement, etc) mais aussi dans le domaine de la Recherche & Développement, afin de développer et utiliser des méthodes pour aider à la prise de décision (p. ex. définir si un site est adapté ou non pour le stockage de déchets nucléaires en profondeur).

RÉFÉRENCES

- Andersson, J., & Dverstorp, B. (1987). Conditional simulations of fluid flow in three-dimensional networks of discrete fractures. *Water Resources Research*, 23(10), 1876-1886. doi:<https://doi.org/10.1029/WR023i010p01876>
- Andersson, J., Shapiro, A. M., & Bear, J. (1984). A stochastic model of a fractured rock conditioned by measured information. *Water Resources Research*, 20(1), 79-88. doi:<https://doi.org/10.1029/WR020i001p00079>
- Andersson, J., Skagius, K., Winberg, A., Lindborg, T., & Ström, A. (2013). Site-descriptive modelling for a final repository for spent nuclear fuel in Sweden. *Environmental earth sciences*, 69(3), 1045-1060. doi: <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2226-1>
- Andersson, J., & Thunvik, R. (1986). Predicting mass transport in discrete fracture networks with the aid of geometrical field data. *Water Resources Research*, 22(13), 1941-1950. doi:<https://doi.org/10.1029/WR022i013p01941>
- Andersson, P., & Ragvald, J. (2019). *ENIGMA - Poject. GPR monitoring of fractures at Äspö HRL, Results of field investigations in TAS04 at Äspö HRL*, (P-19-17). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Andresen, C. A., Hansen, A., Le Goc, R., Davy, P., & Hope, S. M. (2013). Topology of fracture networks. *Frontiers in Physics*, 1, 7. doi:<https://doi.org/10.3389/fphy.2013.00007>
- Annan, P. (2003). *Ground penetrating radar principles, procedures and applications*. Retrieved from Mississauga, ON, Canada
- Appleyard, P., Jackson, P., Joyce, S., & Hartley, L. (2018). *Conditioning discrete fracture network models on intersection, connectivity and flow data*, (R-17-11). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Autio, J., Hjerpe, T., & Siitari-Kauppi, M. K. (2003). *Porosity, diffusivity and permeability of EDZ in crystalline rock and effect on the migration in a KBS-3 type repository*. Paper presented at the CLUSTER conference held in Luxembourg on 3-5 november 2003.
- Baecher, G. B. (1980). Progressively censored sampling of rock joint traces. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 12(1), 33-40. doi:<https://doi.org/10.1007/BF01039902>
- Baek, S. H., Kim, S. S., Kwon, J. S., & Um, E. S. (2017). Ground penetrating radar for fracture mapping in underground hazardous waste disposal sites: A case study from an underground research tunnel, South Korea. *Journal of Applied Geophysics*, 141, 24-33. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.03.017>
- Becker, M., & Tsoflias, G. (2010). Comparing flux-averaged and resident concentration in a fractured bedrock using ground penetrating radar. *Water Resources Research*, 46(9). doi: <https://doi.org/10.1029/2009WR008260>
- Becker, M. W., & Shapiro, A. M. (2000). Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research*, 36(7), 1677-1686.

- Berglund, S., Bosson, E., Selroos, J. O., & Sassner, M. (2013). Identification and characterization of potential discharge areas for radionuclide transport by groundwater from a nuclear waste repository in Sweden. *Ambio*, 42(4), 435-446. doi: <https://doi.org/10.1007/s13280-013-0395-5>
- Bergman, S., Kübler, L., & Martinsson, O. (2001). *Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten county (east of the Caledonian orogen)*. Uppsala: Sveriges Geologiska Undersökning (SGU).
- Berkowitz, B. (2002). Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25(8-12), 861-884. doi: [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00042-8](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00042-8)
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., & Berkowitz, B. (2001). Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3), 347-383. doi: <https://doi.org/10.1029/1999RG000074>
- Botha, F., & Van Rooy, J. (2001). Affordable water resource development in the northern province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33(3-4), 687-692. doi: [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)00093-8](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)00093-8)
- Bour, O., & Davy, P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33(7), 1567-1583. doi: <https://doi.org/10.1029/96WR00433>
- Bour, O., & Davy, P. (1998). On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 34(10), 2611-2622. doi: <https://doi.org/10.1029/98WR01861>
- Bour, O. D., P.; Darcel, C. (2002). A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research*, 107(B6). doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000176>
- Brace, W. F. (1965). Some new measurements of linear compressibility of rocks. *Journal of Geophysical Research*, 70(2), 391-398. doi: <https://doi.org/10.1029/JZ070i002p00391>
- Bradford, J. H., & Deeds, J. C. (2006). Ground-penetrating radar theory and application of thin-bed offset-dependent reflectivity. *Geophysics*, 71(3), K47-K57. doi: <https://doi.org/10.1190/1.2194524>
- Brantley, S. L., Yoxtheimer, D., Arjmand, S., Grieve, P., Vidic, R., Pollak, J., Llewellyn, G. T., Abad, J., & Simon, C. (2014). Water resource impacts during unconventional shale gas development: The Pennsylvania experience. *International Journal of Coal Geology*, 126, 140-156. doi: <https://doi.org/10.1016/j.coal.2013.12.017>
- Cosma, C., Olsson, O., Keskinen, J., & Heikkinen, P. (2001). Seismic characterization of fracturing at the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden, from the kilometer scale to the meter scale. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38(6), 859-865. doi: [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(01\)00051-X](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(01)00051-X)
- CREWES. (1988). CREWES Matlab Toolbox. <https://www.crewes.org/ResearchLinks/FreeSoftware/>. (accessed 20 November 2017)
- Cruden, D. (1977). *Describing the size of discontinuities*. Paper presented at the International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts.

- da Silva, C. C. N., de Medeiros, W. E., de Sá, E. F. J., & Neto, P. X. (2004). Resistivity and ground-penetrating radar images of fractures in a crystalline aquifer: a case study in Caiçara farm—NE Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 56(4), 295-307. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2004.08.001>
- Darcel, C., Bour, O., & Davy, P. (2003). Stereological analysis of fractal fracture networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9). doi:<https://doi.org/10.1029/2002JB002091>
- Darcel, C., Davy, P., Bour, O., & De Dreuzy, J. R. (2004). *Alternative DFN model based on initial site investigations at Simpevarp*, (R-04-76). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Darcel, C., Davy, P., Bour, O., & De Dreuzy, J. R. (2006). *Discrete fracture network for the Forsmark site*, (R-06-79). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Darcel, C., Davy, P., Le Goc, R., de Dreuzy, J. R., & Bour, O. (2009). *Statistical methodology for discrete fracture model-including fracture size, orientation uncertainty together with intensity uncertainty and variability*, (R-09-38). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Darcel, C., Davy, P., Le Goc, R., & Mas Ivars, D. (2018). *Rock mass effective properties from a DFN approach*. Paper presented at the 2nd International Discrete Fracture Network Engineering Conference.
- Davis, J. L., & Annan, A. P. (1989). Ground-Penetrating Radar for High-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37(5), 531-551. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x>
- Davison, C. C., Brown, A., Everitt, R. A., Gascoyne, M., Kozak, E. T., Lodha, G. S., Martin, C. D., Soonawala, N. M., Stevenson, D. R., & Thorne, G. A. (1994). *The disposal of Canada's nuclear fuel waste: Site screening and site evaluation technology*, (AECL-10719, COG-93-3). Retrieved from Whiteshell Laboratories, Pinawa, MB, Canada
- Davy, P. (1993). On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7), 12141-12151. doi:<https://doi.org/10.1029/93JB00372>
- Davy, P., Darcel, C., Bour, O., Munier, R., & de Dreuzy, J. R. (2006). A note on the angular correction applied to fracture intensity profiles along drill core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11). doi:<https://doi.org/10.1029/2005JB004121>
- Davy, P., Darcel, C., Le Goc, R., & Mas Ivars, D. (2018a). Elastic properties of fractured rock masses with frictional properties and power law fracture size distributions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8), 6521-6539. doi:<https://doi.org/10.1029/2017JB015329>
- Davy, P., Darcel, C., Le Goc, R., Munier, R., Selroos, J.-O., & Mas Ivars, D. (2018b). *DFN, why, how and what for, concepts, theories and issues*. Paper presented at the 2nd International Discrete Fracture Network Engineering Conference.
- Davy, P., Le Goc, R., & Darcel, C. (2013). A model of fracture nucleation, growth and arrest, and consequences for fracture density and scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4), 1393-1407. doi:<https://doi.org/10.1002/jgrb.50120>
- Davy, P., Le Goc, R., Darcel, C., Bour, O., De Dreuzy, J. R., & Munier, R. (2010). A likely universal model of fracture scaling and its consequence for crustal hydromechanics.

- Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10411). doi:
<https://doi.org/10.1029/2009JB007043>
- Davy, P., Sornette, A., & Sornette, D. (1990). Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting. *Nature*, 348(6296), 56.
doi:<https://doi.org/10.1038/348056a0>
- Day-Lewis, F. D., Lane, J. W., Harris, J. M., & Gorelick, S. M. (2003). Time-lapse imaging of saline-tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography. *Water Resources Research*, 39(10). doi:
<https://doi.org/10.1029/2002wr001722>
- Day-Lewis, F. D., Slater, L. D., Robinson, J., Johnson, C. D., Terry, N., & Werkema, D. (2017). An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. *Journal of Environmental Management*, 204, 709-720. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.04.033>
- De Dreuzy, J.-R., Davy, P., & Bour, O. (2000). Percolation parameter and percolation-threshold estimates for three-dimensional random ellipses with widely scattered distributions of eccentricity and size. *Physical review E*, 62(5), 5948.
doi:<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.62.5948>
- Delay, J., Rebours, H., Vinsot, A., & Robin, P. (2007). Scientific investigation in deep wells for nuclear waste disposal studies at the Meuse/Haute Marne underground research laboratory, Northeastern France. *Physics and Chemistry of the Earth*, 32(1-7), 42-57.
doi: <https://doi.org/10.1016/j.pce.2005.11.004>
- Deparis, J., & Garambois, S. (2008). On the use of dispersive APVO GPR curves for thin-bed properties estimation: Theory and application to fracture characterization. *Geophysics*, 74(1), J1-J12. doi: <https://doi.org/10.1190/1.3008545>
- Dershowitz, W. H., J. ; Follin, S.; Mauldon, M. (2000). *Fracture intensity measures in 1-D, 2-D, and 3-D at AsPo, Sweden*. Paper presented at the Proceedings of the North American Rock Mechanics Symposium (Pacific rocks 2000).
- Dershowitz, W. S., & Herda, H. H. (1992). *Interpretation of fracture spacing and intensity*. Paper presented at the The 33th us symposium on rock mechanics (USRMS).
- Dezayes, C., Genter, A., & Valley, B. (2010). Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7-8), 517-530. doi:<https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.10.002>
- Doolaeghe, D., Davy, P., Hyman, J. D., & Darcel, C. (2020). Graph-based flow modeling approach adapted to multiscale discrete-fracture-network models. *Physical review E*, 102(5), 053312. doi:<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.102.053312>
- Dorn, C., Linde, N., Doetsch, J., Le Borgne, T., & Bour, O. (2011a). Fracture imaging within a granitic rock aquifer using multiple-offset single-hole and cross-hole GPR reflection data. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 123-132. doi:
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.01.010>
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & Baron, L. (2011b). Single-hole GPR reflection imaging of solute transport in a granitic aquifer. *Geophysical Research Letters*, 38(8). doi: <https://doi.org/10.1029/2011gl047152>

- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & de Dreuzy, J. R. (2013). Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data. *Advances in Water Resources*, 62, 79-89. doi: <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.005>
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., & Klepikova, M. (2012). Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data. *Water Resources Research*, 48(11). doi: <https://doi.org/10.1029/2011wr011739>
- Döse, C., & Carlsten, S. (2017). *Investigation for identification of potential geological signatures for geophysical objects*, (P-11-34). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Drews, R., Pattyn, F., Hewitt, I., Ng, F., Berger, S., Matsuoka, K., Helm, V., Bergeot, N., Favier, L., & Neckel, N. (2017). Actively evolving subglacial conduits and eskers initiate ice shelf channels at an Antarctic grounding line. *Nature communications*, 8(1), 1-10. doi: <https://doi.org/10.1038/ncomms15228>
- Engelder, T. (1987). Joints and shear fractures in rock. In *Fracture mechanics of rock* (pp. 27-69). San Diego, California.
- Ericsson, L., R, C., Lehtimäki, T., Ittner, H., Hansson, K., Butron, C., Sigurdsson, O., & Kinnbom, P. (2015). *A demonstration project on controlling and verifying the excavation-damaged zone*, (R-14-30). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Ericsson, L., Vidstrand, P., Christiansson, R., & Morosini, M. (2018). *Comparison Between Blasting and Wire Sawing Regarding Hydraulic Properties of the Excavated Damaged Zone in a Tunnel—Experiences From Crystalline Rock at the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden*. Paper presented at the 52nd US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium.
- Fang, Y., Elsworth, D., Ishibashi, T., & Zhang, F. (2018). Permeability evolution and frictional stability of fabricated fractures with specified roughness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(11), 9355-9375. doi: <https://doi.org/10.1029/2018JB016215>
- Fischer, G., & Paterson, M. (1992). Measurement of permeability and storage capacity in rocks during deformation at high temperature and pressure. In *International Geophysics* (Vol. 51, pp. 213-252): Elsevier.
- Fransson, Å., Tsang, C.-F., Rutqvist, J., & Gustafson, G. (2010). Estimation of deformation and stiffness of fractures close to tunnels using data from single-hole hydraulic testing and grouting. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47(6), 887-893. doi: <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2010.05.007>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Englewood Cliffs, N.J. 07632: Prentice-Hall, Inc.
- Giertzuch, P.-L., Doetsch, J., Jalali, M., Shakas, A., Schmelzbach, C., & Maurer, H. (2020). Time-lapse ground penetrating radar difference reflection imaging of saline tracer flow in fractured rock. *Geophysics*, 85(3), H25-H37. doi: <https://doi.org/10.1190/geo2019-0481.1>
- Gleeson, T., Befus, K. M., Jasechko, S., Luijendijk, E., & Cardenas, M. B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience*, 9(2), 161-167. doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo2590>

- Gomes, R. K., de Oliveira, L. P., Gonzaga Jr, L., Tognoli, F. M., Veronez, M. R., & de Souza, M. K. (2016). An algorithm for automatic detection and orientation estimation of planar structures in LiDAR-scanned outcrops. *Computers & Geosciences*, 90, 170-178. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.02.011>
- Goodman, D., Nishimura, Y., & Rogers, J. D. (1995). GPR time slices in archaeological prospection. *Archaeological prospection*, 2(2), 85-89.
- Goodman, D., Schneider, K., Bergstrom, V., Barner, M., Piro, S., & Nishimura, Y. (2004). *Implementation of GPS navigation and 3D volume imaging of ground penetrating radar for identification of subsurface archaeology*. Paper presented at the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2004.
- Gorelick, S. M., & Zheng, C. (2015). Global change and the groundwater management challenge. *Water Resources Research*, 51(5), 3031-3051. doi:<https://doi.org/10.1002/2014WR016825>
- Grasmueck, M. (1996). 3-D ground-penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. *Geophysics*, 61(4), 1050-1064. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1444026>
- Grasmueck, M., Moser, T. J., Pelissier, M. A., Pajchel, J., & Pomar, K. (2015). Diffraction signatures of fracture intersections. *Interpretation*, 3(1), SF55-SF68. doi: <http://dx.doi.org/10.1190/INT-2014-0086.1>
- Grasmueck, M., Quintà, M. C., Pomar, K., & Eberli, G. P. (2013). Diffraction imaging of sub-vertical fractures and karst with full-resolution 3D ground-penetrating radar. *Geophysical Prospecting*, 61(5), 907-918. doi: <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12004>
- Grasmueck, M. W., Ralf ; Horstmeyer, Heinrich (2005). Full-resolution 3D GPR imaging. *Geophysics*, 70(1). doi:<https://doi.org/10.1190/1.1852780>
- Grégoire, C., & Halleux, L. (2002). Characterization of fractures by GPR in a mining environment. *First Break*, 20(7), 467-471.
- Grégoire, C., & Hollender, F. (2004). Discontinuity characterization by the inversion of the spectral content of ground penetrating radar (GPR) reflections—Application of the Jonscher model. *Geophysics*, 69(6), 1414-1424. doi: <https://doi.org/10.1190/1.1836816>
- Grigull, S., & Luth, S. (2018). *Detailed structural geological mapping on Äspö* (P-16-33). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Gudmundsson, A. (2011). *Rock fractures in geological processes*. Cambridge University, New York: Cambridge University Press.
- Gustafson, G., & Krásný, J. (1994). Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology*, 2(2), 64-75. doi: <https://doi.org/10.1007/s100400050051>
- Hakami, E., Fredriksson, A., Lanaro, F., & Wrafter, J. (2008). *Rock mechanics Laxemar: site descriptive modelling SDM-Site Laxemar* (R-08-57). Retrieved from Stockholm, Sweden

- Hammarström, M., & Olsson, O. (1996). *Åspö Hard Rock Laboratory. 10 years of research: Svensk Kärnbränslehantering AB, Sweden.*
- Hardenby, C., Sigurdsson, O., Hernqvist, L., & Bockgård, N. (2008). *The TASS-tunnel project "Sealing of tunnel at great depth", Geology and hydrogeology—Results from the pre-investigations based on the boreholes KI0010B01, KI0014B01 and KI0016B01, (IPR-08-18).* Retrieved from Stockholm, Sweden
- Hjerne, C., Ludvigsson, J. E., Harrström, J., Olofsson, C., Gokall-Norman, K., & Walger, E. (2013). *Åspö Hard Rock Laboratory. Single-hole injection tests in boreholes KA2051A01, KA3007A01 and KJ0050F01, (P-13-24).* Retrieved from Stockholm, Sweden
- Hjerne, C., Nordqvist, R., & Harrström, J. (2010). *Compilation and analyses of results from cross-hole tracer tests with conservative tracers (R-09-28).* Retrieved from Stockholm, Sweden
- Holden, J. (2004). Hydrological connectivity of soil pipes determined by ground-penetrating radar tracer detection. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(4), 437-442. doi:<https://doi.org/10.1002/esp.1039>
- Holden, J., & Burt, T. (2002). Piping and pipeflow in a deep peat catchment. *Catena*, 48(3), 163-199. doi:[https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00189-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00189-8)
- Hollender, F., & Tillard, S. (1998). Modeling ground-penetrating radar wave propagation and reflection with the Jonscher parameterization. *Geophysics*, 63(6), 1933-1942. doi:<https://doi.org/10.1190/1.1444486>
- Hollender, F., Tillard, S., & Corin, L. (1999). Multifold borehole radar acquisition and processing. *Geophysical Prospecting*, 47(6), 1077-1090. doi:<https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1999.00166.x>
- Hopkins, D. L., Cook, N. G., & Myer, L. R. (1987). *Fracture stiffness and aperture as a function of applied stress and contact geometry.* Paper presented at the The 28th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS).
- Hubbard, S. S., & Rubin, Y. (2005). Introduction to hydrogeophysics. In *Hydrogeophysics* (Vol. 50, pp. 3-21): Springer.
- Huisman, J. A., Hubbard, S. S., Redman, J. D., & Annan, A. P. (2003). Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review. *Vadose zone journal*, 2(4), 476-491. doi: <https://doi.org/10.2136/vzj2003.4760>
- Hyman, J. D., Hagberg, A., Osthus, D., Srinivasan, S., Viswanathan, H., & Srinivasan, G. (2018). Identifying backbones in three-dimensional discrete fracture networks: A bipartite graph-based approach. *Multiscale Modeling & Simulation*, 16(4), 1948-1968. doi:<https://doi.org/10.1137/18M1180207>
- Hyman, J. D., Karra, S., Makedonska, N., Gable, C. W., Painter, S. L., & Viswanathan, H. S. (2015). dfnWorks: A discrete fracture network framework for modeling subsurface flow and transport. *Computers & Geosciences*, 84, 10-19. doi:<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.08.001>
- Itasca Consulting Group Inc. (2016). 3DEC- Three-Dimensional Distinct Element Code, Ver. 5.2. Minneapolis: Itasca.

- Jeannin, M., Garambois, S., Grégoire, C., & Jongmans, D. (2006). Multiconfiguration GPR measurements for geometric fracture characterization in limestone cliffs (Alps). *Geophysics*, 71(3), B85-B92. doi: <https://doi.org/10.1190/1.2194526>
- Jing, L. (2003). A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(3), 283-353. doi: [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(03\)00013-3](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(03)00013-3)
- Jol, H. M. (2008). *Ground penetrating radar theory and applications*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Kagan, Y. (1997). Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2835-2852. doi: <https://doi.org/10.1029/96JB03386>
- Klepikova, M. V., Le Borgne, T., Bour, O., Dentz, M., Hochreutener, R., & Lavenant, N. (2016). Heat as a tracer for understanding transport processes in fractured media: Theory and field assessment from multiscale thermal push-pull tracer tests. *Water Resources Research*, 52(7), 5442-5457. doi: <https://doi.org/10.1002/2016WR018789>
- Kwiatek, G., Martínez-Garzón, P., Plenkers, K., Leonhardt, M., Zang, A., von Specht, S., Dresen, G., & Bohnhoff, M. (2018). Insights into complex subdecimeter fracturing processes occurring during a water injection experiment at depth in Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(8), 6616-6635. doi: <https://doi.org/10.1029/2017JB014715>
- Lane Jr, J. W., Buursink, M. L., Haeni, F. P., & Versteeg, R. J. (2000). Evaluation of ground-penetrating radar to detect free-phase hydrocarbons in fractured rocks — Results of numerical modeling and physical experiments. *Groundwater*, 38(6), 929-938. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00693.x>
- Larsson, S. A., & Tullborg, E.-L. (1993). *Tectonic regimes in the Baltic Shield during the last 1200 Ma-A review* (TR94-05). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Laslett, G. (1982). Censoring and edge effects in areal and line transect sampling of rock joint traces. *Mathematical Geology*, 14(2), 125-140. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01083948>
- Lavoine, E. (2020). *Modélisation cinématique et mécanique des réseaux de fractures à l'échelle du massif rocheux*. Université de Rennes 1.
- Le Goc, R., Darcel, C., & Davy, P. (2017). Advanced DFN models from multi-support data for underground facilities. *Procedia Engineering*, 191, 1015-1022. doi: <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.274>
- Le Goc, R., Darcel, C., Selroos, J.-O., Maillot, J., & Davy, P. (2018). *Progress on Discrete Fracture Network models with implications on the predictions of permeability and flow channeling structure*. Paper presented at the Computational Methods in Water Resources (CMWR), Saint-Malo, France.
- Lei, Q., Latham, J.-P., & Tsang, C.-F. (2017). The use of discrete fracture networks for modelling coupled geomechanical and hydrological behaviour of fractured rocks. *Computers and Geotechnics*, 85, 151-176. doi: <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2016.12.024>

- Lesmes, D. P., & Friedman, S. P. (2005). Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. In *Hydrogeophysics* (pp. 87-128): Springer.
- Liu, Y., & Schmitt, D. R. (2003). Amplitude and AVO responses of a single thin bed. *Geophysics*, 68(4), 1161-1168. doi:<https://doi.org/10.1190/1.1598108>
- Long, J. C., Gilmour, P., & Witherspoon, P. A. (1985). A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures. *Water Resources Research*, 21(8), 1105-1115. doi: <https://doi.org/10.1029/WR021i008p01105>
- Maillot, J. (2015). *Comportement mécanique et hydraulique des réseaux de fractures complexes (multiéchelles) à partir de simulations numériques et de modèles théoriques*. Université de rennes 1.
- Main, I., Leonard, T., Papasouliotis, O., Hatton, C., & Meredith, P. (1999). One slope or two? Detecting statistically significant breaks of slope in geophysical data, with application to fracture scaling relationships. *Geophysical Research Letters*, 26(18), 2801-2804. doi:<https://doi.org/10.1029/1999GL005372>
- Marchesini, P., & Grasmueck, M. (2015). The impact of high-density spatial sampling versus antenna orientation on 3D GPR fracture imaging. *Near Surface Geophysics*, 13(2), 197-207. doi:<https://doi.org/10.3997/1873-0604.2015007>
- Margrave, G. F., & Lamoureux, M. P. (2019). *Numerical Methods of Exploration Seismology: With Algorithms in MATLAB®*: Cambridge University Press.
- Markovaara-Koivisto, M., Hokkanen, T., & Huuskonen-Snicker, E. (2014). The effect of fracture aperture and filling material on GPR signal. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 73(3), 815-823. doi: <https://doi.org/10.1007/s10064-013-0566-4>
- Mauldon, M., & Mauldon, J. G. (1997). Fracture sampling on a cylinder: From scanlines to boreholes and tunnels. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 30(3), 129-144.
- McEwen, T., & Äikäs, T. (2000). *The site selection process for a spent fuel repository in Finland. Summary report (POSIVA 2000-15)*. Retrieved from Helsinki, Finland
- Merrien-Soukatchoff, V., Korini, T., & Thoraval, A. (2012). Use of an integrated discrete fracture network code for stochastic stability analyses of fractured rock masses. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 45(2), 159-181.
- Milnes, A. G. (2002). *Swedish deep repository siting programme. Guide to the documentation of 25 years of geoscientific research (1976-2000)*, (TR-02-18). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Milnes, A. G., Gee, D. G., & Lund, C.-E. (1998). *Crustal structure and regional tectonics of SE Sweden and the Baltic Sea* (TR-98-21). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Molron, J., Linde, N., Baron, L., Doolaeghe, D., Le Borgne, T., Ragvald, J., Selroos, J.-O., Darcel, C., & Davy, P. (submitted). GPR-inferred fracture aperture widening in response to a high-pressure tracer injection test at the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden.
- Molron, J., Linde, N., Baron, L., Selroos, J.-O., Darcel, C., & Davy, P. (2020). Which fractures are imaged with Ground Penetrating Radar? Results from an experiment in the Äspö

- Hardrock Laboratory, Sweden. *Engineering Geology*, 273.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105674>
- Moser, T. J. (2012). Review of ray-Born forward modeling for migration and diffraction analysis. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56(2), 411-432.
doi:<https://doi.org/10.1007/s11200-011-9046-0>
- Moye, D. G. (1967). Diamond drilling for foundation exploration. *Inst Engrs Civil Eng Trans/Australia*, 9(1), 95-100.
- Munier, R., & Talbot, C. (1993). Segmentation, fragmentation and jostling of cratonic basement in and near Äspö, southeast Sweden. *Tectonics*, 12(3), 713-727.
doi:<https://doi.org/10.1029/92TC02722>
- National Research Council. (1996). *Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications*: National Academies Press.
- Neuman, S. P. (2005). Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 124-147.
doi:<https://doi.org/10.1007/s10040-004-0397-2>
- Nordqvist, R., Lindquist, A., Thur, P., Byegård, J., & Gustafsson, E. (2015). *A single-well injection-withdrawal (SWIW) experiment with synthetic groundwater*, (R-12-08). Retrieved from Stockholm, Sweden
- NRC. (1996). *Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications*. Washinton, D.C.: National Academies Press.
- Olhoeft, G. R. (1981). Electrical properties of rocks. *Physical properties of rocks and minerals*, 2, 257-297.
- Olofsson, I., Simeonov, A., Stephens, M., Follin, S., Nilsson, A.-C., Roeshoff, K., Lindberg, U., Lanaro, F., Fredriksson, A., & Persson, L. (2007). *Site Descriptive Modelling: Forsmark, Stage 2.2: a Fracture Domain Concept as a Basis for the Statistical Modelling of Fractures and Minor Deformation Zones, and Interdisciplinary Coordination*, (R-07-15). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Olsson, O., Falk, L., Forslund, O., Lundmark, L., & Sandberg, E. (1992). Borehole radar applied to the characterization of hydraulically conductive fracture zones in crystalline rock. *Geophysical Prospecting*, 40(2), 109-142. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1992.tb00367.x>
- Petersson, J., Wahlgren, C. H., Curtis, P., Hultgren, P., Mattsson, H., & Carlsten, S. (2017). *Äspö site descriptive model. Simplified geological single-hole interpretation of drill cores from the period 1988–2002*, (P-14-12). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Piggott, A. R. (1997). Fractal relations for the diameter and trace length of disc-shaped fractures. *Journal of Geophysical Research*, 102(18), 121-125. doi: <https://doi.org/10.1029/97JB01202>
- Porsani, J. L., Sauck, W. A., & Júnior, A. O. (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.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.05.010>

- Priest, S., & Hudson, J. (1981). *Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys*. Paper presented at the International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts.
- Priest, S. D., & Hudson, J. (1976). *Discontinuity spacings in rock*. Paper presented at the International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts.
- Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Chichester, England: John Wiley & Sons.
- Robinson, J., Slater, L., Johnson, T., Shapiro, A., Tiedeman, C., Ntarlagiannis, D., Johnson, C., Day-Lewis, F., Lacombe, P., & Imbrigiotta, T. (2016). Imaging pathways in fractured rock using three-dimensional electrical resistivity tomography. *Groundwater*, 54(2), 186-201. doi: <https://doi.org/10.1111/gwat.12356>
- Rouleau, A., & Gale, J. (1985). *Statistical characterization of the fracture system in the Stripa granite, Sweden*. Paper presented at the International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts.
- Rutqvist, J., Noorishad, J., Tsang, C. F., & Stephansson, O. (1998). Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing. *Water Resources Research*, 34(10), 2551-2560. doi:<https://doi.org/10.1029/98WR01863>
- Rutqvist, J., Rinaldi, A. P., Cappa, F., Jeanne, P., Mazzoldi, A., Urpi, L., Guglielmi, Y., & Vilarrasa, V. (2016). Fault activation and induced seismicity in geological carbon storage—Lessons learned from recent modeling studies. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 8(6), 789-804. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2016.09.001>
- Sassen, D., & Everett, M. (2009). 3D polarimetric GPR coherency attributes and full-waveform inversion of transmission data for characterizing fractured rock. *Geophysics*, 74(3), J23-J34. doi: <https://doi.org/10.1190/1.3103253>
- Schön, J. H. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. Amsterdam, Netherlands: Elsevier.
- Selroos, J. O., Walker, D. D., Ström, A., Gylling, B., & Follin, S. (2002). Comparison of alternative modelling approaches for groundwater flow in fractured rock. *Journal of Hydrology*, 257(1-4), 174-188. doi: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00551-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00551-0)
- Sen, P. N., & Goode, P. A. (1992). Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. *Geophysics*, 57(1), 89-96. doi:<https://doi.org/10.1190/1.1443191>
- Seol, S. J., Kim, J. H., Song, Y., & Chung, S. H. (2001). Finding the strike direction of fractures using GPR. *Geophysical Prospecting*, 49(3), 300-308. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2001.00262.x>
- Serzu, M. H., Kozak, E. T., Lodha, G. S., Everitt, R. A., & Woodcock, D. R. (2004). Use of borehole radar techniques to characterize fractured granitic bedrock at AECL's Underground Research Laboratory. *Journal of Applied Geophysics*, 55(1-2), 137-150. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.06.012>
- Shakas, A. (2017). *Characterizing Fracture Aperture and Transport Dynamics with Hydrogeophysics: Theoretical and Experimental Advances*. Université de Lausanne.

- Shakas, A., & Linde, N. (2015). Effective modeling of ground penetrating radar in fractured media using analytic solutions for propagation, thin-bed interaction and dipolar scattering. *Journal of Applied Geophysics*, 116, 206-214. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.018>
- Shakas, A., & Linde, N. (2017). Apparent apertures from ground penetrating radar data and their relation to heterogeneous aperture fields. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1418-1430. doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggx100>
- Shakas, A., Linde, N., Baron, L., Bochet, O., Bour, O., & Le Borgne, T. (2016). Hydrogeophysical characterization of transport processes in fractured rock by combining push-pull and single-hole ground penetrating radar experiments. *Water Resources Research*, 52(2), 938-953. doi: <https://doi.org/10.1002/2015WR017837>
- Shakas, A., Linde, N., Baron, L., Selker, J., Gerard, M. F., Lavenant, N., Bour, O., & Le Borgne, T. (2017). Neutrally buoyant tracers in hydrogeophysics: Field demonstration in fractured rock. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3663-3671. doi: <https://doi.org/10.1002/2017GL073368>
- Shakas, A., Maurer, H., Giertzuch, P. L., Hertrich, M., Giardini, D., Serbetto, F., & Meier, P. (2020). Permeability enhancement from a hydraulic stimulation imaged with Ground Penetrating Radar. *Geophysical Research Letters*, 47(17). doi: <https://doi.org/10.1029/2020GL088783>
- SKB. (1992). *Plan 92, Costs for management of the radioactive waste from nuclear power production*, (TR-92-24). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2005a). *Forsmark site investigation. Programme for further investigations of geosphere and biosphere*, (R-05-14). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2005b). *Preliminary site description Forsmark area-version 1.2*, (R-05-18). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2011). *Environmental impact statement. Interim storage, encapsulation and final disposal of spent nuclear fuel*, . Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2014). *Äspö Hard Rock Laboratory - Annual Report 2013* (TR-14-17). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2016). *Äspö Hard Rock Laboratory - Annual Report 2015* (TR-16-10). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2019a). *Äspö Hard Rock Laboratory - Annual Report 2017* (TR-18-10). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKB. (2019b). *Post-closure safety for a proposed repository concept for SFL* (TR-19-01). Retrieved from Stockholm, Sweden
- SKBF/KBS. (1983). *Final storage of spent nuclear fuel-KBS-3*. Retrieved from Stockholm, Sweden
- Slater, L., Comas, X., & Jol, H. (2009). The contribution of ground penetrating radar to water resource research. In *Ground penetrating radar: theory and applications* (pp. 203-246). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.

- Slater, L. D., Binley, A., & Brown, D. (1997). Electrical imaging of fractures using ground-water salinity change. *Groundwater*, 35(3), 436. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1997.tb00103.x>
- Smart, N. R., & Rance, A. P. (2009). *Miniature canister corrosion experiment – results of operations to May 2008*, (TR-09-20). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Sornette, D., & Davy, P. (1991). Fault growth model and the universal fault length distribution. *Geophysical Research Letters*, 18(6), 1079-1081. doi: <https://doi.org/10.1029/91GL01054>
- Spagnolo, M., King, E. C., Ashmore, D. W., Rea, B. R., Ely, J. C., & Clark, C. D. (2014). Looking through drumlins: testing the application of ground-penetrating radar. *Journal of Glaciology*, 60(224), 1126-1134. doi: <https://doi.org/10.3189/2014JoG14J110>
- Stephens, M. B. (2010). *Forsmark site investigation. Bedrock geology-overview and excursion guide* (R-10-04). Retrieved from Stockholm, Sweden
- Stephens, M. B., Follin, S., Petersson, J., Isaksson, H., Juhlin, C., & Simeonov, A. (2015). Review of the deterministic modelling of deformation zones and fracture domains at the site proposed for a spent nuclear fuel repository, Sweden, and consequences of structural anisotropy. *Tectonophysics*, 653, 68-94. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.027>
- Ström, A., Andersson, J., Skagius, K., & Winberg, A. (2008). Site descriptive modelling during characterization for a geological repository for nuclear waste in Sweden. *Applied Geochemistry*, 23(7), 1747-1760. doi: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.02.014>
- Talley, J., Baker, G. S., Becker, M. W., & Beyrle, N. (2005). Four dimensional mapping of tracer channelization in subhorizontal bedrock fractures using surface ground penetrating radar. *Geophysical Research Letters*, 32(4). doi: <https://doi.org/10.1029/2004GL021974>
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., & Keys, D. (1976). *Applied Geophysics* Cambridge University Press. London. 860pp.
- Terzaghi, R. D. (1965). Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15(3), 287-304. doi: <https://doi.org/10.1680/geot.1965.15.3.287>
- Thiem, G. (1906). *Hydrologische Methoden*, Gebhardt, Leipzig. In: Germany.
- Thörn, J. (2015). *The Impact of Fracture Geometry on the Hydromechanical Behaviour of Crystalline Rock*. Gothenburg, Sweden 2015: Chalmers University of Technology.
- Topp, G. C., Davis, J. L., & Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3), 574-582. doi: <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>
- Tsang, C. F., & Neretnieks, I. (1998). Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics*, 36(2), 275-298. doi: <https://doi.org/10.1029/97RG03319>
- Tsang, C. F., Neretnieks, I., & Tsang, Y. (2015). Hydrologic issues associated with nuclear waste repositories. *Water Resources Research*, 51(9), 6923-6972. doi: <https://doi.org/10.1002/2015WR017641>

- Tsang, Y. (1992). Usage of “equivalent apertures” for rock fractures as derived from hydraulic and tracer tests. *Water Resources Research*, 28(5), 1451-1455. doi: <https://doi.org/10.1029/92WR00361>
- Tsang, Y., & Tsang, C. (1989). Flow channeling in a single fracture as a two-dimensional strongly heterogeneous permeable medium. *Water Resources Research*, 25(9), 2076-2080. doi: <https://doi.org/10.1029/WR025i009p02076>
- Tsang, Y. W., & Witherspoon, P. (1981). Hydromechanical behavior of a deformable rock fracture subject to normal stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B10), 9287-9298. doi: <https://doi.org/10.1029/JB086iB10p09287>
- Tsoflias, G. P., & Becker, M. W. (2008). Ground-penetrating-radar response to fracture-fluid salinity: Why lower frequencies are favorable for resolving salinity changes. *Geophysics*, 73(5), J25-J30. doi: <https://doi.org/10.1190/1.2957893>
- Tsoflias, G. P., Halihan, T., & Sharp, J. M. (2001). Monitoring pumping test response in a fractured aquifer using ground-penetrating radar. *Water Resources Research*, 37(5), 1221-1229. doi: <https://doi.org/10.1029/2000wr900297>
- Tsoflias, G. P., & Hoch, A. (2006). Investigating multi-polarization GPR wave transmission through thin layers: Implications for vertical fracture characterization. *Geophysical Research Letters*, 33(20). doi: <https://doi.org/10.1029/2006gl027788>
- Vereecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A., & Titov, K. (2006). Applied hydrogeophysics. In *Applied Hydrogeophysics* (Vol. 71): Springer.
- Vlastos, S., Liu, E., Main, I., & Li, X.-Y. (2003). Numerical simulation of wave propagation in media with discrete distributions of fractures: effects of fracture sizes and spatial distributions. *Geophysical Journal International*, 152(3), 649-668. doi: <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01876.x>
- Wada, Y., Van Beek, L. P., Van Kempen, C. M., Reckman, J. W., Vasak, S., & Bierkens, M. F. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20). doi: <https://doi.org/10.1029/2010GL044571>
- Walsh, J. (1965). The effect of cracks on the compressibility of rock. *Journal of Geophysical Research*, 70(2), 381-389. doi: <https://doi.org/10.1029/JZ070i002p00381>
- Walsh, J., & Grosenbaugh, M. (1979). A new model for analyzing the effect of fractures on compressibility. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B7), 3532-3536. doi: <https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03532>
- Walton, G., Lato, M., Anschütz, H., Perras, M. A., & Diederichs, M. S. (2015). Non-invasive detection of fractures, fracture zones, and rock damage in a hard rock excavation—Experience from the Äspö Hard Rock Laboratory in Sweden. *Engineering Geology*, 196, 210-221. doi: <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.07.010>
- Wang, W., Sui, W., Faybishenko, B., & Stringfellow, W. (2016). Permeability variations within mining-induced fractured rock mass and its influence on groundwater inrush. *Environmental earth sciences*, 75(4), 326. doi: <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5064-5>
- Wang, X. (2005). *Stereological Interpretation of Rock Fracture Traces on Borehole Walls and Other Cylindrical Surfaces*. Virginia Polytechnic Institute and State University.

- Weast, R. C., & Astle, M. J. (1983). *CRC Handbook of Chemistry and Physics: 1983-1984*: CRC press.
- Wharton, R. P., Hazen, G. A., Rau, R. N., & Best, D. L. (1980). *Advancements in electromagnetic propagation logging*. Paper presented at the SPE Rocky Mountain Regional Meeting.
- Widess, M. (1973). How thin is a thin bed? *Geophysics*, 38(6), 1176-1180.
doi:<https://doi.org/10.1190/1.1440403>
- Witherspoon, P. A., Wang, J. S., Iwai, K., & Gale, J. E. (1980). Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. *Water Resources Research*, 16(6), 1016-1024.
doi:<https://doi.org/10.1029/WR016i006p01016>
- Zang, A., Stephansson, O., Stenberg, L., Plenkers, K., Specht, S., Milkereit, C., Schill, E., Kwiatek, G., Dresen, G., Zimmermann, G., Dahm, T., & Weber, M. (2016). Hydraulic fracture monitoring in hard rock at 410 m depth with an advanced fluid-injection protocol and extensive sensor array. *Geophysical Journal International*, 208(2), 790-813. doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggw430>
- Zangerl, C., Eberhardt, E., Evans, K., & Loew, S. (2008a). Consolidation settlements above deep tunnels in fractured crystalline rock: Part 2—Numerical analysis of the Gotthard highway tunnel case study. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(8), 1211-1225. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2008.02.005>
- Zangerl, C., Evans, K., Eberhardt, E., & Loew, S. (2008b). Consolidation settlements above deep tunnels in fractured crystalline rock: Part 1—Investigations above the Gotthard highway tunnel. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45(8), 1195-1210. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2008.02.002>
- Zhang, L., Einstein, H., & Dershowitz, W. (2002). Stereological relationship between trace length and size distribution of elliptical discontinuities. *Geotechnique*, 52(6), 419-433.
doi:<https://doi.org/10.1680/geot.2002.52.6.419>

Titre : 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

Mots clés : GPR, DFN, Fracture, Hydrogéophysique, Essai de traçage, Stockage de déchets nucléaires

Résumé : L'identification des fractures perméables dans le sous-sol est essentielle pour déterminer les voies potentielles du transport des contaminants provenant des sites d'enfouissement en profondeur. Une approche commune consiste à développer des modèles de réseaux de fractures discrètes (« Discrete Fracture Networks » - DFN) à partir de la cartographie de terrain (forages et affleurements) et d'expériences hydrauliques. Le travail réalisé dans cette thèse tente de conditionner les modèles DFN à des données géophysiques de radar à pénétration de sol (« Ground Penetrating Radar » - GPR). À cette fin, deux expériences de GPR de surface ont été menées dans un tunnel situé à 410 m de profondeur dans le laboratoire souterrain « Äspö Hard Rock Laboratory » (Suède). La première expérience avait pour but d'identifier les fractures de faible transmissivité ($\approx 10^{-9} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$) et la deuxième, effectuée en parallèle d'un essai de traçage entre deux forages, a tenté de mettre en évidence les chemins d'écoulement associés à ces fractures. Les résultats de ces expériences nous permettent de démontrer que la méthode de surface GPR est capable de détecter environ 80% des fractures

ouvertes, subhorizontales et dont la superficie est de 1 à 10 m², mais aussi de détecter les chemins d'écoulement qu'emprunte le traceur, suite aux variations d'ouverture des fractures induites par une forte pression d'injection. Les informations sur la géométrie des fractures et sur leur connectivité, acquises lors de ces expériences, ont ensuite été utilisées pour conditionner les modèles DFN stochastiques. Nous avons établi des critères de validation de nos modèles, basés sur la connectivité mesurée sur le terrain, et nous montrons que le conditionnement permet de valider jusqu'à 40% de réalisations supplémentaires aux modèles stochastiques. Deux principales conclusions ont abouti grâce à cette étude : premièrement nous avons démontré la capacité de la méthode GPR à identifier les fractures ouvertes, dans des formations très peu perméables et ciblées pour le stockage des barils de déchets nucléaires ; deuxièmement nous avons fourni les premiers résultats du conditionnement des DFN stochastiques aux données géophysiques, en améliorant leur capacité de prédiction sur des échelles allant de quelques mètres à une dizaine de mètres.

Title : Flow and transport in fracture networks: reducing uncertainty of DFN models by conditioning to geology and geophysical data

Keywords : GPR, DFN, Fracture, Hydrogeophysics, Tracer test, Nuclear waste disposal

Abstract : The identification of permeable fractures in the subsurface is critical for evaluating potential contaminant transport pathways from deep disposal sites. A common approach is to develop Discrete Fracture Network (DFN) models from field mapping (boreholes and outcrops) and hydraulic experiments. The work accomplished in this thesis attempts at conditioning DFN models to constraints offered by Ground Penetrating Radar (GPR) geophysical data. Two surface-based GPR experiments were first conducted in a tunnel located at 410 m depth in the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden) with the aim to identify very weakly transmissive fractures ($\approx 10^{-9} - 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$) and associated flow paths between two boreholes solicited by a tracer test. We demonstrate that the surface-based GPR method is able to detect about 80% of open and sub-horizontal fractures with areas of 1 -

10 m² and to detect likely tracer pathways through GPR-inferred fracture-aperture variations caused by the high injection pressure. The 3-D geometrical information of the fractures and their connectivity were then used as conditioning constrains in stochastic local DFN models. We have established validation criteria for our models, based on the connectivity measured on the field, and we show that conditioning allow us to validate up to 40% more realizations than stochastic models. The main outcomes of this research are the demonstrated ability of the GPR method to identify open fractures in formations of very low overall permeability that are targeted to store canisters containing spent nuclear fuel and to provide the first results improving the predictive capacity of stochastic DFN models by conditioning to geophysical data at scales from a few to tens of meters.