



**HAL**  
open science

# Modélisation et caractérisation expérimentale du transport de chaleur en milieu fracturé

Jérôme De La Bernardie

► **To cite this version:**

Jérôme De La Bernardie. Modélisation et caractérisation expérimentale du transport de chaleur en milieu fracturé. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2017. Français. NNT : 2017REN1S122 . tel-01799570

**HAL Id: tel-01799570**

**<https://theses.hal.science/tel-01799570>**

Submitted on 24 May 2018

**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 / UNIVERSITÉ DE RENNES 1**  
*sous le sceau de l'Université Bretagne Loire*

pour le grade de  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

*Mention : Sciences de la Terre*

**Ecole doctorale EGAAL**

**Jérôme de La Bernardie**

Préparée à l'unité de recherche UMR6118 GR  
Géosciences Rennes  
UFR Sciences et Propriétés de la Matière

---

**Modélisation et  
caractérisation  
expérimentale du  
transport de chaleur en  
milieu fracturé**

**Thèse soutenue à Rennes  
le 6 décembre 2017**

devant le jury composé de :

**René LEFEBVRE**

Professeur à l'INRS (Québec) / *rapporteur*

**Pascal AUDIGANE**

Ingénieur de recherche au BRGM / *rapporteur*

**Peter BAYER**

Professeur au THI (Allemagne) / *examineur*

**Delphine ROUBINET**

Chargée de recherche à l'université de Montpellier /  
*examineur*

**Jean SCHMITTBUHL**

Directeur de recherche CNRS / *examineur*

**Luc AQUILINA**

Professeur, à l'université de Rennes 1 / *examineur*

**Olivier BOUR**

Professeur à l'université de Rennes 1 / *directeur de  
thèse*

**Jean-Raynald DE DREUZY**

Directeur de recherche CNRS / *co-directeur de thèse*



## Remerciements

Je remercie tout d'abord chaleureusement mes encadrants de thèse Olivier Bour et Jean-Raynald de Dreuzy pour leur accompagnement, leur confiance et leur bienveillance tout au long de ma thèse. Olivier a su me guider pendant toute ma thèse, que ce soit pour les aspects scientifiques ou administratifs, tout en me laissant très indépendant dans la manière de mener ma barque. En particulier, j'ai eu un véritable plaisir à travailler avec Olivier sur le terrain. La bonne humeur et la bonne chère étaient toujours au rendez vous (ce kouign amann!). Et alors quelle ambiance quand les données étaient belles. Il y a bien sûr eu quelques moments de tension, avec des "JEROME!!" par-ci par-là, mais qui, faut le reconnaître, ont permis de faire avancer le schmilblick. Jean-Raynald a toujours été très présent pour répondre à mes questions et il m'a beaucoup appris sur la manière de bien mener des travaux de modélisation numérique, avec humour bien évidemment. Notamment, il a dû batailler dur pour me faire comprendre l'intérêt de l'étude adimensionnelle des équations avant de se lancer tête baissée sur les simulations numériques, et je le remercie pour cela.

Je voudrais maintenant remercier les autres personnes qui m'ont grandement aidé à l'acquisition des données pendant les différentes expériences/aventures de terrain à Naizin et Ploemeur et qui ont rendu ces sorties fort agréables même dans le froid ou sous la pluie. D'abord, je dois beaucoup à mon binôme de toujours, Eliot Chatton (ou docteur gros matou, le roi des gaz) qui a évolué coude-à-coude avec moi pendant toute la thèse. Nous avons organisé la plupart des expériences de terrain ensemble et de ces aventures humaines est née une solide amitié. Je remercie aussi Nicolas Guihéneuf qui nous a apporté son savoir-faire, sa rigueur et ses conseils éclairés pour la réalisation et l'interprétation des traçages. Je dois aussi une fière chandelle à Nicolas Lavenant, le Géo trouve tout du labo, le Mac Gyver de scotch orange, qui nous a toujours dépêtrés de nos imbroglios expérimentaux et qui a toujours su nous partager son savoir sur les instruments ("Dos cafes por favor"). Merci à Thierry Labasque, fier capitaine du labo mobile, pour sa précieuse aide sur le terrain, toujours avec humour, et pour avoir accepté de temps en temps de laisser la chimie de côté pour mettre la main dans le cambouis. Op'ala, çuiçi i gasse dans son Labo mobile. Je remercie aussi Florian Koch du BRGM qui nous a donné un sacré coup de main lors de l'expérience majeure de ma thèse.

Un grand merci à Hugo Le Lay qui m'a beaucoup appris, toujours entre deux blagues vaseuses, sur l'utilisation et le traitement des données de la fibre optique. Je souhaite remercier les personnes qui m'ont donné de grands et petits coups pouces scientifiques. En particulier, Tanguy Le Borgne a donné la "pichenette" qu'il fallait pour faire avancer l'interprétation des données de terrain et il a été par la suite très disponible pour répondre à mes (nombreuses) questions sur la modélisation analytique. Je remercie aussi Laurent Longuevergne, qui m'a donné des tuyaux pour le traitement des données.

Je remercie également les autres partenaires du projet Stock-en-Socle, Hervé Lesueur du BRGM ainsi que Jean-Yves Ausseur et Charlotte Thierion d'Antea Group, avec qui j'ai pu échanger tout au long de ma thèse. Un grand merci en particulier à Marie Pettenati du BRGM qui s'est démenée pour faire avancer le projet.

Je tiens maintenant à remercier toute les personnes qui m'ont soutenu pendant la thèse. Tout d'abord je remercie les personnes de l'équipe pour leur accueil chaleureux et leur disponibilité tout au long de ma thèse. J'ai une pensée particulière pour les thésards, post-doc, techniciens, ingénieurs, gestionnaires et autres de Géosciences et de l'OSUR qui ont rendu plus agréables ces 3 années grâce à leur soutien et à la bonne ambiance qu'ils ont mis dans le labo, avec dans le désordre d'apparition: Olivier, Tristan, Hugo, Eliot, Régis, Marie, Hélène, Roman, Antoine D, Caro, Aurélie, Dani, Thierry, Diana, Louise, Sylvia, Pierre-Louis, Luc B, Quentin, Joris, Alex O, Maxime, Catherine B, Alix, Youssef, Isa, Guillaume, Nico L, Antoine H, Anne-Morwenn, Nico G, Christophe, Alex C, Benoit, Luc D, Luca, Jessica, Jonathan. Et je finis bien sûr par mes chères collègues de bureau, Nataline et Marie-Françoise, qui ont supporté mes sautes d'humeurs, mes jurons et les chansons pourries que j'avais toujours en tête et qui m'ont beaucoup aidé à endurer les derniers mois de la thèse. Je souhaite maintenant faire part de ma reconnaissance à mes parents ainsi qu'à ma deuxième famille, mes (nombreux) colocs, qui ont suivi de très prêt cette aventure et qui m'ont été d'un grand soutien pendant toute la thèse.

Je passe maintenant au moment charnière de la fin de thèse: la soutenance. Un grand merci tout d'abord à René Lefebvre, Pascal Audigane, Peter Bayer, Delphine Roubinet, Jean Schmittbuhl et Luc Aquilina pour avoir accepté de juger mon travail de thèse et pour leurs nombreuses remarques constructives. Merci aux personnes qui ont accepté d'assister aux répétitions de soutenance et qui m'ont permis d'arriver serein le jour J grâce à leurs nombreux conseils : Clément, Olivier, Nataline, Alexandre, Marie-Françoise,

Caro, Régis, Claire, Camille, Antoine, Lucie. Et enfin, merci à tout ceux qui sont venus me soutenir pendant ce moment, ça m'a fait chaud au cœur ("On va enfin savoir de quoi cause sa thèse, depuis le temps qu'il nous bassine avec!!").

Enfin, un grand merci aux personnes ayant accepté de corriger l'orthographe des différentes parties de ce mémoire de thèse : Catherine D, Camille, Raphaële, Carole et Marie-Françoise.



## **Table des matières**

Introduction.....	1
1. Propriétés et exploitation géothermique des milieux cristallins fracturés .....	7
1.1 Hétérogénéité structurale et hydrogéologique des milieux cristallins .....	7
1.1.1 Structure géologique du socle cristallin .....	7
1.1.1.1 Zone altérée.....	9
1.1.1.2 Processus de fracturation de surface.....	12
1.1.1.3 Les failles et zones de failles.....	14
1.1.2 Fonctionnement hydrogéologique des systèmes cristallins.....	15
1.1.2.1 Propriétés d'écoulement.....	15
1.1.2.2 Les altérites .....	18
1.1.2.3 Zone fracturée .....	19
1.1.2.4 Failles et zones de failles .....	21
1.2 La géothermie dans les milieux cristallins fracturés.....	23
1.2.1 Géothermie faible profondeur.....	23
1.2.1.1 Systèmes fermés .....	24
1.2.1.2 Systèmes ouverts .....	26
1.2.2 Géothermie grande profondeur .....	28
1.2.3 Le stockage de chaleur : Projet ANR Stock en Socle. ....	31
1.3. Transport en milieu fracturé.....	33
1.3.1. Transport de soluté.....	33
1.3.1.2 Propriétés du transport de soluté .....	33
1.3.1.2 Test de traçage de soluté.....	36
1.3.2 Transport thermique.....	40
1.3.2.1. Propriétés du transport thermique en milieu poreux .....	40

## **Table des matières**

---

1.3.2.2. Propriétés du transport thermique en milieu fracturé .....	42
1.3.2.3. Utilisation de la chaleur comme traceur .....	47
2. Sites d'études .....	54
2.1 Géologie et hydrogéologie du Massif Armoricaïn .....	54
2.1.1 Géologie du Massif Armoricaïn .....	54
2.1.2 Hydrogéologie du Massif Armoricaïn.....	56
2.2 Caractérisation de la structure des écoulements sur trois sites du Massif Armoricaïn.....	58
2.2.1 Site de Liffré .....	58
2.2.2 Site de Naizin.....	59
2.2.3 Site de Stang er Brune .....	63
2.3 Conclusion.....	70
3. Matériels et méthodes .....	72
3.1 Méthode de simulation numérique .....	72
3.1.1 Les éléments finis.....	72
3.1.2 Application au transport de chaleur dans un milieu fracturé.....	73
3.1.3 Différents logiciels de modélisation numérique .....	74
3.2 Mesure distribuée de température (DTS).....	77
3.2.1 Principe de la DTS .....	77
3.2.2 Calibration de la température.....	79
3.2.3 Intérêt de la mesure distribuée de température .....	80
4. Modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures .....	82
4.1 Introduction .....	82
4.2 Article "Synthetic investigation of thermal storage capacities in crystalline bedrock through a regular fracture network as heat exchanger" .....	83
4.3 Conclusion.....	113
5. Transport de chaleur en milieu fracturé : caractérisation expérimentale sur site et développements analytiques .....	116
5.1 Introduction .....	116

5.2 Article "Thermal retardation in fractured media : theory and field evidence through heat and solute tracer tests experiments" en préparation pour Water Resources Research .....	117
5.3 Single well thermal tracer tests with continuous injection : effect of the flow rate on thermal transport .....	158
5.3.1 Methodology.....	158
5.3.1.1 Experimental set up .....	158
5.3.1.2 Data processing : separation of tracer thermal breakthrough from heat losses signal through injection tube .....	160
5.3.2 Results .....	160
5.3.2.1 Temperature breakthrough of the experiment IV.....	160
5.3.2.2 Characterization of heat losses from injection tube through a heat injection test .....	162
5.3.2.3 Separation of thermal tracer breakthrough from heat losses signal through injection tube.....	164
5.3.2.4 Comparison of the thermal tracer tests with continuous injection .....	166
5.3.2.5 Numerical modelling of thermal tracer tests in perfect and convergent dipole configurations .....	169
5.4 Conclusion.....	171
Conclusion .....	174
Perspectives.....	178
Références.....	182



## Table des illustrations

Figure 1-1 : Modèle conceptuel des milieux fracturés (d'après Larsson, 1987). .....	9
Figure 1-2 : Modèle conceptuel hydrogéologique de la zone altérée et fissurée (modifié d'après Wyns et al., 2004). .....	9
Figure 1-3 : Profil typique d'altération des roches de socle en Afrique (modifié de Chilton et Foster, 1995). .....	10
Figure 1-4 : Modèle de profil d'altération en domaine granitique (d'après Thomas, 1999). ....	11
Figure 1-5 : (a) Bloc diagramme présentant une fracture et son front de propagation, (b) Trois modes principaux de fractures correspondant aux joints (mode I) et aux failles (mode II et III), modifié de Pollard et Aydin (1988). .....	12
Figure 1-6 : Hypothèses pour la formations des joints de compression (a) dans un contexte de forte contrainte horizontale et (b) dans un contexte de forte pente topographique (Hencher et al., 2011). .....	13
Figure 1-7 : Architecture typique de la zone de faille en socle cristallin (Bense et al., 2013). .....	14
Figure 1-8 : Types de milieux fracturés (d'après Streltsova (1976)). $S_f, S_m$ et $K_f, K_m$ sont respectivement les coefficients d'emmagasinement et les conductivités hydrauliques du système de fractures et de la matrice. ....	16
Figure 1-9 : Variabilité des mesures de perméabilité en fonction de l'échelle d'observation d'après Clauser (1992). .....	17
Figure 1-10 : Propriétés hydrodynamiques d'un profil d'altération (Chilton and Foster, 1995). .....	18
Figure 1-11 : Propriétés hydrodynamiques d'un profil d'altération (Boisson et al., 2015). .....	19
Figure 1-12 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère de socle situé dans le sud de l'Inde (Guihéneuf et al., 2014). L'ensemble des écoulements est contrôlé pour l'essentiel par l'interface fracturée et perméable à la base de la saprolite. ....	20
Figure 1-13 : Dépendance de la conductivité hydraulique (K) avec la profondeur dans l'aquifère de socle de la Forêt Noire en Allemagne. Courbe solide : Evolution entre profondeur et conductivité hydraulique proposée par Ingebritsen et Manning (1999). Courbe pointillée : courbe calée sur les données de la Forêt Noire. Les points larges représentent les moyennes logarithmiques des conductivités hydrauliques sur des intervalles de 200 m (Stober et Bucher, 2007). .....	21

## **Table des illustrations**

---

Figure 1-14 : Modèle conceptuel établi par Caine et al. (1996) décrivant l'architecture des zones de faille et leurs caractéristiques hydrodynamiques en fonction de l'évolution de la zone endommagée et de la zone de gouge. ....	22
Figure 1-15 : Modèle conceptuel hydrogéologique de l'aquifère de socle situé en Bretagne à Saint-Brice-en-Coglès (Roques et al, 2014). ....	22
Figure 1-16 : Illustration schématique d'une sonde géothermique (www.geothermal-energy.ch).....	24
Figure 1-17 : Illustration schématique d'un test de réponse thermique standard. T1 : température d'entrée du fluide; T2 : température de sortie du fluide (Gehlin, 2002).....	25
Figure 1-18 : Analyse de données d'un TRT réalisé dans la mine de Doyon, au Québec. Pointillés noirs : la puissance thermique injectée, ligne bleu : la différence de température observée entre l'entrée et la sortie, triangles jaunes : le modèle ligne source (Raymond et al., 2011). ....	26
Figure 1-19 : Illustration d'un puits à colonne permanent (Nguyen et al., 2015). ....	27
Figure 1-20 : Illustration schématique d'un EGS ( <a href="http://www.geothermie-perspectives.fr">http://www.geothermie-perspectives.fr</a> ) ...	28
Figure 1-21 : Carte des températures extrapolées à 5 km de profondeur. modifié de Hurtig et al, 1992 par GEIE (Genter et al., 2003). URG : Upper Rhine Graben; U : Urach; L : Limagne-French Massif Central; P : Provence ; C : Catalonia; Ca : Campidano graben; Cm : Camborne granite; GB : German basin; T: Tuscany; PB : Pannonian Basin; E : Eger graben. ....	30
Figure 1-22 : Schéma de l'ouvrage type PACP envisagé par le projet Stock-en-socle pour les formations cristallines à faible perméabilité .....	32
Figure 1-23: Dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation pour différents types d'aquifères et d'observations. Les données sont issues de 59 sites caractérisés par différentes lithologies (Gelhar et al., 1992). ....	34
Figure 1-24 : (a) Exemple d'un champs d'ouvertures self-affine dans une fracture et (b) Flux hydraulique adimensionnel calculé à partir du champs d'ouvertures (modifiée à partir de Neuville et al. (2010b)). ....	35
Figure 1-25 : Schéma représentant deux types de traçages dans un milieu fracturé. (a), (b) et (c) : un traçage radial convergent et (d),(e) et (f) : un "push-pull" (Kang et al., 2015). ....	36
Figure 1-26 : Schéma représentant un "dipole-flow test with a tracer" (DFFT) (Sutton et al., 2000).....	37
Figure 1-27 : Résultats de plusieurs tests de traçage réalisés entre puits pour différents traceurs ayant des coefficients de diffusion différents (Becker and Shapiro, 2000). ....	39

Figure 1-28 : L'opposé du logarithme de champs de température 2D dans (a) une fracture de faible rugosité et (b) une fracture de rugosité importante (le flux et la température sont imposés sur la limite gauche) (modifié d'après Neuville et al. (2010a)). .....44

Figure 1-29 : Evolution des champs d'ouvertures, de flux et de température pour (a) un champ d'ouverture log-normal (0.24 mm, 0.0435 mm) avec une longueur de corrélation de 200 m et (b) un champ d'ouverture log-normal(0.24mm, 0.68 mm) avec une longueur de corrélation de 200 m (Guo et al., 2016). .....45

Figure 1-30 : Champs de température simulés dans un réseau de fractures réaliste (a) pour (b) une perméabilité de matrice de  $10^{-11} \text{ m}^2$  après un période de 100 jours, (c) une perméabilité de matrice de  $10^{-11} \text{ m}^2$  après un période de 100 jours et (d) une perméabilité de  $10^{-15} \text{ m}^2$  après une période de 50 jours (modifiée à partir de Geiger and Emmanuel (2010)) . .....46

Figure 1-31 : Interprétation de profils de température obtenus dans un forage ouvert et un forage tubé. Les flèches bleues indiquent les zones de flux majeurs et mineurs autour du forage et les flèches rouges indiquent le sens des flux dans le forage (Pehme et al., 2010) ....48

Figure 1-32 : (a) Localisation des arrivées d'eau déterminée à partir du traçage thermique, (b) température anomalie mesurée par la FO-DTS dans le forage de pompage B2 et (c) flux mesuré dans B2 pour un pompage dans B2 de 140 l/min (Read et al., 2013) .....50

Figure 1-33 : Comparaison des données issues de plusieurs tests de traçage push-pull réalisés avec différents volumes de chasse (pointillés noirs), avec les résultats des modèles numériques des push-pulls dans une géométrie de fracture multi-chenaux. ....51

Figure 2-1 : Ensembles structuraux du Massif Armoricaïn, d'après André (2002). .....55

Figure 2-2 : Carte des volumes d'eau souterraine prélevés dans les aquifères cristallins du Massif Armoricaïn. Données Agence de l'Eau Loire Bretagne entre 2008 et 2011 (<http://www.eau-Loire-bretagne.fr/>) (Roques, 2014). .....57

Figure 2-3 : Localisation des forages F1, DNS1, F80 et F50 .....59

Figure 2-4 : Coupes techniques des ouvrages à Naizin (modifiée à partir de Martelat and Lachassagne (1995)). .....60

Figure 2-5 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës en conditions ambiantes (Martelat and Lachassagne, 1995) .....61

Figure 2-6 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës en condition de pompage (Martelat and Lachassagne, 1995). .....61

Figure 2-7 : Localisation du site de Stang er Brune et des forages (Klepikova et al., 2014). ..64

Figure 2-8 : Contexte géologique du site de Ploemeur (modifié à partir de Ruelleu et al. (2010)). .....65

## **Table des illustrations**

---

Figure 2-9 : Diagraphies géophysiques et de débitmétrie dans le forage B1 avec (a) localisation des fractures à partir de diagraphies optiques et acoustiques, (b) mesure du diamètre du forage avec l'outil caliper, (b) débit dans le forage en condition ambiante (valeurs positives correspondent à un flux ascendant) et (c) débit dans le forage avec un pompage de 3 l/min.....	66
Figure 2-10 : Géologie et fractures traversées par le forage B3. ....	67
Figure 2-11 : Schéma expérimental du "dipole flow test" (Zlotnik and Zurbuchen, 1998) réalisé entre B3_2 et B3_1 pour déterminer la transmissivité du milieu entre les deux fractures. ....	68
Figure 2-12 : Courbes de traçage à l'acide G dans le forage B3 entre les fractures B3_2 et B3_1 : données (dot) et modèle de Becker et Charbeneau (2000) (lignes) .....	69
Figure 2-13 : Schéma conceptuel de différents niveaux de perméabilité pouvant caractériser le socle cristallin fracturé.....	70
Figure 3-1: Modélisation COMSOL du transport de chaleur dans (a) une fracture plane et (b) plusieurs chenaux (Klepikova et al., 2016a).....	75
Figure 3-2: Distribution de la température simulée avec HEATFLOW-SMOKER dans un milieu fracturé soumis aux variations de température de surface, pour différents temps sur un cycle de 360 jours. La température de surface imposée sur la frontière supérieure évolue suivant le graphique de température en haut de chaque figure. (a) 105 jours, (b) 200 jours et (c) 355 jours (Molson et al., 2007).....	76
Figure 3-3 : Schéma de fonctionnement et d'installation de la fibre optique. La configuration présentée ici est celle utilisée généralement pour les mesures en forage. Les courbes bleues et rouges (a) présentent les données brutes typiques des intensités des ondes Stokes et anti-Stokes et la courbe noir (b) présente la température après calibration (Bense et al., 2016)....	79
Figure 3-4: (a) Mesures locales de température comparées aux températures mesurées avec la fibre optiques aux mêmes profondeurs, (b) anomalie de température mesurée par la FO-DTS dans le forage de pompage B2 et (c) flux mesuré dans B2 pour un pompage dans B2 de 140 l/min (Read et al., 2013) .....	80
Figure 5-1 : Conceptual scheme of the experiment and hydraulic configurations. Injection rate is the same for both configurations but for (a) the convergent dipole configuration, pumping rate is higher than the injection rate and for (b) the perfect dipole configuration, pumping rate is equal to the injection rate. ....	158

Figure 5-2 : (a) Evolution with time of the temperature measured along the borehole with the FO-DTS during the perfect dipole experiment with continuous injection and (b) thermal breakthrough measured with the FO-DTS at heat inflow depth, 34 m. .... 162

Figure 5-3 : (a) Evolution of the temperature measured by FO-DTS in the borehole as a function of time during experiment I and (b) different temperature profiles measured by FO-DTS in the borehole after 1h30 of heat injection during experiment I (green) and during experiment IV (blue), compared to the initial profile (red) ..... 163

Figure 5-4: Data treatment by Karthunen-Loève Transform : (a) first and (b) second eigen vectors which can be associated respectively to thermal tracer breakthrough signal and heat losses signal through injection tube..... 165

Figure 5-5 : Thermal breakthrough curves measured above the fracture zone during experiment IV before (blue) and after (red) removing the signal of heat losses coming from the injection tube ..... 166

Figure 5-6 : FO-DTS measured temperature during and after heat injection for (a) convergent dipole configuration  $Q=125$  l/min, (b) convergent dipole configuration  $Q=90$  l/min and (c) perfect dipole configuration  $Q=22$  l/min ..... 167

Figure 5-7: Instantaneous recovery power for the different hydraulic configurations at fracture depth (34m)..... 168

Figure 5-8 : (a) Geometry of the numerical modelling of cross-borehole thermal tracer tests in a plane fracture of 10 mm aperture surrounding by an impervious rock matrix, (b) thermal field during a convergent dipole thermal tracer test, after 1 day and (c) thermal field during a perfect dipole thermal tracer test, after 1 day..... 170

Figure 5-9 : Numerical simulation of the (a) thermal breakthrough and (b) surface of exchange for the perfect dipole configuration (in red) et the convergent dipole configuration (in green)..... 171

Figure 6-1 : Schéma résumant les principaux travaux et questions de la thèse avec (a),(b) et (c) les trois sites étudiés dans le chapitre 2, (d) l'échangeur de chaleur modélisé dans le chapitre 4 , (e) le schéma du test de traçage thermique décrit dans le chapitre 5, (f) le schéma représentant les principaux résultats sur l'effet de la géométrie des fractures, constituant l'échangeur de chaleur, sur le stockage thermique (chapitre 4) et (g) le schéma conceptuel de la fracture déterminée à partir de la modélisation analytique du test de traçage thermique (chapitre 5). ..... 177

Figure 6-2 : Synthèse des différentes utilisations possibles des expressions analytiques du retard et du maximum thermique développées ici avec (a) la caractérisation des paramètres

## **Table des illustrations**

---

géométriques des fractures à partir de plusieurs tests de traçage thermique à différents débits et (b) détermination du temps de vie d'un système géothermique à partir d'un test de traçage de soluté. *A* et *B* dépendent de l'ouverture de la fracture, du nombre de chemins et des paramètres thermiques du milieu. Le test de traçage de soluté présenté ici est celui réalisé dans l'EGS de Soultz-sous-Forêts par Aquilina et al. (2004). ..... 179

## Liste des tableaux

Tableau 1-1 : Caractéristiques de quelques EGS dans le monde (Menberg et al., 2016).....	29
Tableau 2-1 : Contribution des fractures et leur transmissivité .....	62
Tableau 5-1 : Experimental set up of the five heat tracer tests .....	159



## Introduction

L'énergie géothermique est une source d'énergie renouvelable particulièrement attractive notamment en raison des faibles taux d'émission de gaz à effet de serre associés. Pour répondre au processus de transition énergétique, les systèmes d'exploitation des réservoirs géothermiques peu à très profonds se sont développés lors des dernières décennies. Ainsi, la géothermie très basse (entre 10 et 30°C), basse (entre 30 et 100°C) et moyenne température (entre 100 et 150°C) est de plus en plus utilisée en usage direct ou avec une pompe à chaleur pour chauffer des maisons individuelles et des quartiers entiers (Lund and Boyd, 2016). L'exploitation de la géothermie haute température (supérieur à 150°C) pour produire de l'électricité est aussi en pleine expansion (Menberg et al., 2016). Compte tenu de la grande quantité de chaleur produite par la terre, cette énergie est une alternative d'avenir aux énergies fossiles et nucléaires. Mais actuellement, la production annuelle mondiale d'électricité par l'exploitation géothermique est de 12.6 GW, soit environ 0.5 % de la production mondiale d'électricité, ce qui reste encore très faible. Cependant, d'ici 2020, une augmentation de 70% de la production géothermique mondiale en électricité est attendue (basée sur le nombre de projets en cours de réalisation), contre une augmentation de 16% entre 2010 et 2015 (Bertani, 2016). La recherche sur les systèmes géothermiques s'est ainsi intensifiée ces dernières années, ce qui a permis une évolution rapide des technologies utilisées pour l'exploitation des réservoirs géothermiques. Notamment, l'étude du transport de chaleur dans les milieux souterrains est devenu un axe de recherche essentiel pour gérer et optimiser l'exploitation géothermique que ce soit pour extraire ou pour stocker la chaleur (Stauffer et al., 2013).

En milieu sédimentaire les systèmes géothermiques les plus utilisés sont les échangeurs de chaleur exploitant la géothermie très basse et basse énergie. Il existe deux principaux systèmes : les sondes géothermiques verticales, composées d'un tube dans lequel circule un fluide caloporteur (permettant l'échange de chaleur uniquement par conduction) et les doublets géothermiques qui consistent à pomper directement dans la nappe par l'intermédiaire d'un forage puis de réinjecter le fluide dans un autre forage après échange des calories à travers une pompe à chaleur (l'échange de chaleur se fait par conduction et convection). Les processus physiques survenant pendant l'opération de ces systèmes sont maintenant bien maîtrisés du fait du grand nombre de sondes et de doublets installés depuis de nombreuses décennies et de la bonne connaissance des mécanismes de transport de chaleur dans les milieux poreux homogènes (Stauffer et al., 2013). Une des principaux problèmes qui reste à

## **Introduction**

---

résoudre pour le bon fonctionnement de ces systèmes en milieu sédimentaire, mais qui ne sera pas traité dans cette thèse, est l'interaction entre les processus physiques et chimiques induisant notamment le colmatage des forages d'injection et de pompage (Bonte et al., 2013; Jesussek et al., 2013; Possemiers et al., 2016).

Le transport de chaleur en milieu poreux homogène a été étudié depuis plusieurs décennies afin d'optimiser l'extraction et le stockage de chaleur dans les aquifères (Bodvarsson, 1972; Sauty et al., 1982b). Il existe maintenant de nombreux modèles numériques et analytiques, permettant de prédire et d'optimiser l'extraction ou le stockage de chaleur en fonction des paramètres hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux (Banks, 2009; Bayer et al., 2014). Des méthodes in situ ont aussi été développées pour prédire le comportement thermique de ces systèmes et déterminer les paramètres thermiques du milieu. Les tests de réponse thermique sont par exemple très utilisés pour déterminer la capacité d'échange thermique par conduction des sondes géothermiques. Ils consistent à perturber la température initiale du milieu en faisant circuler de l'eau chaude dans une sonde. La variation de température mesurée entre l'entrée et la sortie permet de caractériser l'échange thermique entre le fluide caloporteur et le milieu et de déterminer les paramètres thermiques du milieu (Raymond et al., 2011). Pour prédire le transport thermique dans un doublet géothermique, des tests de traçage de soluté peuvent être réalisés. Les études théoriques du transport thermique en milieu poreux ont montré que lors de l'injection d'eau chaude ou froide dans un aquifère, le front thermique est retardé par rapport au flux du fait de la diffusion thermique dans les grains (Bodvarsson, 1972). Ce retard, appelé retard thermique, a été déterminé analytiquement en fonction des paramètres thermiques du milieu considérant que, en milieu poreux, il y a localement un équilibre thermodynamique entre le fluide et la roche pour les faibles vitesses de circulation. La connaissance de ce retard permet ainsi de prédire les temps de transit thermiques, dans les doublets géothermiques par exemple, à partir de tests de traçages avec un soluté très peu diffusif dans l'eau et non réactif (Shook, 2001).

Les processus physiques contrôlant l'exploitation géothermique des milieux poreux homogènes sont ainsi bien connus et de nombreux modèles et tests in situ permettent de prédire le comportement à long et court terme des différents échangeurs de chaleur. A l'inverse, la géothermie dans les milieux cristallins fracturés est encore très mal maîtrisée. Les milieux cristallins sont particulièrement intéressants pour l'exploitation géothermique car ils constituent un potentiel géothermique non négligeable notamment avec les HDR ("Hot dry rock"). Ce sont des roches cristallines chaudes et sèches que l'on retrouve dans la croûte

terrestre entre 1 et 5 km de profondeur et à des températures entre 200 et 300 °C. Pour exploiter les HDR, il est nécessaire d'augmenter de manière artificielle la perméabilité du milieu par fracturation ou stimulation hydraulique, afin de permettre la circulation du fluide caloporteur. Le système est alors appelé EGS (Enhanced Geothermal System). La problématique principale pour la prédiction et l'optimisation de l'extraction de chaleur, et de la durée de vie de ces systèmes, vient généralement de la méconnaissance de la structure géométrique et des propriétés de transport thermique du réseau de fractures créé ou stimulé. Les milieux cristallins fracturés sont aussi de plus en plus étudiés pour les applications géothermiques faibles profondeurs (<100 m) (on parle d'aquifères de socle). Les aquifères de socle peuvent présenter un intérêt pour l'exploitation géothermique basse énergie, car ils sont très répandus dans le monde (ils couvrent plus d'un tiers des surfaces émergées) et sont généralement peu exploités pour la ressource en eau potable compte tenu de leur faible perméabilité. Ainsi, en développant la géothermie dans ces milieux, les risques de conflit d'usage seraient limités. Cependant, la faible perméabilité de ces milieux rend souvent difficile l'installation de doublets géothermiques. Dans certains cas, les fractures peuvent augmenter la transmissivité de ces milieux, mais le stockage d'énergie ou son extraction reste problématique en raison de la faible capacité d'emmagasinement d'eau qui leur est associée et des flux naturels souvent présents.

L'étude du transport de chaleur dans les milieux cristallins fracturés est donc essentielle pour améliorer l'exploitation géothermique des aquifères de socle et des Hot Dry Rock. Contrairement aux milieux sédimentaires, il reste encore beaucoup d'interrogations sur le transport de chaleur dans ces milieux en raison de leur forte hétérogénéité. Par exemple, il est difficile de prédire la durée de vie des EGS car les temps de transit thermique entre l'injection et le pompage sont très difficiles à évaluer compte tenu de la complexité des systèmes fracturés.

La modélisation numérique et analytique est le principal outil pour prédire l'extraction de chaleur. Dès la moitié du XXème siècle, des solutions analytiques ont été développés pour modéliser le transport de chaleur dans une fracture plane (Bodvarsson, 1969; Lauwerier, 1955). Puis, l'extraction de chaleur a été modélisée à l'échelle de quelques fractures parallèles afin de chercher à optimiser l'échange de chaleur entre le fluide et la roche en fonction du nombre de fractures et de la distance entre les fractures (Bodvarsson and Tsang, 1982; Gringarten et al., 1975). Enfin, plus récemment, afin de prendre en compte la complexité du

## **Introduction**

---

milieu naturel, plusieurs auteurs ont modélisé numériquement le transport de chaleur à l'échelle d'un réseau plus réaliste de fractures (Geiger and Emmanuel, 2010; Kolditz, 1995a). Ces travaux ont permis d'importantes avancées sur la compréhension du transport de chaleur en milieu fracturé. Cependant ils sont souvent basés sur des milieux trop simplifiés ou trop complexes pour permettre de caractériser l'effet de la géométrie des fractures (densité, taille des fractures et distance entre les fractures) sur l'extraction et le stockage de chaleur. De plus, ces travaux de modélisation prennent en compte des fractures planes alors que plusieurs études ont montré que la chenalisation des flux liée à la variabilité des ouvertures au sein d'une fracture avait un effet important sur le transport de chaleur (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a). Notamment, ces études s'accordent à dire que la chenalisation peut avoir pour effet de fortement diminuer les temps de transit thermique dans le milieu et donc de réduire la durée de vie des EGS. La chenalisation a aussi été observée de manière expérimentale, avec des tests de traçage thermique (Hawkins et al., 2017; Klepikova et al., 2016a). Toutes ces études montrent que le transport thermique en milieu cristallin est fortement influencé par la géométrie et les propriétés des fractures. La forte hétérogénéité de ces milieux rend ainsi difficile la prédiction du transport thermique. Notamment, l'expression du retard thermique, utilisé en milieu sédimentaire pour prédire le transport de chaleur à partir de tests de traçage de soluté, n'a jamais été déterminé en milieu cristallin fracturé alors qu'il peut être un outil puissant pour prédire et optimiser l'extraction ou le stockage de chaleur dans un système de fractures à partir de tests de traçage thermique et de soluté.

Dans ce contexte, le but de cette thèse est de caractériser le transport thermique dans les milieux cristallins fracturés grâce à des méthodes numériques et expérimentales. Plus particulièrement, cette thèse est financée par l'ANR Stock-en-socle, qui vise à étudier les possibilités de stockage périodique de chaleur dans les aquifères de socle peu profonds (<100m), par circulation d'un fluide caloporteur dans un réseau de fractures. Ainsi, à partir de la modélisation d'un système de fractures bien contrôlé, nous déterminons l'effet de la géométrie des fractures sur le transport thermique afin d'optimiser le stockage ou l'extraction de chaleur en milieu cristallin fracturé. Nous évaluons aussi la possibilité de caractériser le transport de chaleur en confrontant des test de traçage thermique et de soluté, avec les développements analytiques de l'expression du retard thermique dans une fracture.

Cette thèse s'articule en 6 chapitres. Dans un premier chapitre, nous donnons le contexte général de la thèse en présentant les propriétés hydrodynamiques et de transport des milieux cristallins ainsi que leur exploitation géothermique. Dans le chapitre 2, à partir de plusieurs

exemples de sites bretons, nous définissons les types de milieux et de circulations qui semblent les plus appropriés à l'exploitation géothermique de faible profondeur en zone de socle. Le chapitre 3 permet de décrire les méthodes de simulation numérique et expérimentales utilisées pour mener les différents travaux de cette thèse. Dans le chapitre 4, à partir de la modélisation numérique du transport de chaleur dans un réseau de fractures simplifié bien connecté et bien contrôlé, nous étudions les paramètres géométriques contrôlant le transport de chaleur pendant les différents régimes de stockage (densité de fractures, distance entre les fractures, longueur des fractures). Dans le chapitre 5, nous présentons des développements analytiques permettant de caractériser le retard thermique pour plusieurs géométries de fractures et nous confrontons les résultats à des tests de traçage thermique. Enfin dans le chapitre 6, nous faisons la synthèse des chapitres 2, 4 et 5 afin de hiérarchiser les structures favorables ou non au stockage et à l'extraction de chaleur, puis nous présentons les perspectives de ce travail.



# **1. Propriétés et exploitation géothermique des milieux cristallins fracturés**

Cette thèse a pour objectif de mieux comprendre les processus de transport thermique dans les milieux cristallins dans le but d'optimiser leur exploitation géothermique. Comme les propriétés de transport dépendent très fortement des propriétés hydrauliques des milieux fracturés, avant d'aborder cette question, il est essentiel de bien décrire la structuration et le fonctionnement hydrogéologique de ces milieux, de connaître les différentes applications géothermiques qui existent déjà dans les roches de socle et d'avoir un aperçu de ce qui est déjà maîtrisé sur le transport de soluté et de chaleur dans les milieux fracturés. Ce chapitre décrit ainsi l'état de l'art sur les propriétés et l'exploitation géothermique des milieux cristallins fracturés.

## **1.1 Hétérogénéité structurale et hydrogéologique des milieux cristallins**

### **1.1.1 Structure géologique du socle cristallin**

Le socle cristallin est principalement constitué de roches plutoniques, typiquement des granites ou granitoïdes, et de roches métamorphiques telles que des schistes ou des gneiss. Ces roches sont caractérisées à l'origine par une porosité très faible compte tenu du caractère jointif des minéraux, formés lors du lent refroidissement de la roche en profondeur. L'application de contraintes mécaniques a ensuite favorisé la création de fractures conférant une seconde porosité à la roche. L'exhumation à la surface de la formation géologique entraîne l'altération des minéraux ce qui peut contribuer à augmenter ou diminuer de manière significative sa perméabilité sur plusieurs dizaines, voire la centaine de mètres. Les processus tectoniques et d'altération conduisent donc, dans les roches du socle cristallin, à la présence d'altérites en surface qui peut s'accompagner par l'existence d'un niveau fracturé plus ou moins développé et perméable, et de grandes discontinuités géologiques. Des schémas conceptuels ont été proposés pour représenter cette structuration des roches de socle (Figure 1-1 et Figure 1-2). Selon Larsson (1987) (Figure 1.1), le socle cristallin est altéré localement formant différents niveaux d'altération guidés par la présence de fractures ou d'hétérogénéités perméables. Pour Wyns et al. (2004) (Figure 1.2), les fractures sous-jacentes au niveau d'altération sont principalement subhorizontales et forment une couche fissurée dont la

densité décroît avec la profondeur pour atteindre le granite sain. Des zones de failles peuvent être rencontrées, à plus grande profondeur localement.

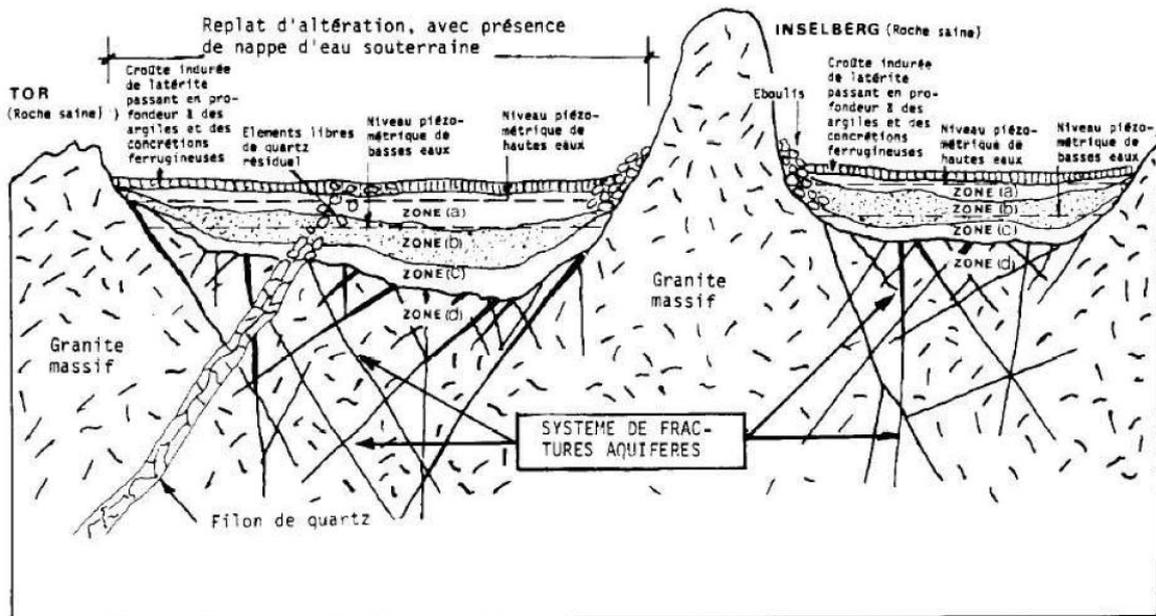


Figure 1-1 : Modèle conceptuel des milieux fracturés (d'après Larsson, 1987).

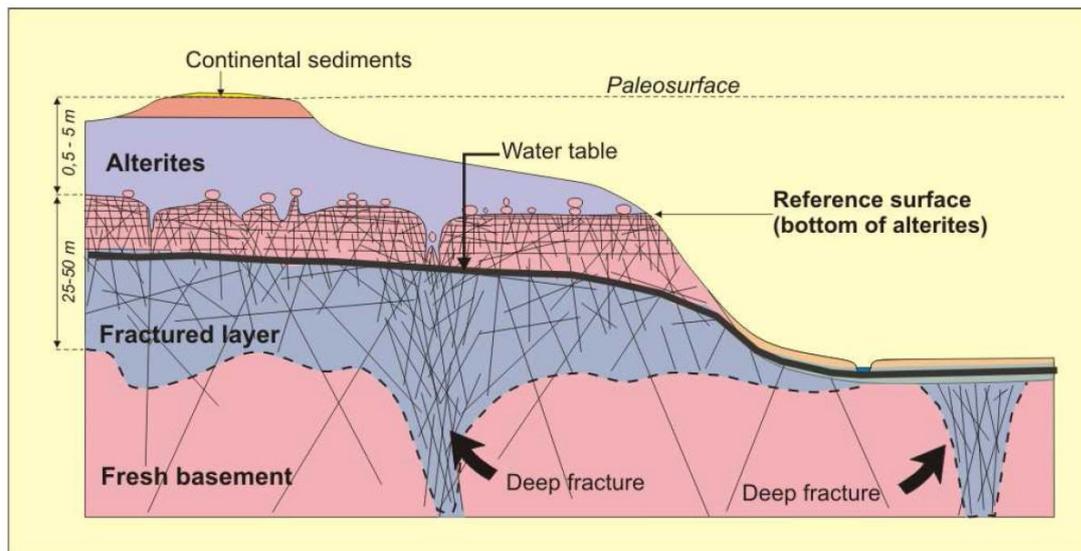


Figure 1-2 : Modèle conceptuel hydrogéologique de la zone altérée et fissurée (modifié d'après Wyns et al., 2004).

### 1.1.1.1 Zone altérée

L'épaisseur de la zone altérée varie en profondeur selon la localisation géographique et le type de roche. Elle est due à des processus chimiques et physiques modifiant la minéralogie des roches et entraînant la déconsolidation de celles-ci. Ces processus dépendent de nombreux facteurs tels que la nature et la stabilité des minéraux, le contexte climatique, la situation topographique, la texture lithologique et la distribution initiale des fractures dans la roche

mère. L'altération est notamment la plus favorable sous les climats tropicaux, où elle se caractérise par plusieurs horizons aux propriétés différentes. Dans tout profil d'altération, le degré d'altération diminue avec la profondeur du fait de l'éloignement graduel par rapport à la surface.

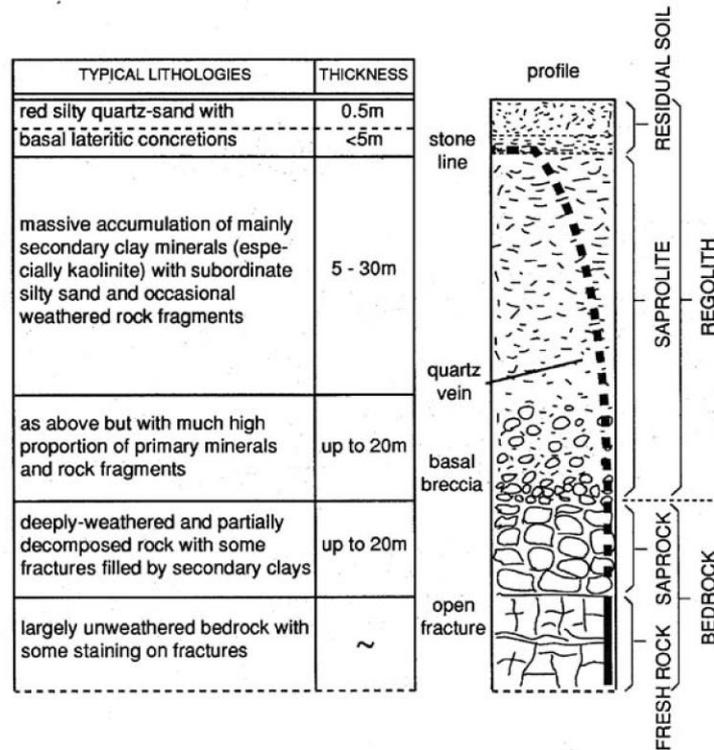


Figure 1-3 : Profil typique d'altération des roches de socle en Afrique (modifié de Chilton et Foster, 1995).

Le profil typique le plus évolué de la zone altérée est présenté dans la Figure 1-3 (Chilton and Foster, 1995). La première couche de seulement quelques mètres est une cuirasse latéritique issue de la précipitation du fer et d'aluminium sous forme de goethite et d'hématite. Il s'agit de l'horizon altéré le plus évolué. Vient ensuite la couche appelée saprolite constituée de kaolinites et d'oxydes de Fe-Al provenant de la réaction de l'eau avec les minéraux alcalins. Dans les configurations extrêmes, pour le cas du granite, les kaolinites sont totalement dissoutes et seul demeure le quartz sous forme de sable. Suivant le degré d'altération, on peut distinguer deux horizons différents au sein des saprolites. Les allotérites, la structure la plus altérée (roche meuble avec réduction de volume par rapport à la roche mère initiale, et texture de la roche mère non préservée), où les minéraux ont perdu leur orientation originelle, sont constituées pour le cas du schiste, d'argiles imperméables et dans le cas du granite, d'une arène argileuse ou argilo-sableuse. Plus en profondeur, on retrouve les isaltérites (roche

meuble, altérite isovolumique où la texture de la roche mère est préservée). Dans ce niveau, les minéraux ont gardé leur orientation originelle; la roche est en général peu perméable lorsqu'elle est issue de l'altération de schistes et constituée d'arène argileuse ou argilo-sableuse dans le cas du granite (Brault, 2002; Chilton and Foster, 1995; Larsson, 1987; Singhal and Gupta, 1999). La zone fissurée sous-jacente à la sapolite située au-dessus de la roche saine est constituée de fractures sub-horizontales, et est aussi, selon certains auteurs, le résultat de processus d'altération provenant de la modification de certains minéraux tel que la biotite (Twidale, 1973; Wyns et al., 2004). L'ensemble de la zone altérée peut alors atteindre jusqu'à 100 m de profondeur. La Figure 1-4 présente un modèle de profil d'altération en domaine granitique décrivant la zone fissurée (Thomas, 1999).

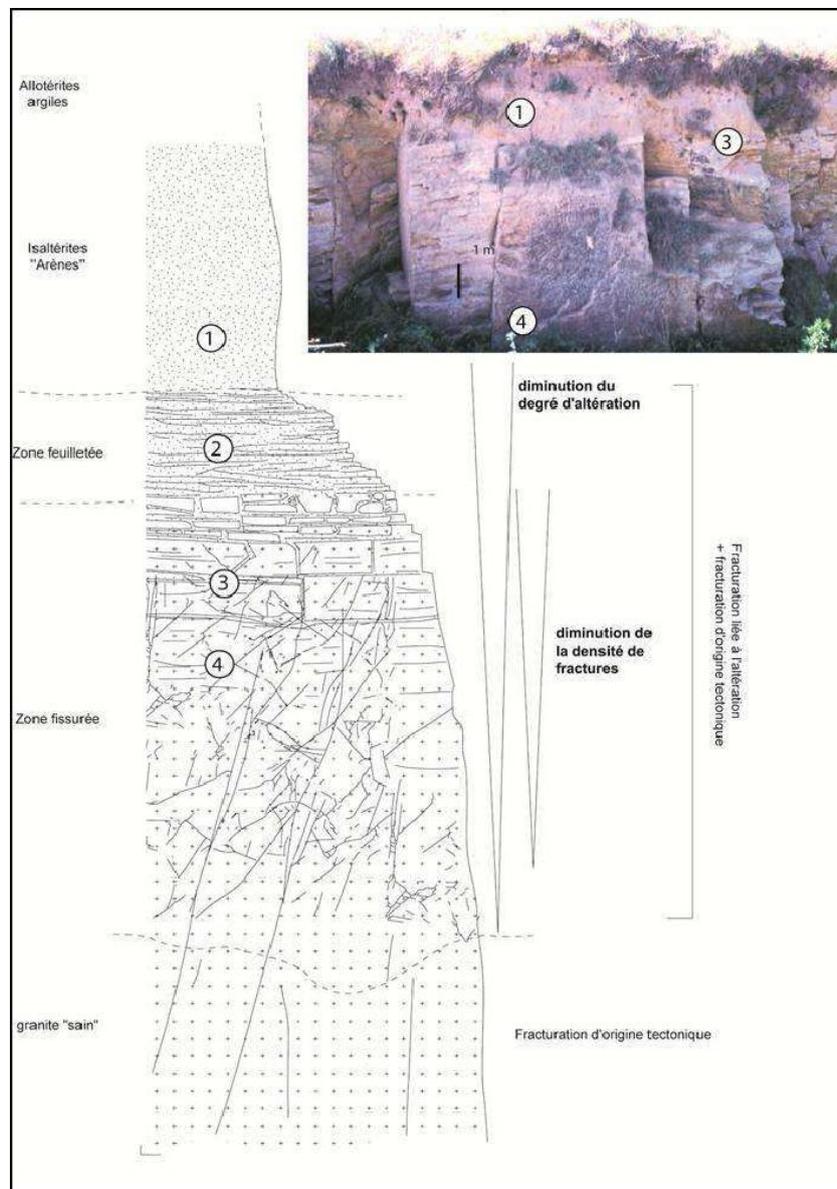


Figure 1-4 : Modèle de profil d'altération en domaine granitique (d'après Thomas, 1999).

### 1.1.1.2 Processus de fracturation de surface

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que les milieux cristallins en surface sont caractérisés par la présence de nombreuses fractures qui peuvent être d'origine tectonique, comme les failles, ou à d'autres processus, comme l'altération, la décompression des roches ou encore l'existence de contraintes liée à la topographie. Les nombreuses fractures à l'interface entre les altérites et la roche saine plus profonde (Figures 1.2 et 1.4) ont fait l'objet de nombreuses études. Cette zone est caractérisée par la présence de nombreuses fractures principalement subhorizontales dont la densité décroît rapidement avec la profondeur.

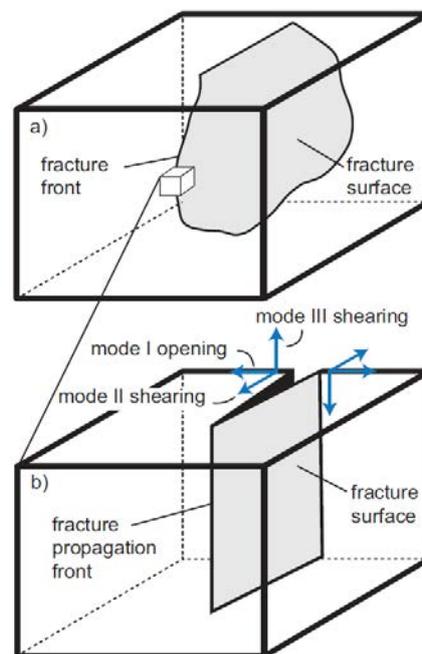


Figure 1-5 : (a) Bloc diagramme présentant une fracture et son front de propagation, (b) Trois modes principaux de fractures correspondant aux joints (mode I) et aux failles (mode II et III), modifié de Pollard et Aydin (1988).

L'épaisseur de cette zone de transition varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (Guiheneuf et al., 2014) mais est souvent difficile à estimer du fait du passage progressif d'un milieu fortement fracturé à la présence de quelques fractures en profondeur dans le granite sain. L'essentiel de ces fractures correspondent à des joints d'orientations, de tailles et d'épaisseurs variables (Banks et al., 1996; Barrocu and Larsson, 1977; Eberhardt et al., 1999; Larsson, 1987; Martel, 2006; Pollard and Aydin, 1988). Ces joints sont caractérisés par leur mode d'ouverture (Figure 1-5). A l'inverse des failles (Mode II), les joints subhorizontaux se définissent donc comme étant une discontinuité d'origine naturelle qui n'a pas ou très peu été affectée par un déplacement cisailant (Goodman, 1993). Ils se trouvent en

général proche de la surface et sont plus ou moins parallèles à celle-ci. Le déplacement se fait perpendiculaire aux épontes de la fracture (Figure 1-5). Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer leur origine. Tout d'abord, Gilbert (1904) et Jahns (1943) proposent une théorie basée sur le processus de décompression par perte de masse. Ce mécanisme est induit par l'érosion des massifs en surface et se traduit par la mise en place d'une contrainte perpendiculaire provoquant l'expansion des roches formées en profondeur. Cette contrainte permet l'ouverture de fractures parallèles à la surface. Cette théorie a ensuite été réutilisée dans plusieurs travaux d'un certains nombres d'auteurs (Acworth, 1987; Davis and Turk, 1964; Taylor and Howard, 2000; Wright, 1992).

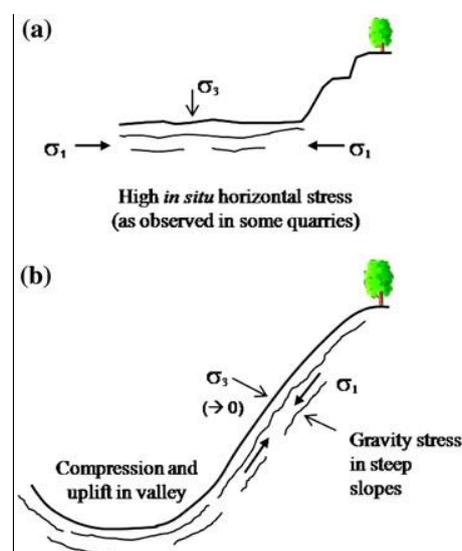


Figure 1-6 : Hypothèses pour la formations des joints de compression (a) dans un contexte de forte contrainte horizontale et (b) dans un contexte de forte pente topographique (Hencher et al., 2011).

Une deuxième hypothèse a été proposée par Dale (1923) qui met en évidence la présence de joints provoquée par des contraintes horizontales. Ce type de fractures peut aussi être observé parallèle à la surface dans de fortes pentes topographiques. Ces joints sont engendrés par des contraintes de compression provoquées par la force de gravité (Bahat et al., 1999; Selby, 1993). La Figure 1-6 (Hencher et al., 2011) schématise la formation de ce type de joints.

Enfin, certains auteurs ((Blackwelder, 1925; Dewandel et al., 2006; Twidale, 1973; Wyns et al., 2004) proposent d'expliquer la présence de joints par des processus d'altération de certains minéraux qui entraînent leur gonflement et l'ouverture de fractures perpendiculaires à la contrainte minimale, sub-verticale. Quelle que soit l'origine de cette fracturation subhorizontale, nous verrons dans la suite de ce chapitre que le rôle des fractures sur les propriétés d'advection des fluides est bien évidemment essentiel.

**1.1.1.3 Les failles et zones de failles**

Le deuxième grand type de fractures qui est susceptible d'être observé correspond aux fractures de cisaillement, ou failles qui sont caractérisées par un mouvement parallèle aux parois en mode II (Figure 1-5). Ces failles forment un angle d'environ 30 °C par rapport à la contrainte principale,  $\sigma_1$  (Banks et al., 1996; Bonnet et al., 2001; Zoback, 1992). Sachant que l'une des contraintes principales est toujours supposée être verticale, selon qu'il s'agisse de  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , ou  $\sigma_3$ , on peut définir des régimes tectoniques extensifs, décrochant ou compressif qui se caractérisent respectivement par des failles normales, décrochantes ou inverses (Fossen, 2010).

En général, les failles sont des objets complexes. Elles sont rarement isolées et forment souvent des populations de failles sans taille caractéristique, allant de quelques centimètres à plusieurs centaines de kilomètres (Bonnet et al., 2001). Les grandes structures ayant une longueur supérieure au km sont souvent accompagnées d'une zone d'endommagement (Caine et al., 1996). La densité de fractures, relativement élevée au voisinage des failles, décroît lorsqu'on s'éloigne de l'axe de la faille. La zone de faille proprement dite, où le déplacement est maximum, peut soit former un plan de faille sans remplissage particulier, soit être constitué d'une brèche de faille ou gouge, dont les minéraux beaucoup plus petits réduisent fortement la perméabilité (Bense et al., 2013; Caine et al., 1996) (Figure 1-7). Les épaisseurs du cœur de la zone de faille et de la zone d'endommagement peuvent varier fortement, de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres et dépendent de l'état de contrainte, de l'amplitude du déplacement, voire de la lithologie (Barton et al., 1995; Bense et al., 2013; Caine et al., 1996).

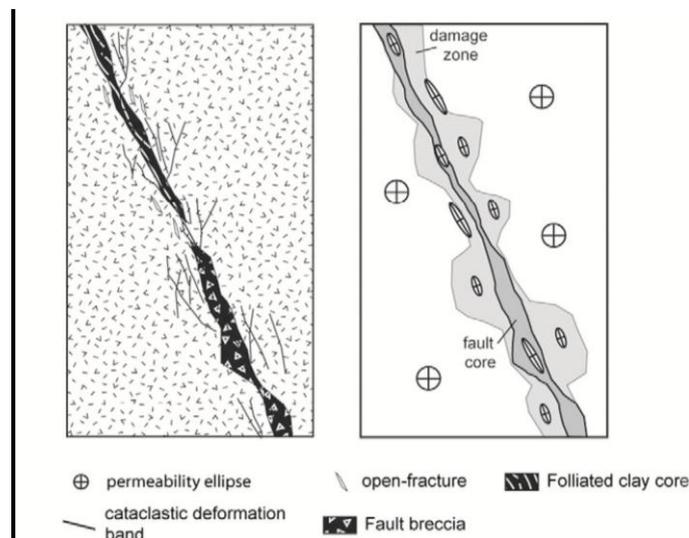


Figure 1-7 : Architecture typique de la zone de faille en socle cristallin (Bense et al., 2013).

## 1.1.2 Fonctionnement hydrogéologique des systèmes cristallins

### 1.1.2.1 Propriétés d'écoulement

Les propriétés d'écoulement dans un aquifère sont caractérisées par deux paramètres : la conductivité hydraulique et la porosité. La conductivité hydraulique  $K$ , exprimée en m/s, rend compte de la capacité du milieu à laisser passer l'écoulement. Elle est définie par la loi de Darcy tel que :

$$v = K\nabla h \quad (1)$$

avec  $v$  la vitesse du flux et  $h$  la charge hydraulique. Elle peut être exprimée sous la forme d'une transmissivité  $T$  en  $m^2/s$ , en intégrant l'épaisseur de la zone à travers laquelle se fait l'écoulement tel que :

$$T = Ke \quad (2)$$

avec  $e$  l'épaisseur de la zone à travers laquelle se fait l'écoulement. C'est souvent de cette manière que sont décrites les propriétés d'écoulement dans les milieux hétérogènes, tels les milieux fracturés, car la conductivité hydraulique sensu stricto ne peut être définie pour une fracture dont la perméabilité est infinie à l'intérieur du plan de fracture et nulle à l'extérieur. La porosité  $\varphi$  représente la part de vide dans la roche et est exprimée en % tel que :

$$\varphi = \frac{V_{vide}}{V_{total}} \quad (3)$$

avec  $V_{vide}$  le volume de vide et  $V_{total}$  le volume total (somme du volume de roche et de vide). Il faut faire la distinction entre porosité totale, caractérisée par la part de vide totale du milieu, et porosité cinématique représentant la part de vides connectés associés à l'écoulement du fluide.

En milieu fracturé cristallin, l'eau circule plutôt à travers les fractures, compte tenu de la plus faible perméabilité de la matrice. Dans le granite sain, la capacité d'emmagasinement de tels systèmes se limite principalement aux vides contenus dans les fractures, fissures, joints ou failles, et aux matériaux altérés de remplissage. Notons toutefois, que la capacité d'emmagasinement peut être légèrement plus élevée si les structures perméables (zone fissurée ou zone de faille) sont associées à un réservoir de sub-surface tels que des altérites ou des alluvions (Roques et al., 2016). Dans tous les cas, les propriétés hydrauliques sont ainsi contraintes par les caractéristiques géométriques des fractures, et notamment les longueurs et

ouvertures de fractures (distance entre les épontes). Notons que l'ouverture de la fracture peut être sensible au régime des contraintes, c'est d'ailleurs la raison pour laquelle la perméabilité des fractures est censée diminuer avec la profondeur. A l'échelle du réseau de fractures, la densité de fractures (nombre de fractures par unité de surface ou par unité de volume de roche), la connectivité entre fractures et la distribution des longueurs et des ouvertures vont contraindre la perméabilité du réseau (Bour and Davy, 1998; Day-Lewis et al., 2000; de Dreuzy et al., 2001).

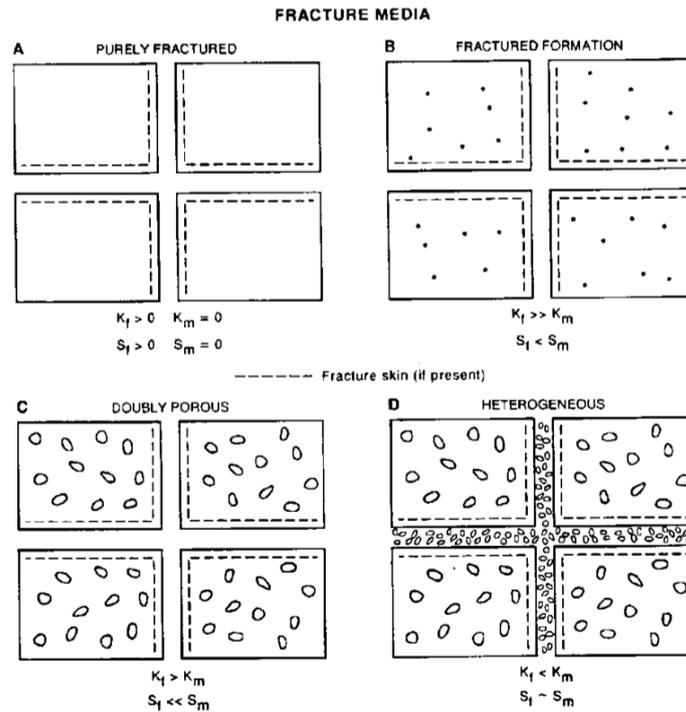


Figure 1-8 : Types de milieux fracturés (d'après Streltsova (1976)).  $S_f, S_m$  et  $K_f, K_m$  sont respectivement les coefficients d'emmagasinement et les conductivités hydrauliques du système de fractures et de la matrice.

Les caractéristiques de la matrice vont aussi influencer les propriétés hydrauliques et donc les processus de transports dans ces milieux. Certaines roches ont en effet une porosité non négligeable, augmentant le pouvoir d'emmagasinement et transmissif du milieu. Suite aux travaux précurseurs de Warren and Root (1963), les milieux fracturés peuvent ainsi être classifiés de manière simple selon quatre catégories en fonction de la perméabilité et de l'emmagasinement des fractures et de la matrice (Figure 1-8). A noter que certains auteurs poussent cette logique à l'extrême en développant des modèles à multiples porosités et perméabilités.

Les modèles à double-porosité ne sont en effet que très partiellement appropriés à l'hétérogénéité des milieux fracturés. Leur utilisation présuppose que l'on puisse définir une échelle d'homogénéisation pour la matrice et pour le réseau de fractures. Or la variabilité des caractéristiques géométriques et hydrauliques des fractures confère une forte hétérogénéité aux propriétés d'écoulements. Cela se traduit par une dépendance entre l'échelle d'observation et les propriétés hydrodynamiques comme l'ont montré de nombreux auteurs (Clauser, 1992; Illman, 2006; Jimenez-Martinez et al., 2013; Le Borgne et al., 2006a; Marechal et al., 2004; SanchezVila et al., 1996). A titre d'exemple, la Figure 1-9 présente la synthèse de nombreuses mesures de perméabilités réalisées à plusieurs échelles d'observation. Cette figure montre une certaine augmentation de la perméabilité de trois ordres de grandeur de l'échelle du laboratoire, où les mesures sont réalisées sur des échantillons de roche intacts, à l'échelle régionale, où l'on rencontre beaucoup plus fréquemment la présence de fractures perméables. Quoiqu'il en soit, cette figure montre aussi une très forte variabilité des mesures de perméabilité quelle que soit l'échelle de mesure.

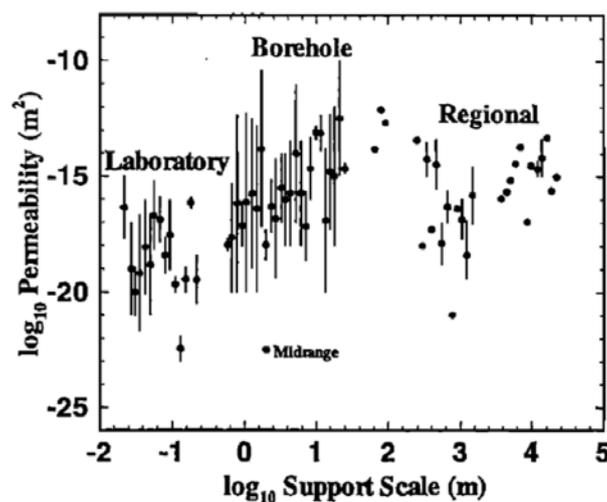


Figure 1-9 : Variabilité des mesures de perméabilité en fonction de l'échelle d'observation d'après Clauser (1992).

Nous allons maintenant décrire les propriétés hydrogéologiques des différentes structures du socle cristallin décrites dans la section précédente : les altérites présentes en surface, la zone fracturée située à la base des altérites et les zones de faille. Comme nous allons le voir, les propriétés hydrogéologiques de ces différentes zones peuvent être très variables.

### 1.1.2.2 Les altérites

Dans les milieux cristallins, les nappes libres qui bénéficient d'une recharge efficace se situent, en général, dans les altérites, ou dans l'horizon fissuré si les altérites ont été décapées. Malgré leur faible porosité et perméabilité, elles constituent un réservoir non négligeable pour les populations du monde entier, principalement dans les régions arides. Elles sont cependant très vulnérables à la pollution et demandent une surveillance particulière. Les altérites ont notamment beaucoup été étudiées en Afrique (Chilton and Foster, 1995; McFarlane, 1991; Taylor and Howard, 2000; Wright, 1992).

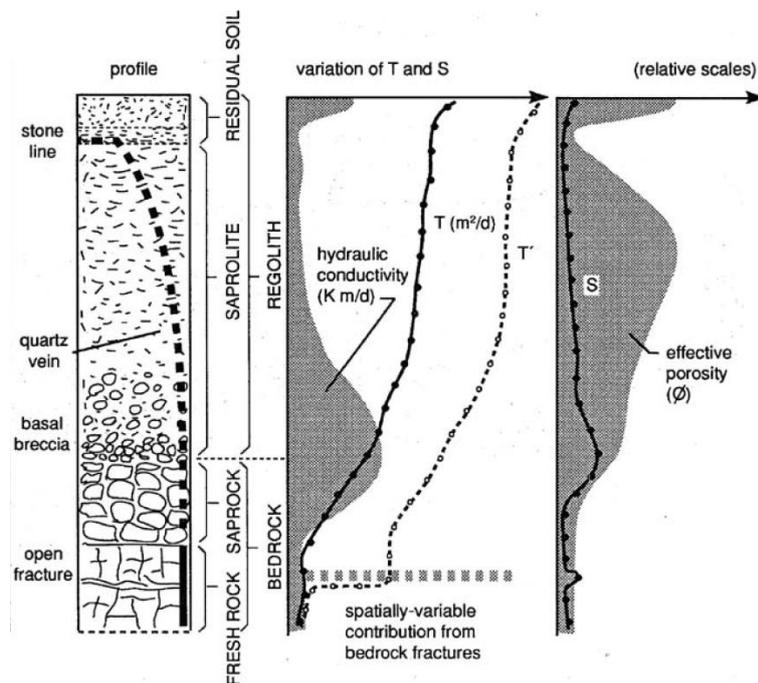


Figure 1-10 : Propriétés hydrodynamiques d'un profil d'altération (Chilton and Foster, 1995).

Les altérites présentent la capacité d'emmagasinement la plus élevée du massif cristallin. Leur porosité peut varier avec la profondeur en fonction du degré d'altération et de la propriété de l'horizon. Elle peut atteindre exceptionnellement 45 % mais n'excède pas en général quelques % (Davis and de Wiest, 1966; Singhal and Gupta, 1999). Les Figure 1-10 et 1.11 présentent des profils types d'altération en contexte tropical ou semi-aride en Afrique et en Inde. De nombreuses études ont montré que les altérites sont caractérisées par des transmissivités variables mais globalement faibles (Boisson et al., 2015; Dewandel et al., 2006; Dewandel et al., 2012; Guiheneuf et al., 2014; Howard and Karundu, 1992; Marechal et al., 2004). D'après plusieurs études réalisées dans plusieurs régions du monde la conductivité hydraulique des altérites varie entre  $7 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$  et  $3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$  (Boisson et al., 2015; Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Marechal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000; Wright, 1992).

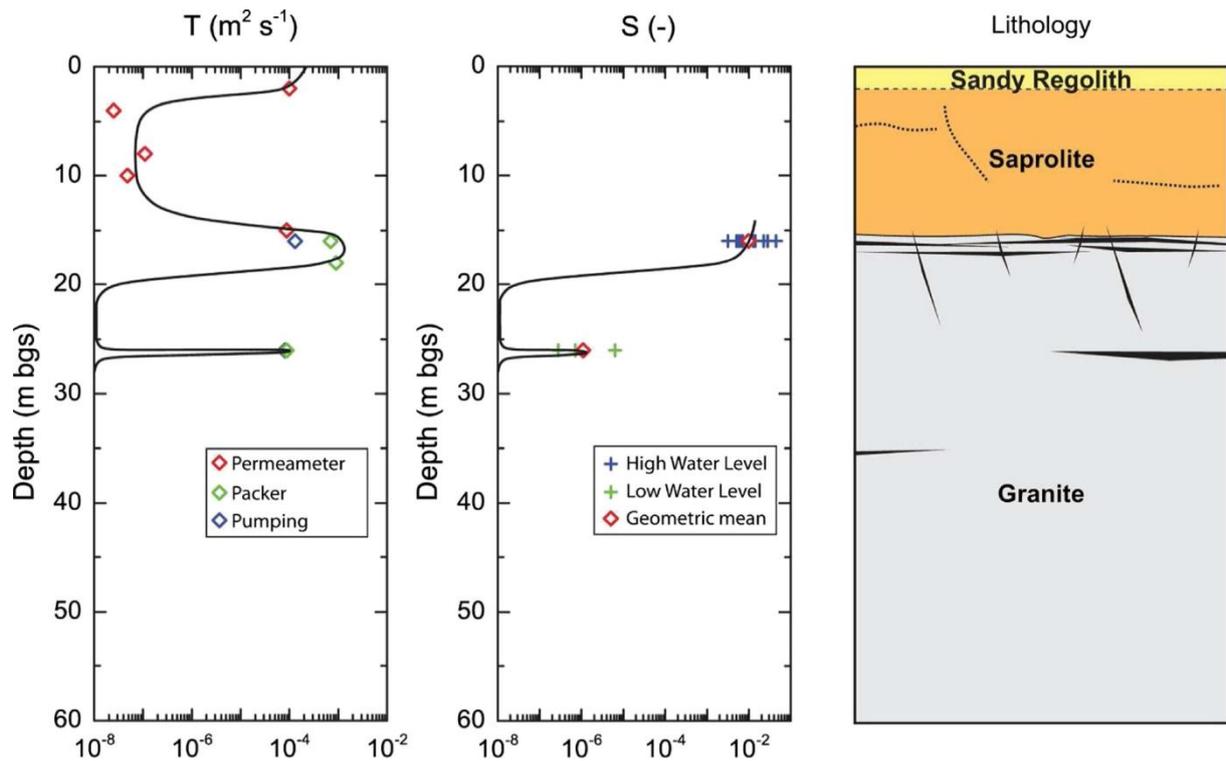


Figure 1-11 : Propriétés hydrodynamiques d'un profil d'altération (Boisson et al., 2015).

### 1.1.2.3 Zone fracturée

La zone fracturée correspond à l'interface située à la base des altérites et qui peut être épaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Comme on l'a vu dans les paragraphes précédents, elle se traduit par la présence de nombreuses fractures, mais aussi une très forte hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques. Globalement la partie la plus transmissive se trouve au niveau de la zone de contact avec les altérites du fait d'une ouverture et d'une densité de fracturation importante (Guiheneuf et al., 2014; Hencher et al., 2011; Marechal et al., 2004; Roques et al., 2014; Wyns et al., 2004). La densité de fracturation et la transmissivité diminuent rapidement avec la profondeur (Banks et al., 1996; Barton and Zoback, 1992; Boisson et al., 2015; Boutt et al., 2010; Guiheneuf et al., 2014; Masset and Loew, 2010; Stober and Bucher, 2007). A noter que cette interface située à la base des altérites, contrôle l'essentiel des écoulements à l'échelle du bassin (Figure 1.12). La capacité de stockage de la zone fracturée est relativement faible de l'ordre de  $10^{-3}$  à  $2 \cdot 10^{-2}$ , et se limite essentiellement au volume des fractures et à la porosité matricielle des blocs délimités par les fractures (Boisson et al., 2015 ; Maréchal et al., 2004; Dewandel et al., 2012).

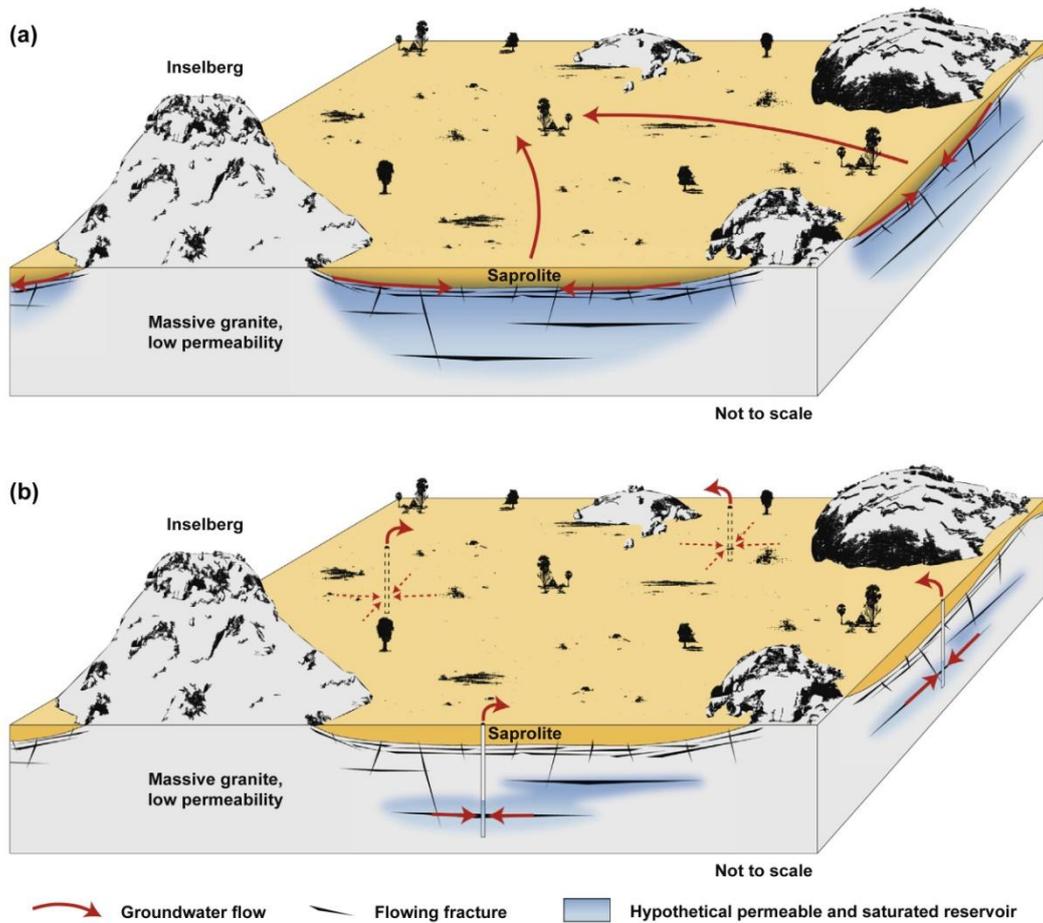


Figure 1-12 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère de socle situé dans le sud de l'Inde (Guihéneuf et al., 2014). L'ensemble des écoulements est contrôlé pour l'essentiel par l'interface fracturée et perméable à la base de la saprolite.

Plus en profondeur, la plupart des auteurs s'accorde à dire que la perméabilité diminue et devient très faible. La Figure 1-13 présente un exemple d'évolution de la conductivité hydraulique avec la profondeur dans l'aquifère de socle cristallin de la Forêt Noire en Allemagne (Stober et Bucher, 2007). On note une forte diminution de la perméabilité avec la profondeur. La perméabilité moyenne est de  $10^{-5} m/s$  et est concentrée en surface alors que des valeurs beaucoup plus faibles sont observées en profondeur.

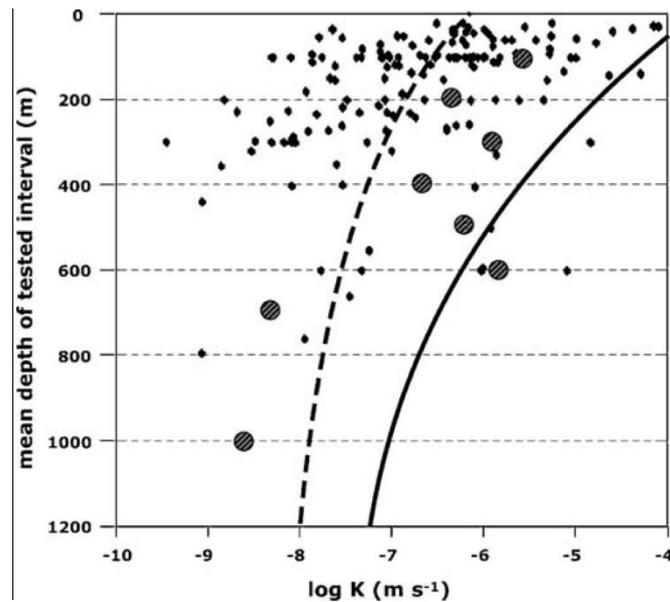


Figure 1-13 : Dépendance de la conductivité hydraulique (K) avec la profondeur dans l'aquifère de socle de la Forêt Noire en Allemagne. Courbe solide : Evolution entre profondeur et conductivité hydraulique proposée par Ingebritsen et Manning (1999). Courbe pointillée : courbe calée sur les données de la Forêt Noire. Les points larges représentent les moyennes logarithmiques des conductivités hydrauliques sur des intervalles de 200 m (Stober et Bucher, 2007).

#### 1.1.2.4 Failles et zones de failles

La conductivité hydraulique des zones de failles est très variable, de  $10^{-15}$  à  $10^{-4}$  m/s, certaines étant perméables, comme à Ploemeur (Le Borgne et al., 2004; Le Borgne et al., 2006a; Le Borgne et al., 2006b; Ruelleu et al., 2010) ou à Saint-Brice (Roques et al. (2014), Figure 1.15), d'autres étant très imperméables (Gleeson and Novakowski, 2009). Les facteurs qui peuvent expliquer cette variabilité sont l'histoire tectonique, l'amplitude du déplacement ou rejet, l'état de contrainte, la nature des matériaux composant la zone endommagée, la cicatrisation et le cœur de faille (Bense et al., 2013; Caine et al., 1996). Ainsi, selon le développement de la zone d'endommagement et d'une brèche de faille (ou gouge), le cœur de la faille peut être très argileux et imperméable, alors que la zone d'endommagement, fortement fracturée, pourra encore être relativement perméable (Figure 1.14). Elles peuvent ainsi jouer un rôle de conduit ou de barrière hydraulique. A noter également que la productivité des zones de failles dépend non seulement de leurs propriétés hydrauliques mais aussi de leurs caractéristiques géométriques, et en particulier de leur pendage (Leray et al., 2013). Ainsi des failles de faible

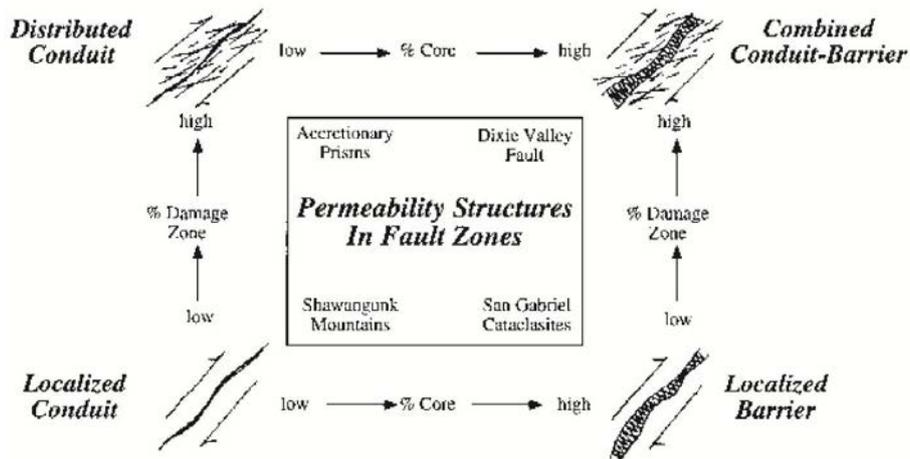


Figure 1-14 : Modèle conceptuel établi par Caine et al. (1996) décrivant l'architecture des zones de faille et leurs caractéristiques hydrodynamiques en fonction de l'évolution de la zone endommagée et de la zone de gouge.

pendage sont susceptibles de drainer des bassins importants, ce qui accroît leurs productivités (Leray et al., 2013 ; Roques et al., 2016). A noter enfin que les zones de failles sont potentiellement des zones de perméabilité assez importante en Bretagne, même à des profondeurs allant jusqu'à 200 mètres, ce qui en fait des aquifères potentiellement très intéressants pour la ressource en eau et particulièrement dans les milieux de socles cristallins (Roques et al., 2016).

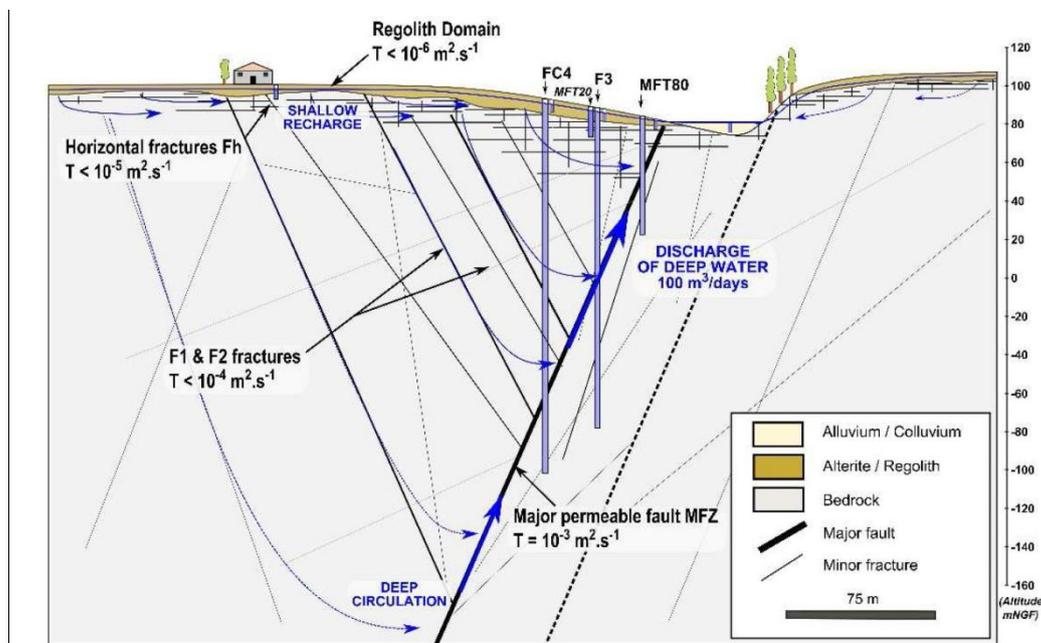


Figure 1-15 : Modèle conceptuel hydrogéologique de l'aquifère de socle situé en Bretagne à Saint-Brice-en-Coglès (Roques et al, 2014).

Cette partie a permis de rendre compte de l'hétérogénéité structurale et hydrogéologique des milieux cristallins fracturés. Cette hétérogénéité est liée aux différents processus à l'origine de la structuration des roches de socles (altération et tectonique) et à la variabilité spatiale des contraintes tectoniques contrôlant la géométrie des fractures et des failles. Dans la suite de ce chapitre, nous allons montrer comment il est possible d'exploiter le potentiel géothermique de tels milieux puis nous décrirons l'impact de l'hétérogénéité sur le transport de soluté et de chaleur.

## **1.2 La géothermie dans les milieux cristallins fracturés**

Le principe de la géothermie consiste à exploiter le gradient géothermique naturel des milieux souterrains qui est en moyenne de  $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . La capacité de production des énergies géothermiques dépend de la température et du contexte géologique. Ici nous nous intéressons à la géothermie dans les milieux cristallins. La faible perméabilité des milieux cristallins fracturés limite fortement les possibilités d'exploitation de la ressource géothermique dans ces milieux. Les milieux sédimentaires sont généralement plus propices à l'installation de systèmes géothermiques du fait de leur bonne perméabilité et de la possibilité d'y faire circuler un fluide caloporteur. Cependant, certains systèmes géothermiques ne nécessitant pas la circulation du fluide directement dans le milieu peuvent être implantés dans les milieux cristallins, tels que les sondes géothermiques. De plus, dans certains cas, la présence de fractures peut permettre la circulation du fluide caloporteur dans le milieu. Si la perméabilité des fractures est insuffisante, certains systèmes géothermiques, tels que les EGS ("enhanced geothermal systems") qui sont des systèmes géothermiques à grande profondeur, nécessitent la stimulation hydraulique du milieu pour augmenter la porosité. Dans la suite, nous allons ainsi décrire les différents systèmes géothermiques que l'on retrouve dans les milieux cristallins. Puis nous présenterons le projet ANR Stock en Socle, dans lequel s'inscrit cette thèse, et qui a pour but d'étudier les possibilités de stockage géothermique dans les milieux cristallins fracturés.

### **1.2.1 Géothermie faible profondeur**

La géothermie faible profondeur consiste à exploiter le gradient géothermique naturel des aquifères peu profonds (moins de 300 m de profondeur), d'une température inférieure à  $30^{\circ}\text{C}$ . Ce type de géothermie est généralement utilisé pour le chauffage ou la climatisation à l'aide de pompes à chaleur. On retrouve deux types de systèmes géothermiques permettant

l'exploitation de l'énergie géothermique faible profondeur : les systèmes fermés tels que les sondes géothermiques et les systèmes ouverts (ou semi-ouverts dans certains cas).

### 1.2.1.1 Systèmes fermés

En milieux cristallins les sondes géothermiques sont les systèmes les plus utilisés dans les aquifères peu profonds. Elles consistent à faire circuler un fluide caloporteur en boucle fermée dans un tube en U ou d'un tube coaxial (généralement en plastique) installé dans un forage afin d'extraire la chaleur du milieu en hiver pour chauffer et/ou d'injecter de la chaleur dans le milieu en été pour climatiser (Bayer et al., 2014). La profondeur typique du forage est entre 20 et 200 m et le diamètre entre 10 et 15 cm, dépendant de la demande en énergie et des caractéristiques thermiques du milieu souterrain. La puissance moyenne d'extraction par unité de longueur de forage est de 50 W/m (Florides and Kalogirou, 2007). Afin d'augmenter la puissance thermique, les sondes géothermiques sont généralement installées en champs de sondes.

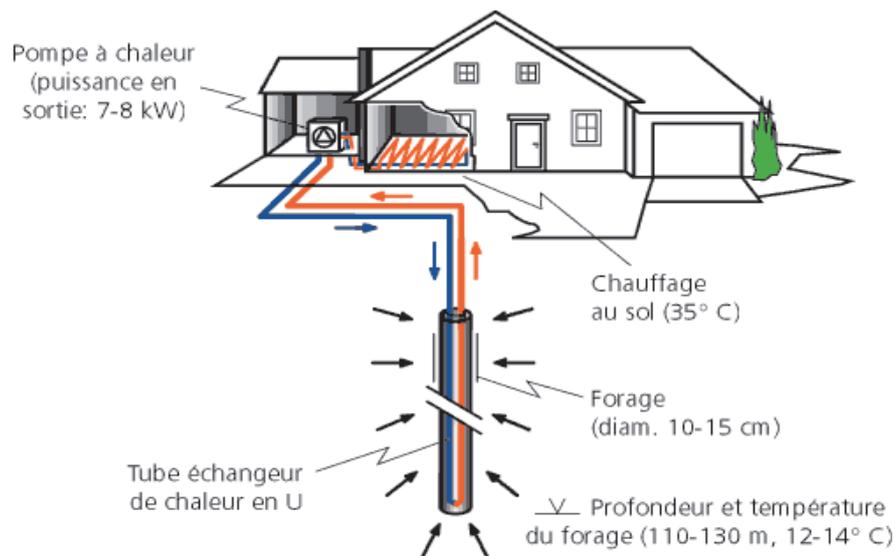


Figure 1-16 : Illustration schématique d'une sonde géothermique (www.geothermal-energy.ch)

Pour prévoir la capacité thermique d'une sonde géothermique, il est courant de réaliser un test de réponse thermique (TRT). Ce test in-situ permet de caractériser le transport de chaleur par conduction dans et autour du forage, ainsi que de déterminer les paramètres thermiques du milieu. Un TRT est par exemple nécessaire pour optimiser la profondeur d'une sonde géothermique en fonction des besoins en puissance thermique. Le principe du TRT est similaire à celui d'un test de pompage qui consiste à créer une perturbation dans un système en état stationnaire tout en mesurant la réponse dans le temps de la perturbation (Raymond et al., 2011). Ainsi, un TRT standard consiste à faire circuler de l'eau chaude dans une sonde

géothermique pour fournir une source de chaleur qui perturbe la température du milieu au voisinage du forage (Figure 1-17) (Gehlin, 2002). La température de l'eau est mesurée à l'entrée et à la sortie du système ainsi que le débit. Les variations de température observées permettent de déterminer les paramètres thermiques du milieu à l'aide de modèles mathématiques.

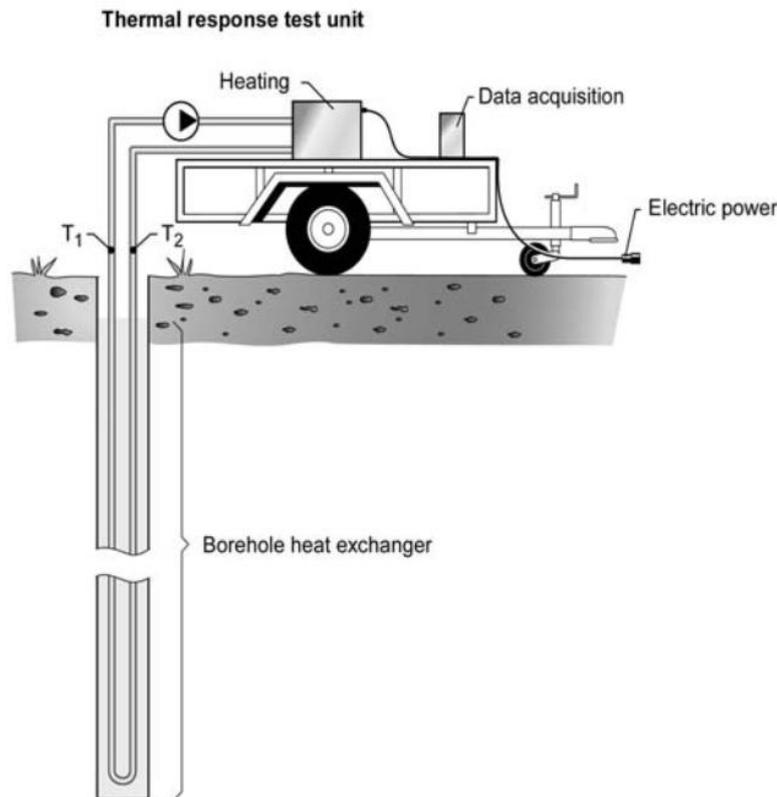


Figure 1-17 : Illustration schématique d'un test de réponse thermique standard.  $T_1$  : température d'entrée du fluide;  $T_2$  : température de sortie du fluide (Gehlin, 2002).

Le modèle le plus utilisé pour interpréter les TRT est le modèle ligne source qui est la solution analytique de l'équation de transport de chaleur par conduction dans un milieu homogène et isotrope, exprimée en coordonnées radiales (Carslaw, 1945; Ingersoll et al., 1954).

$$\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{\rho c}{\lambda} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (\text{Raymond et al., 2011}) \quad (4)$$

Avec  $T$  la température du milieu,  $r$  la distance radiale par rapport à la source de chaleur,  $t$  le temps.  $\rho$ ,  $c$  et  $\lambda$  sont respectivement la masse volumique, la chaleur spécifique et la conductivité thermique du milieu. La Figure 1-18 présente un exemple de résultat de TRT et de sa modélisation avec le modèle ligne source. Lors de ce TRT, l'eau chaude a été injectée

pendant 50 heures et le suivi de la température s'est fait pendant la chauffe puis pendant la restitution thermique après l'arrêt de l'injection de chaleur. Pour prendre en compte la fluctuation du taux d'injection de chaleur et la restitution de température après la fin de la chauffe, l'auteur a utilisé le principe de superposition. Ce test permet de déterminer les paramètres thermiques intégrés sur toute la hauteur de la sonde. Avec le développement de la fibre optique pour la mesure distribuée de température (FO-DTS), plusieurs auteurs ont montré la possibilité d'utiliser cet instrument pour déterminer avec une très bonne résolution, la variabilité spatiale de la conductivité thermique sur toute la hauteur de l'échangeur de chaleur (Fujii et al., 2009; Radioti et al., 2016).

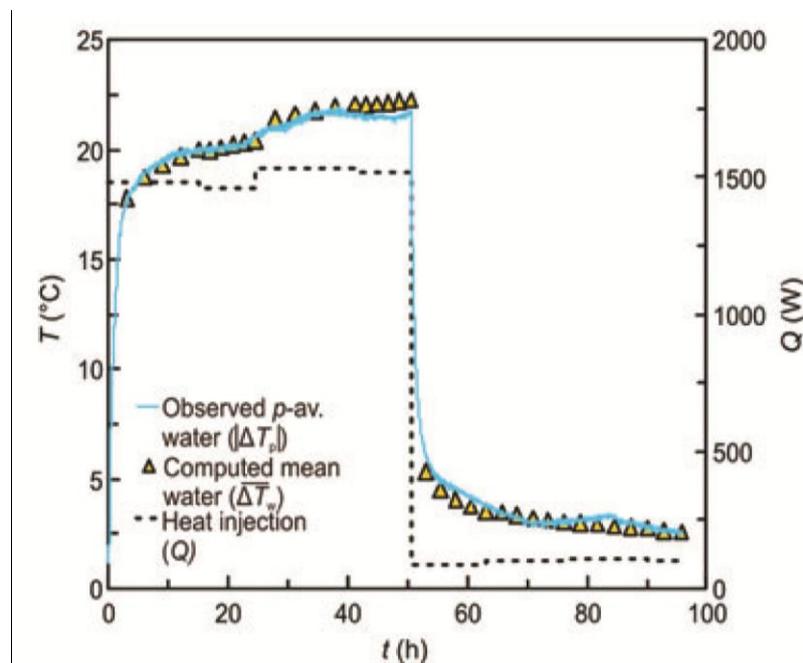


Figure 1-18 : Analyse de données d'un TRT réalisé dans la mine de Doyon, au Québec. Pointillés noirs : la puissance thermique injectée, ligne bleu : la différence de température observée entre l'entrée et la sortie, triangles jaunes : le modèle ligne source (Raymond et al., 2011).

### 1.2.1.2 Systèmes ouverts

Les systèmes ouverts tels que les doublets géothermiques qui consistent à faire circuler le fluide caloporteur directement dans l'aquifère entre deux forages, sont généralement peu utilisés en milieu cristallin fracturé compte tenu de leur faible perméabilité. Une alternative aux doublets géothermiques sont les puits à colonne permanente, PACP (ou "Standing column well" en anglais) qui ont été développés ces 10 dernières années. Ce sont des systèmes semi-ouverts consistant à faire circuler le fluide caloporteur dans un puits ouvert de 75 à 450 m de profondeur et ayant un diamètre d'environ 15 cm (Orio et al., 2005; Pasquier et al., 2016). La Figure 1-19 présente une illustration d'un puits à colonne permanente. Il est généralement

préférable d'implanter les PACP dans les aquifères cristallins car la nature relativement inerte de ces roches réduit les risques de corrosion et de colmatage des systèmes (Orio et al., 2005). Afin d'optimiser l'exploitation de la ressource géothermique avec des PACP, plusieurs études testent numériquement et analytiquement la performance de ces systèmes (Deng et al., 2005; Lee, 2011; Nguyen et al., 2015; O'Neill et al., 2006; Woods and Ortega, 2011). Ainsi, O'Neill et al. (2006) montrent que les PACP ont certains avantages par rapport aux sondes géothermiques. Par exemple, pour deux systèmes de même puissance thermique, le PACP est moins profond que la sonde géothermique, ce qui engendre des coûts d'installation moins élevés pour le PACP. Nguyen et al. (2015) montrent que les fractures perméables interceptant un PACP sont bénéfiques car elles renouvellent la température du forage en apportant de l'eau à température non perturbée.

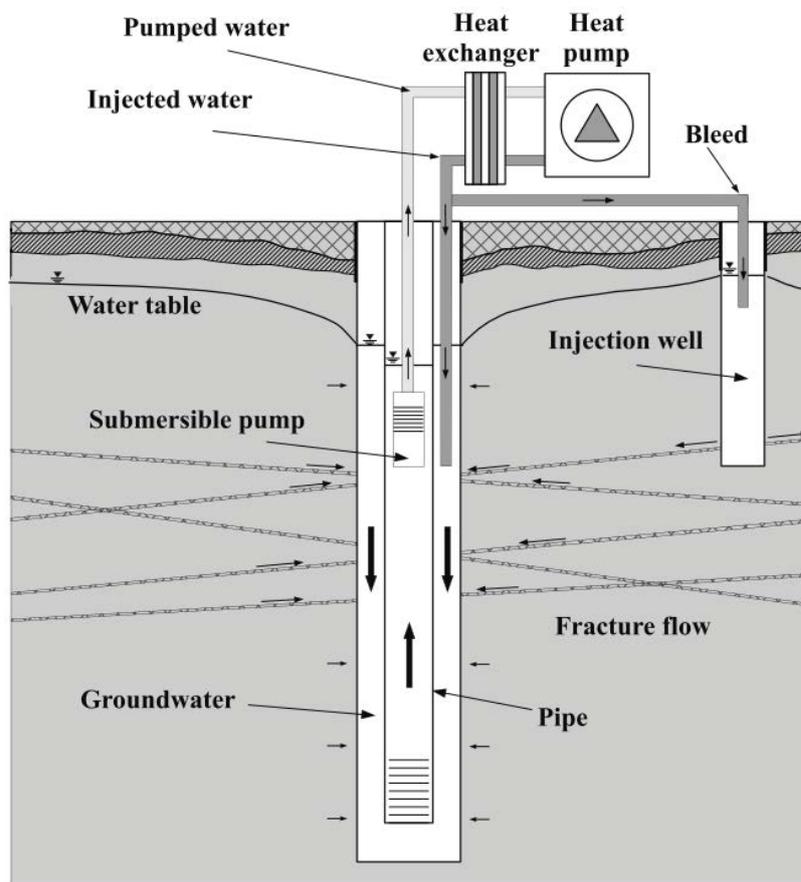


Figure 1-19 : Illustration d'un puits à colonne permanent (Nguyen et al., 2015).

### 1.2.2 Géothermie grande profondeur

Les principaux réservoirs géothermiques profonds accessibles dans les milieux cristallins fracturés sont les réservoirs dits "hot dry rock" (HDR). Comme leur nom l'indique, il s'agit de roches chaudes et sèches que l'on retrouve dans la croûte terrestre entre 1 et 5 km de profondeur et à des températures entre 200 et 300 °C, dépendant des contextes géodynamiques et structuraux. L'extraction de la chaleur se fait grâce à la circulation d'un fluide froid entre deux forages à travers des fractures préalablement créées ou stimulées dans le milieu par stimulation hydraulique (Haring et al., 2008; Zimmermann and Reinicke, 2010). La technologie permettant l'exploitation des HDR est appelée "enhanced geothermal system" (EGS) (Tester et al., 2007) (Figure 1-20). L'eau chauffée à plus de 130 °C produit de la vapeur à haute pression et fait tourner des turbines générant de l'électricité. En France, on peut citer l'EGS de Soultz-Sous-Forêts dont le puits le plus profond descend à 5 km. Cet EGS a été raccordé au réseau électrique en 2010, produisant une température maximale de 203 °C et délivrant une puissance de 1.5 MW (Dezayes et al., 2010; Gerard et al., 2006; Menberg et al., 2016). Le Tableau 1-1 présente les caractéristiques de plusieurs EGS dans le monde.

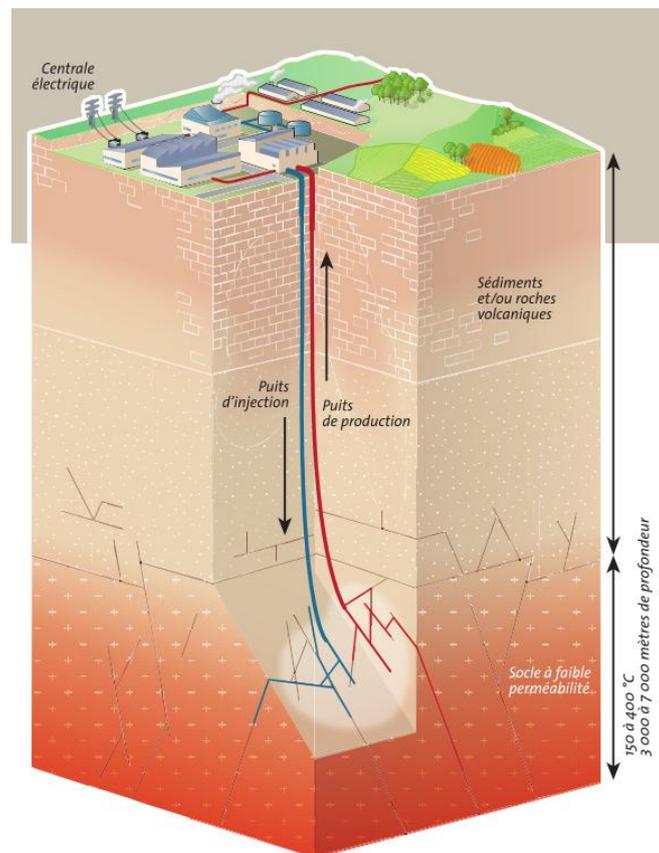


Figure 1-20 : Illustration schématique d'un EGS (<http://www.geothermie-perspectives.fr> )

Avant de pouvoir exploiter un HDR, les conditions suivantes doivent être satisfaites (Glassley, 2010) :

- L'existence d'une quantité de chaleur suffisante. Pour la génération d'électricité, la température minimum d'extraction est de 95 °C (Glassley, 2010). L'étude préalable du potentiel géothermique à l'aide de données in situ et de modèles géologiques est donc indispensable (Chamorro et al., 2014; Genter et al., 2003; Hurter and Schellschmidt, 2003). Par exemple la Figure 1-21 présente la carte des températures extrapolée à 5 km, en Europe. Elle peut être utilisée pour déterminer les zones propices à l'implantation d'EGS.
- La disponibilité d'une quantité suffisante d'eau pour transporter la chaleur depuis l'HDR jusqu'à la centrale. D'autres fluides peuvent être utilisés comme fluide caloporteur tel que le CO<sup>2</sup> et l'eau de mer (Glassley, 2010).

Country	Project	Maximum depth (m)	Maximum temperature (°C)	Temperature gradient (°C km <sup>-1</sup> )	Number of wells	Drilled borehole meters (m)	Production flow rate <sup>a</sup> (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	Installed electrical capacity (MW <sub>ei</sub> )
USA	Desert Peak	1062	196	178	> 3	> 3300	0.1	1.5 <sup>f</sup>
USA	Coso	2956 <sup>h</sup>	298	85–120 <sup>i</sup>	~ 100 <sup>h</sup>	~ 200 000 <sup>j</sup>	—	270
France	Soultz-sous-Forêts	5093	203	40	5	21 260 <sup>b</sup>	0.02–0.035	1.5 <sup>g</sup>
France	Bouillante	2500 <sup>k</sup>	260 <sup>k</sup>	250	3	4700 <sup>k</sup>	0.17 <sup>l</sup>	15 <sup>k</sup>
Germany	Landau	3300	159	48	2	6470	0.055	1.8 <sup>d</sup>
Germany	Bruchsal	2535	131	52	2	4474 <sup>m</sup>	0.025	0.55
Japan	Hijiori	1910	270	117	3 <sup>c</sup>	6811 <sup>c</sup>	0.017	0.13
Italy	Larderello	4000	350	88	> 500 <sup>n</sup>	—	0.1	700
El Salvador	Berlin	2380	183	77	34 <sup>o</sup>	—	0.13 <sup>p</sup>	109 <sup>o</sup>
Australia	Cooper basin	4421	278	63	6 <sup>e</sup>	25 895 <sup>e</sup>	0.03	1

Tableau 1-1 : Caractéristiques de quelques EGS dans le monde (Menberg et al., 2016)

- Une perméabilité suffisante pour permettre la circulation du fluide à un débit adéquat pour la génération d'électricité. Il est donc nécessaire de caractériser la structure des réservoirs géothermiques avant et après la stimulation hydraulique afin de déterminer les principales fractures et zones de faille perméables permettant la circulation du fluide caloporteur, à partir d'observations et mesures en forages telles que des diagraphies (Dezayes et al., 2010; Genter and Traineau, 1996) et de prospections géophysiques. Des tests de traçage peuvent permettre de déterminer les connexions entre forages et les propriétés de transport (Aquilina et al., 2004; Kocabas, 2005).

- La durabilité de la ressource dans le temps. La durée de vie minimum d'un EGS doit être de 20 ans pour être viable économiquement (Glassley, 2010). Par exemple, des temps de transit thermiques trop faibles entre le forage d'injection et de pompage peuvent limiter les échanges thermiques entre le fluide et la matrice rocheuse et entraîner la réduction du temps de vie de l'EGS (Guo et al., 2016; Wu et al., 2016). La modélisation analytique et numérique du transport de chaleur dans les réservoirs géothermiques fracturés ou à l'échelle d'une à

plusieurs fractures permet de faire des prédictions sur le comportement à long terme des EGS (Gringarten et al., 1975; Guo et al., 2016; Kolditz and Clauser, 1998; Wu et al., 2016). Des tests de traçages de soluté et d'injection permettent aussi d'améliorer l'estimation de la durée de vie des systèmes géothermiques profonds (Axelsson et al., 2001; Sanjuan et al., 2006; Wu et al., 2008). Cependant comme nous allons le voir dans le chapitre 5, il est difficile de caractériser les temps de transit thermique simplement à partir du transport de soluté car les deux traceurs ne sont pas sensibles à la chenalisation des flux de la même manière. Et la chenalisation peut avoir un impact important sur le transport de chaleur et fortement réduire la durée de vie des EGS (Guo et al., 2016). Les modélisations et les tests permettant de prédire le transport thermique développés jusqu'à maintenant sont décrits dans la section 1.3.2 de ce manuscrit.

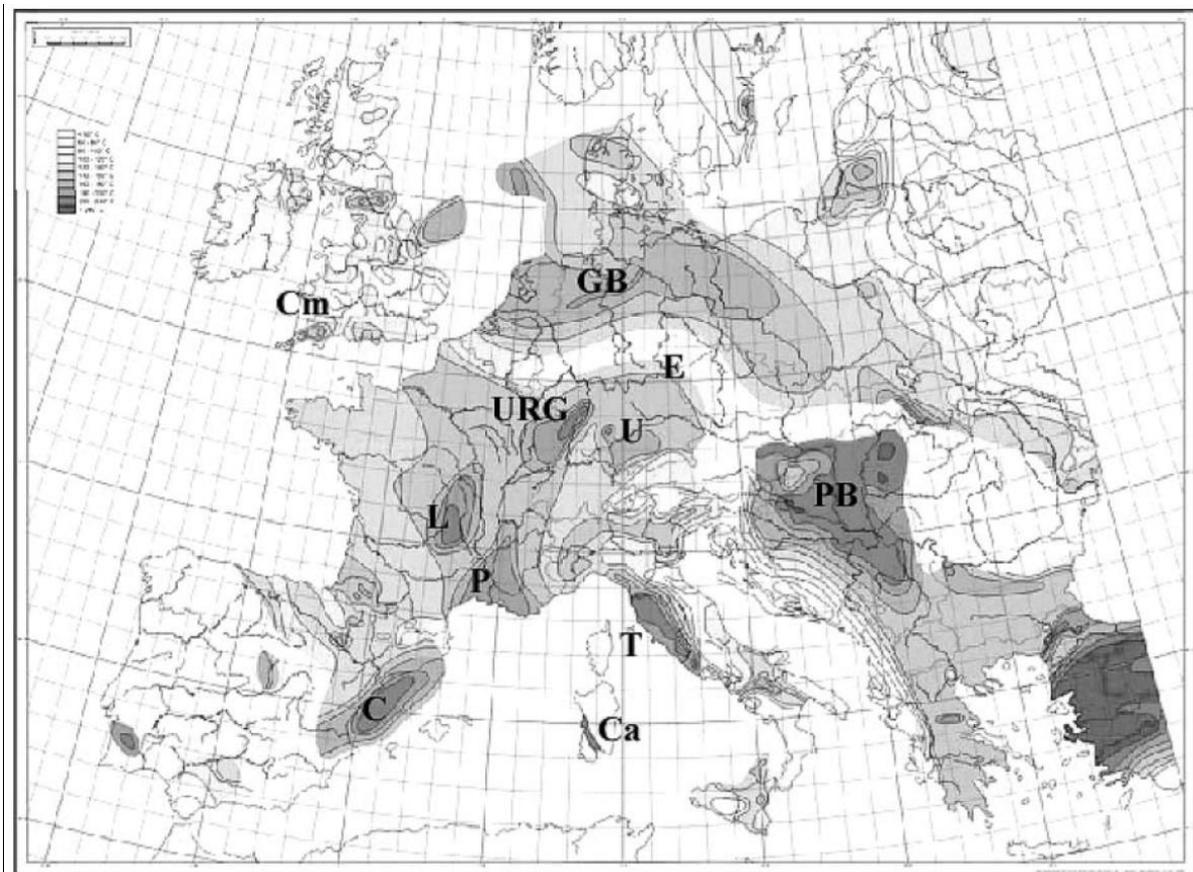


Figure 1-21 : Carte des températures extrapolées à 5 km de profondeur. modifié de Hurtig et al, 1992 par GEIE (Genter et al., 2003). URG : Upper Rhine Graben; U : Urach; L : Limagne-French Massif Central; P : Provence ; C : Catalonia; Ca : Campidano graben; Cm : Camborne granite; GB : German basin; T: Tuscany; PB : Pannonian Basin; E : Eger graben.

### **1.2.3 Le stockage de chaleur : Projet ANR Stock en Socle.**

Le stockage géothermique consiste à stocker l'énergie thermique basse température (moins de 30°C) dans le milieu souterrain à faible profondeur (moins de 100m), dans le but de la réutiliser. Le stockage est généralement saisonnier avec stockage de chaleur en été et extraction en hiver pour chauffer les bâtiments (Dudfield and Woods, 2012). La source de chaleur peut être de plusieurs types : la chaleur ambiante extraite par une pompe à chaleur en été ou l'énergie produite par les panneaux solaires (Paksoy et al., 2000; Vanhoudt et al., 2011). Les sondes géothermiques peuvent être utilisées pour le stockage thermique ("borehole thermal energy storage"). On peut citer le projet de stockage thermique au campus Science City de l'ETH à Zurich qui a pour but de stocker la chaleur dans le milieu souterrain en été à l'aide d'un champ de 800 sondes (Stauffer et al., 2013). Le système géothermique le plus utilisé pour le stockage thermique est l' "aquifer thermal energy storage" (ATES) qui est un système ouvert (doublet géothermique) consistant à gérer une bulle froide et une bulle chaude dans un même aquifère avec deux forages (Banks, 2009; Molz et al., 1983; Paksoy et al., 2000; Palmer et al., 1992). Les aquifères cristallins ne sont pas visés pour ce type de stockage compte tenu de leur trop faible perméabilité. Les PACP pourraient certainement être utilisés pour le stockage géothermique, mais à notre connaissance les PACP n'ont jamais été employés pour réaliser du stockage de chaleur.

Les solutions de stockage thermique dans les milieux cristallins à faible perméabilité sont donc pour l'instant limitées et se résument aux capacités des champs de sondes géothermiques. Dans ce contexte, le projet Stock-en-socle explore les possibilités de stockage périodique de chaleur en milieu peu perméable qui offriraient des performances supérieures à celles des sondes géothermiques. On a vu que les puits à colonne permanente étaient plus performants que les sondes géothermiques (O'Neill et al., 2006). L'enjeu de ce projet porte donc sur le développement des aptitudes thermo-hydro-géochimiques d'un puits à colonne permanente, dans une perspective de stockage par circulation semi-fermée d'un fluide caloporteur dans un volume développé dans le proche puits (Figure 1-22). Le volume développé doit permettre d'augmenter la surface d'échange entre le fluide et la roche et donc d'augmenter l'efficacité de stockage du système. En visant les milieux les moins perméables, le projet Stock-en-socle veut limiter tout conflit d'usage de sorte que le stockage géothermique n'interfère pas avec l'exploitation de l'eau potable qui nécessite une perméabilité suffisante. S'inscrivant dans le projet ANR Stock-en-socle, cette thèse a ainsi pour objectif de tester l'efficacité du stockage d'énergie thermique dans les roches cristallines fracturées peu

profondes et de mieux comprendre l'impact des propriétés hydrodynamiques et géométriques des fractures sur les transferts de chaleur, dans le but d'optimiser le stockage de chaleur avec un PACP du type de la Figure 1-22

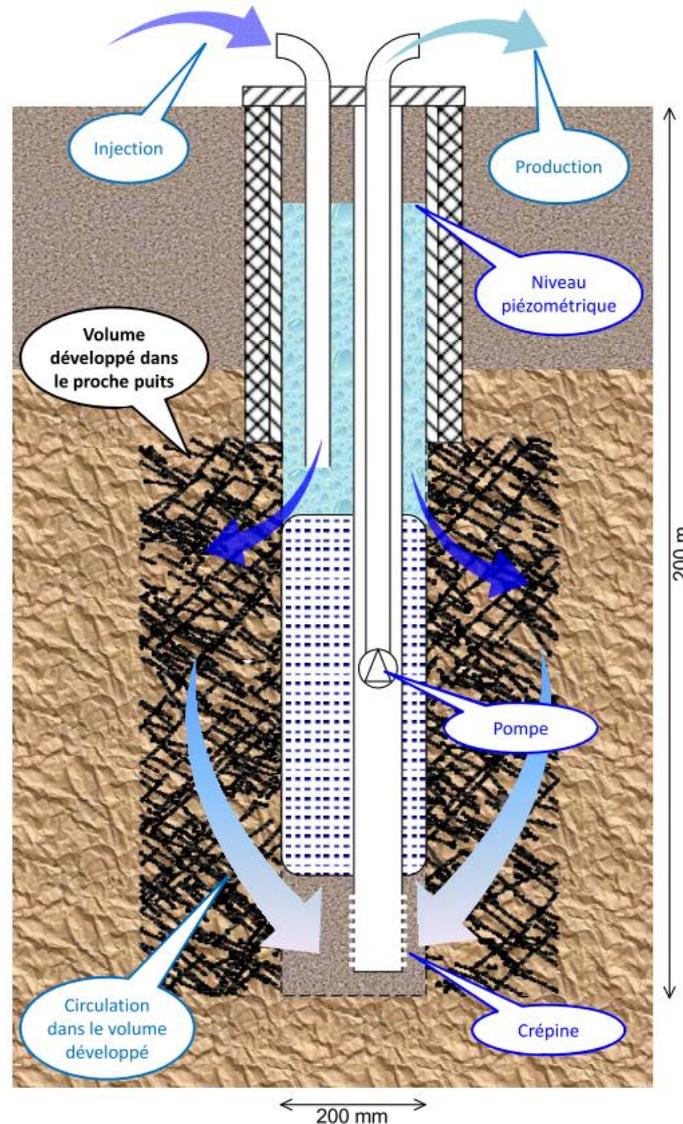


Figure 1-22 : Schéma de l'ouvrage type PACP envisagé par le projet Stock-en-socle pour les formations cristallines à faible perméabilité

Un autre volet du projet ANR Stock-en-Socle, est de déterminer l'impact microbiologique et géochimique de la circulation d'un fluide dans le milieu fracturé. Ce volet est notamment l'objet des thèses d'Eliot Chatton pour la partie géochimique (Chatton, 2018) et de Lorine Bethencourt pour la partie microbiologique.

## 1.3. Transport en milieu fracturé

### 1.3.1. Transport de soluté

#### 1.3.1.2 Propriétés du transport de soluté

La compréhension des processus de transport est essentielle pour appréhender les problématiques de pollution des aquifères fracturés et du stockage de déchets radioactifs dans les formations géologiques profondes. De nombreux programmes de recherche travaillent à identifier les mécanismes qui contrôlent le transport de soluté en milieu poreux. On distingue trois mécanismes principaux : l'advection, la dispersion hydrodynamique et la diffusion moléculaire. Le mécanisme d'advection correspond au déplacement du soluté avec le mouvement du fluide. La vitesse d'advection est généralement considérée comme égale à la vitesse moyenne du fluide dans les pores (vitesse cinématique), si le soluté est considéré conservatif. La diffusion moléculaire correspond au transfert de soluté des zones à concentration élevée vers les zones à concentration faible induit par l'agitation moléculaire. Selon la loi de Fick, ce mécanisme est proportionnel au gradient de concentration et à un coefficient de diffusion propre au soluté. En milieu poreux, la diffusion est généralement plus faible que dans un liquide du fait de la tortuosité. Le transfert par diffusion est alors contrôlé par le coefficient de diffusion effectif. Enfin, la dispersion hydrodynamique est due à l'hétérogénéité des vitesses microscopiques induite par la variabilité des ouvertures à l'échelle des pores et à plus large échelle. Elle entraîne un étalement du panache de soluté. Le transfert par dispersion peut être exprimé suivant une loi analogue à celle de Fick. Le flux dispersif est ainsi proportionnel au gradient de concentration et à une constante appelée coefficient de dispersion. Il est admis que ce coefficient est proportionnel à la vitesse moyenne du fluide et à un coefficient de dispersivité. Le modèle décrivant le transport dans un milieu poreux homogène est l'équation d'advection-dispersion. Le coefficient de diffusion est généralement pris en compte explicitement dans le terme dispersif :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (Cv) + \nabla \cdot [D\nabla C], \quad D = \alpha v + D_m \quad (\text{De Marsily, 1986}) \quad (5)$$

avec  $C$  la concentration en g/l,  $t$  le temps en s,  $D$  le coefficient de dispersion hydrodynamique en  $\text{m}^2/\text{s}$ ,  $v$  la vitesse moyenne du fluide en m/s,  $\alpha$  la dispersivité en m et  $D_m$  le coefficient de diffusion effectif en  $\text{m}^2/\text{s}$ . Cette équation est valable pour décrire les milieux homogènes où le transport est dit "Fickian", c'est à dire que le transfert se fait selon la loi de Fick et la réponse à l'injection brève d'un soluté est une gaussienne .

Les milieux fracturés peuvent rarement être représentés par un milieu homogène compte tenu de la forte hétérogénéité de leurs propriétés hydrauliques à l'échelle de la fracture et à l'échelle du réseau de fractures. Le transport est dit alors "Non-Fickian" ou anormal (Berkowitz, 2002; Carrera, 1993; Levy and Berkowitz, 2003) et se caractérise par des comportements différents de ce que prédit l'équation d'advection-dispersion (5). Les processus caractérisant le transport de soluté en milieu fracturé ont été étudiés par de nombreux auteurs aussi bien à l'échelle de la fracture (Bodin et al., 2003; Detwiler et al., 2000; Lapcevic et al., 1999; Moreno et al., 1988) que du réseau de fractures (Becker and Shapiro, 2003; Gelhar et al., 1992; Moreno and Neretnieks, 1993). Notamment, de nombreuses études ont montré qu'en milieu hétérogène, la dispersion hydrodynamique avait tendance à augmenter en fonction de la distance d'observation du transport contrairement à ce qui est attendu d'un transport "Fickian" (Figure 1-23) (Bodin et al., 2003; Gelhar et al., 1992; Neretnieks, 1983; Neuman, 1990).

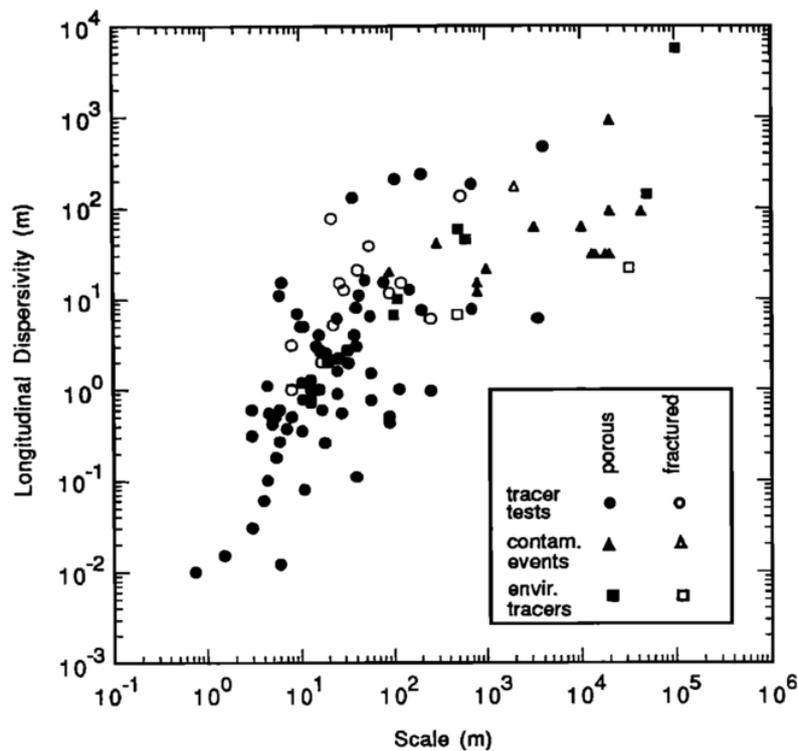


Figure 1-23: Valeurs estimées de dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation pour différents types d'aquifères et d'observations. Les données sont issues de 59 sites caractérisés par différentes lithologies (Gelhar et al., 1992).

La chenalisation des flux est aussi un processus souvent observé en milieu fracturé. Elle induit la présence de chemins préférentiels au sein d'une fracture ou d'un réseau de fractures (Tsang and Neretnieks, 1998). Dans une fracture, la chenalisation est reliée à la variation des

ouvertures dans le plan de fracture (Bodin et al., 2003; Detwiler et al., 2000; Meheust and Schmittbuhl, 2001; Neuville et al., 2010a). La Figure 1-24, issue des travaux de Neuville et al. (2010b), présente un exemple de champ d'ouverture hétérogène ainsi que le flux hydraulique calculé à partir de cette ouverture. Elle montre l'importance de la chenalisation décrite précédemment expérimentalement et numériquement par Meheust et Schmittbuhl (2000; 2001). A l'échelle du réseau de fractures la chenalisation est principalement due à la variabilité des transmissivités (Moreno and Neretnieks, 1993). Le transport en milieu fracturé se caractérise aussi par une importante variabilité des processus de diffusion. La diffusion se définit par les échanges de masse entre les zones mobiles et immobiles. Les zones mobiles sont les zones de mouvement de fluide dans les fractures. Les zones immobiles correspondent aux zones de fluide stagnant dans la microporosité de la matrice ou au sein d'une fracture entre les différents chemins préférentiels (Rasmuson and Neretnieks, 1986). La diffusion dans la matrice est ainsi fortement dépendante de la porosité de la roche (Novakowski and Lapcevic, 1994). Le transport de soluté en milieu cristallin peut aussi être retardé par des réactions physico-chimiques, telle que la sorption, entre le soluté et la matrice rocheuse (Smellie and Karlsson, 1999).

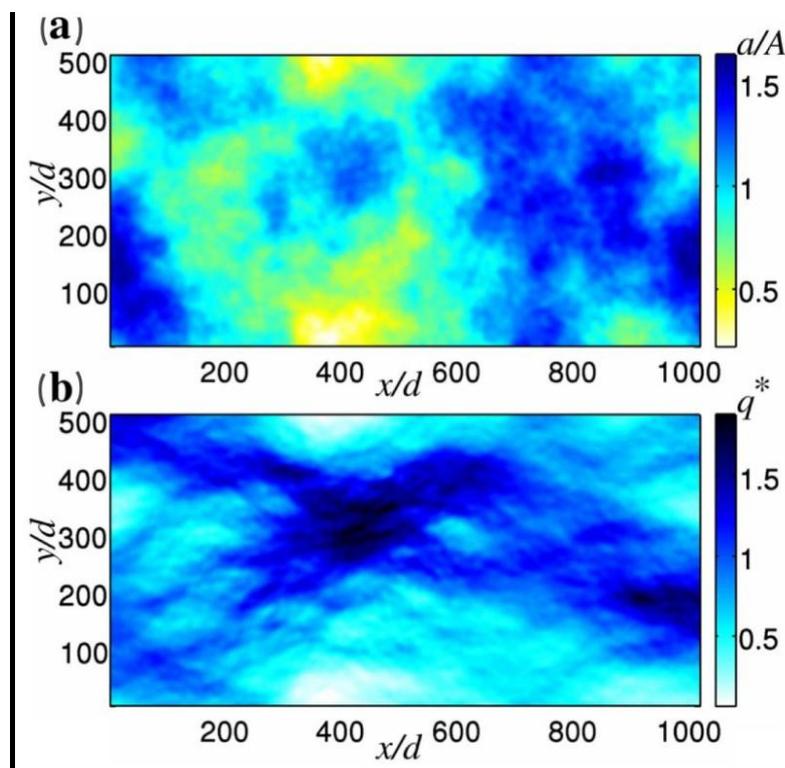


Figure 1-24 : (a) Exemple d'un champs d'ouvertures self-affine dans une fracture et (b) Flux hydraulique adimensionnel calculé à partir du champs d'ouvertures (modifiée à partir de Neuville et al. (2010a)).

**1.3.1.2 Test de traçage de soluté**

Les tests de traçage de soluté dits conservatifs sont très utiles pour comprendre les processus de transport et prédire le transport de contaminant dans les milieux cristallins (Berkowitz, 2002; Bodin et al., 2003). Ils sont aussi utilisés pour prédire le comportement et la pérennité des systèmes géothermiques tels que les EGS (Aquilina et al., 2004; Axelsson et al., 2001; Karmakar et al., 2016; Shook and Suzuki, 2017; Wu et al., 2008). Les traçages sont en général interprétés à partir d'une courbe de restitution mesurée au niveau d'un seul ou de quelques points d'observation. Des méthodes d'imagerie géophysique utilisant par exemple le radar ou la tomographie de résistivité électrique couplé à des tests de traçage au sel ont été récemment développées afin d'imager le panache de traceur pendant son transport dans un milieu poreux (Kemna et al., 2002; Singha and Gorelick, 2005) ou un réseau de fractures (Dorn et al., 2012; Shakas et al., 2016; Talley et al., 2005).

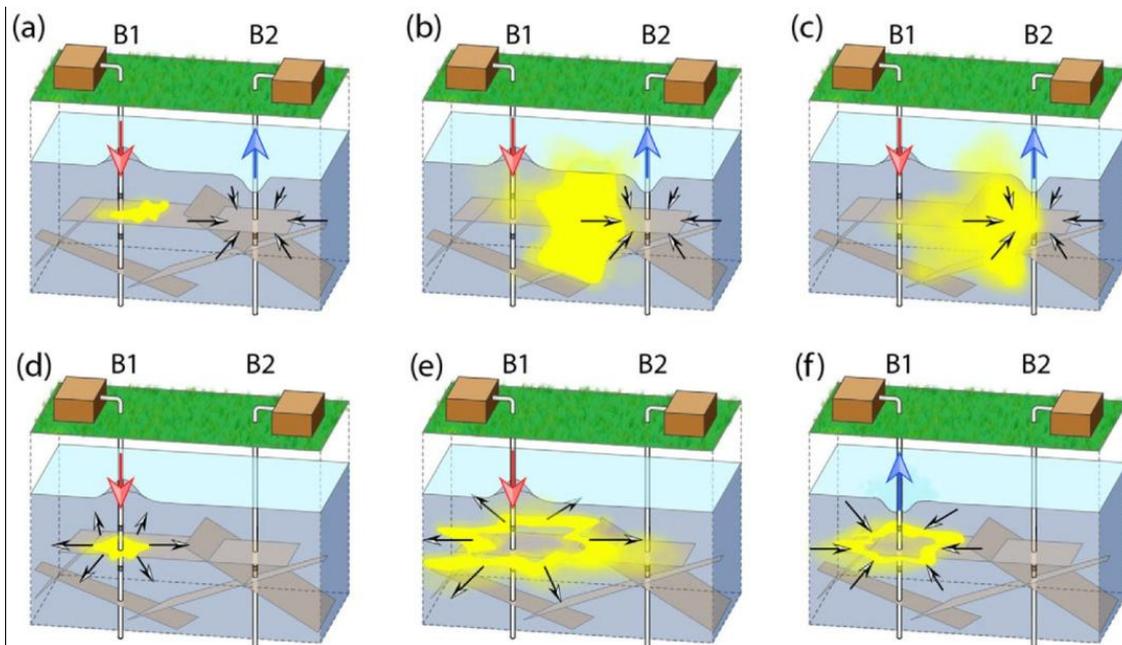


Figure 1-25 : Schéma représentant deux types de traçages dans un milieu fracturé. (a), (b) et (c) : un traçage radial convergent et (d),(e) et (f) : un "push-pull" (Kang et al., 2015).

Il existe différents types de traçages dépendant des processus que l'on veut mettre en évidence et de l'objectif du traçage. Le traçage le plus courant consiste à injecter un pulse de traceur (injection brève) tout en pompant dans le puits adjacent où est mesurée la concentration du soluté. Il s'agit d'un traçage dit radial convergent (Figure 1-25a, b, c). L'intérêt de ce traçage est qu'il permet d'optimiser la récupération du traceur, si la distance entre le point d'injection et de pompage est faible, et de caractériser les effets advectifs et diffusifs (Becker and Charbeneau, 2000; Kang et al., 2015; Moench, 1995; Welty and Gelhar, 1994). Un traçage

entre deux puits peut aussi être réalisé dans un champ dipôle de vitesse. Il consiste à injecter de l'eau de manière continue dans un puits tout en pompant dans un autre. Lorsque que les débits d'injection et de pompage sont identiques, on parle de dipôle parfait (Becker and Shapiro, 2000; Grove and Beetem, 1971; Novakowski et al., 2004; Raven et al., 1988). Ce type de traçage a souvent été utilisé pour prédire le comportement des systèmes géothermiques tels que les EGS et les doublets géothermiques qui consistent à faire circuler un fluide caloporteur entre deux forages dans un champ de vitesse dipôle parfait (Karmakar et al., 2016; Kocabas, 2005; Shook, 2001; Wu et al., 2008). Il existe aussi des tests de traçage en puits simple tel que le "dipole-flow test with a tracer" (DFTT) et le "push-pull". Le DFTT consiste à réaliser un traçage dans un champs de vitesses dipôle parfait avec injection et pompage dans deux chambres isolées dans le forage par des obturateurs hydrauliques. Ce test a été conçu pour déterminer la variabilité verticale des propriétés hydrauliques et de transport d'un aquifère (Sanford et al., 2002; Sutton et al., 2000). Les "push-pulls" consistent à injecter puis récupérer le traceur, après un certain temps, dans la même fracture isolée dans le forage par des obturateurs hydrauliques (Figure 1-25d,e,f). En général, ce type de traçage permet de diagnostiquer le rôle de la diffusion dans la matrice étant donné que les processus advectifs sont considérés comme réversibles (Becker and Shapiro, 2003; Tsang, 1995). Cependant, quelques auteurs ont montré récemment que les processus advectifs ne sont pas réversibles lorsque la dispersion est hétérogène (Guiheneuf et al., in press; Kang et al., 2015).

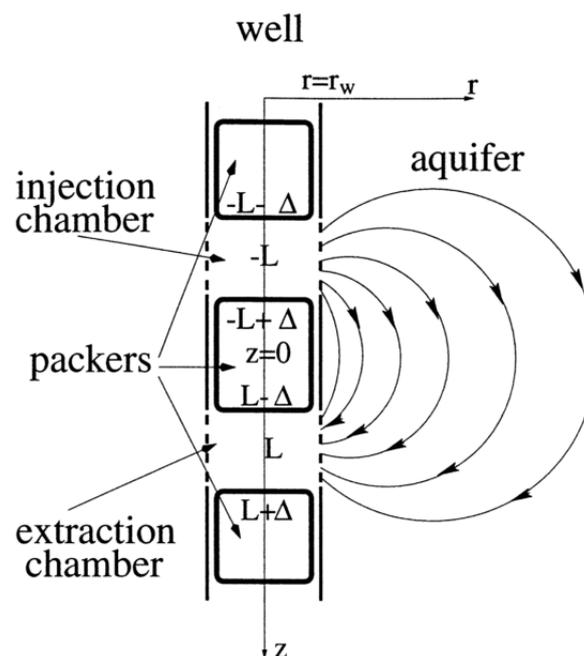


Figure 1-26 : Schéma représentant un "dipole-flow test with a tracer" (DFTT) (Sutton et al., 2000)

De nombreux modèles analytiques ou semi-analytiques existent pour interpréter les courbes de restitution mesurées à la suite d'une injection brève de traceur et déterminer les paramètres de transport. Ces modèles sont de complexité variable et doivent être utilisés en fonction du traceur utilisé, de la géométrie des flux et du contexte géologique et structural dont dépendent les processus contrôlant le transport. En milieux poreux et selon le transport Fickian, la réponse à l'injection brève d'un soluté est une gaussienne à un temps donné et le modèle le plus utilisé est la solution de l'équation d'advection-dispersion (5). En milieux fracturés, ce modèle ne peut souvent pas être utilisé pour interpréter les tests de traçage thermique car les courbes de restitution présentent de longues queues de restitution. Ces longues queues de restitution ont tout d'abord été expliquées par le retard de restitution d'une partie du traceur injecté lié à la rétention du traceur par adsorption et diffusion dans la porosité de la matrice (Carrera et al., 1998; Neretnieks, 1980). Pour prendre en compte cet effet, de nombreux auteurs utilisent des modèles double-porosité qui consistent à décrire le milieu en deux domaines sans prendre en compte la structure géologique et l'agencement des fractures. Les deux domaines sont : les fractures correspondant à une zone mobile avec une porosité primaire et la matrice correspondant à une zone immobile avec une porosité secondaire. Le transport est ainsi gouverné par deux équations : l'une décrivant le transport principalement advectif dans les fractures et une autre décrivant le transport diffusif dans la porosité de la matrice (Haggerty and Gorelick, 1995; Haggerty et al., 2000; Moench, 1995; Novakowski et al., 2004; Raven et al., 1988; Roubinet et al., 2012; Tang et al., 1981). D'autres modèles considèrent les processus diffusifs négligeables par rapport aux processus advectifs et expliquent les longues queues de restitution par l'advection hétérogène et la présence de différents chemins préférentiels (Becker and Charbeneau, 2000; Becker and Shapiro, 2003; Kang et al., 2015; Welty and Gelhar, 1994). Un même traçage peut donc être interprété avec plusieurs modèles dont les processus mis en jeu sont différents. Afin de réduire l'incertitude sur les modèles conceptuels et les paramètres, il est ainsi essentiel sur le terrain de réaliser plusieurs traçages avec des conditions de flux et de transport différentes, en faisant varier le débit de pompage, la géométrie et la distance (Becker and Shapiro, 2000; Becker and Shapiro, 2003; Guiheneuf et al., in press; Kang et al., 2015). Par exemple, Guiheneuf et al. (in press) montrent l'intérêt de faire varier l'échelle d'investigation des traçages afin de mettre en évidence la dépendance d'échelle des mécanismes de transport. Cette étude a consisté à réaliser plusieurs traçages de types push-pull et convergents pour différentes distances d'investigation (en faisant varier la distance entre les forages pour les traçages convergents et le volume de chasse pour les push-pull). Le processus de transport dominant ici étant

l'advection hétérogène, Guiheneuf et al (in press), montrent qu'à partir d'une certaine distance d'investigation, il y a échange de soluté entre les différents chemins préférentiels alors qu'à petite échelle d'investigation, les chenaux sont indépendants. Cette étude montre ainsi l'intérêt de réaliser plusieurs traçages à différentes échelles pour déterminer les modèles de transport appropriés au milieu. Les tests multi-traçages sont aussi intéressants pour contraindre les modèles. Notamment, utiliser des traceurs dont les coefficients de diffusion sont différents permet d'évaluer l'effet des processus de diffusion sur le transport (Becker and Shapiro, 2000; Jardine et al., 1999; Meigs and Beauheim, 2001). Par exemple la Figure 1-27 présente les courbes de restitution obtenus durant un même traçage, de plusieurs traceurs ayant des coefficients de diffusion différents. A travers ce test multi-traçage, Becker et Shapiro (2000) montrent que pour ce cas, la diffusion dans la matrice n'influence pas le transport du traceur car les courbes de restitution sont identiques.

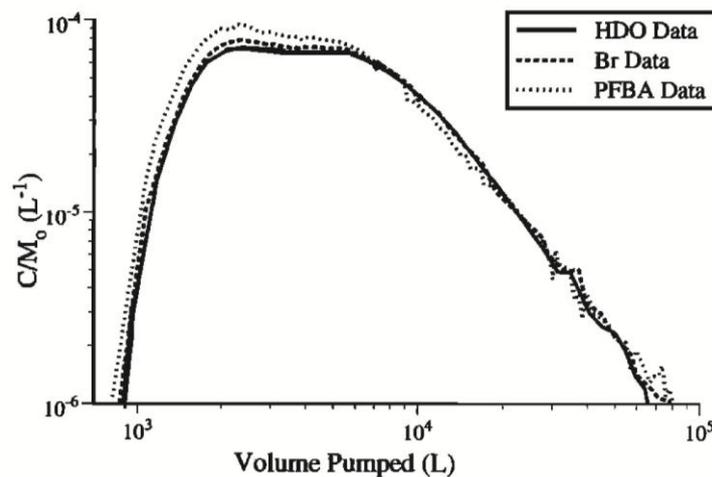


Figure 1-27 : Résultats de plusieurs tests de traçage réalisés entre puits pour différents traceurs ayant des coefficients de diffusion différents (Becker and Shapiro, 2000).

Cette partie montre la complexité du transport de soluté en milieu cristallin fracturé. Cette complexité est principalement liée à la forte hétérogénéité du milieu et à l'interaction entre des zones très perméables où l'advection prédomine (le réseau de fractures), avec des zones très peu perméables caractérisées par la diffusion (la matrice rocheuse entre les fractures) (National Research Council, 1996). Nous allons maintenant décrire le transport de chaleur dans les milieux poreux et fracturés qui, en comparaison avec le transport de soluté, est beaucoup plus dépendant des processus de diffusives.

### 1.3.2 Transport thermique

La compréhension du transport de chaleur dans les milieux souterrains est essentielle pour optimiser l'exploitation géothermique du sous sol tel que l'extraction ou le stockage thermique. La chaleur est aussi un bon marqueur pour la caractérisation des flux souterrains (Anderson, 2005; Constantz, 2008).

#### 1.3.2.1. Propriétés du transport thermique en milieu poreux

Le transport de chaleur en milieu poreux est maintenant bien maîtrisé grâce aux nombreux travaux théoriques réalisés durant les 50 dernières années pour notamment optimiser la performance des doublets géothermiques (Banks, 2009; Bodvarsson, 1972; Gringarten and Sauty, 1975; Molson et al., 1992; Sauty et al., 1982b). Le transport de chaleur est gouverné par la loi de Fourier équivalent à la loi de Fick pour le soluté (Nield and Bejan, 1992). Considérant qu'il existe un équilibre thermodynamique local entre les grais et l'eau, l'équation d'advection-dispersion permet de décrire le transport de chaleur en milieu homogène tel que :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \left( T \frac{\varphi \rho_w c_w}{\varphi \rho_w c_w + (1 - \varphi) \rho_r c_r} v \right) + \nabla \cdot [D \nabla T] \quad (\text{De Marsily, 1986}) \quad (6)$$

$$\text{avec } D = \alpha \frac{\varphi \rho_w c_w}{\varphi \rho_w c_w + (1 - \varphi) \rho_r c_r} v + D_T$$

avec  $T$  la température du milieu en K,  $t$  le temps en s,  $\varphi$  la porosité du milieu poreux,  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau en kg/m<sup>3</sup>,  $\rho_r$  la masse volumique de la roche en kg/m<sup>3</sup>,  $c_w$  la chaleur spécifique de l'eau en J/kg/K,  $c_r$  la chaleur spécifique de la roche en J/kg/K,  $v$  la vitesse moyenne du fluide en m/s,  $D$  le coefficient de dispersion thermique en m<sup>2</sup>/s et  $D_T$  le coefficient de diffusion thermique. Contrairement au soluté qui diffuse uniquement dans l'eau par diffusion moléculaire, la diffusion thermique a lieu aussi bien dans l'eau que dans la roche.  $D_T$  représente donc le coefficient de diffusion équivalent du milieu poreux. Il dépend de la conduction thermique  $\lambda$  (en W/K/m), de la chaleur spécifique  $c$  (en J/kg/K) et de la masse volumique  $\rho$  (en kg/m<sup>3</sup>) du matériaux tel que  $D_T = \lambda / \rho c$ .  $\lambda$  représente la capacité du matériau à conduire la chaleur tel que  $\lambda = \varphi \lambda_w + (1 - \varphi) \lambda_r$  avec  $\lambda_w$  la conductivité thermique de l'eau et  $\lambda_r$  la conductivité thermique de la roche.  $C = \rho c$  (la capacité thermique volumique) représente la capacité du matériau à emmagasiner la chaleur tel que  $\rho c = \varphi \rho_w c_w + (1 - \varphi) \rho_r c_r$ . La chaleur a une capacité de diffusion beaucoup plus importante que le soluté. Ainsi, la diffusion moléculaire moyenne d'un soluté est inférieure de trois ordres de

grandeur au coefficient de diffusion thermique dans l'eau et de quatre ordres à celui d'une roche sédimentaire ou de socle (Carslaw and Jaeger, 1959).

Le terme  $\frac{\varphi\rho_w c_w}{\varphi\rho_w c_w + (1-\varphi)\rho_r c_r} v$  dans l'équation (6) représente la vitesse du front thermique  $v_{th}$ .

L'équation nous montre ainsi que, étant donné que le transfert de chaleur se fait aussi bien dans les grains que dans les pores, le front thermique dans le milieu poreux est retardé par rapport à la vitesse d'advection d'un facteur proportionnel au ratio entre la capacité thermique des grains et la capacité thermique de l'eau (Bodvarsson, 1972; Shook, 2001) tel que :

$$v_{th} = \frac{1}{1 + R_T} v \text{ et } t_T - t_a = R_T t_a \text{ avec } R_T = \frac{(1 - \varphi)\rho_r c_r}{\varphi\rho_w c_w} \quad (\text{Shook, 2001}) \quad (7)$$

avec  $t_T$  le temps du front thermique en s,  $t_a$  le temps d'advection du fluide en s et  $R_T$  le facteur de retard thermique. Notons que la conductivité thermique n'intervient pas dans l'expression du retard thermique car il est fait l'hypothèse qu'il existe un équilibre thermodynamique local entre les grains et le fluide en considérant les grains suffisamment petits (Shook, 2001). Nous verrons dans la suite que cette hypothèse n'est pas valable pour tous les milieux.

L'effet de la dispersivité sur le transport de chaleur dans les milieux homogènes est encore débattu. Selon certains auteurs, les dispersivités de la chaleur et du soluté sont de même ordre de grandeur (De Marsily, 1986). Vandenboehede et al. (2009) suggèrent que la dispersivité thermique est plus faible que la dispersivité du soluté. Mais la plupart des auteurs ayant travaillé sur le transport de chaleur néglige en général la dispersion thermique par rapport à la conduction (Hopmans et al., 2002).

D'autres processus peuvent avoir un impact important sur le transport thermique en milieu poreux. Notamment, lorsqu'on change la température d'un fluide, on modifie sa densité et sa viscosité ce qui peut influencer le transport advectif de la chaleur. En particulier en créant un gradient de température des effets de convection naturelle peuvent apparaître. Cet effet a été étudié dans une colonne d'eau par Berthold and Resagk (2012), qui montrent qu'un flux convectif significatif peut apparaître même pour de très faibles gradients de température. Par exemple pour un gradient de 0.1 K/m, la vitesse de convection est de 8 m/jour dans un cylindre de 5 cm de diamètre. Dans un aquifère, Ma et al. (2012) montrent que la convection intervient lorsqu'il y a une différence de 8°C entre la température injectée et la température initiale du milieu et lorsque le milieu est suffisamment perméable. .

### **1.3.2.2. Propriétés du transport thermique en milieu fracturé**

La plupart des études antérieures sur la caractérisation du transport de chaleur en milieu cristallin fracturé avait pour but d'évaluer l'efficacité des EGS pour l'extraction de chaleur, en fonction des caractéristiques thermiques et structurales des réservoirs géothermiques fracturés (Bodvarsson and Tsang, 1982; Gringarten et al., 1975; Guo et al., 2016; Kolditz and Clauser, 1998; Neuville et al., 2010b). Les premiers travaux réalisés il y a plus de 50 ans étudient la théorie sur le transport thermique dans une ou plusieurs fractures planes entourées d'une matrice rocheuse imperméable lors de l'injection d'un fluide froid ou chaud (Bodvarsson and Tsang, 1982; Gringarten et al., 1975; Heuer et al., 1991; Lauwerier, 1955). Ainsi, Bodvarsson and Tsang (1982) développent un modèle analytique pour évaluer l'avancée du front thermique lors de l'injection d'eau froide dans un réservoir géothermique constitué de fractures parallèles. Le but de cette étude est d'évaluer la durée de vie du système géothermique en fonction du nombre de fractures et de la distance entre les fractures. Dans la plupart de ces modèles, la chaleur est principalement transportée par advection dans les fractures alors que dans la matrice rocheuse elle est seulement transportée par conduction transversale. Ainsi ces modèles sont basés sur deux équations de transport thermique : l'une gouvernant le transport par advection dans les fractures et une autre gouvernant le transport par conduction dans la matrice. Une condition de continuité de la température et du flux thermique à la limite fracture/matrice permet de considérer l'échange entre le fluide et la roche. Ces modèles montrent que le transport de chaleur en milieu fracturé ne peut pas être modélisé comme un milieu équivalent poreux avec l'équation d'advection-dispersion (6). Il est nécessaire de modéliser les fractures et la matrice comme deux entités différentes pour prendre en compte le contraste de propriétés entre les fractures et la matrice rocheuse. Notons que ces modèles discrets sont équivalents à ceux utilisés pour modéliser le transport de soluté dans une ou plusieurs fractures avec diffusion dans la porosité de la matrice (Roubinet et al., 2012; Tang et al., 1981). La matrice est ainsi une zone de stockage et de rétention de l'énergie thermique à l'origine du retard thermique décrit dans la section précédente. Contrairement au milieu poreux, le retard thermique en milieu fracturé ne peut pas être défini selon l'équation (7) car le flux dans les fractures est souvent trop rapide et les blocs de matrice entre les fractures trop grands pour permettre un équilibre thermique instantané entre le fluide et la matrice (Shook, 2001). Etant donné que c'est principalement la conduction et la surface d'échange qui contrôlent les échanges entre les fractures et la matrice, le retard thermique dépend de ces paramètres, mais jusqu'à présent aucune étude n'a permis de déterminer l'expression du retard en milieu fracturé.

A partir de ces premières études sur le transport de chaleur dans une ou plusieurs fractures, de nombreux autres modèles analytiques, semi-analytiques et numériques, prenant en compte d'autres processus tel que la conduction longitudinale dans la matrice, et la dispersion hydrodynamique dans la fracture ou des systèmes de fractures plus complexes, ont été développés. Par exemple, Martinez et al. (2014) modélisent le transport de chaleur dans une fracture discrète entourée par une matrice rocheuse infinie en prenant en compte la conduction longitudinale et transversale dans la matrice. Ces travaux montrent en particulier que négliger la conduction longitudinale dans la matrice a pour effet de surestimer la température de la fracture et le temps pour atteindre l'équilibre thermique.

Des méthodes numériques ont aussi été utilisées dans de nombreux travaux pour modéliser le transport de chaleur dans des fractures et réseaux de fractures plus réalistes en prenant en compte l'hétérogénéité structurale du milieu. Ainsi, à l'échelle de la fracture, de récents travaux de modélisation numérique ont montré que la chenalisation des flux liée à l'hétérogénéité des ouvertures pouvait avoir un impact important sur le transport de chaleur dans une fracture en limitant fortement les échanges thermiques entre le fluide et la matrice rocheuse (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a). Par exemple, Neuville et al. (2010a) étudie numériquement l'effet de la rugosité d'une fracture sur le transport thermique, à partir des équations de Stokes. Les flux hydrauliques et thermiques dans la fracture sont calculés pour plusieurs champs d'ouvertures afin de déterminer l'influence de la distribution des ouvertures sur les échanges entre le fluide et la roche. Neuville et al. (2010a) montrent que lorsque la longueur de corrélation du champ d'ouverture est importante, il y a une forte chenalisation. Cette chenalisation a pour effet de diminuer les échanges thermiques entre le fluide et la matrice. Ainsi, dans une fracture rugueuse, la température en sortie de fracture atteindra plus rapidement la température du fluide injecté, comme le montre la Figure 1-28.

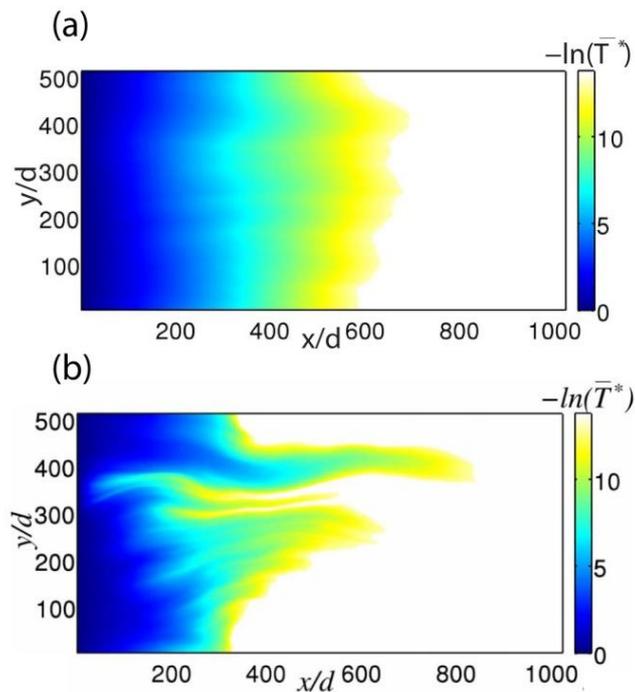


Figure 1-28 : L'opposé du logarithme de champs de température 2D dans (a) une fracture de faible rugosité et (b) une fracture de rugosité importante (le flux et la température sont imposés sur la limite gauche) (modifié d'après Neuville et al. (2010a)).

Guo et al. (2016) discutent de l'effet de la variabilité des ouvertures dans une fracture sur l'efficacité d'un EGS, par des simulations numériques d'un doublet géothermique. Ils montrent notamment que l'hétérogénéité des ouvertures dans une fracture ne limite pas forcément la durée de vie des systèmes géothermiques. Ainsi, lorsque la longueur de corrélation du champ d'ouverture est beaucoup plus petite que la distance entre les puits, la fracture hétérogène se comporte comme une fracture plane. Alors que la performance du doublet décroît généralement lorsque la longueur de corrélation du champ d'ouverture augmente car cela induit de la chenalisation. Par contre, pour une longueur de corrélation importante et un faible écart type, il y a très peu de chenalisation. Cela est dû au fait que lorsque les chemins préférentiels sont suffisamment proches les uns des autres, la diffusion thermique entre ces chemins permet l'homogénéisation du champ de température (Guo et al., 2016). Ces études (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a) montrent que la chenalisation des flux, liée à l'hétérogénéité des ouvertures au sein d'une fracture, entraîne l'arrivée anticipée du front thermique car elle a pour effet la diminution des échanges fractures/matrice. Mais le rôle de l'hétérogénéité des ouvertures sur le transport de chaleur est complexe car en fonction des paramètres statistiques du champ d'ouverture, la chenalisation des flux thermiques n'a pas toujours lieu.

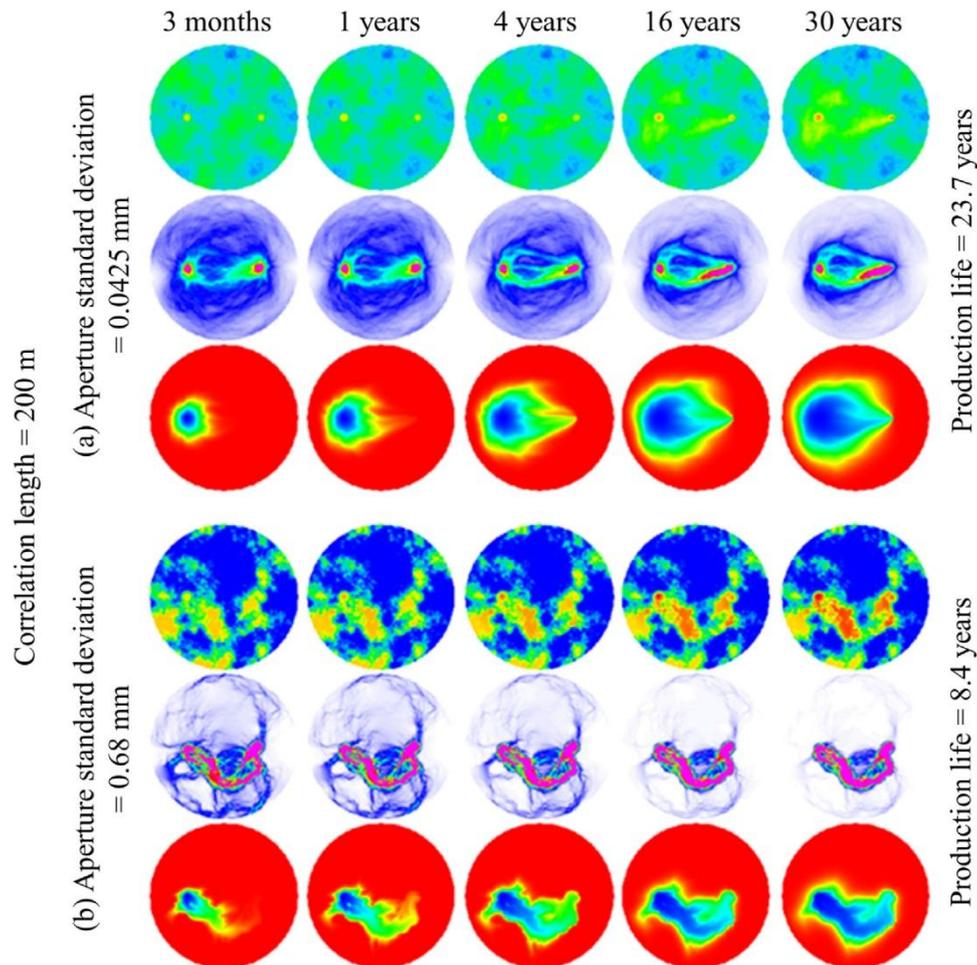


Figure 1-29 : Evolution des champs d'ouvertures, de flux et de température pour (a) un champ d'ouverture log-normal (0.24 mm, 0.0435 mm) avec une longueur de corrélation de 200 m et (b) un champ d'ouverture log-normal(0.24mm, 0.68 mm) avec une longueur de corrélation de 200 m (Guo et al., 2016).

D'autres études montrent à travers des travaux de modélisation numérique l'effet de l'hétérogénéité du milieu sur le transport de chaleur, à l'échelle d'un réseau complexe de fractures (Geiger and Emmanuel, 2010; Kolditz, 1995b; Molson et al., 2007). A travers des simulations numériques du transport de chaleur dans un réseau 2D naturel de fractures, Geiger and Emmanuel (2010) montrent l'effet de l'interface fracture-matrice sur l'hétérogénéité du champs de température (Figure 1-30). Ainsi, pour des perméabilités de matrice importantes, des fractures faiblement connectées peuvent contribuer au transport de chaleur permettant le transfert hétérogène de chaleur dans toute la matrice (Figure 1-30b). Par contre pour de faibles perméabilités de matrice, seules les fractures connectées formant un chemin préférentiel entre l'entrée et la sortie du système participent au transport de chaleur. On observe alors une importante chenalisation du flux advectif thermique avec une restitution thermique qui arrive

tôt et une longue queue de restitution. Ces modélisations numériques à l'échelle de la fracture (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a) et du réseau de fractures (Geiger and Emmanuel, 2010) mettent en évidence l'importance du rôle de la chenalisation sur le transport thermique que ce soit à l'échelle de la fracture ou du réseau de fractures. Notamment ces études montrent toutes que la chenalisation diminue les échanges thermiques entre le fluide et la matrice et ainsi provoque l'arrivée anticipée du front thermique ce qui peut avoir un impact négatif sur la pérennité des réservoirs géothermiques.

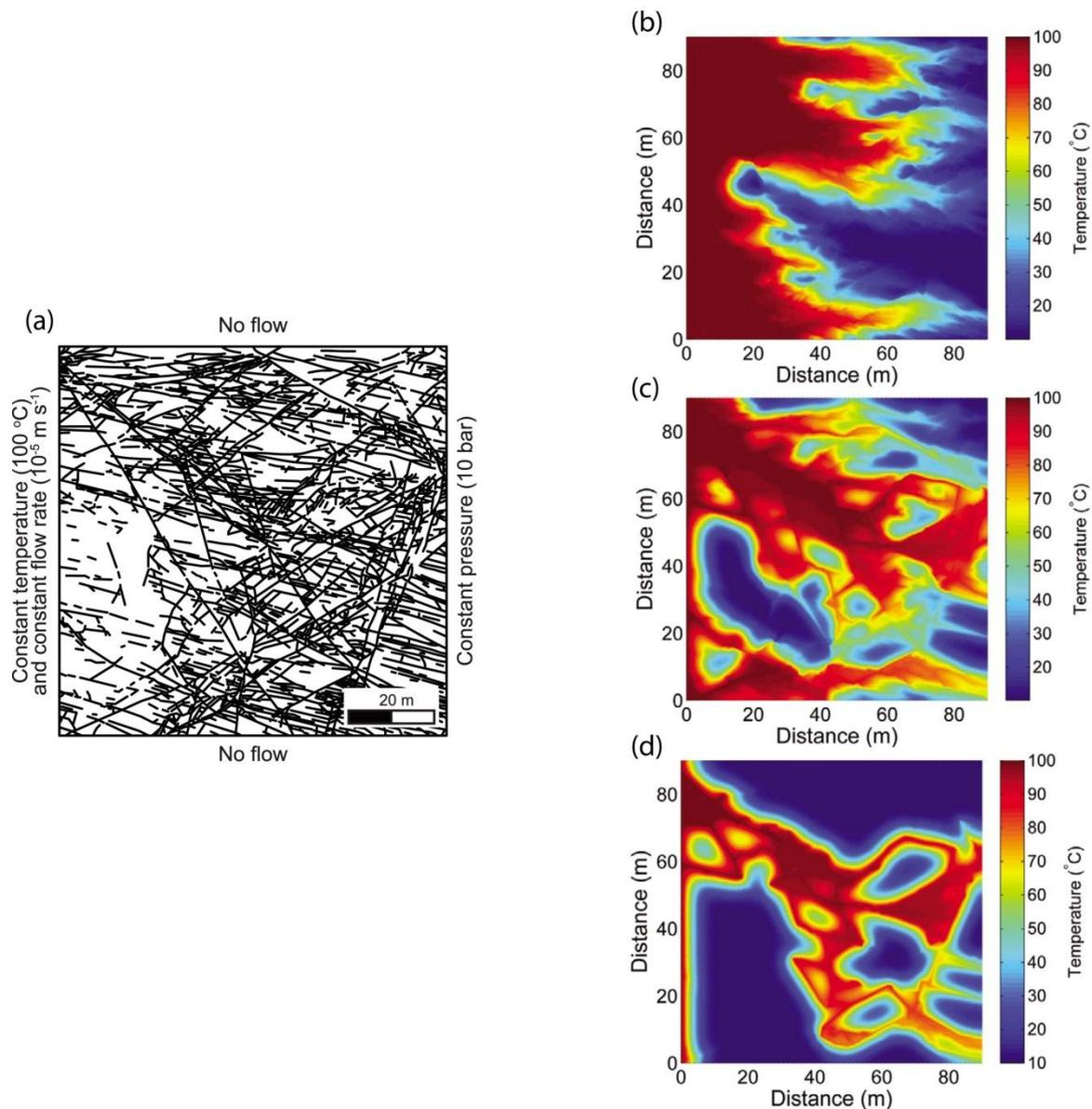


Figure 1-30 : Champs de température simulés dans un réseau de fractures réaliste (a) pour (b) une perméabilité de matrice de  $10^{-11} \text{ m}^2$  après un période de 100 jours, (c) une perméabilité de matrice de  $10^{-11} \text{ m}^2$  après un période de 100 jours et (d) une perméabilité de  $10^{-15} \text{ m}^2$  après une période de 50 jours (modifiée à partir de Geiger and Emmanuel (2010)).

Alors que la théorie sur le transport de soluté en milieu poreux est maintenant bien connue, en milieu fracturé la prédiction du transport thermique reste encore difficile compte tenu de l'importante hétérogénéité du milieu : à l'échelle de la fracture et à l'échelle du réseau de fractures. Notamment, dans un réseau de fractures, les blocs de matrice rocheuse entre les fractures constituent de grandes zones de stockage thermique qui mettent du temps à se mettre à l'équilibre thermique avec l'eau des fractures alors qu'en milieu poreux, l'équilibre local est considéré instantané. La géométrie des fractures et des blocs matricielles a donc une influence importante sur le transfert de chaleur et sur le retard thermique en milieu fracturé. Mais la théorie sur cette question est encore peu maîtrisée. Cette thèse cherchera donc à approfondir la connaissance du transport de chaleur en milieu fracturé pour mieux comprendre l'impact de la géométrie des fractures sur l'échange et le retard thermique.

### **1.3.2.3. Utilisation de la chaleur comme traceur**

Dans les sections précédentes, on a vu que la température était un paramètre sensible aux propriétés hydrauliques et thermiques du milieu souterrain. La chaleur comme traceur a donc été très utilisée pour caractériser les aquifères. On peut citer deux types de traçages : les traçages thermiques passifs et les tests de traçages thermiques. Le principe du traçage passif est d'utiliser les flux naturels de chaleur pour caractériser le milieu. Par exemple la possibilité d'utiliser la température issue du gradient géothermique naturel comme marqueur naturel des chemins préférentiels dans les milieux souterrains a été largement démontrée (Anderson, 2005; Klepikova et al., 2014; Saar, 2011). La Figure 1-31 montre comment il est possible de caractériser les flux ambiants dans et autour d'un forage à partir de profils de température. En particulier, Klepikova et al. (2014) montrent qu'en milieu fracturé la mesure de différents profils de température dans des forages, en condition ambiante et en pompage, permet de localiser les chemins préférentiels entre forages et de déterminer les caractéristiques hydrauliques des fractures.

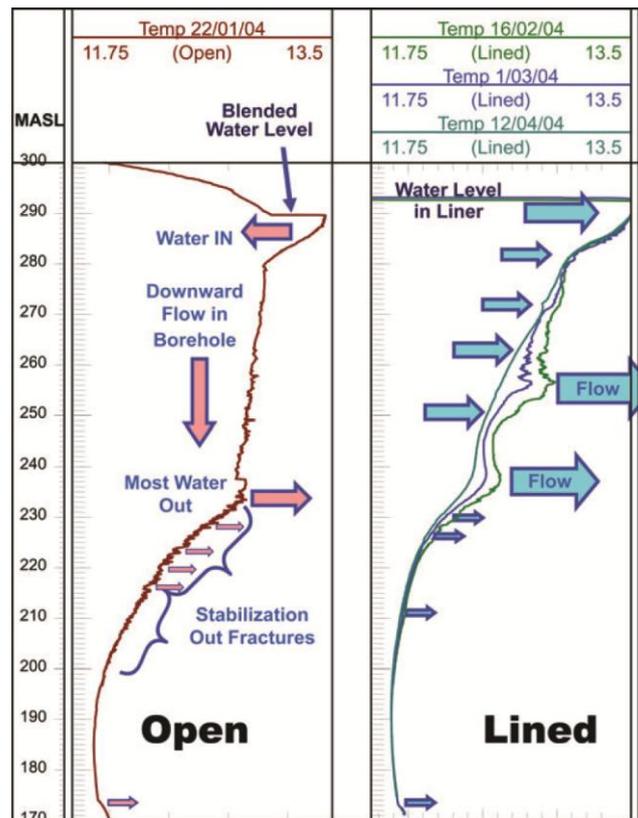


Figure 1-31 : Interprétation de profils de température obtenus dans un forage ouvert et un forage tubé. Les flèches bleues indiquent les zones de flux majeurs et mineurs autour du forage et les flèches rouges indiquent le sens des flux dans le forage (Pehme et al., 2010)

Les tests de traçage thermique consistent à injecter dans le milieu souterrain de l'eau à une température différente de la température initiale, tout en suivant le changement de température induit par le mouvement du panache chaud ou froid, à un ou plusieurs points d'observation. L'intérêt principal est de pouvoir caractériser in situ le transport thermique dans les milieux souterrains. Ces tests sont souvent plus longs que les tests de traçage de soluté car la chaleur est souvent associée à de longs temps de transit liés à l'important retard thermique. Des tests longue durée d'injection d'eau chaude (quelques mois voire plusieurs années) ont d'abord été développés pour caractériser la viabilité des réservoirs géothermiques sédimentaires pour le stockage de chaleur (ATES) (Molz et al., 1983; Palmer et al., 1992; Sauty et al., 1982a). Puis, plus récemment, les tests de traçage thermique sont devenus beaucoup plus courants.

Les tests de traçage thermique ont été largement utilisés en premier lieu pour déterminer les propriétés hydrauliques du milieu. En milieu poreux, plusieurs études ont montré que les traçages thermiques pouvaient être utilisés pour caractériser l'hétérogénéité et les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères, à l'instar des solutés, malgré l'importante

capacité de la chaleur à diffuser (Anderson, 2005; Colombani et al., 2015; Hermans et al., 2015a; Hermans et al., 2015b; Klepikova et al., 2016b; Ma et al., 2012; Somogyvari et al., 2016; Wagner et al., 2014). En effet, les contrastes de propriétés thermiques que l'on rencontre dans les aquifères sont généralement faibles comparés aux contrastes de perméabilité (Stauffer et al., 2013), ce qui rend le traceur thermique plus sensible à l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques qu'à l'hétérogénéité des propriétés thermiques. Un des intérêts de la température comme traceur est la possibilité de suivre l'évolution spatiale de la température au sein du forage grâce à la mesure distribuée de température (Klepikova et al., 2016b) et dans l'aquifère grâce à des méthodes ERT (Electrical Resistivity Tomography) (Hermans et al., 2015b). Somogyvari et al. (2016) développent une méthode de tomographie hydraulique d'un aquifère sédimentaire grâce à une expérience de traçage thermique réalisée avec plusieurs points d'injection dans un forage et plusieurs points de mesures dans un autre forage. Le principe est d'inverser les premiers temps de transit de chaque courbe de restitutions afin de caractériser la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique entre les deux puits. L'intérêt d'utiliser les premiers temps de transit est qu'ils ne dépendent que des processus d'advection et ne sont pas influencés par la diffusion thermique et les effets de changement de densité et de viscosité lié à l'augmentation de température du fluide. Somogyvari et al. (2016) montrent que cette méthode permet de bien caractériser l'hétérogénéité de l'aquifère et de reconstruire les principales structures perméables. Cependant, elle ne permet souvent pas de reconstruire les zones de faible conductivité due à des effets de court circuit.

Du fait de l'importante influence des propriétés hydrauliques sur le transport de chaleur, les propriétés de transport thermique des milieux poreux ont été peu étudiées de manière expérimentale. Il existe cependant quelques études qui ont couplé un traçage thermique avec un traçage de soluté afin de mettre en évidence les différences de transport entre les deux traceurs. Ainsi, Vandenbohede et al. (2009) montrent, à travers plusieurs traçages de type push-pull, que le soluté est plus sensible à la dispersion longitudinale que la chaleur. Wildemeersch et al., (2014) déterminent les paramètres thermiques de l'aquifère en évaluant le retard thermique qui est proportionnel à la capacité thermique du milieu poreux (équation (7)).

En milieu fracturé, Read et al. (2013) et, plus récemment Hawkins et al. (2017), ont démontré la possibilité de réaliser des tests de traçage thermique entre deux forages pour caractériser les connexions hydrauliques et le transport thermique au sein d'une fracture ou dans un réseau de

fractures. La Figure 1-32 compare la température mesurée lors du traçage thermique réalisé par Read et al. (2013), avec la mesure du débit en pompage dans le forage d'observation. Cette figure met en évidence plusieurs fractures qui connectent hydrauliquement le forage d'injection et le forage de pompage. La fracture contribuant le plus à la restitution thermique n'est pas détectée par la débitmétrie. Read et al. (2013) font l'hypothèse que la comparaison du transport de chaleur avec le transport uniquement advectif peut être difficile et qu'ils ne donnent pas forcément les mêmes renseignements sur les chemins de transport, même à l'échelle de quelques mètres. Hawkins et al. (2017) montrent que la chenalisation des flux contrôle fortement le transport thermique dans les milieux fracturés.

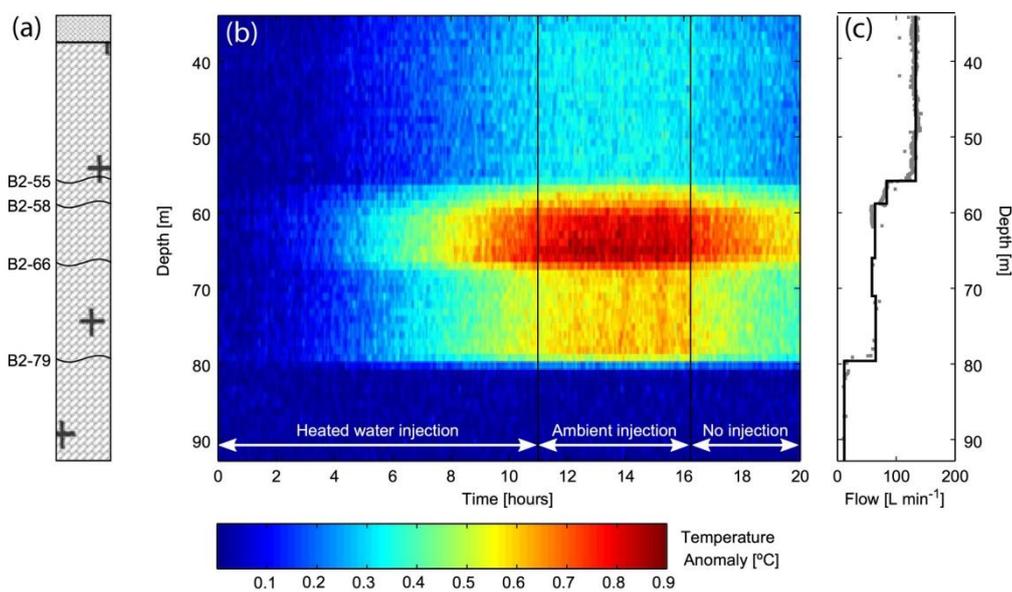


Figure 1-32 : (a) Localisation des arrivées d'eau déterminée à partir du traçage thermique, (b) température anomalie mesurée par la FO-DTS dans le forage de pompage B2 et (c) flux mesuré dans B2 pour un pompage dans B2 de 140 l/min (Read et al., 2013).

Klepikova et al. (2016a) mettent en évidence la possibilité de réaliser des tests de push-pull thermique dans une fracture pour déterminer l'ouverture de la fracture et sa géométrie grâce à la modélisation appropriée des processus de conduction dans la matrice. A partir de différents tests de traçage push-pull réalisés avec plusieurs volumes de chasse du traceur (pour faire varier l'échelle temporelle et spatiale d'investigation), Klepikova et al. (2016a) montrent que l'effet d'échelle spatial et temporel sur la restitution est clairement lié à une chenalisation des flux. Notamment, l'impact de la chenalisation des flux sur la diffusion thermique se manifeste par une décroissance de température lors de la restitution qui ne suit pas le comportement attendu pour une fracture plane ( $T(t) \propto t^{-1,5}$ ) mais plutôt celle d'une fracture cylindrique ou d'un chenal ( $T(t) \propto 1/t(\log t)^2$ ), comme le montre la Figure 1-33.

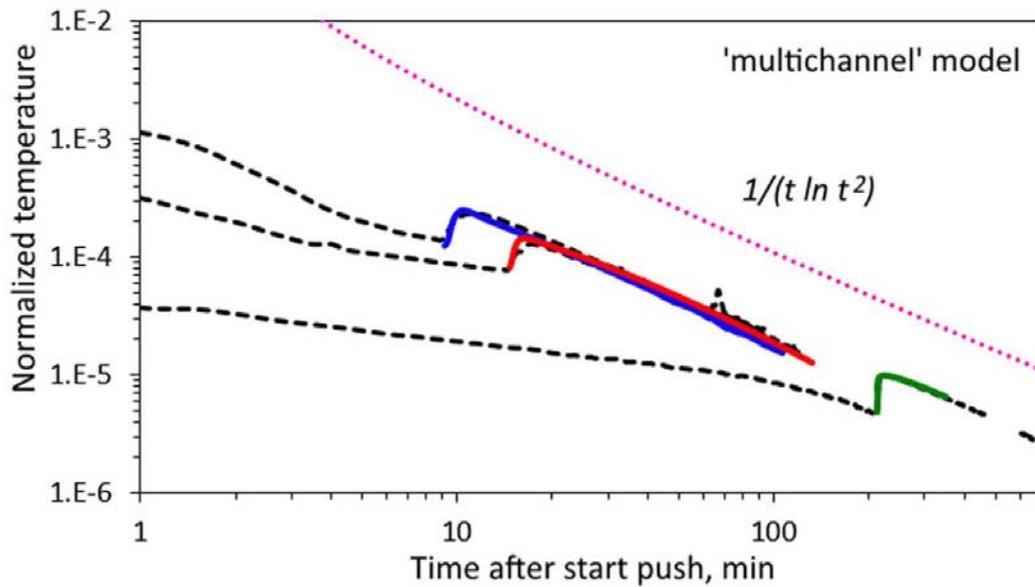


Figure 1-33 : Comparaison des données issues de plusieurs tests de traçage push-pull réalisés avec différents volumes de chasse (pointillés noirs), avec les résultats des modèles numériques des push-pulls dans une géométrie de fracture multi-chenaux (Klepikova et al., 2016).

Ces différentes études montrent l'apport des traçages thermiques sur la compréhension des processus de transport thermique dans les milieux cristallins fracturés. Notamment elles ont permis de mettre en évidence l'importante influence de la chenalisation des flux sur le transport de chaleur, ce qui tend à confirmer expérimentalement les travaux de Neuville et al. (2010) et Guo et al. (2016) qui montrent que la chenalisation a pour effet l'arrivée anticipée de la restitution thermique. En couplant l'étude théorique de la diffusion thermique dans plusieurs géométries de fracture avec des tests de traçage thermiques Klepikova et al. (2016) ont mis en évidence les propriétés géométriques des fractures investiguées. Cette étude théorique ne prend en compte que les processus diffusifs. Elle n'est donc pas applicable aux tests de traçage entre forages, pendant lesquels le traceur thermique est contrôlé par les processus advectifs et diffusifs. Un des objectifs de cette thèse est ainsi de développer la théorie sur le transport de chaleur dans différentes géométries de fractures pour interpréter les tests de traçage thermique entre forages tel que celui réalisé par Read et al. (2013).

Ce chapitre montre qu'il reste encore beaucoup de zones d'ombre sur le transport de chaleur en milieu fracturé alors que la théorie du transport en milieu poreux est bien maîtrisée. Notamment, l'effet de la géométrie des fractures sur les échanges et le retard thermique est encore peu connu. Dans le cadre de cette thèse, la modélisation numérique du transport de chaleur dans un réseau de fractures permettra de répondre en partie à cette question. Puis, l'étude théorique du transport de chaleur pour différentes géométries de fracture couplé à des

## **Propriétés et exploitation géothermique des milieux cristallins fracturés**

traçages thermiques et de soluté permettra de caractériser l'effet de la géométrie des fractures sur le retard et la décroissance thermique pendant les traçages. Dans le prochain chapitre nous présentons le fonctionnement hydrogéologique de différents sites bretons étudiés dans le cadre de la thèse pour mettre en évidence les milieux les plus propices au stockage de chaleur thermique et à la mise en place des traçages thermiques.



## 2. Sites d'études

Dans le précédent chapitre, nous montrons que les propriétés hydrodynamiques des milieux contrôlent non seulement l'écoulement des fluides mais aussi le transport de soluté et de chaleur. La connaissance des propriétés hydrodynamiques est ainsi un facteur essentiel pour cibler l'utilisation de la ressource. Idéalement, il serait intéressant de privilégier l'exploitation des ressources en eau dans les milieux les plus perméables et de restreindre le stockage et la récupération d'énergie géothermique, dans les milieux les moins perméables pour notamment éviter les conflits d'usage. Cela suppose que l'exploitation de l'énergie géothermique puisse être développée dans des milieux de perméabilité faible, mais suffisante pour assurer la circulation des fluides caloporteurs.

L'objectif de ce chapitre est ainsi de définir les milieux qui semblent les plus appropriés à l'exploitation géothermique de faible profondeur en zone de socle (inférieure à 200 m). Nous nous attacherons surtout à décrire les perméabilités minimales nécessaires à l'exploitation géothermique et le type de circulation qui leur sont associés. La question des échanges thermiques selon les géométries des fractures rencontrées sera abordée dans les chapitres 4 et 5. Pour cela, nous nous basons sur trois sites bretons du Massif Armoricaïn aux propriétés hydrodynamiques différentes et qui ont été étudiés durant cette thèse. Dans un premier temps nous décrirons la géologie et l'hydrogéologie du Massif Armoricaïn puis nous présenterons les caractérisations hydrogéologiques réalisées pour les différents sites avant de déterminer les configurations hydrogéologiques les plus favorables pour le stockage géothermique et pour les tests de traçage thermique réalisés dans le cadre de cette thèse.

### 2.1 Géologie et hydrogéologie du Massif Armoricaïn

#### 2.1.1 Géologie du Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn est constitué par les formations géologiques les plus anciennes de France, regroupant des formations protérozoïques et paléozoïques, et limité à l'Est par les couvertures sédimentaires mésozoïques du bassin de Paris et bassin d'Aquitaine. Il se compose principalement de roches de socle mises en place au cours des orogénèses Icartienne (2.2-1.8 Ga), Cadomienne (620-530 Ma) et Varisque (400-300 Ma). C'est par ailleurs cette dernière qui lui confère l'essentiel de son architecture actuelle (Ballevre et al., 2013; Bonnet et al., 2000; Chantraine et al., 2001; Le Corre, 1977). Le Massif Armoricaïn se divise en trois principaux domaines présentant des caractéristiques géologiques, géomorphologiques et

structurales différentes, délimités par deux cisaillements, d'échelle lithosphérique, développés au carbonifère supérieur (CNA – Cisaillement Nord Armoricaire et CSA – Cisaillement Sud Armoricaire; Figure 2-1). Les roches des différents domaines du Massif Armoricaire sont de natures très diverses du fait de l'héritage des différentes orogènes ayant entraîné de nombreuses phases plutoniques, métamorphiques, volcaniques, sédimentaires et tectoniques qui ont façonné le paysage actuel (Brault, 2002; Chantraine et al., 2001; Cogné and Wright, 1980).

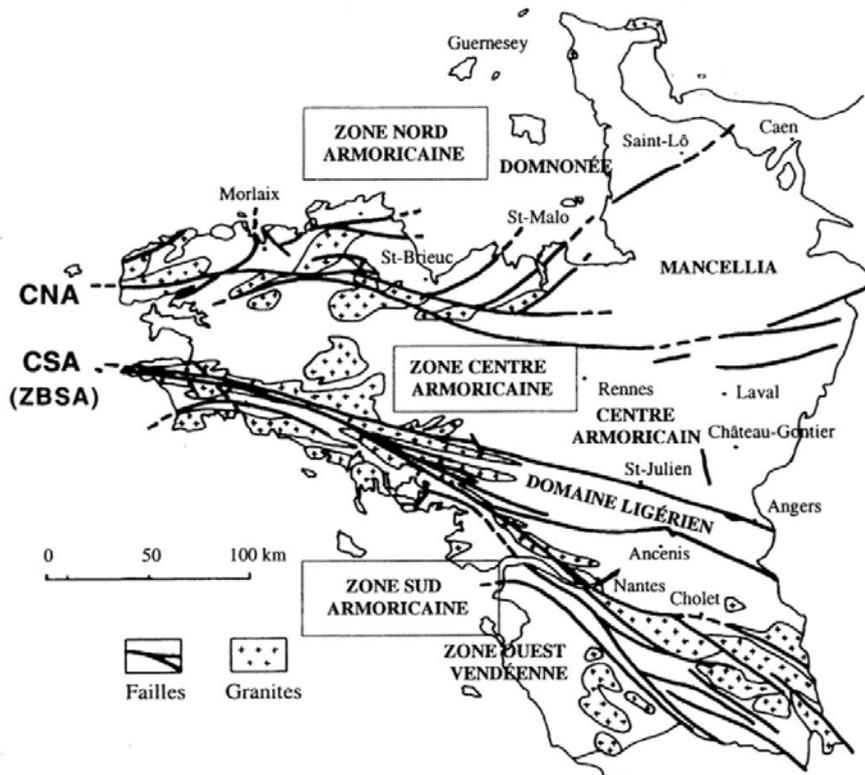


Figure 2-1 : Ensembles structuraux du Massif Armoricaire, d'après André (2002).

Tout d'abord la zone nord Armoricaire est majoritairement composée d'un socle protérozoïque, structuré par des accidents tectoniques orientés N70 développés lors de l'orogène Cadomienne. Le domaine centre Armoricaire se compose principalement de sédiments protérozoïques à carbonifère, faiblement déformés. Les séries sédimentaires des domaines Nord et Centre Armoricaire ont été plissées à la fin du Dévonien lors de l'élaboration de la chaîne varisque, entraînant le développement d'une schistosité régionale. De nombreux plutons de roches granitiques intrudent ces séries lors des périodes tardi-orogéniques, à la fin de l'orogène Cadomienne (p. ex. granite de Fougère, granite d'Hédé) et à la fin de l'orogène Varisque (p. ex. granite de Ploumanac'h), induisant le développement d'un métamorphisme de contact, caractérisé par des cornéennes.

La zone sud armoricaine présente les roches de plus haut grade métamorphique et préserve les témoins d'une phase de subduction océanique et collision continentale varisque, depuis le Dévonien au tardi-Carbonifère. Ce domaine est notamment caractérisé par des structures et lithologies complexes témoignant de différentes périodes de plutonisme, de volcanisme, de métamorphisme de haute pression et de métamorphisme de haute température au cours de la formation de la chaîne Varisque. De nombreux granitoïdes de différents types se sont notamment mis en place pendant l'Ordovicien et également au cours du Carbonifère.

La fin de la période Varisque est caractérisée par le fonctionnement des grands cisaillements nord et sud armoricain. Enfin, une dernière phase de fracturation a modelé la structure du Massif Armoricain au Mésozoïque. Elle est le résultat de la compression alpine qui se traduit par la formation de failles N140-N160 affectant tout le Massif Armoricain (Bonnet et al., 2000; Guillocheau, 2003; Mazabraud et al., 2005; Thomas, 1999; VanVlietLanoe et al., 1997).

L'ensemble de ces roches ont subi l'altération supergène, formant un manteau d'altération d'épaisseur variable qui s'est érodé au fil du temps. Des niveaux altérés encore présents aujourd'hui (surtout dans le sud du Massif Armoricain) témoignent de la présence d'un climat chaud et humide au début du Cénozoïque. On retrouve aussi, de manière éparse, des séries sédimentaires carbonatées oligocènes (Rennes, Langon, Saffré...) et miocènes appelées faluns (bassin de Rennes, bassin du Quiou...) déposées lors des transgressions marines après l'affaissement du Massif Armoricain au début du Cénozoïque (Durand, 1960; Thomas, 1999).

### **2.1.2 Hydrogéologie du Massif Armoricain**

Le Massif Armoricain est constitué de réserves faibles en eaux souterraines (au regard des réserves constituées par les grands bassins sédimentaires français). Les réserves en eau les plus importantes se trouvent dans les petits bassins sédimentaires tertiaires ou dans les volcanites du Trégor. Hormis ces cas particuliers, le reste des ressources se situe dans le socle cristallin fracturé dont les capacités d'emmagasinement sont généralement faibles et dont la transmissivité est fortement variable. La Figure 2-2 montre la répartition des volumes d'eaux souterraines prélevés entre 2008 et 2011. On remarque que les volumes les plus importants se situent dans les bas topographiques. L'exploitation de l'eau souterraine se fait principalement dans la partie superficielle des formations cristallines grâce aux bonnes propriétés capacitatives des altérites. Les débits restent cependant souvent limités à quelques m<sup>3</sup>/h (Roques et al., 2016). Dans certains aquifères plus profonds, le débit d'exploitation peut atteindre plus de

3000 m<sup>3</sup>/j, profitant de la présence de failles ou d'une zone de contact perméable (Le Borgne et al., 2006a; Leray et al., 2013; Roques et al., 2016). Le site de Ploemeur, qui fait partie du réseau d'observation H+ (<http://www.ore.fr/ploemeur>), est un exemple de ce type de configuration (Leray et al., 2013; Roques et al., 2016). Le socle profond du Massif Armoricaïn peut donc fournir localement des débits de production d'eau potable importants mais plusieurs facteurs structurels et hydrodynamiques doivent être réunis pour permettre la durabilité de la production (Roques et al., 2016).

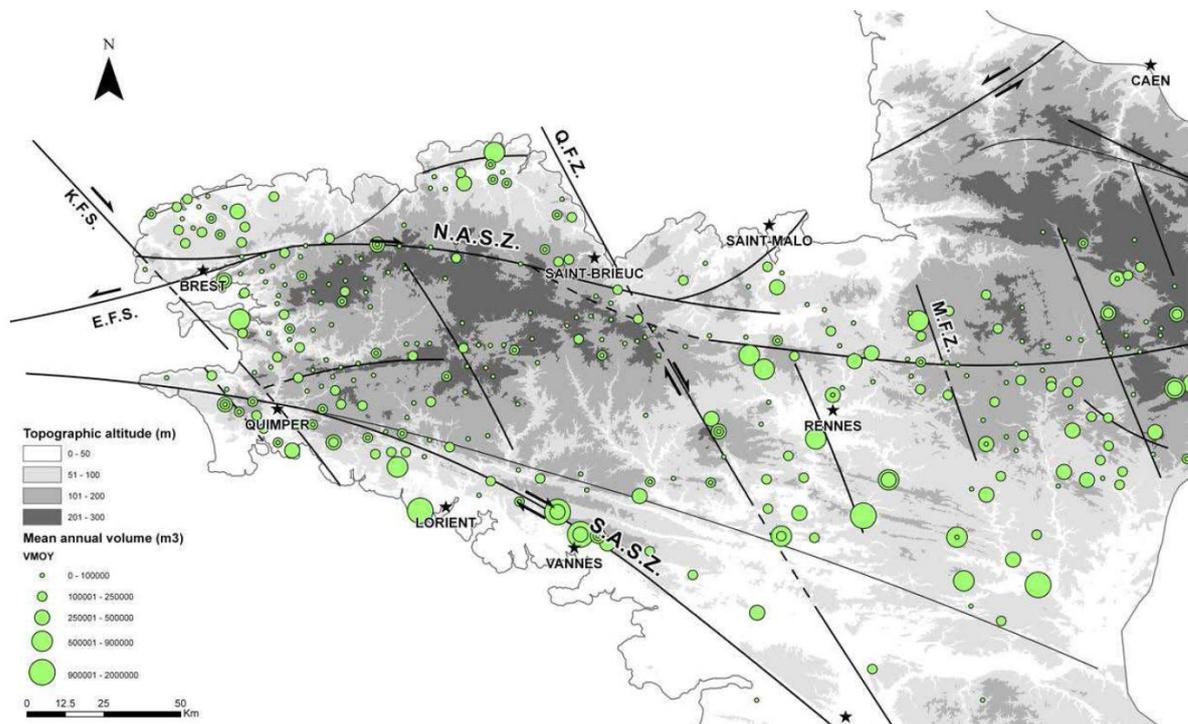


Figure 2-2 : Carte des volumes d'eau souterraine prélevés dans les aquifères cristallins du Massif Armoricaïn. Données Agence de l'Eau Loire Bretagne entre 2008 et 2011 (<http://www.eau-Loire-bretagne.fr/>) (Roques, 2014).

Il existe en Bretagne d'autres formations géologiques avec des réserves en eau moindres mais dont les capacités de production sont non négligeables. Les altérites et l'horizon fissuré peuvent notamment constituer une nappe libre aux caractéristiques hydrogéologiques hétérogènes en fonction de la part d'argile dans la formation et peuvent atteindre plus de 30 m d'épaisseur à certains endroits (Mougin et al., 2008). Certaines accumulations sédimentaires tertiaires et quaternaires visibles à l'est et au sud du Massif Armoricaïn ont une forte porosité et perméabilité. Les faluns miocènes, les calcaires éocènes caractérisés par une perméabilité de fracture et les sédiments quaternaires apparaissant sous forme de terrasses peuvent aussi constituer un réservoir non négligeable (Brault, 2002).

## 2.2 Caractérisation de la structure des écoulements sur trois sites du Massif Armoricain

Trois sites situés dans les roches de socle du Massif Armoricain ont été étudiés dans le cadre de cette thèse afin de déterminer les types de milieux qui semblent les plus favorables pour le stockage d'énergie thermique (Liffré, Naizin et Ploemeur). Ce chapitre permettra aussi de décrire le site expérimental utilisé pour réaliser les tests de traçage thermique présentés dans le chapitre 5. Ces sites ont été choisis car ils présentent des propriétés hydrodynamiques différentes. Une caractérisation hydrogéologique des différents sites est présentée ici pour déterminer la ou les configurations hydrogéologiques les plus favorables pour le stockage géothermique. Pour chaque site cette caractérisation a consisté à localiser les arrivées d'eau souterraine en forage, mesurer les flux ambiants et estimer la transmissivité des principales fractures. Il est fait ici une synthèse de ces caractéristiques à partir d'études antérieures mais aussi d'études réalisées dans le cadre de cette thèse.

### 2.2.1 Site de Liffré

Le site de Liffré se situe dans la forêt de Liffré au nord-est de Rennes. Il s'agit d'un site constitué d'un seul forage réalisé dans le cadre du programme RAPSODI (Carn and Thomas, 2008). L'objectif de ce programme était de définir, en Ille-et-Vilaine, les secteurs fracturés profonds (200-300 m) favorables à l'obtention de débits intéressants pour l'exploitation des eaux souterraines. Sur toute sa hauteur, le forage recoupe des schistes briovériens altérés de 0 à 22 m et ensuite plus sains jusqu'à 300 m. Des diagraphies de conductivité et température ont permis de mettre en évidence la présence de deux masses d'eau superposées délimitées par une zone de fractures localisée entre 150 et 172 m. La conductivité de la masse d'eau profonde est trois fois plus élevée que la masse d'eau sus-jacente, ce qui est en accord avec des fluides sans doute plus anciens et plus minéralisés. La réalisation d'un essai de pompage a permis de déterminer une transmissivité globale du milieu au voisinage du puits de  $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ . Cette valeur de transmissivité est bien représentative d'un milieu peu perméable et peu fracturé, caractéristique des schistes briovériens.

Ce site n'est donc pas viable pour la production d'eau potable comme cela a été conclu dans le rapport du projet RAPSODI (Carn and Thomas, 2008). De plus, la perméabilité étant trop faible pour permettre la circulation d'un fluide ou pour effectuer des tests préliminaires d'échanges géothermiques, ce site a été exclu pour la réalisation de tests de traçage thermique. Néanmoins, le développement de la perméabilité pour permettre la circulation verticale d'un

fluide caloporteur autour d'un puits central serait ici potentiellement réalisable du fait de la présence d'une importante zone de socle peu ou pas fracturée. La faible perméabilité du milieu limitera les pertes thermiques à travers la présence d'éventuelles fractures transmissives subhorizontales. Le chapitre 4 présente un exemple d'échangeur de chaleur constitué de fractures bien connectées qui pourrait potentiellement être installé dans ce type de milieu très peu perméable.

### 2.2.2 Site de Naizin

Le site de Naizin se situe dans le Morbihan à quelques kilomètres au sud de Pontivy. Il est constitué initialement de 7 forages de profondeur variable entre 5 et 100 m (Figure 2-3 et Figure 2-4), réalisés dans le cadre de l'étude du Bassin Versant Représentatif Expérimental du Coët Dan visant à identifier les processus de dénitrification naturelle dans les eaux souterraines (Pauwels et al., 1998). La lithologie que l'on retrouve sur le site correspond à des schistes briovériens dont les 10-20 premiers mètres sont très altérés, puis fracturés.

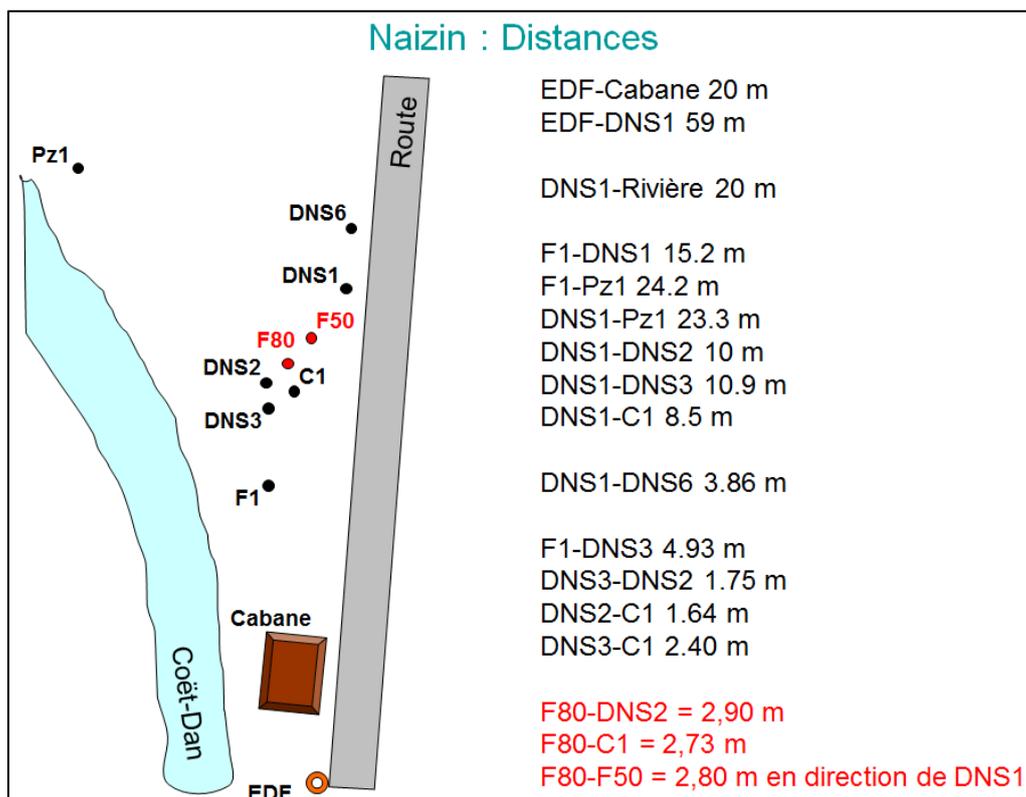


Figure 2-3 : Localisation des forages F1, DNS1, F80 et F50

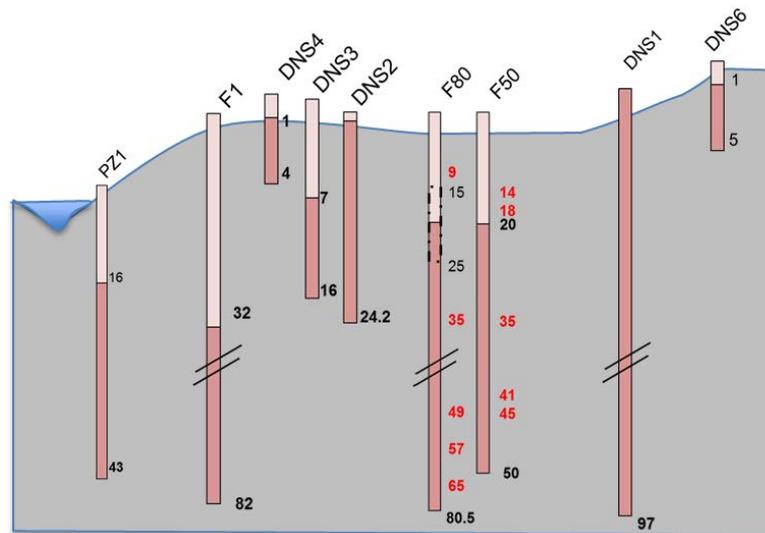


Figure 2-4 : Coupes techniques des ouvrages à Naizin (rose = tubage plein, rouge = tubage crépiné, chiffres = principales arrivées d'eau lors du forage)(modifiée à partir de Martelat and Lachassagne (1995))

Les premières études hydrogéologiques en 1993 et 1995 (Belpaume et al., 1993; Hrkal et al., 1993; Martelat and Lachassagne, 1995) visaient à définir le fonctionnement hydrogéologique et hydrologique du bassin versant du Coët Dan dont un des sites d'étude est la zone du Stimoës où se trouvent les forages. Ces études ont permis de faire les constats suivants :

- il existe deux horizons aux propriétés hydrodynamiques différentes : des niveaux de schistes altérés sur 13-25 m et des schistes sains mais localement fracturés plus en profondeur ;
- les niveaux altérés sont peu productifs alors que les zones d'arrivées d'eau sont principalement situées au niveau du contact entre roche saine et roche altérée ou plus fréquemment au cœur de celle-ci (entre 25 et 80 m), vraisemblablement par le biais de fractures perméables ;
- il y a en hautes eaux une alimentation de l'aquifère de surface par l'aquifère profond (Figure 2-5), alors qu'en basses eaux la circulation s'inverse ;
- lors du pompage en DNS1 on observe un phénomène de drainance de la couche altérée vers la couche saine (Figure 2-6). Les résultats de l'essai de débit montrent un fort contraste de perméabilité entre les deux aquifères. Avec une transmissivité entre  $8.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  et  $1,5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  pour l'aquifère de surface et une transmissivité entre  $1,5.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  et  $3.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  pour l'aquifère profond.

La Figure 2-5 et la Figure 2-6 présentent le fonctionnement hydrogéologique du site en période de hautes eaux, respectivement en conditions ambiantes et en condition de pompage.

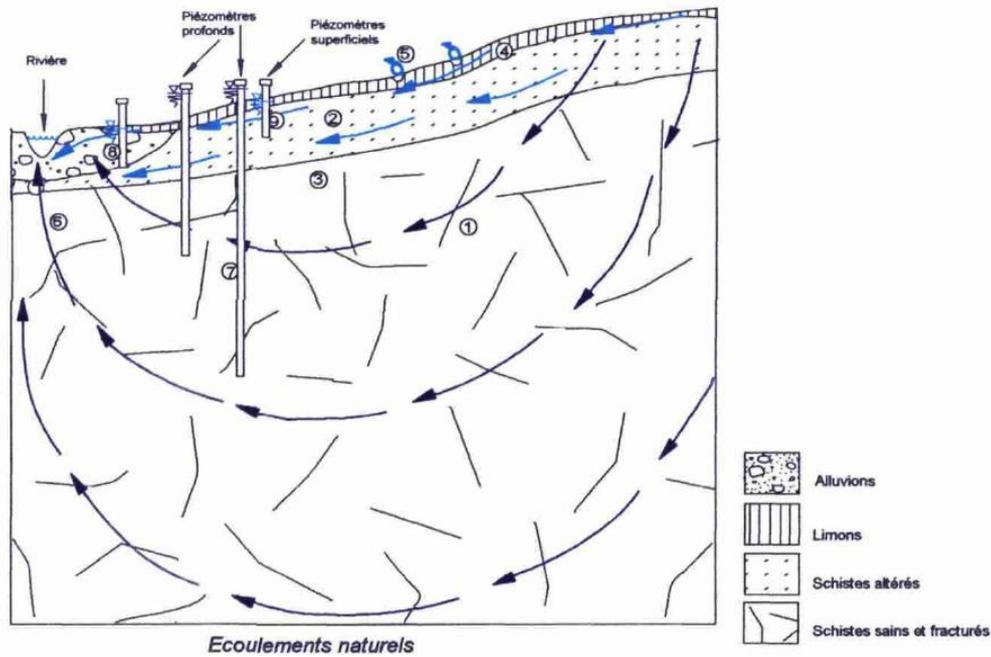


Figure 2-5 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës en conditions ambiantes (Martelat and Lachassagne, 1995)

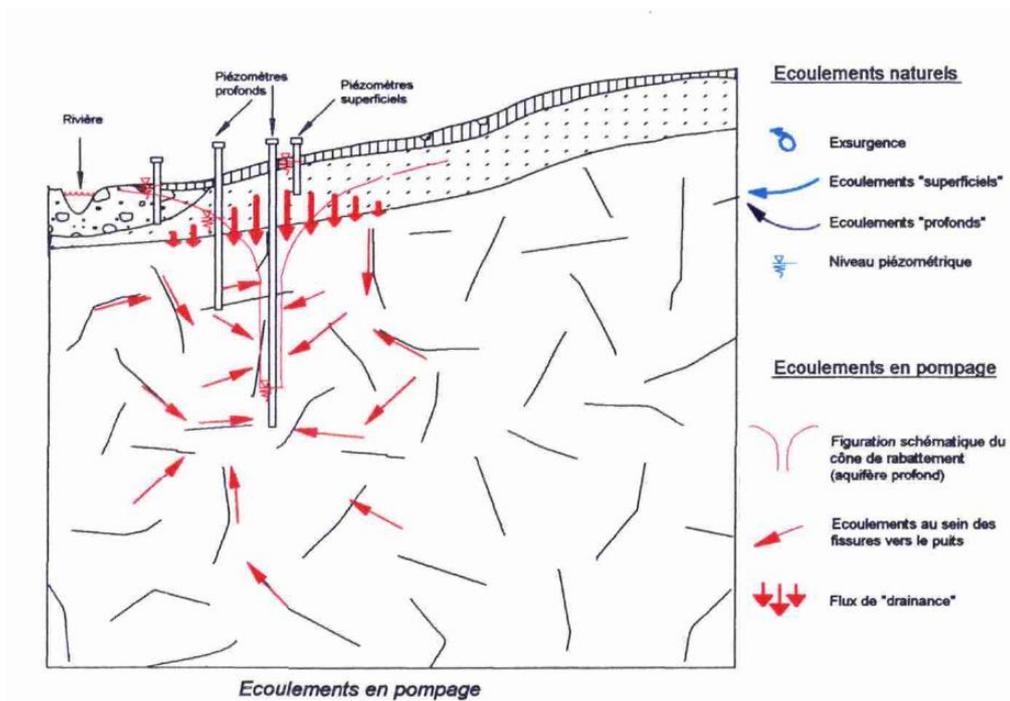


Figure 2-6 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère à Stimoës en condition de pompage (Martelat and Lachassagne, 1995)

Des campagnes de terrain réalisées dans le cadre de cette thèse ont permis de compléter les observations sur le forage F1 et de caractériser une connexion hydraulique entre F1 et F80 distant de 8 m. La localisation des fractures et de la connexion entre les deux forages s'est faite grâce à des profils de température et conductivité et des mesures de débitmétrie dans les forages en conditions ambiantes et en pompage (diagraphies dynamiques, débitmètre à impulsion de chaleur).

Des essais de débit dans F1 et F80 ont permis de mettre en évidence la connexion hydraulique entre F1 et F80 et de caractériser une transmissivité générale de l'aquifère profond de  $1.3.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s (le forage étant tubé dans l'aquifère de surface). La confrontation des mesures de flux en pompage dans le forage F1 avec le profil de température permet de mettre en évidence plusieurs fractures contribuant au débit pompé : entre 72 et 50 m, entre 50 et 44 m et entre 44 et 34 m. Le Tableau 2-1 présente la contribution au flux de chaque fracture et donc leur transmissivité. La fracture qui contribue le plus à l'écoulement est la fracture située entre 34 et 44 m (avec plus de la moitié du débit total). Ensuite viennent les fractures situées entre 44 et 50 m et entre 50 et 72 m et enfin celle à 72 m. Dans F80 la mesure des flux en pompage a montré la présence d'une fracture vers 70 m qui permet la connexion hydraulique entre F1 et F80. Les diagraphies n'ont cependant pas permis de mettre clairement en évidence la fracture dans F1 connectée à F80.

Profondeur des fractures	72 m	50-72 m	44-50 m	34-44 m
Débit contribué (l/min)	2,1	4,8	4,4	14,6
Part du débit total	8,3%	18,7%	16,9%	56,2%
Transmissivité (m <sup>2</sup> /s)	$1,2.10^{-5}$	$2,6.10^{-5}$	$2,4.10^{-5}$	$7,9.10^{-5}$

Tableau 2-1 : Contribution des fractures et leur transmissivité

Les différents essais ont montré que l'aquifère de Naizin était relativement perméable permettant la circulation dans les fractures mais à des débits faibles. Le flux reste cependant localisé dans une ou quelques fractures peu connectées entre elles rendant difficiles le stockage et la récupération thermique au voisinage d'un puits central d'injection. En outre, le stockage thermique après développement du milieu reste problématique compte tenu de la présence d'un aquifère supérieur plus perméable situé dans l'épaisseur altérée qui échange avec l'aquifère profond. La présence de cette interaction hydrologique, mais surtout

hydrochimique, entre les deux aquifères pendant l'exploitation de l'échangeur de chaleur peut engendrer des pertes thermiques lors du stockage mais aussi un colmatage du milieu.

Ce site n'a pas non plus été choisi pour réaliser les tests de traçage thermique prévus dans le cadre de cette thèse car la perméabilité est trop faible pour permettre la restitution du traceur thermique à des temps raisonnables (inférieur à la journée). Cependant la connexion hydraulique entre F1 et F80 a été utilisée pour réaliser un traçage multi-traceur longue durée (2 semaines), à un débit de 1 m<sup>3</sup>/h. Le but de cette expérience, à laquelle j'ai contribué, était de caractériser la réactivité biogéochimique du milieu (pour la dénitrification notamment), mettre en évidence les processus de diffusion dans la microporosité de la matrice et déterminer l'intérêt d'utiliser des gaz nobles comme traceurs. Les traceurs utilisés sont : le brome constituant le traceur conservatif de référence (ne réagit pas avec le milieu et diffuse très peu), le nitrate constituant le traceur réactif et des gaz nobles à différents coefficients de diffusion tels que l'hélium, l'argon et le xénon. Ces travaux s'inscrivent dans les thèses d'Eliot Chatton (Chatton, 2018) et Lorine Bethencourt dont le travail s'inscrit pour partie dans le cadre du projet Stock en Socle.

### **2.2.3 Site de Stang er Brune**

Le site expérimental de Stang er Brune fait partie du site de Ploemeur (Morbihan) qui correspond à un aquifère exploité depuis 1991 en domaine cristallin fracturé et qui fournit ~ 1 million de m<sup>3</sup> par an pour l'alimentation en eau potable de la ville de Ploemeur (20 000 habitants). Bien que les roches présentes soient constituées de granites et de micaschistes, roches classiquement considérées comme peu perméables, la production en eau potable est rendue possible grâce à la présence d'une zone de contact très fracturée entre granite et micaschistes. On observe dans ces zones de circulation préférentielle des vitesses d'écoulement importantes induites par le pompage longue durée. Toutes ces caractéristiques ont fait du site de Ploemeur un site expérimental de premier plan pour l'étude des écoulements dans les milieux fracturés depuis les 25 dernières années. Le site dispose d'une couverture importante de piézomètres d'observation avec une cinquantaine de forages allant de 30 à 150 m de profondeur, permettant un suivi hydrologique, hydrogéophysique et hydrochimique. Des modélisations grandes échelles ont ainsi permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéologique. Ruelleu et al. (2010) établissent un modèle présentant la géométrie générale de l'aquifère de Ploemeur et localisent les zones préférentielles d'écoulement et de recharge de l'aquifère. Il est ainsi montré que le contact entre les micaschistes et le granite représente une importante zone d'écoulement préférentielle et que la recharge de l'aquifère se fait

principalement à travers quelques failles subverticales. Leray et al. (2012) combinent des données piézométriques avec des données d'âge de l'eau afin d'identifier les structures principales contrôlant le fonctionnement hydrogéologique de la zone. Des travaux à l'échelle du forage ont aussi permis la caractérisation des propriétés hydrauliques du milieu fracturé. Par exemple, Le Borgne et al. (2006a) caractérisent, à l'aide d'expériences en forage (essai de débitmétrie en forage et entre forages et essais de pompage), les connectivités entre fractures dans les forages et les propriétés hydrauliques des fractures, et étudient l'effet d'échelle d'investigation sur la transmissivité. Ces travaux montrent notamment que le site de Ploemeur est constitué de fractures transmissives très bien connectées.

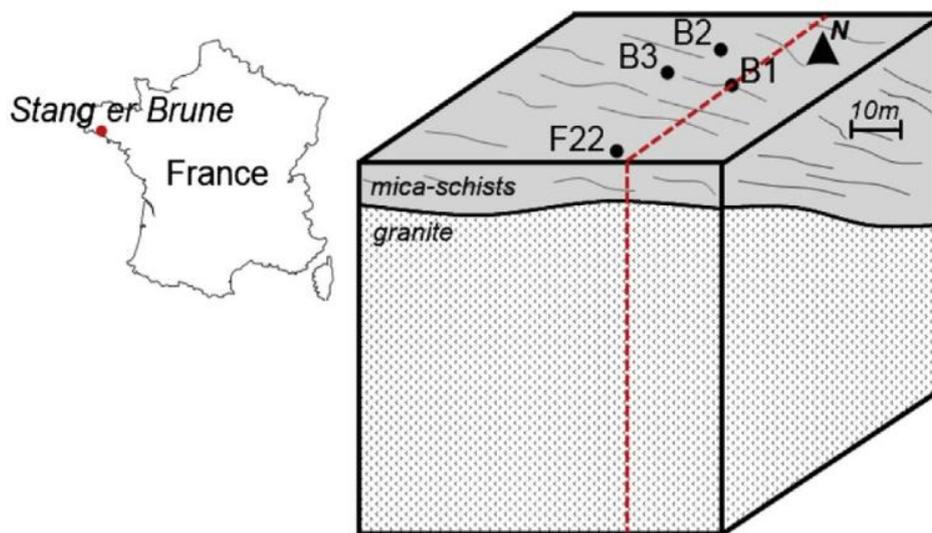


Figure 2-7 : Localisation du site de Stang er Brune et des forages (Klepikova et al., 2014).

Le site expérimental de Stang er Brune a été choisi dans le cadre de cette thèse car il est constitué de plusieurs forages en trou nu proches les uns des autres, interceptant des fractures perméables bien connectées. Il s'agit d'un ensemble de quatre forages d'observation B1, B2, B3 et F22 (Figure 2-7). Ce site, qui n'est pas impacté par le pompage alimentant la ville de Ploemeur, se situe pratiquement sur la partie affleurante de la zone de contact entre le granite de Ploemeur et les micaschistes (Figure 2-8). Il est très proche de l'étang de Laennec qui constitue un exutoire naturel pour l'aquifère. Les forages B1, B2, B3 et F22 ont respectivement des profondeurs de 83 m, 100 m, 100 m et 70 m et traversent la zone de contact entre les micaschistes et le granite aux profondeurs respectives de : 38 m, 37 m, 37,5 m et 37 m. Ils sont tubés respectivement jusqu'à 23 m, 25 m, 23.5 m et 7 m de profondeur (Figure 2-7). Ils sont ensuite en trou nu rendant possible leur imagerie et la réalisation d'un grand nombre d'expérimentations pour la caractérisation des milieux hétérogènes.

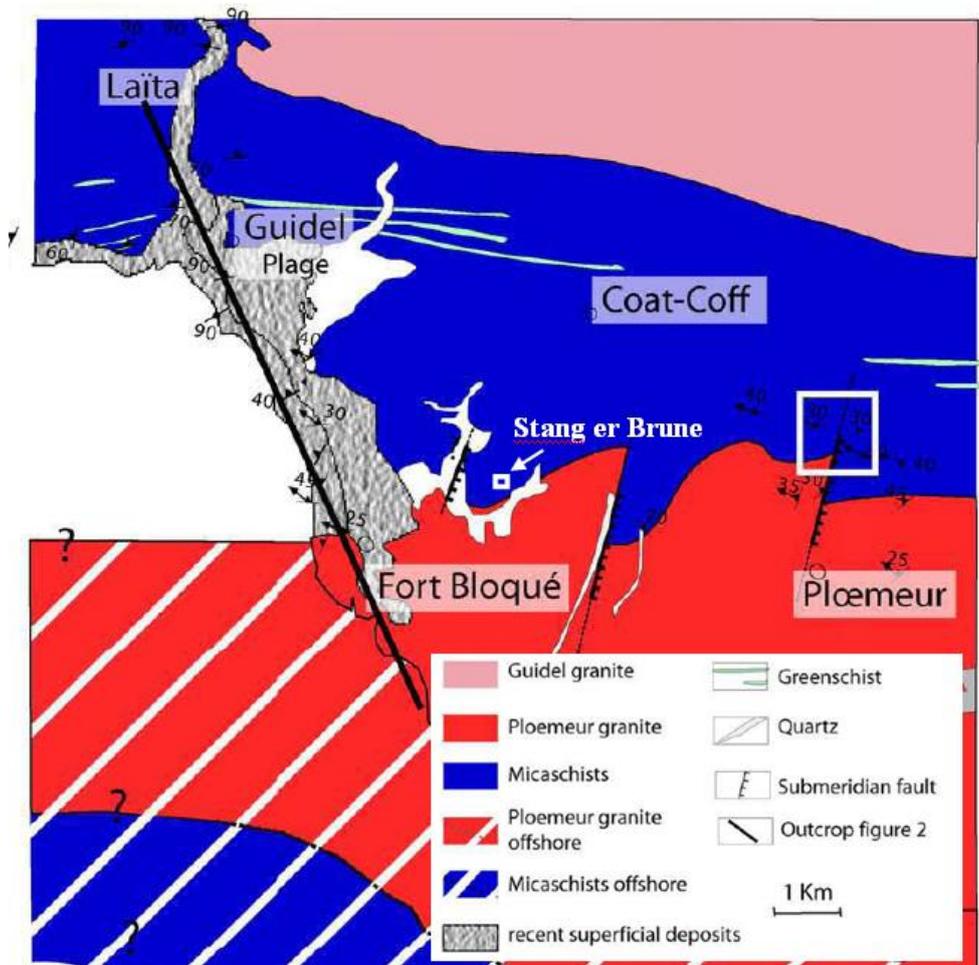


Figure 2-8 : Contexte géologique du site de Ploemeur (modifié à partir de Ruelleu et al. (2010)).

Notamment, les travaux de Le Borgne et al. (2007) ont permis, grâce des diagraphies et expériences en forage (diagraphies optique et acoustique, débitmétrie en forage et entre forages, tests de pompage avec obturateurs hydrauliques), de localiser les fractures (Figure 2-9), mettre en évidence les connections entre fractures et déterminer les perméabilités des différentes fractures (entre  $10^{-3}$  et  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s en moyenne). Ces bonnes propriétés hydrauliques et la nature ouverte des forages ont permis la réalisation d'essais de traçage entre forages, dont les temps de transit se sont révélés faibles (30 minutes au minimum pour le temps de premier arrivé). Ainsi, différents types de traceurs ont pu être utilisés pour caractériser le milieu et les processus de transport tel que :

- Des traçages salins entre forages et en configuration push-pull, couplés à une méthode géophysique (GPR, Ground Probe Radar) ont permis de visualiser les chemins préférentiels empruntés par le traceur (Dorn et al., 2011; Dorn et al., 2013; Dorn et al., 2012; Shakas et al., 2016).

- Des traçages thermiques entre puits et en configuration push-pull ont montré que la chaleur était un bon traceur pour localiser et imager les arrivées d'eau dans un forage ainsi que pour caractériser les propriétés géométriques des fractures (Klepikova et al., 2016a; Read et al., 2013).
- Des traçages à la fluorescéine entre puits et en configuration push-pull ou dipôles ont été réalisés pour déterminer les processus de transport et définir les modèles adaptés en fonction des configurations de traçage et des échelles d'investigation (Kang et al., 2015).

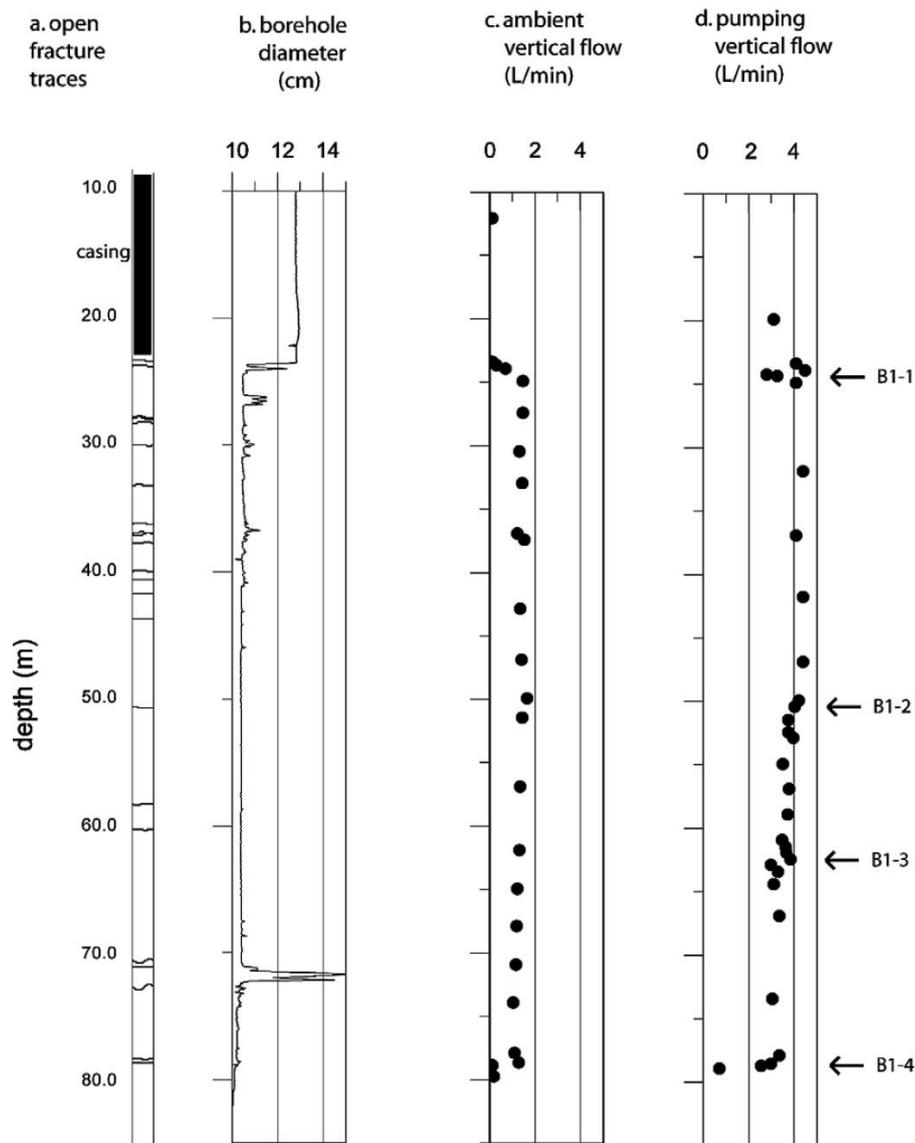


Figure 2-9 : Diagraphies géophysiques et de débitmétrie dans le forage B1 avec (a) localisation des fractures à partir de diagraphies optiques et acoustiques, (b) mesure du diamètre du forage avec l'outil caliper, (b) débit dans le forage en condition ambiante (valeurs positives correspondent à un flux ascendant) et (c) débit dans le forage avec un pompage de 3 l/min (Le Borgne et al., 2007).

Les bonnes propriétés hydrauliques de ce site sont ainsi tout à fait adaptées à la réalisation des tests de traçage thermique prévus dans le cadre cette thèse. Plus particulièrement, afin de répondre aux attentes du projet Stock en Socle et se placer dans une configuration analogue à un échangeur de chaleur composé de fractures verticales, nous avons évalué la possibilité de réaliser un traçage thermique dans un réseau de fractures verticales. Pour cela, nous avons cherché une connexion hydraulique entre deux fractures bien perméables traversant un même forage. Des essais hydrauliques avec obturateurs pour isoler les fractures ont ainsi permis de mettre en évidence la présence d'une connexion hydraulique entre les fractures B3\_1 et B3\_2 séparées de 8 m dans le forage B3 (Figure 2-10).

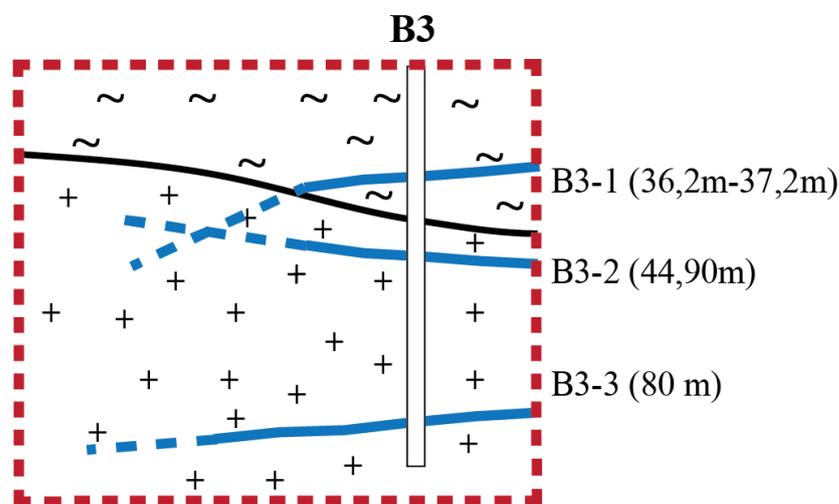


Figure 2-10 : Géologie et fractures traversées par le forage B3.

La transmissivité globale de la connexion entre ces deux fractures a été déterminée grâce à un "dipole flow test" (Kabala, 1993; Zlotnik and Zurbuchen, 1998). Ce test consiste à créer une circulation entre deux chambres, isolées dans le forage par des obturateurs hydrauliques, en pompant de l'eau dans une chambre tout en la réinjectant dans l'autre chambre au même débit (configuration dipôle parfait) (voir Figure 1-26 du chapitre 1). Pour interpréter le dipole flow test, Zlotnik and Zurbuchen (1998) développent la solution analytique de l'équation de diffusivité en condition stationnaire et montrent que la perméabilité dépend de la différence de charge entre les deux chambres (à l'état stationnaire) et de paramètres géométriques. Dans notre cas, l'injection a été effectuée dans la fracture du bas B3\_2 et le pompage dans la fracture du haut B3\_1 avec un débit de 15 l/min. Seule la fracture B3\_2 a été isolée avec un double obturateur hydraulique car il y a une autre fracture pouvant contribuer au pompage sous B3\_2 alors qu'au dessus de B3\_1 il n'y en a aucune. La Figure 2-11 présente un schéma de l'expérimentation. La transmissivité obtenue est de  $1.2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ .

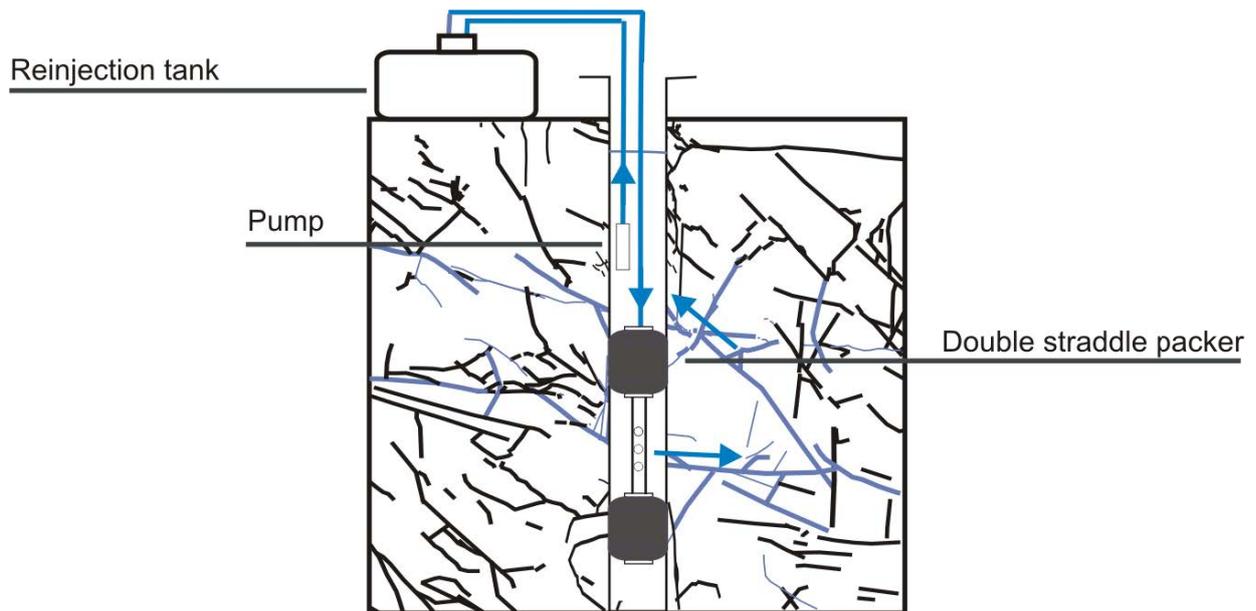


Figure 2-11 : Schéma expérimental du "dipole flow test" (Zlotnik and Zurbuchen, 1998) réalisé entre B3\_2 et B3\_1 pour déterminer la transmissivité du milieu entre les deux fractures.

Afin de caractériser le transport et les temps de transit entre ces deux fractures, des tests de traçage de soluté en configuration radiale convergente ont été réalisés : injection brève d'un traceur fluorescent (Amino acide G) dans B3\_2 et pompage au dessus de B3\_1 (même configuration que pour le "dipole flow test"). Différents traçages avec injection brève ont été réalisés à différents débits ( $6.5 \text{ m}^3/\text{h}$ ,  $5.9 \text{ m}^3/\text{h}$  et  $1.4 \text{ m}^3/\text{h}$ ), afin de caractériser le transport et les temps de transit sous différentes conditions. Les courbes de restitution des différents traçages à l'acide aminé G (AAG) sont présentées dans la Figure 2-12. Ces traçages sont associés à des temps de transit faibles (le pic de concentration de traceur arrive moins d'une heure après son injection pour un débit de pompage de  $1.4 \text{ m}^3/\text{h}$ ). Pour interpréter les traçages et déterminer les paramètres de transport qui caractérisent le milieu (ouverture de fracture et dispersivité), nous avons utilisé la solution semi-analytique de Becker et Charbeneau (2000) permettant la simulation d'un traçage radial convergent dans une fracture. Cette solution est une fonction de transfert exprimée dans l'espace de Laplace (Becker and Charbeneau, 2000; Becker and Shapiro, 2003), qui peut être numériquement inversée par l'algorithme de Hoog et al. (1982) avec le code Matlab développé par Hollenbeck (1998). La Figure 2-12 montre que le modèle se cale bien sur les données. On retrouve globalement pour les trois traçages des paramètres de transport équivalents, ce qui montre la pertinence du modèle utilisé. L'ouverture moyenne trouvée à partir des trois traçages est de 4 mm et la dispersivité moyenne de 0.2 mm. Ces paramètres sont du même ordre de grandeur de ce qui avait été trouvé lors d'études précédentes sur le site (Klepikova et al., 2016a).

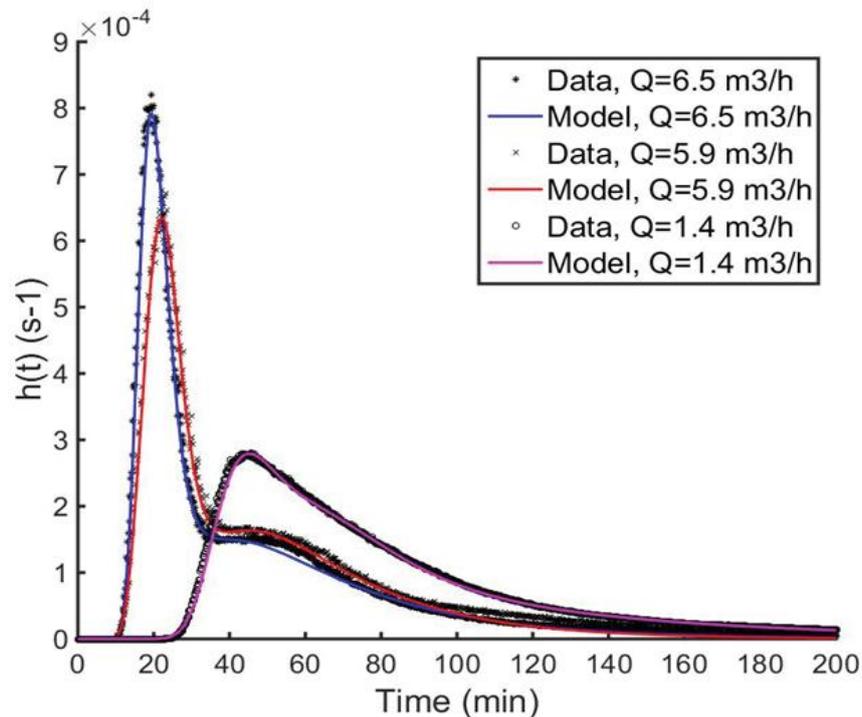


Figure 2-12 : Courbes de traçage à l'acide aminé G dans le forage B3 entre les fractures B3\_2 et B3\_1 : données (point) et modèle de Becker et Charbeneau (2000) (lignes)

Ces caractéristiques hydrauliques et la bonne connectivité des fractures favorisent la circulation forcée (par pompage) dans ce réseau de fractures. Il s'agit donc d'un système déjà bien développé naturellement dont le niveau de perméabilité est celui recherché pour le stockage géothermique. Ce site présente les caractéristiques hydrodynamiques recherchées dans le cadre de cette thèse afin de tester, sur un milieu équivalent fracturé naturel, la possibilité de stocker l'énergie. Les données de traçages de soluté ont de plus montré que les temps de transfert dans le milieu étaient relativement courts permettant ainsi la réalisation de traçages thermiques à l'échelle de la journée. Ces caractéristiques favorisent tout à fait l'utilisation de ce système de fractures comme site expérimental pour évaluer le transport de chaleur en milieu fracturé. Le principal désavantage de ce site pour le stockage géothermique est la présence d'un flux ambiant ascendant, pouvant entraîner des pertes thermiques. Il est cependant faible (moins de 5 l/min a priori) et peut être compensé par des débits de pompage supérieurs à ce flux. Dans le cadre de cette thèse, la connexion hydraulique entre B3\_1 et B3\_2 a été utilisée pour réaliser des traçages thermiques afin de caractériser in situ le transport thermique. Le chapitre 5 présente la méthodologie et l'interprétation de ces tests de traçage.

Notons que la connexion hydraulique entre B3\_1 et B3\_2 a aussi été utilisée pour réaliser des traçages à l'hélium  $^4\text{He}$  dissous. Ces expériences de traçage à l'hélium, auxquelles j'ai contribué, font partie de la thèse d'Eliot Chatton (Chatton et al., 2017). Le suivi de la concentration en hélium a été réalisé sur le terrain et en continu avec un CF-MIMS (Continuous Flow Membrane Inlet Mass Spectrometer). Cet instrument, constitué d'un spectromètre de masse, permet le suivi en continu des gaz nobles et des gaz réactifs dissous. Grâce à ces expériences, Chatton et al. (2017) développent une nouvelle application de terrain du CF-MIMS consistant à mesurer les gaz nobles pendant un traçage. Ils montrent aussi que pour ces courts temps de transfert, l'hélium dissous se comporte comme un traceur fluorescent. Pour des traçages plus longs, les différences entre les courbes de restitution devraient augmenter avec le temps du fait de la diffusion plus importante de l'hélium  $^4\text{He}$  par rapport aux traceurs fluorescents (Chatton et al., 2017).

### 2.3 Conclusion

La caractérisation hydrogéologique des différents sites bretons a permis de mettre en évidence trois types de milieux plus ou moins propices au stockage géothermique. Les différentes configurations sont hiérarchisées dans la Figure 2-13.

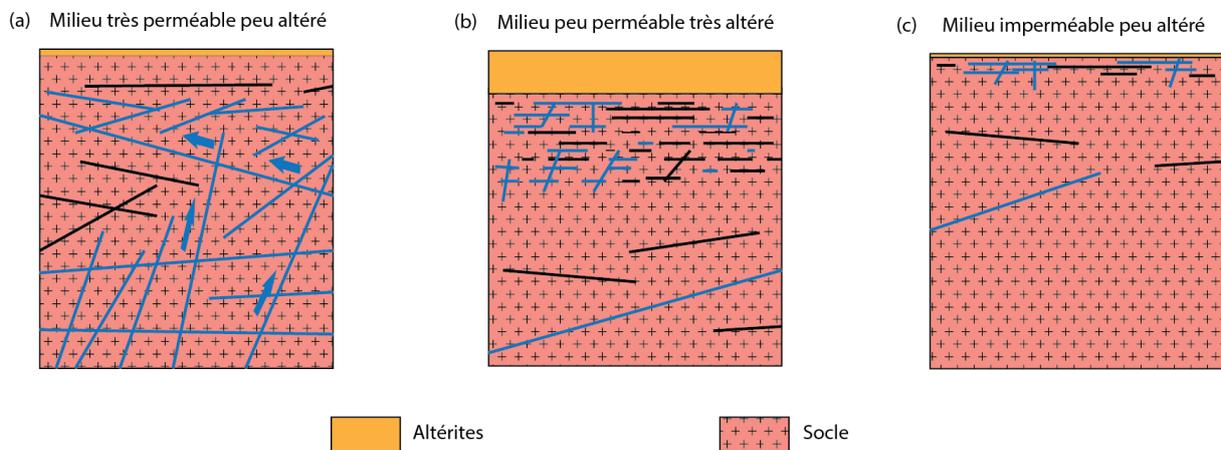


Figure 2-13 : Schéma conceptuel de différents niveaux de perméabilité pouvant caractériser le socle cristallin fracturé

La Figure 2-13a présente un milieu, comme celui de Stang er Brune, constitué de nombreuses fractures bien connectées et perméables présentant des flux ambiants. Cette configuration est la plus favorable naturellement aux circulations de fluide, y compris pour stocker ou échanger de la chaleur. La présence de flux ambiants et la bonne perméabilité et connectivité du milieu peut cependant limiter la récupération de l'énergie thermique et favoriser l'exploitation de la

ressource en eau potable. Ce type de milieu peut néanmoins consister en un excellent analogue d'un milieu moins perméable, mais qui aurait été développé pour la géothermie. Le chapitre 5 montre la possibilité de réaliser des tests de traçages thermiques dans un tel réseau de fractures bien connecté pour caractériser le transport thermique (De La Bernardie et al., in prep) .

Le milieu de la Figure 2-13b est caractérisé par la présence de fractures relativement transmissives et d'une certaine connectivité. Cependant, tel que sur le site de Naizin, les écoulements restent souvent très localisés, ce qui ne favorise pas la circulation d'un fluide caloporteur dans le milieu naturel au voisinage d'un forage. En outre, l'existence d'échanges possibles entre les altérites en surface et les fractures plus profondes, où se situerait le stockage géothermique, est susceptible d'engendrer des réactions chimiques pouvant conduire au colmatage des structures. Ces conditions ne sont donc pas optimales pour l'exploitation sur le long terme d'un échangeur de chaleur artificiellement développé dans le milieu. Il pourrait être envisagé de développer le milieu plus en profondeur, mais cela engendrerait nécessairement des coûts plus importants. Par ailleurs, la possibilité de rencontrer plus en profondeur des fractures localement perméables et susceptibles de disperser la chaleur stockée n'est pas à exclure (De La Bernardie et al., submitted).

Le dernier type de milieu présenté dans la Figure 2-13c est très peu perméable comme le site de Liffré, et ne peut donc pas être utilisé naturellement pour le stockage thermique. Cependant, le développement de la perméabilité pour permettre la circulation verticale d'un fluide caloporteur autour d'un puits central est ici potentiellement réalisable du fait de la présence d'une importante zone de socle peu ou pas fracturée. La faible perméabilité du milieu limitera les pertes thermiques à travers la présence d'éventuelles fractures transmissives subhorizontales. Le chapitre 4 présente un échange de chaleur type PACP qui pourrait potentiellement être installé dans ce type de milieu. Il est constitué de fractures verticales développées dans le milieu autour d'un puits central.

Dans la suite de la thèse, cette hiérarchisation des milieux plus ou moins propices à l'exploitation géothermique sert de base à une réflexion plus approfondie sur le rôle de la géométrie des fractures sur l'échange thermique entre le fluide et la matrice et sur le retard thermique afin de mettre en lumière les configurations permettant d'optimiser le stockage ou l'extraction de chaleur.

### **3. Matériels et méthodes**

Ce chapitre décrit les méthodes utilisées pour mener les différents travaux de cette thèse. Dans un premier temps nous décrivons le modèle et la méthode numérique utilisée pour modéliser le transport de chaleur dans un système simple de fractures, méthode qui sera utilisée dans les chapitres 4 et 5, puis, dans un deuxième temps nous présentons la technique de la mesure distribuée de température, utilisée pour suivre les tests de traçage thermique (chapitre 5).

#### **3.1 Méthode de simulation numérique**

##### **3.1.1 Les éléments finis**

La modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures, dont les résultats sont surtout présentés dans le chapitre 4, a été réalisée avec la méthode des éléments finis (MEF). Cette méthode consiste à approximer un problème d'équations aux dérivées partielles décrivant le comportement physique du système pour des conditions aux limites données, avec un problème ayant un nombre fini d'inconnues. Il s'agit d'une discrétisation du problème original (Zienkiewicz and Taylor, 2000). La discrétisation consiste à créer un maillage du domaine, c'est à dire à découper le domaine en mailles. Le maillage du domaine permet de définir les éléments finis sur chacun desquels, il est possible d'approximer l'équation aux dérivées partielles par un système d'équations linéaires. Lorsque qu'il s'agit d'un problème transitoire (qui évolue avec le temps), il est nécessaire de définir une méthode d'intégration temporelle qui fixe le pas temporel de calcul.

La méthode des éléments finis permet donc de résoudre un problème continu de manière discrète et approchée (Zienkiewicz and Taylor, 2000). Le maillage spatial et temporel doit ainsi être choisi pour se rapprocher le plus de la réalité. D'une manière générale, plus les mailles du domaine sont petites et plus la solution sera précise, plus les temps de calcul seront importants. Il faut donc trouver un compromis entre temps de calcul et précision des résultats. Des nombres adimensionnels numériques permettent d'aider à déterminer le maillage optimal pour que le modèle converge et éviter les instabilités numériques. Pour un problème d'advection, le choix du maillage d'espace peut être guidé par le nombre de Péclet numérique  $Pe$  qui correspond au nombre de Péclet dans une maille. Il est admis que ce nombre doit normalement être inférieur à 1 pour éviter l'instabilité numérique tel que (COMSOL, 2012) :

$$Pe = \frac{vdx}{2D} \ll 1 \quad (8)$$

avec  $v$  la vitesse d'advection,  $dx$  la taille de la maille et  $D$  le coefficient de diffusion. Pour les problèmes transitoires, il existe un autre critère de stabilité et de convergence qui est le nombre de Courant  $N$ . Ce nombre de Courant doit être inférieur à 1, tel que :

$$N = \frac{vdt}{dx} \ll 1 \quad (9)$$

avec  $dt$  le pas de temps de calcul. Ce critère traduit le fait que le pas de temps de calcul ne doit pas être trop grand par rapport au temps que met le flux pour aller d'une maille à l'autre. Notons que ces deux critères, permettant d'aider au choix du maillage, ne remplacent pas les autres outils pouvant être utilisés pour vérifier la précision des modèles tels que les solutions analytiques et les bilans d'énergie. De plus, la valeur critique de ces critères dépend également de la géométrie, de la durée du problème et des processus physiques.

### 3.1.2 Application au transport de chaleur dans un milieu fracturé

Pour le cas de la modélisation numérique par la méthode des éléments finis du transport de chaleur dans un réseau de fractures planes, il y a deux domaines à mailler, correspondant à deux équations de transport : les fractures, dans lesquels le transport se fait principalement par advection et conduction, et la matrice rocheuse imperméable où le transport se fait uniquement par conduction. L'échange entre la matrice et les fractures est assuré par une condition de continuité de la température et du flux thermique à la limite entre les fractures et la matrice. Les équations aux dérivés partielles dans les fractures et la matrice sont ainsi respectivement :

$$\rho_w c_w \frac{\partial T_f}{\partial t} + \rho_w c_w v \cdot \nabla T_f = \nabla \cdot (\lambda_w \nabla T_f) + Q \quad (10)$$

$$\rho_m c_m \frac{\partial T_m}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda_m \nabla T_m) + Q \quad (11)$$

avec  $T_f$  la température du fluide dans le fracture en Kelvin,  $T_m$  la température de la matrice en Kelvin,  $t$  le temps en s,  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau en  $\text{kg/m}^3$ ,  $\rho_m$  la masse volumique de la matrice en  $\text{kg/m}^3$ ,  $c_w$  la chaleur spécifique de l'eau en  $\text{J/kg/K}$ ,  $c_m$  la chaleur spécifique de la matrice en  $\text{J/kg/K}$ , avec  $\lambda_w$  la conductivité thermique de l'eau en  $\text{W/m/K}$ ,  $\lambda_r$  la conductivité thermique de la roche en  $\text{W/m/K}$ ,  $v$  la vitesse moyenne du fluide dans les fractures en  $\text{m/s}$  et

$Q$  un terme source en  $W/m^3$ . La condition de continuité à la limite entre les fractures et la matrice est gouvernée par les équations :

$$T_f(\eta = 0) = T_m(\eta = 0) \quad (12)$$

$$\nabla T_f(\eta = 0) = \nabla T_m(\eta = 0) \quad (13)$$

avec  $\eta$  la profondeur dans la matrice.

Afin de bien représenter le flux de chaleur dans les fractures et l'échange entre les fractures et la matrice, il est essentiel de mailler les fractures et la matrice proche des fractures. Lorsqu'on s'éloigne des fractures, les processus de conduction deviennent moins rapides du fait de la diminution du gradient de température, les mailles peuvent donc être plus grandes. Le nombre de Péclet permet de déterminer le maillage de la fracture. Etant donné que la vitesse de transport thermique prédomine dans la fracture, c'est le maillage de la fracture qui va contraindre le choix du maillage temporel pour que le critère du nombre de Courant soit satisfait. Le maillage de la matrice proche de l'interface fracture/matrice doit être suffisamment petit pour prendre en compte l'échange thermique entre les fractures et la matrice.

### **3.1.3 Différents logiciels de modélisation numérique**

COMSOL Multiphysics a été utilisé pour réaliser les différentes simulations numériques dans le cadre de cette thèse. Ce logiciel est basé sur la méthode des éléments finis et permet de simuler de nombreux problèmes physiques couplés 1D, 1D axisymétrique, 2D, 2D axisymétrique et 3D tels que les écoulements de fluides, le transport de soluté (Holzbecher et al., 2010) et de chaleur (Bakhsh et al., 2017; Klepikova et al., 2016a; Zanchini et al., 2012), les réactions chimiques et les processus mécaniques (Zhu and Wei, 2011). Ce logiciel a été choisi dans le cadre de cette thèse car il permet de facilement générer en 3D quelques fractures discrètes dans une matrice imperméable et il possède une interface simple d'utilisation. Notamment, ce logiciel a été utilisé dans le travail de Klepikova et al. (2016a) pour modéliser le transport de chaleur dans des fractures de différentes géométries. Lors de cette étude, le logiciel COMSOL s'est avéré approprié pour générer des fractures de différentes géométries pour coupler la simulation de l'écoulement du fluide dans les fractures et du transport de chaleur dans les fractures et la matrice. La Figure 3-1 donne un exemple de modélisation du transport thermique dans une fracture plane et plusieurs chenaux (Klepikova et al., 2016a).

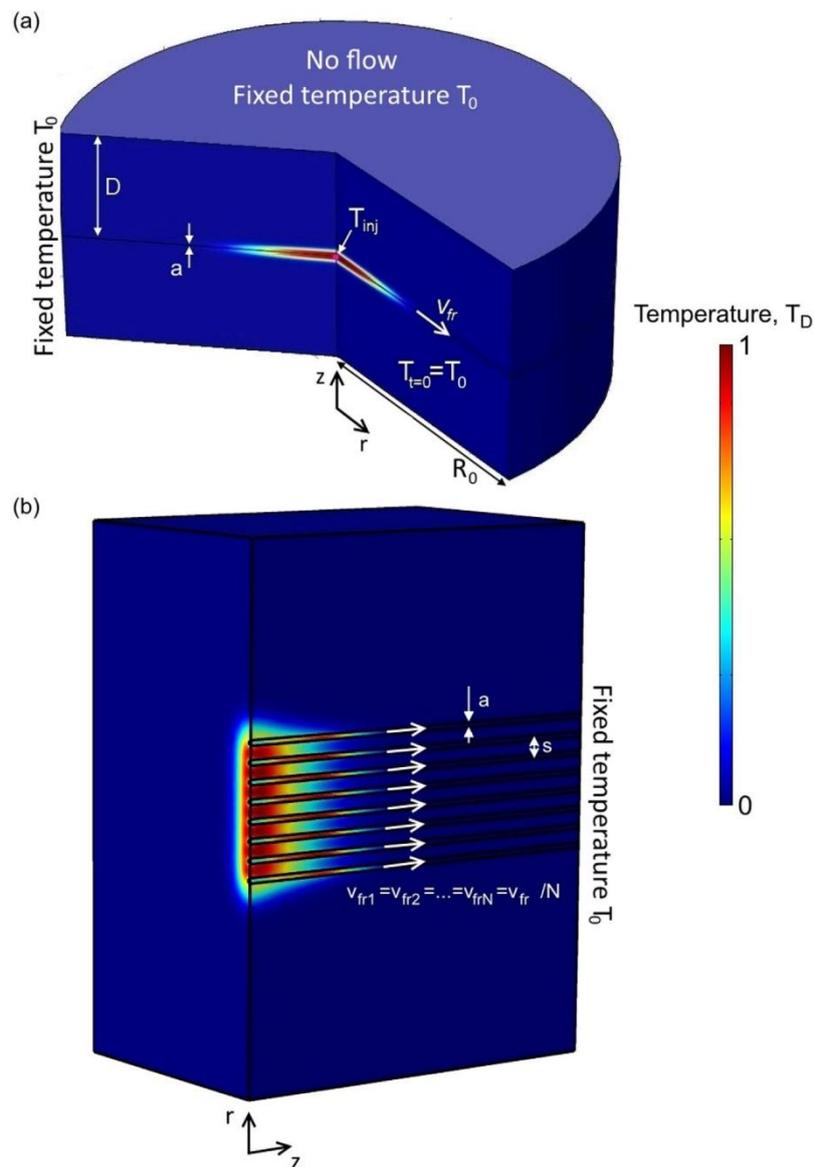


Figure 3-1: Modélisation COMSOL du transport de chaleur dans (a) une fracture plane et (b) plusieurs chenaux (Klepikova et al., 2016a)

Il existe d'autres logiciels ou codes de modélisation numérique plus spécifiques à l'étude de l'écoulement et du transport en milieu souterrain. Nous présentons ici les modèles proposés à l'origine pour réaliser le travail de modélisation de cette thèse :

- MARTHE (Modélisation d'Aquifères avec un maillage Rectangulaire, Transport et HydrodynamiquE) développé par le BRGM, permet la modélisation numérique intégrée des aquifères, des cours d'eau et de la zone non saturée. Il est adapté notamment à la modélisation du transport de chaleur en aquifère (Thiéry, 2015). Il peut générer des aquifères monocouches, multicouches et 3D mais il ne permet pas de créer des fractures discrètes.

## Matériels et méthodes

- HEATFLOW-SMOKER est un modèle numérique permettant de résoudre des problèmes d'écoulement souterrain et de transport thermique en prenant en compte les variations de densité. Il peut notamment être utilisé pour résoudre des problèmes 1D, 2D et 3D dans de nombreux systèmes hydrogéologiques tels que des milieux poreux contenant des fractures discrètes (Molson and Frind, 2015). Ce modèle a été utilisé pour de nombreux problèmes de transport de chaleur tel que la modélisation du stockage thermique en aquifère (Molson et al., 1992), du transport thermique en milieu fracturé (Molson et al., 2007) et des systèmes hydrothermaux (Yang et al., 1996). La Figure 3-2 montre un exemple de modélisation du transport thermique dans un milieu fracturé soumis pendant toute une année aux fluctuations de température de surface (Molson et al., 2007). Une des limitations de ce modèle pour la modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures discrètes est qu'il n'est possible de générer uniquement des fractures orthogonales.

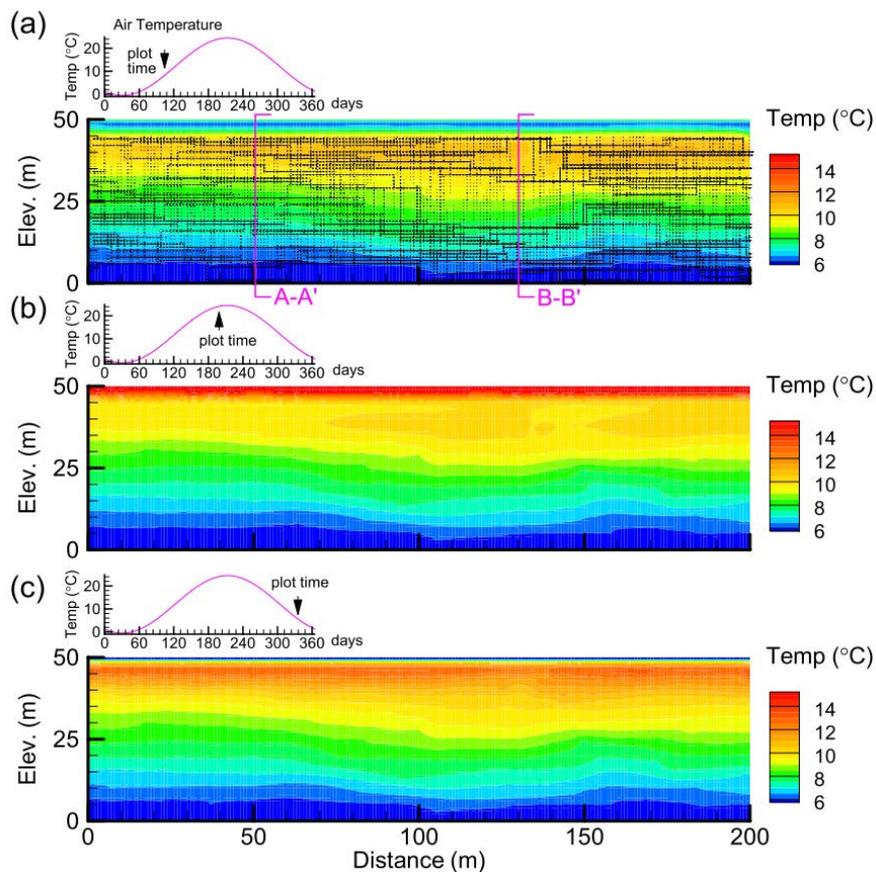


Figure 3-2: Distribution de la température simulée avec HEATFLOW-SMOKER dans un milieu fracturé soumis aux variations de température de surface, pour différents temps sur un cycle de 360 jours. La température de surface imposée sur la frontière supérieure évolue suivant le graphique de température en haut de chaque figure. (a) 105 jours, (b) 200 jours et (c) 355 jours (Molson et al., 2007).

- HydroGeoSphere est un modèle qui permet de simuler des problèmes hydrologiques (Brunner and Simmons, 2012). Il peut simuler aussi bien des problèmes simples que des problèmes très complexes intégrant plusieurs processus physiques tels que la simulation intégrée du flux et du transport de soluté et de chaleur. Il est souvent utilisé pour résoudre des problèmes hydrogéologiques couplés à grande échelle telles que les interactions eaux de surface/eaux souterraine (Goderniaux et al., 2009), la géothermie faible profondeur (Raymond and Therrien, 2008) ou l'intrusion saline (Graf and Therrien, 2008). Ce modèle permet notamment de générer des réseaux de fractures discrètes de géométries complexes (Graf and Therrien, 2007; Vujevic et al., 2014; Weatherill et al., 2008). Ce modèle est ainsi tout à fait approprié pour étudier le transport de chaleur dans des fractures dont la géométrie est bien contrôlée. Cependant, nous n'avons pas choisi ce logiciel pour le travail de modélisation présenté dans le chapitre 4 en l'absence d'interface. La génération de géométries telles que des fractures y est moins flexible qu'avec COMSOL.

### **3.2 Mesure distribuée de température (DTS)**

La mesure distribuée de température (DTS, Distributed Temperature Sensing) par fibre optique est utilisée depuis 2006 pour la mesure et le suivi des processus hydrologiques tels que les échanges nappe rivière ou les écoulements en forage (Read et al., 2014; Selker et al., 2006; Tyler et al., 2009). Plus récemment, les mesures DTS ont montré un intérêt pour caractériser le transport de chaleur lors de tests de traçages thermiques (Klepikova et al., 2016b; Read et al., 2013). Cette technique a ainsi été utilisée pour le suivi de la température lors des tests de traçage thermique réalisés dans le cadre de cette thèse. Nous présentons ici le principe de la mesure distribuée de température et sa calibration.

#### **3.2.1 Principe de la DTS**

Le principe de la mesure distribuée de température le plus utilisé repose sur l'effet Raman. Cela permet de mesurer la température le long d'une fibre optique avec une très bonne résolution spatiale (<1m) et temporelle (de l'ordre de la minute voire moins) et pour une précision inférieure à 0.1 °C (Hausner et al., 2011). Le système est constitué d'une unité de mesure qui envoie une impulsion laser monochromatique dans un câble fibre optique composé principalement d'une ou deux fibres en verre conduisant la lumière (le cœur), d'une gaine et d'un câble de protection. La diffusion Raman est la diffusion inélastique d'un photon par le milieu et implique un échange d'énergie entre le photon incident et la molécule via la création ou l'annihilation d'un phonon optique. Ainsi, la lumière diffusée n'a pas la même

longueur d'onde que la lumière incidente. Soit la lumière est décalée vers le rouge (décalage Stokes: plus grande longueur d'onde, plus petite énergie) soit la lumière est décalée vers le bleu (décalage anti-Stokes: plus courte longueur d'onde, plus grande énergie). S'il n'y a pas d'échange d'énergie entre la molécule et le photon incident, alors la diffusion est élastique et la longueur d'onde du photon diffusé n'est pas décalée (diffusion Rayleigh). L'intensité du signal anti-Stokes est très sensible à la température, alors que celle du signal de Stokes l'est beaucoup moins. Dès lors, il est possible d'utiliser le rapport d'intensité lumineuse selon les longueurs d'onde de Stokes et Anti-Stokes pour en déduire la température.

D'un point de vue pratique, comme le décalage en longueur d'onde ne dépend pas de la longueur d'onde d'excitation mais est caractéristique du milieu traversé, il suffit de mesurer à deux longueurs d'onde précises l'intensité du signal rétro-diffusé pour avoir les composantes de Stokes et d'Anti-Stokes. La distance, à laquelle le pulse lumineux est réfléchi, est déduit du temps de transit entre l'émission et la restitution du signal. Ainsi, la température dépend du ratio entre les amplitudes de ces deux signaux tel que (Hausner et al., 2011) :

$$T(z) = \frac{\gamma}{\ln \frac{I_s(z)}{I_{as}(z)} + \epsilon - \Delta\alpha z} \quad (14)$$

avec  $T$  la température (K),  $z$  la distance le long de la fibre (m),  $I_s$  l'intensité lumineuse pour la longueur d'onde de Stokes,  $I_{as}$  l'intensité lumineuse selon la longueur d'ondes anti-Stokes,  $\Delta\alpha$  ( $\text{m}^{-1}$ ) est l'atténuation différentielle des signaux Stokes et anti-Stokes propre au câble de fibre optique utilisé,  $\epsilon$  est un paramètre spécifique au laser et au détecteur et  $\gamma$  (K) correspond à la différence d'énergie entre un photon à la longueur d'onde du laser incident et un photon rétrodiffusé.  $\Delta\alpha$  est fonction de la distance  $z$ , tandis que  $\gamma$  et  $\epsilon$  sont fonction de l'instrument utilisé. Pour chaque impulsion, l'unité de mesure analyse l'intensité du signal rétrodiffusé selon les longueurs d'onde de Stokes et anti-Stokes. Pour améliorer le signal, il suffit d'intégrer sur des intervalles de temps spécifiés. Pour convertir le signal en température, il est nécessaire de réaliser une calibration constituée de trois températures de référence placées le long de la fibre optique afin de déterminer les trois paramètres inconnus de l'équation :  $\gamma$ ,  $\epsilon$  et  $\Delta\alpha$  comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant (Hausner et al., 2011).

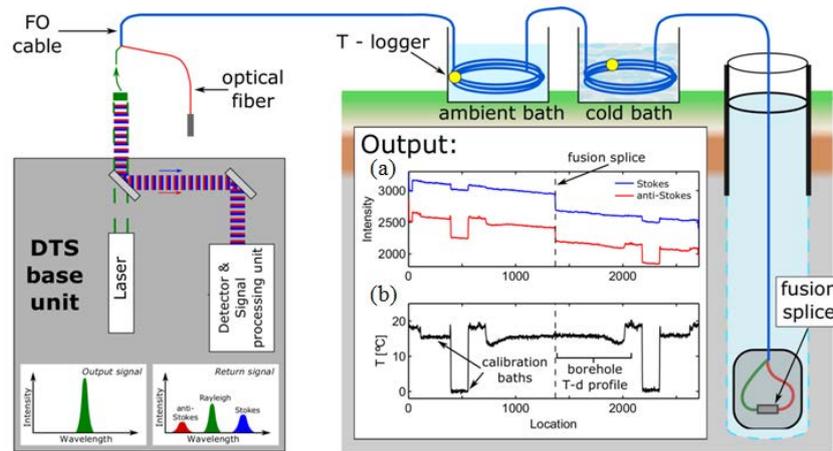


Figure 3-3 : Schéma de fonctionnement et d'installation de la fibre optique. La configuration présentée ici est celle utilisée généralement pour les mesures en forage. Les courbes bleues et rouges (a) présentent les données brutes typiques des intensités des ondes Stokes et anti-Stokes et la courbe noire (b) présente la température après calibration (Bense et al., 2016).

### 3.2.2 Calibration de la température

La calibration de la température permet de convertir les intensités lumineuses mesurées selon les longueurs d'onde de Stokes et anti-Stokes en température. La calibration se fait à l'aide de trois températures de référence le long de la fibre optique et avec un post-traitement des Stokes et anti-Stokes mesurés, basé sur l'équation (14) (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012). Les références sont constituées de bacs remplis d'eau ou de glace à température connue et homogène dans lesquels sont plongés une longueur de fibre optique égale à au moins 10 fois l'intervalle de mesure ainsi qu'une sonde de température servant de référence à la calibration (Figure 3-3) (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012). Deux bacs de températures différentes suffisent. Généralement les bacs sont remplis avec de l'eau à température ambiante et avec de la glace mélangée avec de l'eau pour obtenir une température de 0°C (Figure 3-3). L'emplacement des bacs de calibration doit prendre en compte les spécificités de l'installation de la fibre optique. Dans l'idéal, au moins un bac de calibration doit être placé à chaque extrémité de la section d'intérêt afin de bien corriger les effets liés à la perte de signal le long de la fibre où à la présence éventuelle de points de fusion entre deux fibres (ou splice). Un "splice" est généralement réalisé par fusion pour connecter deux fibres ensemble, afin de se relier aux appareils de mesure, réparer une fibre cassée ou bien connecter deux fibres d'un même câble en terminaison. Ce dernier type de splice permet ainsi au signal de faire deux fois le même trajet, ce qui double les mesures. Cette configuration est utile afin

de pouvoir placer les bacs de calibration avant et après le passage du signal dans le milieu étudié (forage dans le cas de la Figure 3-3, Bense et al. (2016) ). Les Figure 3-3a et b présentent un exemple de profil le long du cable avant (Figure 3-3a) et après (Figure 3-3b) calibration. Sur les deux graphiques, les bacs de calibration froid et ambiant sont clairement visibles. Les intensités lumineuses selon les longueurs d'onde de Stokes et anti-Stokes montrent clairement une décroissance liée à la perte de signal avec la distance (loi de Beer-Lambert) ainsi qu'un offset de température au niveau du splice lié à une perte lumineuse. La Figure 3-3b permet de vérifier la qualité de la calibration: les bacs de calibration sont bien à bonne température et la décroissance exponentielle a été corrigée.

### 3.2.3 Intérêt de la mesure distribuée de température

La mesure distribuée de température par fibre optique par rapport à une sonde locale de température permet de mesurer la distribution spatiale de la température et donc de caractériser la variabilité spatiale des processus physiques (Selker et al., 2006) tel que le transport de chaleur (Klepikova et al., 2016b; Read et al., 2013), les échanges nappe/rivière et les écoulements en forage (Read et al., 2014; Selker et al., 2006; Tyler et al., 2009).

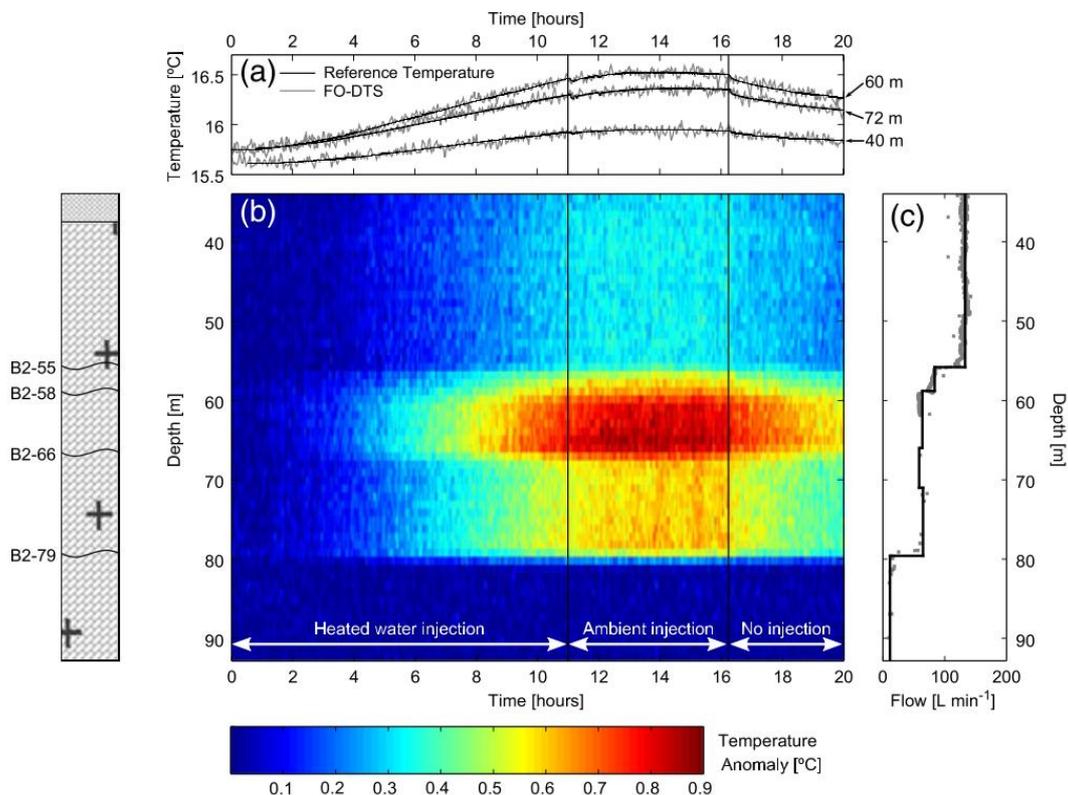


Figure 3-4: (a) Mesures locales de température comparées aux températures mesurées avec la fibre optique aux mêmes profondeurs, (b) anomalie de température mesurée par la FO-DTS dans le forage de pompage B2 et (c) flux mesuré dans B2 pour un pompage dans B2 de 140 l/min (Read et al., 2013).

La Figure 3-4b illustre l'intérêt de cette technique. Elle présente la température mesurée dans un forage pendant la restitution d'un traçage thermique injecté dans une fracture localisée dans un autre forage (Read et al., 2013). Elle montre l'évolution spatiale et temporelle de l'anomalie de température dans le forage: l'abscisse représente l'échelle temporelle et l'ordonnée est la profondeur du forage. L'utilisation de la fibre optique permet de bien localiser les arrivées d'eau et de caractériser la contribution en température de chaque fracture. En outre, l'arrivée d'eau la plus chaude (B2-66) n'avait pas été détectée avec la débitmétrie (Figure 3-4c), elle aurait donc été difficilement localisable avec une sonde locale de température. Cet exemple montre l'intérêt d'utiliser la mesure distribuée de température par fibre optique dans le cadre d'un traçage thermique. Nous avons ainsi utilisé cette technique lors des tests de traçage thermique présentés dans le chapitre 5, afin de caractériser les variabilités spatiale et temporelle de la température et de localiser dans le forage les fractures contribuant à la restitution thermique.

# 4. Modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures

## 4.1 Introduction

Comme discuté dans le chapitre 1, l'outil principal pour étudier le transport de chaleur dans les milieux souterrains reste la modélisation qu'elle soit numérique ou analytique. En zone de socle, il existe plusieurs travaux étudiant le transfert de chaleur à l'échelle d'une seule fracture, de quelques fractures parallèles ou d'un réseau complexe de fractures. Le but étant, la plupart du temps, d'étudier les structures permettant d'optimiser l'extraction de chaleur dans le cadre d'un EGS (Enhanced geothermal system), système géothermique haute énergie le plus utilisé dans les milieux cristallins. Ainsi, Guo et al., (2016) étudient l'effet de la distribution des ouvertures dans une fracture sur l'efficacité d'un EGS. Grâce à la modélisation semi-analytique d'un système de fractures parallèles, Wu et al., (2016) proposent des valeurs optimales pour le nombre de fractures et l'espace entre les fractures pour maximiser le temps de vie d'un EGS. A travers des simulations numériques du transport de chaleur dans un réseau 2D réaliste de fractures, Geiger et Emmanuel (2010) montrent l'effet de l'interface fracture-matrice sur l'hétérogénéité du champs de température et sur la restitution thermique.

Pour autant, ces différentes études ne permettent pas de déterminer une relation simple entre la géométrie des fractures et la capacité du milieu à échanger thermiquement. Dans la suite de ce chapitre, nous avons ainsi choisi d'étudier le transport de chaleur à travers la modélisation d'un système de fractures très simple. Ce réseau de fractures constitue un échangeur de chaleur type puits à colonne permanente (PACP, voir chapitre 1) qui a pour objectif le stockage de chaleur dans la matrice rocheuse à faible profondeur (moins de 100 m). Il s'agit d'un système constitué de fractures artificielles qui pourrait être implanté dans un milieu cristallin très peu perméable tel que le site de Liffré étudié dans le chapitre 2. L'échangeur de chaleur est composé de quelques fractures verticales planes d'ouvertures homogènes, disposées radialement autour d'un puits central isolé thermiquement et hydrauliquement et dont les paramètres géométriques des fractures sont complètement contrôlés (nombre de fractures, distance entre les fractures, longueur, ouverture et profondeur des fractures). L'échangeur de chaleur fonctionne en boucle semi-fermée avec injection de l'eau chaude en haut des fractures et récupération de l'eau après échange thermique en bas des fractures dans le forage central. Une étude adimensionnelle permet tout d'abord d'extraire les paramètres

géométriques et hydrodynamiques principaux influençant le comportement du système en terme de transfert de chaleur dans les fractures et d'énergie thermique stockée dans la matrice. Des simulations numériques ont ensuite été effectuées afin de déterminer les régimes de stockage thermique et de discriminer les paramètres géométriques contrôlant les échanges thermique pendant ces différents régimes. En plus de déterminer les configurations optimales du système pour le stockage de chaleur, cette étude sur un milieu simple permet de mieux comprendre l'effet des paramètres géométriques des fractures et de la matrice rocheuse sur les échanges de chaleur dans les milieux fracturés naturels. Ces travaux ont été soumis sous forme d'article à Geothermics.

## **4.2 Article "Synthetic investigation of thermal storage capacities in crystalline bedrock through a regular fracture network as heat exchanger"**

## **Synthetic investigation of thermal storage capacities in crystalline bedrock through a regular fracture network as heat exchanger**

Jérôme de La Bernardie<sup>1</sup>, Jean-Raynald de Dreuzy<sup>1</sup>, Olivier Bour<sup>1</sup>, Hervé Lesueur<sup>2</sup>

Corresponding author: Jérôme de La Bernardie, Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), OSUR, Campus de Beaulieu, University of Rennes 1, 35045 Rennes, France (jerome.la.bernardie@gmail.com)

<sup>1</sup> Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), OSUR, Campus de Beaulieu, University of Rennes 1, 35045 Rennes, France

<sup>2</sup> BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, 45100 Orléans, France

### **Abstract**

Geothermal technologies (direct-use, GSHP, storage ...) allow uses of renewable energy sources particularly attractive due to associated low greenhouse gas emission rates. Crystalline rocks are in general considered of poor interest for geothermal applications at shallow depths (< 100m), in particular because of their low permeability. In some cases, fractures may enhance permeability, but thermal energy storage at these shallow depths still remains challenging because of the complexity of fractured media to efficiently manage water circulation. To assess the feasibility of efficient thermal energy storage in shallow fractured crystalline bedrocks and to determine the fracture network geometric parameters that control heat storage in fractured media, we investigate abilities of a synthetic model especially dedicated to an innovative semi open-loop heat exchanger. The representative heat exchanger system consists of a network of star-shaped grooves radially arranged around a central borehole hydraulically and thermally insulated from the grooves. Fluid is injected in the downward direction into the grooves and withdrawn upward in the central insulated pipe. Heat is exchanged with the rock only through the grooves. The three geometrical parameters controlling the thermal storage are the width, the height and the number of grooves. With a dimensional analysis on heat transport equations and a sensitivity analysis on geometric parameters, we show that the conduction of temperature in rocks presents two well-separated short-term and long-term regimes. At short-term, maximum of exchanges is reached at the beginning of the heated water injection into the grooves. It is controlled by the thermal

exchange surface depending on the number and width of the grooves. During the long-term regime, the heat exchanger capacity is mainly controlled by the accessible rock to thermal storage which depends mainly on the width of the grooves. We finally discuss about the possibility of extending the results obtained from the star-shaped geometric sensitivity study to natural fracture systems.

Keywords: geothermal energy, standing column well, ground heat exchanger, heat transport modelling, fractured crystalline rock

## Nomenclature

$b$	groove aperture (m)
$D_m$	thermal diffusivity in the rock matrix ( $m^2/s$ )
$D_g$	thermal diffusivity in the grooves ( $m^2/s$ )
$E$	thermal stored energy in the rock matrix (J)
$H$	height of the grooves (m)
$l$	width of the grooves (m)
$n$	number of grooves
$Pe_g$	Péclet number between advection in the groove and conduction in the groove
$Pe_m$	Péclet number between advection in the groove and conduction in the rock matrix
$P$	thermal power of exchange between the fluid and the rock matrix (W)
$P_{max}$	maximal thermal power of exchange between the fluid and the rock matrix (W)
$Q$	total flow rate ( $m^3/s$ )
$r$	radial distance (m)
$r_w$	borehole radius (m)
$S$	surface of exchange between the fluid and the rock matrix ( $m^2$ )
$t$	time (s)
$t_{c1}$	time for thermal front to cross the minimal half distance between two grooves: start of transition regime (s)
$t_{c2}$	time for thermal front to cross the maximal half distance between two grooves: end of transition regime (s)
$t_c$	mean transition time (s)
$T_g$	temperature in the grooves (K)
$T_m$	temperature in the rock matrix (K)
$T_0$	initial temperature (K)

$T_i$	injection temperature in the grooves (K)
$T_{tf}$	temperature of the thermal front in the rock matrix (K)
$u$	mean fluid velocity in the grooves (m/s)
$V_g$	total volume of the grooves (m <sup>3</sup> )
$V_r$	volume of the rock matrix between the fractures where heat advection occurs (m <sup>3</sup> )
$V_f$	volume of the fractures where heat advection occurs (m <sup>3</sup> )
$x$	x Cartesian coordinate (m)
$y$	y Cartesian coordinate (m)
$x_m$	minimal half distance between two grooves (m)
$X_m$	maximal half distance between two grooves (m)
$z$	z Cartesian coordinate (m)
$\theta$	angular coordinate
$\Omega_g$	groove domain in Cartesian coordinates
$\Omega_m$	rock matrix domain in cylindrical coordinates
—	for indicating dimensionless variables

## 1. Introduction

As a result of the necessity to reduce greenhouse gases, ground source heat pump systems increase in popularity. Thermal energy storage is currently developed in shallow productive aquifers to store energy produced by solar panels or for achieving periodic heating and cooling with ATES - Aquifer Thermal Energy Storage (Banks, 2009; Molz et al., 1983; Sauty et al., 1982) or in thicker aquifers, stand / standing column well (Deng et al., 2005; Lee, 2011; Nguyen et al., 2015, Pasquier et al., 2016; Rode et al., 2016; Woods and Ortega, 2011). The installation of a standing-column-well for relatively thick aquifers seems particularly promising for heat storage, even at shallow depth (<200m). It consists in a vertical circulation of a heat transfer fluid (usually water) in a coaxial borehole whose external annulus allows direct contact between the fluid and rocks. In sedimentary rocks, the fluid can easily penetrate in the porous media and heat is stored in the rock materials and in water filling the pores (Rode et al., 2016; Deng et al., 2005; Lee, 2011). In low-permeability rocks, like crystalline rocks, heat storage occurs only in the surrounding rock matrix, by radial thermal conduction (Pasquier et al., 2016; Nguyen et al., 2015, Woods and Ortega, 2011).

In crystalline rocks, a way to increase heat exchanges between the fluid and the matrix would be to manage the fluid directly in existing fractures, which is still a challenge. Indeed, if

fractures may increase permeability and injection capacities, it may be difficult to recover the fluid injected in such complex media, in particular due to the spatial variability of hydraulic properties and to the relatively low permeability (Axelsson et al., 2001; Berkowitz, 2002; Neuman, 2005). Hydraulic fracturing or stimulation is usually used to develop the fracture system and increase the permeability of Enhanced Geothermal Systems (EGS) (Haring et al., 2008, Zimmermann et al., 2010). Such a process appears to be inappropriate to promote homogeneous vertical circulation all around a borehole, because fractures tend to propagate to a large distance perpendicularly from the borehole axis (Hossain et al., 2000; Lee and Haimson, 1989) and not in a vertical arrangement. The vertical development of fluid circulation in the media could be theoretically achieved by the creation of grooves along the borehole wall with different known drilling techniques. For instance, a jet system (sand, slurry...) could be used to make grooves along the borehole (Cobbett, 1999). Such developments in low-permeability media should allow circulation of fluids for geothermal storage. Thus, if it seems possible to improve permeability in crystalline rocks, it is necessary to ensure that the developed artificial fracture network is optimal for geothermal applications.

In this perspective, we model heat transport in a simple predetermined fracture system to test heat storage capacity of such fractured medium and to determine the parameters that control heat exchange between fractures and the surrounding rocks (the matrix). Transport and exchanges of heat in fractured media are mainly controlled by the cumulative surface area of the fractures, by the cumulative volume of the fractures, and by the volume of rock effectively accessible during a thermal storage process. The above cumulative surface area and volume are controlled by the number and lengths of fractures where thermal advection occurs. The volume of the fractures influences the transit time of flow in the fracture system and is described by the mean aperture of the fractures. The role of each parameter on thermal exchange and on heat storage capacity is not obvious due to the structural complexity of the media and to the fact that they are all linked. For instance, increasing the number of fractures allows to improve the exchange of heat between the fluid and the rock but impacts the volume of rock between fractures which constitutes the solid part of the heat storage capacity; a corollary question then concerns the contribution of fluids to the storage capacity. Thus, the challenge of this study is to discriminate the effect of geometrical and hydraulic parameters, on thermal transport.

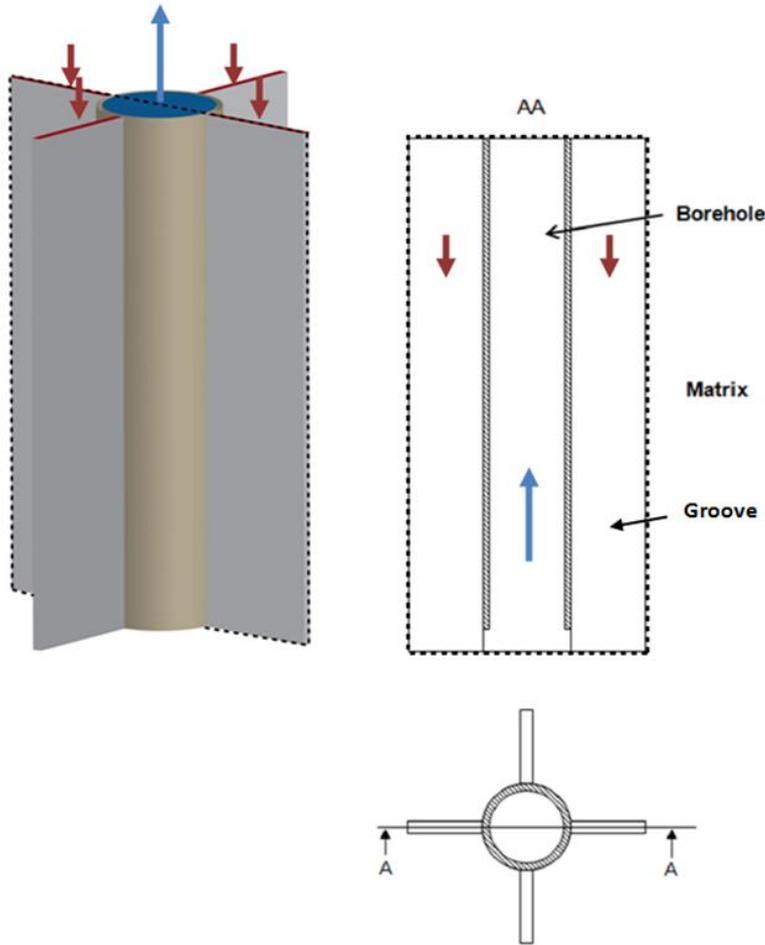
The effect of the geometry of simple fracture systems on heat transfer in crystalline media has already been analyzed thanks to the modelling of thermal transport at fracture scale and

fracture network scale. At fracture scale, it is mainly the effect of fracture aperture and roughness on thermal exchanges between the fracture and the matrix that has been highlighted (Guo et al., 2016; Klepikova et al., 2016; Neuville et al., 2010). For deep geothermal applications, Guo et al. (2016) show that the performance of an EGS system is controlled by the aperture distribution of fractures. At the network scale, the effect of hydrodynamic and thermal parameters of complex fracture structures has been tested on heat transport and exchange (Geiger and Emmanuel, 2010; Kolditz, 1995; Kolditz and Clauser, 1998; Molson et al., 2007). For instance, Geiger and Emmanuel (2010) characterize in 2D the impact of matrix permeability on the spatial distribution of the temperature field. Nevertheless, these studies did not provide any simple relationship between the geometry of the fracture network and the heat exchange capacities.

Heat transport has been also studied in more deterministic fracture networks made up of several equally spaced horizontal fractures, for characterizing heat extraction capacity in a geothermal reservoir (Bodvarsson and Tsang, 1982; Gringarten et al., 1975; Wu et al., 2016). With a semi-analytical modelling of heat extraction through parallel fractures in a geothermal reservoir, Wu et al. (2016) propose optimal values of the number of fractures and fracture spacing to maximize the EGS lifetime. Applying a similar approach, we assess the effect of fracture geometry and matrix block size on the performance of geothermal storage at shallow depth. For this, we simulate numerically the behavior of a semi-open geothermal heat exchanger (specific standing column well), implemented in the context of a simple network of predetermined fractures. Because such a heat exchanger can work at different frequencies of heat storage/production, depending on thermal resources and uses, we aim at characterizing the parameters that control the thermal capacity of this kind of heat exchanger. The simulation of the behavior of the whole system is based on a reduced set of dimensional parameters with the objective of determining the impact of each of them on the energy efficiency of the system. Then we investigate the role of the fracture system on the heat storage capacities and discuss more generally about the control of the fracture organization of the on the storage. Finally, we discuss about the possibility of extending the parameter sensitivity study to natural fracture networks or other well-controlled fracture network geometries; the main short-term objective remaining to help to clarify the impact of geometric characteristics of fractures on the cyclic forms of storage / production of heat to privilege.

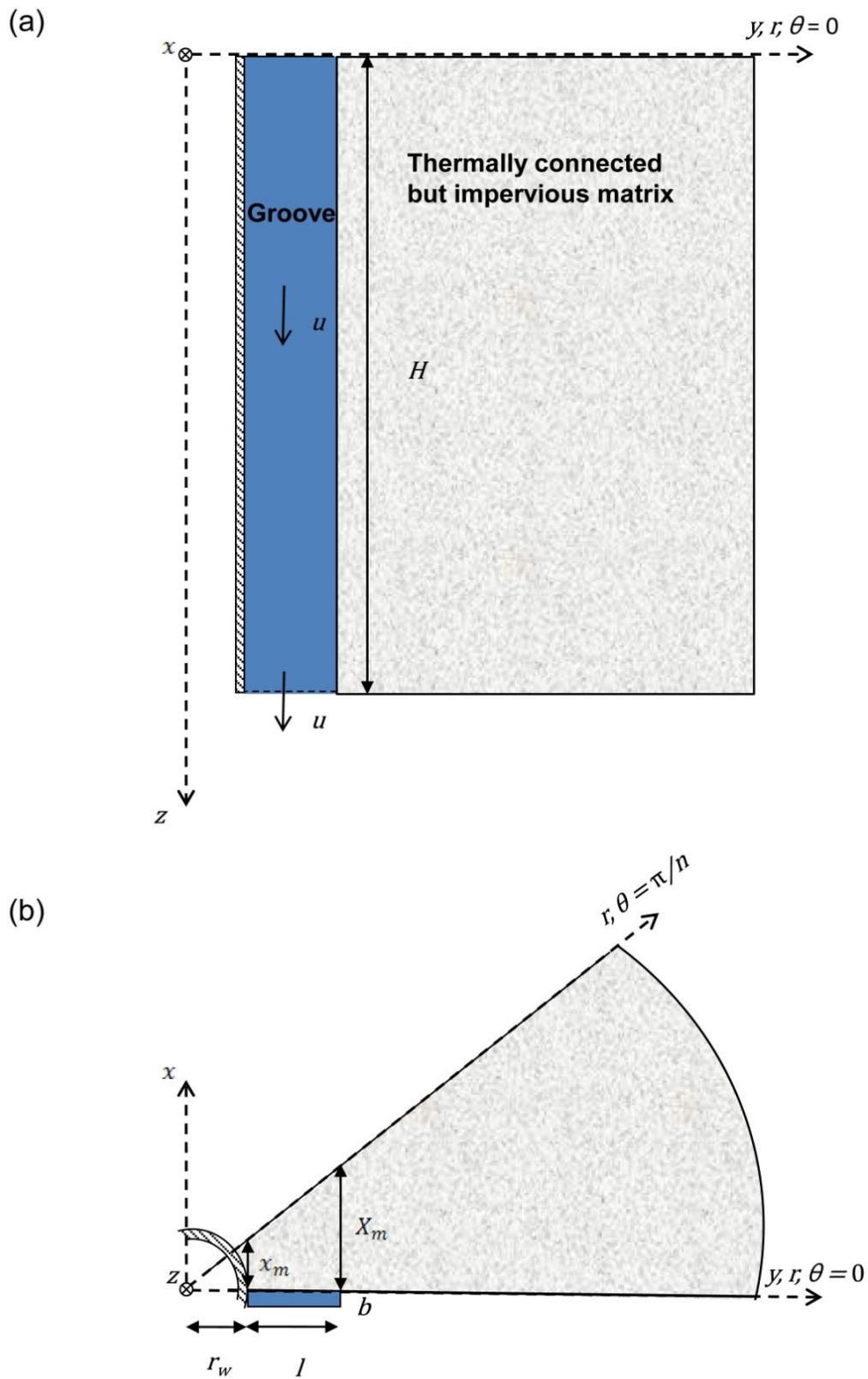
## 2. Model and methods

The deterministic groove system used to analyze heat exchange and storage processes was chosen to be a good analogue of a well connected fractured media. The system is a made-man system designed from the technical trade-off defined from the Stock en Socle project that may be implemented thanks to usual pre fracturing techniques (Cobbett, 1999). It is made up of several grooves radially organized around a borehole hydraulically and thermally isolated from the grooves thanks to an adaptable plastic or composite tube lined all along the borehole wall (Figure 1). The fluid is injected in the grooves at a given flow rate and pumped from the borehole at the same rate. While going down the fluid exchanges heat with the matrix. Heat is transported mainly by advection in the grooves and by conduction into the rock. The geometry of the system is determined by three main parameters: the number of grooves, their width and their height. These parameters control the surface of exchange, the flow velocity and the volume of rock between the grooves. As we shall see in the following, this very simple system allows the reproduction of some of the main features of a fracture system which includes fast heat advection in the fractures, heat conduction into the rock matrix with complex interactions depending on the geometry of the block size. Varying the number, width and height of grooves allows the study of simplified fractured systems from poorly fractured to highly fractured systems. Note, however, that we assume here that the grooves have all the same aperture to focus our study on the effect on block size geometry. The geometrical complexity at the fracture scale is not taken into account, although the effect of fracture aperture and roughness on thermal exchanges between the fracture and the matrix has been highlighted (Guo et al., 2016; Klepikova et al., 2016; Neuville et al., 2010). Our focus here is to study a simplified groove system that could be technically implemented artificially in the field and that could represent an analog to analyze heat exchange and storage processes in a well-connected fracture network having a given block size geometry. In the following, we detail the geometry used for the groove system.



**Figure 1.** Star-shaped heat exchanger system with four vertical grooves around the central borehole.

Because of the multiple symmetries of the groove system, we restrict the modeled domain to half of groove with aperture  $b$  and a  $1/2n$  section of the matrix (Figure 2). To simplify the expressions of the boundary conditions of the groove and matrix domains, we use Cartesian coordinates to represent the groove and cylindrical coordinates to represent the matrix. The interface between the groove and the matrix is located at  $\theta = 0$  as we neglect thermal conduction in  $y$  direction through the interface fracture/matrix in the aperture plane. The grooves are delimited by parallel plates separated by a uniform aperture  $2b$ . Thus, the half groove is represented by  $\Omega_g = \{(x, y, z), -b \leq x \leq 0, r_w \leq y \leq r_w + l, 0 \leq z \leq H\}$  and the matrix by  $\Omega_m = \{(r, \theta, z), r_w \leq r \leq +\infty, 0 \leq \theta \leq \frac{\pi}{n}, 0 \leq z \leq +\infty\}$ , where  $r_w$  is the radius of the borehole,  $l$  is the width of groove and  $H$  is the height of grooves. Figure 2 shows  $(r, z)$  and  $(r, \theta)$  views of the work domains. We successively present the equations for heat exchange and transfer, the dimensionless formulation, the parameters of interest and the numerical methods.



**Figure 2.** Definition of the modeled domain in (a)  $(r, z)$  view and (b)  $(r, \theta)$  view.

## 2.1. Mathematical formulation and boundary conditions

Flow in the groove is assumed to be at steady state and incompressible. Density variations with temperature and natural convection can be neglected as Péclet number in the groove is high ( $3 \cdot 10^5 < Pe < 3 \cdot 10^6$ ), due to the important forced flow. The matrix around the grooves is thermally but not hydraulically connected. We assume that thermal conduction in the groove in the vertical direction ( $z$ ) can be neglected compared to advection. Thermal conduction is assumed isotropic in the matrix. Under these assumptions, thermal transport in the groove and the matrix are thus described respectively by the following equations:

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} + u \frac{\partial T_g}{\partial z} = D_g \left( \frac{\partial^2 T_g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_g}{\partial y^2} \right) \quad (x, y, z) \in \Omega_s \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_m}{\partial t} = D_m \left( \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left( r \frac{\partial T_m}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 T_m}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 T_m}{\partial z^2} \right) \quad (r, \theta, z) \in \Omega_m \quad (2)$$

where  $u$  is the flow velocity in the groove (m/s),  $D_g$  is the thermal diffusivity in the groove and  $D_m$  is the thermal diffusivity in the matrix ( $\text{m}^2/\text{s}$ ). Flow velocity  $u$  is expressed as

$$u = \frac{Q}{2nlb} \quad (3)$$

where  $Q$  is the constant flux imposed to the exchanger ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) according to the storage scenario.

At the groove-matrix interface  $\theta = 0$  ( $x = 0$ ), temperature and thermal fluxes are continuous:

$$\begin{aligned} T_g(x = 0, y, z, t) &= T_m(r = y, \theta = 0, z, t), \\ D_g \frac{\partial T_g}{\partial x}(x = 0, y, z, t) &= D_m \frac{1}{r} \frac{\partial T_m}{\partial \theta}(r = y, \theta = 0, z, t). \end{aligned} \quad (4)$$

Initially, temperature is uniform in both domains and equal to  $T_0$ :

$$T_g(x, z, y, t = 0) = T_0, \quad T_m(r, \theta, z, t = 0) = T_0. \quad (5)$$

Heat exchanges are induced by the injection of water at temperature  $T_i$  at the top of the groove ( $z = 0$ ):

$$T_g(x, y, z = 0, t) = T_i. \quad (6)$$

At the bottom of the groove ( $z = H$ ), heat is transported out of the domain by advection:

$$\frac{\partial T_g}{\partial z}(x, y, z = H, t) = 0. \quad (7)$$

The groove exchanges heat with the matrix through its interface along the  $y$  direction between  $y = r_w$  and  $y = r_w + l$  as shown by equation (4). It is thermally isolated from the well ( $y = r_w$ ) and the thermal connection through its tip at  $y = r_w + l$  is neglected:

$$\frac{\partial T_g}{\partial y}(x, y = r_w, z, t) = 0, \quad \frac{\partial T_g}{\partial y}(x, y = r_w + l, z, t) = 0. \quad (8)$$

Because of the system symmetry, a Neumann boundary condition is imposed on the  $x = -b$  side of the groove:

$$\frac{\partial T_g}{\partial x}(x = -b, y, z, t) = 0. \quad (9)$$

In the matrix, we suppose that for  $r \rightarrow \infty$  and  $z \rightarrow \infty$  temperature is not modified and remains equal to the initial temperature  $T_0$ :

$$T_m(r \rightarrow +\infty, \theta, z, t) = T_0, \quad T_m(r, \theta, z \rightarrow +\infty, t) = T_0. \quad (10)$$

Again, because of the system symmetries, a Neumann boundary condition is applied in the directions  $\theta = \pi/n$  for  $r \geq r_w$  and  $\theta = 0$  for  $r \geq r_w + l$ :

$$\frac{\partial T_m}{r \partial \theta}(r \geq r_w + l, \theta = 0, z, t) = 0, \quad \frac{\partial T_m}{r \partial \theta}(r \geq r_w, \theta = \frac{\pi}{n}, z, t) = 0. \quad (11)$$

We finally assume that the matrix is isolated from the atmosphere at  $z = 0$  and from the well at  $r = r_w$ :

$$\frac{\partial T_m}{\partial z}(r, \theta, z = 0, t) = 0, \quad \frac{\partial T_m}{\partial r}(r = r_w, \theta, z, t) = 0. \quad (12)$$

## 2.2. Dimensionless formulation

We derive a dimensionless formulation of equations (1) to (12) by introducing the dimensionless temporal and spatial variables:

$$\bar{t} = \frac{t}{t_r}, \quad \bar{r} = \frac{r}{H}, \quad \bar{x} = \frac{x}{H}, \quad \bar{y} = \frac{y}{H}, \quad \bar{z} = \frac{z}{H} \quad (13)$$

where  $t_r$  is the transit time of the fluid in the groove (s):

$$t_r = \frac{H}{u} = \frac{2nlbH}{Q}. \quad (14)$$

Thus,  $\bar{t}$  represents the number of fluid passages in the groove.

In this dimensionless system, modeled domains are respectively for groove and matrix:

$$\bar{\Omega}_g = \{(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}), -\bar{b} \leq \bar{x} \leq 0, \bar{r}_w \leq \bar{y} \leq \bar{r}_w + \bar{l}, 0 \leq \bar{z} \leq 1\}$$

$$\text{and } \bar{\Omega}_m = \{(\bar{r}, \theta, \bar{z}), \bar{r}_w \leq \bar{r} \leq +\infty, 0 \leq \theta \leq \frac{\pi}{n}, 0 \leq \bar{z} \leq +\infty\}$$

where  $\bar{r}_w = \frac{r_w}{H}$ ,  $\bar{l} = \frac{l}{H}$  and  $\bar{b} = \frac{b}{H}$ .

Dimensionless temperatures in the groove and the matrix are defined as

$$\bar{T}_g = \frac{T_g - T_0}{T_i - T_0}, \quad \bar{T}_m = \frac{T_m - T_0}{T_i - T_0}. \quad (15)$$

Equations (1) and (2) become

$$\frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{t}} + \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{z}} = \frac{1}{Pe_g} \left( \frac{\partial^2 \bar{T}_g}{\partial \bar{x}^2} + \frac{\partial^2 \bar{T}_g}{\partial \bar{y}^2} \right) \quad (\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}) \in \bar{\Omega}_g \quad (16)$$

$$\frac{\partial \bar{T}_m}{\partial \bar{t}} = \frac{1}{Pe_m} \left( \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial}{\partial \bar{r}} \left( \bar{r} \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial \bar{r}} \right) + \frac{1}{\bar{r}^2} \frac{\partial^2 \bar{T}_m}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 \bar{T}_m}{\partial \bar{z}^2} \right) \quad (\bar{r}, \theta, \bar{z}) \in \bar{\Omega}_m \quad (17)$$

where  $Pe_g = \frac{uH}{D_g}$  and  $Pe_m = \frac{uH}{D_m}$  represent Péclet numbers.  $Pe_g$  represents advective versus conductive processes in the groove while  $Pe_m$  represents advection in the groove versus conduction in the matrix.  $Pe_m$  is useful to consider exchange with the matrix.

Temperature and heat flux continuity at groove-matrix interface become

$$\begin{aligned}\bar{T}_g(\bar{x} = 0, \bar{y}, \bar{z}, t) &= \bar{T}_m(\bar{r}, \theta = 0, \bar{z}, \bar{t}), \\ Pe_g \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{x}}(\bar{x} = 0, \bar{y}, \bar{z}, \bar{t}) &= Pe_m \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial \theta}(\bar{r}, \theta = 0, \bar{z}, \bar{t}).\end{aligned}\tag{18}$$

Initial conditions in the groove and the matrix become

$$\bar{T}_g(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}, \bar{t} = 0) = 0, \quad \bar{T}_m(\bar{r}, \theta, \bar{z}, \bar{t} = 0) = 0.\tag{19}$$

Boundary conditions in the groove become

$$\begin{aligned}\bar{T}_g(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z} = 0, \bar{t}) &= 1, \quad \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{z}}(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z} = 1, \bar{t}) = 0, \quad \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{y}}(\bar{x}, \bar{y} = \bar{r}_w, \bar{z}, \bar{t}) = 0, \\ \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{y}}(\bar{x}, \bar{y} = \bar{r}_w + \bar{l}, \bar{z}, \bar{t}) &= 0, \quad \frac{\partial \bar{T}_g}{\partial \bar{x}}(\bar{x} = -\bar{b}, \bar{y}, \bar{z}, \bar{t}) = 0.\end{aligned}\tag{20}$$

Boundary conditions in the matrix become

$$\begin{aligned}\bar{T}_m(\bar{r} \rightarrow +\infty, \theta, \bar{z}, \bar{t}) &= 0, \quad \bar{T}_m(\bar{r}, \theta, \bar{z} \rightarrow +\infty, \bar{t}) = 0 \quad \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial \bar{r}}(\bar{r} = \bar{r}_w, \theta, \bar{z}, \bar{t}) = 0, \\ \frac{\partial \bar{T}_m}{\bar{r} \partial \theta}(\bar{r} \geq \bar{r}_w + \bar{l}, \theta = 0, \bar{z}, \bar{t}) &= 0, \quad \frac{\partial \bar{T}_m}{\bar{r} \partial \theta}(\bar{r}, \theta = \frac{\pi}{n}, \bar{z}, \bar{t}) = 0, \quad \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial \bar{z}}(\bar{r}, \theta, \bar{z} = 0, \bar{t}) \\ &= 0.\end{aligned}\tag{21}$$

This dimensional analysis reveals the parameters that control the efficiency of the heat exchanger system:  $Pe_m, Pe_g, \bar{r}_w, \bar{l}, \bar{b}$  and  $n$ .  $Pe_m$  is the rate at which heat is brought into the groove compared to the rate of conduction in the matrix. High rock thermal diffusivity will increase thermal energy that can be stored in the surrounding rock while, on the contrary, high flow velocity in the groove will limit heat exchange and heat storage capacity.  $Pe_g$  represents the ratio between advective processes in the groove and the thermal storage capacity of the groove. As we consider that advective processes in the groove are predominant compared to conduction in the groove and that the temperature profile in the groove remains uniform ( $D_g \rightarrow 0$ ), we assume that  $Pe_g$  has a very limited influence on energy storage capacity of the system. Thus, we neglect this parameter in our study. The other parameters represent the geometrical characteristics of the system. The internal rock volume between the grooves ( $\bar{V}_r$ ) is determined by  $\bar{l}$  and  $\bar{r}_w$  as  $\bar{V}_r = \pi \bar{l} (2\bar{r}_w + \bar{l})$  (the grooves are thin enough to be negligible in the calculation of the rock volume) and the surface exchange ( $\bar{S}$ ) area by  $n$  and  $\bar{l}$  as

$\bar{S} = 2n\bar{l}$ . Assuming a uniform temperature in the groove,  $\bar{b}$  only intervenes through the flow velocity and can be removed from the independent parameters as flow velocity already intervenes through  $Pe_m$ . As a consequence, in the following, we keep the parameters  $Pe_m$ ,  $\bar{l}$ ,  $\bar{r}_w$  and  $n$  to describe the whole system.

### 2.3. Quantities of interest

To highlight the different thermal regimes and determine the influence of the dimensionless parameters on heat storage capacity, several quantities of interest are used. The position and the shape of the thermal front in the matrix is used to determine the thermal regimes. It is defined by the average isotherm representing the average temperature between the injected water temperature and the initial temperature ( $T_{tf} = (T_i + T_0)/2$ ).

We compute the temporal evolution of the dimensionless stored energy  $\bar{E}$ :

$$\bar{E} = 2n \int_{\bar{\Omega}_m} \bar{T}_m d\bar{\Omega}_m \quad (22)$$

The temporal evolution of the thermal power of exchange  $\bar{P}$  characterizes the instantaneous efficiency of the heat exchanger:

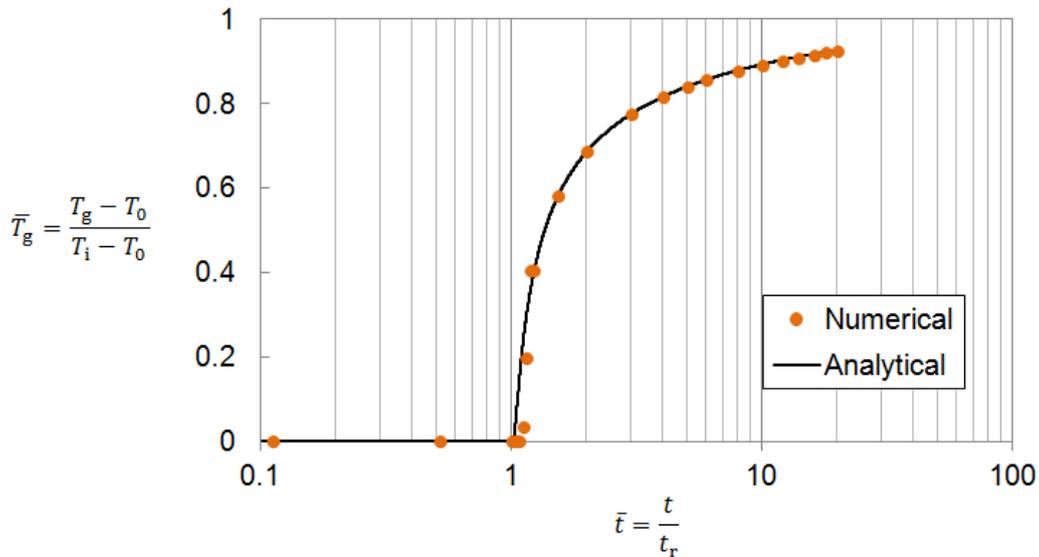
$$\bar{P} = \frac{d\bar{E}}{d\bar{t}} \quad (23)$$

### 2.4. Numerical methods

The Multiphysics software COMSOL based on finite element method is used to solve the dimensionless system of equations for the boundary conditions presented in the previous section. Numerical simulations were achieved with different geometrical configurations and flow rates to analyze heat exchange and storage in the simplified groove system. COMSOL is well suited to model deterministic systems like the studied heat exchanger. The spatial and temporal mesh sizes are conditioned by the thermal and hydraulic properties of the matrix and the groove. As advection predominates in the groove while only conduction occurs in the matrix, mesh has been refined in the groove.

To check our numerical approach, we simulate heat transfer in a 2D unique fracture with the same numerical characteristics against the analytical solution of Lauwerier (1955) developed at first to model the injection of hot water into an oil bearing layer. We model a 10 m fracture surrounded by an impervious matrix whose limit is chosen far enough to not influence thermal breakthrough. Figure 3 presents the numerical and analytical modelling of the

dimensionless temperature at  $\bar{z} = 1$ , as a function of  $\frac{t}{t_r}$  (the number of passages of the fluid in the grooves), for  $Pe_m = 2,8 \cdot 10^6$ . The chosen  $Pe_m$  corresponds to the highest value which was used for the sensitive study. It shows that the numerical simulation is in very good agreement with the analytical solution of Lauwerier (1955) for a dimensionless mesh size of  $5 \cdot 10^{-4}$  in the fracture and a maximal calculation time step of  $3,7 \cdot 10^{-2}$ . This simple configuration already shows a fast breakthrough of temperature just following the renewal time of the water in the system ( $\bar{t} = 1$ ). At  $\bar{t} = 2$ , when two volumes of water have passed in the system, temperature has recovered 75% of its initial difference. Further temperature convergence is much slower.



**Figure 3.** Comparison of the dimensionless temperature at  $\bar{z} = 1$  determined by the numerical model and by the analytical solution developed by Lauwerier (1955) at the bottom of a unique fracture ( $Pe_m = 2,8 \cdot 10^6$ ).

Several simulations were run with different geometrical configurations and flow rates to determine the influence of each geometrical dimensionless parameter on the thermal power of exchange. The parameter values used for the sensitivity study were determined from the technical specifications for the implementation and the exploitation of the heat exchanger.  $D_m$  is taken here as a constant because we only characterize the influence of the geometrical parameters. We choose  $D_m$  as the average thermal diffusivity of a granite (Robertson, 1988). To evaluate the effect of the geometrical parameters  $n$  and  $\bar{l}$  on the storage capacity,  $Pe_m$  has to be fixed. As  $Q$  and  $b$  only intervene through the fluid velocity, we choose to only adjust  $Q$ ,

keeping  $Pe_m$  constant when  $n$ ,  $l$  and  $H$  vary. The parameter  $r_w$  does not vary as we choose to only study the influence of the groove geometrical parameters on heat exchanges. The parameter values used for the sensitivity study are presented in Table 1.

$T_i$ (°C)	$T_0$ (°C)	$Q$ (m <sup>3</sup> /h)	$r_w$ (m)	$n$	$l$ (m)	$H$ (m)	$b$ (m)	$D_m$ (m <sup>2</sup> /s)
20	13	1.7	0.12	1	0.3	5	0.025	$1.6 \cdot 10^{-6}$
		3.3		2	0.6	10		
		6.7		3		50		
		10		4				
		13.3		6				
				8				

**Table 1.** Parameter values used for the numerical simulations

### 3. Results

In the following, we describe the different thermal regimes that control the thermal storage capacity of the star-shaped heat exchanger and we determine for each regime, the influence of the dimensionless parameters on thermal storage power.

#### 3.1. Thermal regimes

In figure 4 we present the evolution of the thermal exchange power with the dimensionless time for a star-shaped system of  $\bar{l} = 0.03$  and  $n = 4$ , with  $Pe_m = 2,8 \cdot 10^5$ . For several time steps, we display the temperature field and the thermal front within the modeled groove and matrix domain in the  $(\bar{r}, \bar{\theta})$  plan at  $\bar{z} = 1$  (Figure 4a, b, c, d). To highlight the thermal regime at short-term, the early evolution of the power of exchange with the dimensionless time (before 20 passages in the grooves) is displayed in figure 4e. For other system geometries, the amplitude of the exchange power and the temporal scale would be different but the global behavior would be the same as in figure 4. Thus, despite the fact that this figure is representative of a specific star-shaped system geometry, the comparison of the temperature fields at different time steps with the evolution of the exchange power highlights the different thermal regimes which control the storage, for any system configuration.

As shown in figure 4, during heat storage in the star-shaped system, conduction of temperature in the rock has two widely different regimes at early and late times. At early time, the thermal front does not reach the half space of matrix domain. Thermal conduction is 1D orthogonal to the groove. This regime takes place when  $\bar{t} \leq \bar{t}_{c1}$ , where  $\bar{t}_{c1} = \frac{t_{c1}}{t_r}$  is the characteristic time at which the thermal front has covered the minimal distance  $x_m$  between the groove and the half space between two grooves as  $t_{c1} = \frac{x_m^2}{2D_m}$  (see temperature field of figure 4a). Thanks to simple geometrical considerations, we obtain for  $n > 2$ :

$$\bar{t}_{c1} = \frac{(\bar{r}_w)^2}{2} \tan\left(\frac{\pi}{n}\right)^2 Pe_m \quad (24)$$

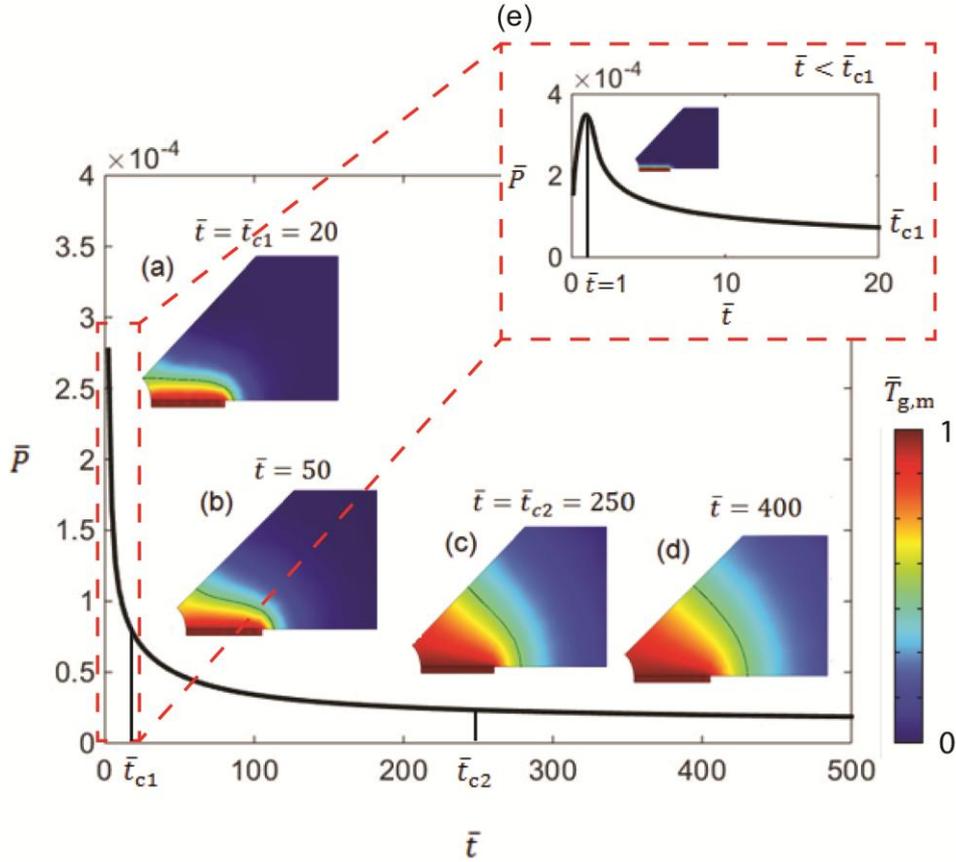
$\bar{t}_{c1}$  is thus the time when the grooves start to interact with each other. At late time, heat fills the entire space between the grooves, the internal rock volume  $\bar{V}_r = \pi\bar{l}(2\bar{r}_w + \bar{l})$  and the thermal front starts to diffuse radially from the heat exchanger system (see temperature field of figure 4d). Thermal conduction and isotherms become mostly radial and thus independent of the groove geometry. This regime starts when  $\bar{t} \geq \bar{t}_{c2}$ , where  $\bar{t}_{c2} = \frac{t_{c2}}{t_r}$  is the characteristic time at which the thermal front has covered the maximal distance  $X_m$  between the groove and the half space between two grooves as  $t_{c2} = \frac{X_m^2}{2D_m}$  (see temperature field of figure 4a). Thanks to simple geometrical considerations, we obtain for  $n > 2$ :

$$\bar{t}_{c2} = \frac{(\bar{l} + \bar{r}_w)^2}{2} \tan\left(\frac{\pi}{n}\right)^2 Pe_m \quad (25)$$

For short  $\bar{l}$  and  $\bar{r}_w$  and high  $n$ ,  $\bar{t}_{c2}$  is shorter because the maximum distance between the grooves decreases. Thus, the long-term regime is more rapidly reached for short groove width and borehole radius and high number of grooves.

Between  $\bar{t}_{c1}$  and  $\bar{t}_{c2}$ , we define a transition regime (see temperature field of figure 4b).

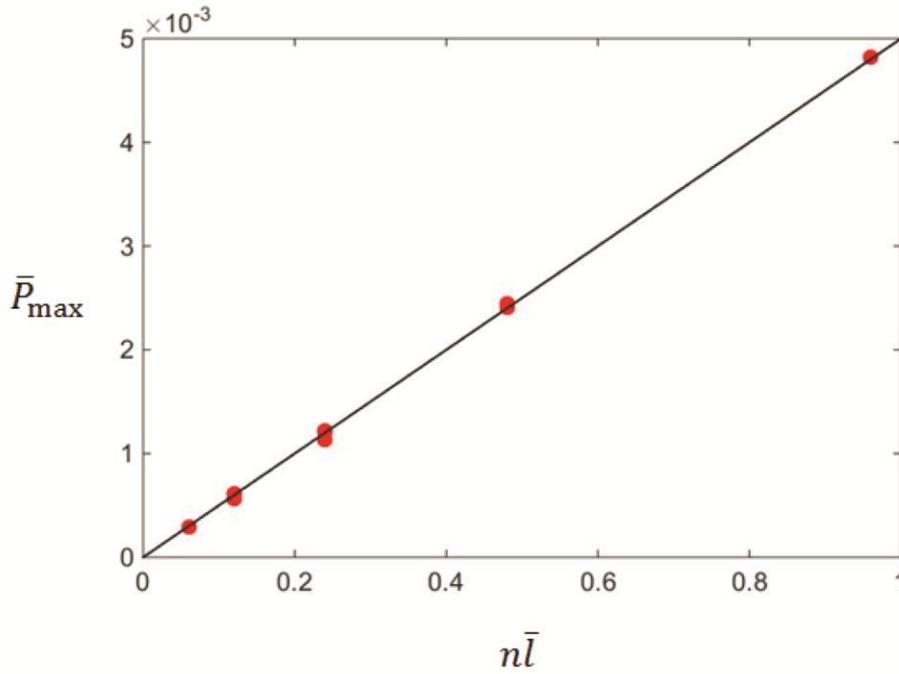
In the short-term regime, the maximum of power is reached after the first passage in the groove and then the power decreases rapidly (see figure 4e). Indeed, before the first passage, the effective surface of exchange increases and becomes maximum when  $\bar{t} = 1$ . Then, the temperature gradient between the groove and the matrix decreases resulting in rapid reduction of storage capacity. In the long-term regime after  $\bar{t}_{c2}$ , the thermal storage capacity decreases very slowly, as the radial regime is reached.



**Figure 4.** Long time and (e) early time temporal evolution of thermal power of exchange and temperature field ((a),(b),(c),(d)) controlling the critical functioning regimes ( $\bar{l} = 0.03$ ,  $n = 4$  and  $Pe_m = 2,8 \cdot 10^5$ ).

### 3.2. Short-term regime

In the short-term thermal storage phase presented in the previous section, a maximum thermal power storage is reached at time of the first fluid passage in the groove ( $\bar{t} = 1$ ). This time of maximal power is thus controlled by the Péclet number  $Pe_m$ . The corresponding maximal power  $\bar{P}_{\max} = \bar{P}(1)$  scales linearly with the surface of exchange  $2n\bar{l}$  (Figure 5). It shows that  $n$  and  $\bar{l}$  have the same impact on the maximal storage power, meaning that, for two heat exchangers that have same surface exchange but different number and size of grooves, the maximal storage power is identical. The proportionality coefficient  $\frac{\bar{P}_{\max}}{n\bar{l}}$  is equal to  $\sqrt{\frac{2}{Pe_m}}$  as shown by numerous numerical simulations (Figure 6).



**Figure 5.** Maximal of dimensionless storage thermal power as a function of  $n\bar{l}$  for different system configurations ( $Pe_m = 9,5 \cdot 10^4$ ).

We use the following arguments to rationalize those results. At short-term, temperature gradient between groove and surrounding rock is maximum. The stored volume in  $\frac{1}{2n}$  of the matrix that composes the heat exchanger is given by the groove width  $\bar{l}$  and the characteristic distance of conduction at given time  $\frac{\sqrt{2\bar{t}}}{Pe_m}$ . We approach the stored energy after time  $\bar{t}$  by

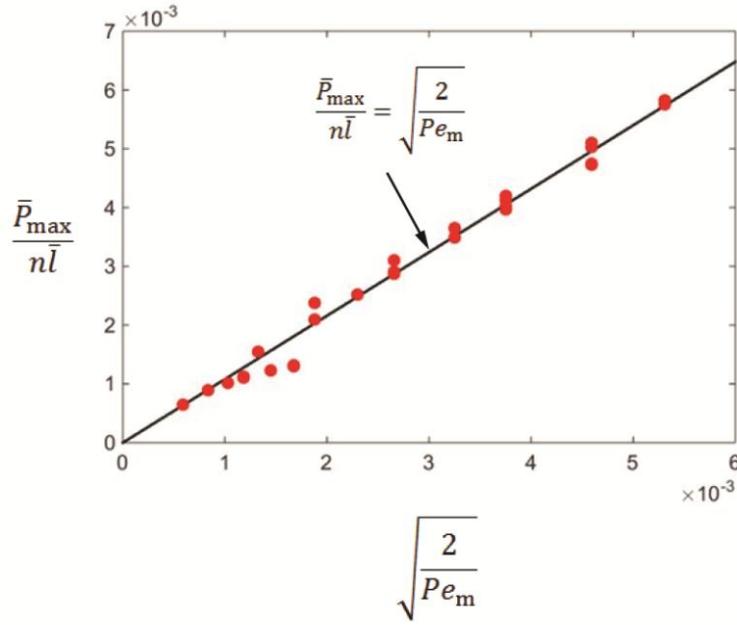
$$\bar{E}(\bar{t}) \sim 2n\bar{l} \sqrt{2 \frac{\bar{t}}{Pe_m}} \quad (26)$$

and the thermal storage power  $\bar{P}$  by using equation (23):

$$\bar{P}(t) \sim n\bar{l} \sqrt{\frac{2}{Pe_m \bar{t}}} \quad (27)$$

As the maximum of power is reached for  $\bar{t} = 1$ ,  $\bar{P}_{\max}$  is in fact proportional to  $n\bar{l}$  with a simple proportionality constant equal to  $\sqrt{\frac{2}{Pe_m}}$ :

$$\frac{\bar{P}_{\max}}{n\bar{l}} = \sqrt{\frac{2}{Pe_m}} \quad (28)$$



**Figure 6.**  $\left(\frac{2}{Pe_m}\right)^{\frac{1}{2}} \bar{P}_{\max}$  as a function of  $n\bar{l}$  from numerical simulation (red dots) and from equation (28) (black line).

### 3.3 Transition and long term regimes

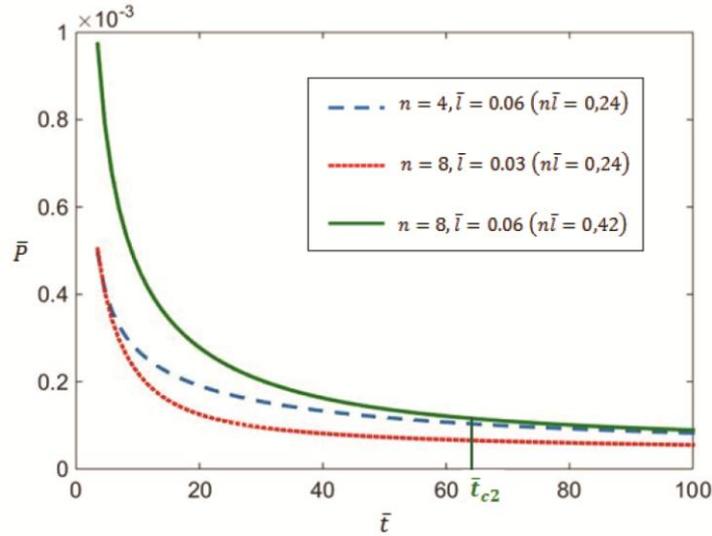
We analyze the effect of the groove structure on storage capacity after the short-term regime, i.e. when conduction is no longer perpendicular to the grooves, i.e. when the thermal front has reached the half space between two grooves. We aim to determine the relative influence of  $n$  and  $\bar{l}$  on storage capacity.

The comparison of two systems of same surface of exchange  $n\bar{l}$  (same Péclet number) shows that the system with twice as many grooves and half of groove width, is significantly less efficient rapidly after the maximum of thermal storage power (dashed blue and dot red curves in figure 7). It shows that rapidly after the maximum of storage capacity, the exchange surface no longer controls the power of exchange.

The comparison of two heat exchangers of same groove width but with one system that has twice as many grooves (same Péclet number), shows that the storage capacity becomes slowly controlled by the groove width  $\bar{l}$  and no longer by the exchange surface  $n\bar{l}$  as the dashed blue and plain green curves are very similar for  $\bar{t} \geq \bar{t}_{c2}$  (Figure 7).  $\bar{t}_{c2}$  is the characteristic time defined by Equation (25), for the system of twice as many grooves.

Thus, here, we demonstrate that during the transition time, between  $\bar{t}_{c1}$  and  $\bar{t}_{c2}$ , the influence of the number of grooves on thermal storage capacity declines until the critical time  $\bar{t}_{c2}$ . For

greater times, only the parameters  $\bar{l}$  and  $\bar{r}_w$  which condition the total volume of rock between the grooves ( $\bar{V}_r = \pi\bar{l}(2\bar{r}_w + \bar{l})$ ), control the thermal storage. Note that the volume of rock does not vary with the number of grooves when  $\bar{l}$  and  $\bar{r}_w$  are constant. Thus, at  $\bar{t}_{c2}$ , the total stored thermal energy in the rock is the same for any number of grooves (for invariant  $\bar{l}$  and  $\bar{r}_w$ ). But the time  $\bar{t}_{c2}$  varies as a function of the number of grooves since the distance between the grooves decreases as the number of grooves increases.



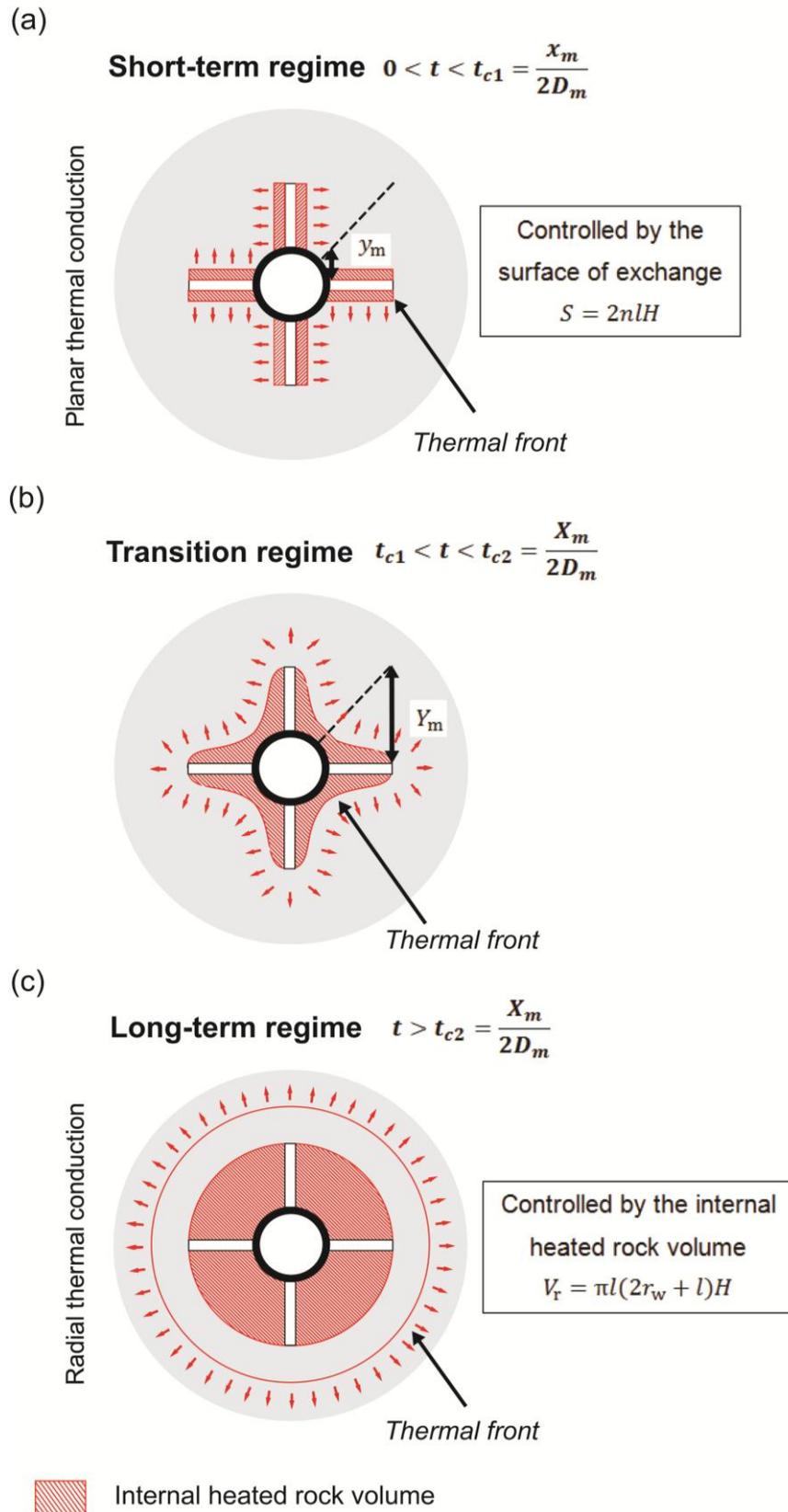
**Figure 7.** Late-time evolution of the dimensionless power of exchange for three different geometrical configurations ( $Pe_m = 1,4 \cdot 10^5$ ).

## 4. Discussion and conclusions

### 4.1. Summary of the main results obtained on the groove system

Thanks to the modelling of a simple fracture network, made up of several grooves radially organized around a borehole, we show that thermal storage in the matrix follows different conduction regimes which are controlled by three geometrical parameters: the volume of grooves  $V_g = 2nlHb$ , the surface of exchange,  $S = 2nlH$  and the internal rock volume surrounding the grooves,  $V_r = \pi l(2r_w + l)H$ . First of all, during a short-term regime, thermal conduction occurs perpendicularly to the grooves and there is no thermal interaction between the grooves (figure 8a). During the first passage of the heated fluid in the grooves, the power of exchange increases and is maximum when the fluid arrives at the bottom of the groove system. Thus, the volume of grooves,  $V_g = 2nlHb$  controls the time of the system maximum efficiency. We show that this maximum depends linearly on the surface of exchange controlled by the number of grooves, their width and the distance between the injection and

withdrawal  $S = 2nlH$ . Then the exchange power decreases rapidly as the temperature gradient between the grooves and the rock decreases. At characteristic time  $t_{c1} = \frac{x_m}{2D_m}$ , the thermal front has crossed the shorter distance between the grooves and the half matrix domains, the grooves start to interact each other (figure 8b). Radial conduction appears and heat is rapidly filling the volume of rock surrounding the grooves until reaching the greatest distance between grooves and half matrix domains  $t_{c2} = \frac{x_m}{2D_m}$  (figure 8c). The time between  $t_{c1}$  and  $t_{c2}$  is a transition regime between the short and long term regimes. At longer times, conduction is radial and the power of exchange no longer depends on the surface of exchange and is simply limited by the volume of surrounding rock which is controlled by the groove width, the distance between the injection and withdrawal and the borehole radius as  $V_r = \pi l(2r_w + l)H$ . Thus, by increasing  $t_{c2}$ , we increase the time for which the surface of exchange is the controlling factor of the storage capacity.



**Figure 8.** Representation of the three thermal conduction regimes and the geometrical parameters which control the thermal exchange capacity of the star-shaped heat exchanger, example of the four-groove system with (a) the short-term regime, (b) the transition regime and (c) the long-term regime.

## 4.2. Analogy with natural fracture systems

This study allows to understand the effect of the fracture network geometry within a determinist framework on heat exchange between the fractures and the surrounding rock. The particularity of the studied fracture system is to include a transition regime between the time when the exchange surface controls the thermal exchange and the time when the surface of exchange has no effect on the storage. This transition regime is limited by  $t_{c1}$  and  $t_{c2}$  where  $t_{c1}$  is the time when the fractures start to thermally interact with each other and  $t_{c2}$  is the time when heat has filled the total rock volume of the fracture system. In a fractured media this transition may be induced by a fracture distance distribution (or rock matrix block size distribution) and by the angle between the fractures. In previous works on thermal exchange in fractured media, this transition time has not always been taken into account, particularly when the studies relied on equally spaced horizontal fracture systems (Bodvarsson and Tsang, 1982; Gringarten et al., 1975; Wu et al., 2016). Few studies analyze the effect of rock matrix block size distribution on mass transfer in fractured rock (Haddad et al., 2012; Liu et al., 2007), but to our knowledge there is only one study which aims to determine the effect of the variability of distances between fractures on thermal exchange (Abbasi et al., 2017). Abbasi et al. (2017) characterized through a dual porosity model, the influence of rock matrix block distribution on the matrix-fracture exchange coefficient and showed that neglecting block size distribution can cause error in double porosity models.

The approach developed here is even more simplified but allows to describe the effect of fracture geometry on heat transport for thermal storage through two characteristic times  $t_{c1}$  and  $t_{c2}$ . In the following, we discuss about how these characteristic times may be qualitatively inferred in more realistic fracture networks. This allows to discuss about the possibility of better understanding thermal transport in other made-man system geometries or natural fractured media for thermal storage purpose in a stand column well.

## 4.3. Applicability to natural fracture systems

In a natural fracture network, fracture geometry is much more complex with a distribution of lengths, apertures and matrix bloc sizes (Barton and Zoback, 1992; Bour and Davy, 1998; de Dreuzy et al., 2001). Nevertheless, the parameters, that control heat exchange, highlighted by this study (volume of fractures, surface of exchange, volume of rock) are equivalent parameters that can be used to describe natural fractured media or other well controlled man-made fracture systems. To discuss about the analogy with natural fracture systems, we assume

that groundwater fluxes and heat advection around the semi-loop heat exchanger are limited in space. This could simply be due to the boundary conditions imposed by the semi-loop exchanger, or from a decrease of the permeability of the natural or artificial media away from the borehole. Thus, the length of groove ( $l$ ) is equivalent somehow to the size of the permeable fracture system where heat advection occurs. In such a permeable fracture system, the total surface of exchange ( $S$ ) where heat advection occurs, controls the short-term storage capacity. The typical time of this regime is determined by the ratio between the volume of connected and permeable fractures ( $V_f$ ) and the flow rate. On the other hand, the total volume of rock ( $V_r$ ) where heat advection occurs, controls the long term storage capacity. Hence, for a fractured media poorly connected, with a low fracture density, the volume of rock between the flow paths is large which reduces thermal interactions between the flow paths. Thus, the short-term regime (the time before flow paths thermally interact:  $t < t_{c1}$ ) and the transition time ( $t_{c1} < t < t_{c2}$ ) are expected to be relatively large. On the contrary, a high density of permeable fractures implies the fractured media to be well connected with a lower distance between the flow paths. For such well-connected dense fracture systems, short-term storage is expected to be very efficient due to the large fracture surface. But the duration of the short-term and transition regimes are expected to be shorter. In such a case, the distribution of matrix block sizes determines the transition regime between the short-term, where the surface still play a role on thermal exchange, and the long-term regimes where thermal exchanges are only dependent on the size of the permeable fracture system. The mean transition time may be characterized by the time for thermal front to cross the mean distance between the fractures and the half matrix block which is the ratio between the total volume of rock and the surface of exchange:  $t_c = \left(\frac{V_r}{S}\right)^2 / (2D_m)$ . For a system having the same size and surface of exchange but with a broadest block matrix size distribution, the mean transition time may be the same, but the transition regime may be greater and controlled by the highest block matrix size. Finally, if fracture density becomes extremely large, the effect of the exchange surface may be so great that instantaneous thermal equilibrium is reached between the fluid and the matrix. Such systems may be described like classical porous media where the displacement of the thermal front is only dependent on the storage capacity of the fluid and the matrix (Shook, 2001).

#### **4.4. optimization for heat storage**

The fracture network geometry described in the previous paragraph should also constrain the frequency of storing/destocking and thus the purpose of the geothermal storage such as seasonal storage for heating in winter and cooling in summer (Zanchini et al., 2012) and daily storage. For seasonal heat storage, to increase the life time of the geothermal system, it is thus clearly preferable to have matrix block of great sizes so that the mean transition time between short and long-term regimes is larger than the time of storage (6 month). Furthermore, a broader block matrix size distribution will increase the transition time between both regimes. For heat storage at high frequencies, like daily storage, it is preferable to benefit from high surface of exchange, mainly controlled by the density of fractures, to increase the storage capacity. In particular, to have the best storage capacity, the period of storage must be close to the water transit time in the fracture network, which depends on the volume of fractures and the flow rate. Thus, preferential use of geothermal storage could be chosen depending on the fracture network characteristics.

Using a simplified fracture system, we showed here that some recommendations can be given on the implementation of thermal storage systems such as stand column wells in fracture networks of different geometries. To go further, it would be interesting to constrain the modelling work with technical and economical trade off to investigate if some permeability enhancement through specific man-made artificial fracture networks could be feasible in the near future.

**Acknowledgements:** Funding for this work was provided by the project ANR 13-SEED-0009 Stock en Socle. We wish to thank warmly Jean-Yves Ausseur and Charlotte Thierion from ANTEA and Marie Pettenati from BRGM from fruitful and stimulating discussions that greatly improved the quality of the manuscript. Thanks are also due to René Lefebvre from INRS for his helpful and kind comments and corrections that were greatly appreciated. The comments of two anonymous reviewers and the associate editor helped us also to improve the manuscript.

## References

- Abbasi M, Khazali N, Sharifi M (2017) Analytical model for convection-conduction heat transfer during water injection in fractured geothermal reservoirs with variable rock matrix block size. *Geothermics* 69: 1-14
- Axelsson G, Flovenz AG, Hauksdottir S, Hjartarson A, Liu JR (2001) Analysis of tracer test data, and injection-induced cooling, in the Laugaland geothermal field, N-Iceland. *Geothermics* 30: 697-725 doi 10.1016/s0375-6505(01)00026-8
- Banks D (2009) Thermogeological assessment of open-loop well-doublet schemes: a review and synthesis of analytical approaches. *Hydrogeology Journal* 17: 1149-1155 doi 10.1007/s10040-008-0427-6
- Barton CA, Zoback MD (1992) Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the cajon pass scientific drill hole. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 97: 5181-5200 doi 10.1029/91jb01674
- Berkowitz B (2002) Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25: 861-884 doi 10.1016/s0309-1708(02)00042-8
- Bodvarsson GS, Tsang CF (1982) injection and thermal breakthrough in fractured geothermal-reservoirs. *Journal of Geophysical Research* 87: 1031-1048 doi 10.1029/JB087iB02p01031
- Bour O, Davy P (1997) Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research* 33: 1567-1583 doi 10.1029/96wr00433
- Bour O, Davy P (1998) On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research* 34: 2611-2622 doi 10.1029/98wr01861
- Cobbett JS (1999) Sand jet perforating revisited. *Spe Drilling & Completion* 14: 28-33
- de Dreuzy JR, Davy P, Bour O (2001) Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research* 37: 2065-2078 doi 10.1029/2001wr900011

Deng Z, Rees SJ, Spitler JD (2005) A model for annual simulation of standing column well ground heat exchangers. *Hvac&R Research* 11: 637-655 doi 10.1080/10789669.2005.10391159

Geiger S, Emmanuel S (2010) Non-Fourier thermal transport in fractured geological media. *Water Resources Research* 46: 13 doi 10.1029/2009wr008671

Gringarten AC, Witherspoon PA, Ohnishi Y (1975) Theory of heat extraction from fractured hot dry rock. *Journal of Geophysical Research* 80: 1120-1124 doi 10.1029/JB080i008p01120

Guo B, Fu PC, Hao Y, Peters CA, Carrigan CR (2016) Thermal drawdown-induced flow channeling in a single fracture in EGS. *Geothermics* 61: 46-62 doi 10.1016/j.geothermics.2016.01.004

Haddad AS, Hassanzadeh H, Abedi J (2012) Advective-diffusive mass transfer in fractured porous media with variable rock matrix block size. *Journal of Contaminant Hydrology* 133: 94-107 doi 10.1016/j.jconhyd.2012.02.008

Haring MO, Schanz U, Ladner F, Dyer BC (2008) Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics* 37: 469-495 doi 10.1016/j.geothermics.2008.06.002

Hossain MM, Rahman MK, Rahman SS (2000) Hydraulic fracture initiation and propagation: roles of wellbore trajectory, perforation and stress regimes. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 27: 129-149 doi 10.1016/S0920-4105(00)00056-5

Klepikova MV, 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: 5442-5457 doi 10.1002/2016wr018789

Kolditz O (1995) modeling flow and heat-transfer in fractured rocks - dimensional effect of matrix heat diffusion. *Geothermics* 24: 421-437 doi 10.1016/0375-6505(95)00018-1

Kolditz O, Clauser C (1998) Numerical simulation of flow and heat transfer in fractured crystalline rocks: Application to the Hot Dry Rock site in Rosemanowes (UK). *Geothermics* 27: 1-23 doi 10.1016/S0375-6505(97)00021-7

Lauwerier, H. A. (1955), The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid, *Appl. Sci. Res., Sect. A*, 5, 145–150.

Lee KS (2011) Modeling on the Performance of Standing Column Wells During Continuous Operation Under Regional Groundwater Flow. *International Journal of Green Energy* 8: 474-485 doi 10.1080/15435075.2011.576290

Lee MY, Haimson BC (1989) statistical evaluation of hydraulic fracturing stress measurement parameters. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 26: 447-456 doi 10.1016/0148-9062(89)91420-4

Liu HH, Zhang YQ, Zhou Q, Molz FJ (2007) An interpretation of potential scale dependence of the effective matrix diffusion coefficient. *Journal of Contaminant Hydrology* 90: 41-57 doi 10.1016/j.jconhyd.2006.09.006

Molson, J., P.E. Pehme, J. Cherry, and B. Parker (2007) Numerical analysis of heat transport within fractured sedimentary rock: Implications for temperature probes, paper presented at NGWA/U.S. EPA Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation, 5017, pp. 489–502, Portland, Maine

Molz FJ, Melville JG, Parr AD, King DA, Hopf MT (1983) aquifer thermal-energy storage - a well doublet experiment at increased temperatures. *Water Resources Research* 19: 149-160 doi 10.1029/WR019i001p00149

Neuman SP (2005) Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeology Journal* 13: 124-147 doi 10.1007/s10040-004-0397-2

Neuville A, Toussaint R, Schmittbuhl J (2010) Hydrothermal coupling in a self-affine rough fracture. *Physical Review E* 82: 14 doi 10.1103/PhysRevE.82.036317

Nguyen A, Pasquier P, Marcotte D (2015) Influence of groundwater flow in fractured aquifers on standing column wells performance. *Geothermics* 58: 39-48 doi 10.1016/j.geothermics.2015.08.005

Pasquier P, Nguyen A, Eppner F, Marcotte D, Baudron P (2016) Chapter 10 Standing column wells. In: Woodhead Publishing (ed) *Advances in Ground-Source Heat Pump Systems*, 1st Edition: 269-294 doi <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-100311-4.00010-8>

Robertson, E.C. (1988), *Thermal Properties of Rocks*, United States Geological Survey(USGS), Reston, Virginia, 88-441.

Rode A, Liesch T, Goldscheider N (2015) Open-loop geothermal heating by combined extraction-injection one-well systems: A feasibility study. *Geothermics* 56: 110-118 doi 10.1016/j.geothermics.2015.03.001

Sauty JP, Gringarten AC, Menjoz A, Landel PA (1982) Sensible energy-storage in aquifers. 1. theoretical-study. *Water Resources Research* 18: 245-252 doi 10.1029/WR018i002p00245

Shook GM (2001) Predicting thermal breakthrough in heterogeneous media from tracer tests. *Geothermics* 30: 573-589 doi 10.1016/s0375-6505(01)00015-3

Shook GM, Suzuki A (2017) Use of tracers and temperature to estimate fracture surface area for EGS reservoirs. *Geothermics* 67: 40-47 doi 10.1016/j.geothermics.2016.12.006

Woods K, Ortega A (2011) The thermal response of an infinite line of open loop wells for ground coupled heat pump systems. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 54: 5574-5587 doi 10.1016/j.ijheatmasstransfer.2011.07.027

Wu B, Zhang X, Jeffrey RG, Bungler AP, Jia S (2016) A simplified model for heat extraction by circulating fluid through a closed-loop multiple-fracture enhanced geothermal system. *Applied Energy* 183: 1664-1681 doi 10.1016/j.apenergy.2016.09.113

Zanchini E, Lazzari S, Priarone A (2012) Long-term performance of large borehole heat exchanger fields with unbalanced seasonal loads and groundwater flow. *Energy* 38: 66-77 doi 10.1016/j.energy.2011.12.038

Zimmermann G, Reinicke A (2010) Hydraulic stimulation of a deep sandstone reservoir to develop an Enhanced Geothermal System: Laboratory and field experiments. *Geothermics* 39: 70-77 doi 10.1016/j.geothermics.2009.12.003

### 4.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons proposé un échangeur de chaleur pour réaliser du stockage thermique, type PACP (Puits à colonne permanente), composé de rainures verticales disposées radialement autour d'un forage central. Nous avons modélisé numériquement le transport de chaleur par advection dans les rainures et par diffusion dans la matrice rocheuse. Grâce à une étude de sensibilité sur les paramètres géométriques de l'échangeur de chaleur, nous montrons que la conduction de la chaleur dans les roches présente deux régimes à court terme et à long terme. À court terme, la puissance d'échange maximale est atteinte au début de l'injection de l'eau chaude dans les rainures. Elle est contrôlée par la surface d'échange thermique dépendant du nombre de rainures et de leur longueur. Pendant le régime long terme, la capacité à stocker de l'échangeur de chaleur est principalement contrôlée par le volume de roche total entre les rainures, qui dépend principalement de la longueur des rainures. La particularité de ce système est que la distance entre les rainures augmente lorsqu'on s'éloigne du forage du fait de la géométrie radiale. Cela induit un régime de transition entre les deux régimes dont la durée dépend du nombre de rainures et de leur longueur.

Cette étude réalisée sur des systèmes très simples permet de discuter des transferts de chaleur dans un milieu naturel plus complexe. Ainsi, pour des systèmes de fractures naturels, la densité de fractures ou de chemins préférentiels (surface d'échange) contrôle l'échange thermique pendant le régime court terme. Lorsque le front thermique a atteint la moitié de la distance moyenne entre les fractures ou entre les chemins préférentiels, c'est le volume de roche total entre les fractures (ou taille du système) qui contrôle la capacité de stockage thermique. La demi-distance moyenne entre les fractures est égale au volume total de roche du système divisé par la surface d'échange. Le temps de transition moyen entre les deux régimes est donc:  $t_c = (V_r/S)^2 / (2D_m)$ . Ce temps caractéristique est un bon indicateur pour déterminer le moment à partir duquel la surface d'échange ne contrôle plus le stockage thermique. Notons que ce temps de transition est inversement proportionnel à la surface d'échange. En effet, lorsque la densité de fractures augmente, la distance entre les fractures diminue et donc la durée du régime de stockage court terme diminue.

Cette étude montre qu'à partir de la modélisation numérique du stockage de chaleur dans un système de fractures très simple et très bien contrôlé, nous sommes capables de déterminer de manière qualitative l'impact des paramètres géométriques sur les échanges thermiques dans

## **Modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures**

des milieux plus complexes. Cependant le modèle ne prend pas à compte la distribution des ouvertures à l'échelle du réseau de fractures et la complexité intrinsèque à l'échelle de la fracture qui peuvent avoir un impact important sur le transport de chaleur (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a). Ainsi, afin de caractériser l'effet de la complexité des écoulements sur le transport de chaleur à l'échelle de la fracture, nous avons réalisé des tests de traçage thermique en milieu fracturé que nous présentons dans le chapitre 5.



## **5. Transport de chaleur en milieu fracturé : caractérisation expérimentale sur site et développements analytiques**

### **5.1 Introduction**

Comme il a été discuté dans le chapitre 2, les tests de traçage thermique ont soit été utilisés pour estimer les propriétés thermiques du milieu (tests type TRT, Raymond et al. (2011); Fujii et al. (2009)), soit développés pour déterminer les propriétés hydrauliques en milieu sédimentaire (Hermans et al., 2015b; Somogyvari et al., 2016). Mais il existe peu de traçages ayant permis de véritablement caractériser les mécanismes de transport de chaleur dans les milieux fracturés. Dans ces milieux, la variabilité des propriétés thermiques est généralement faible comparée aux contrastes de perméabilité (Stauffer et al., 2013). Nous pouvons cependant citer le travail de Klepikova et al. (2016a) qui a permis d'importantes avancées sur la caractérisation expérimentale du transport de chaleur en milieu fracturé. Ce papier confronte une étude théorique sur les processus de conduction dans différentes géométries de fractures aux résultats de push-pulls thermiques (injection et récupération de chaleur sur le même puits). Il est notamment montré que les propriétés d'échelles de la restitution thermique sont associées à des processus de conduction radiale dans la matrice rocheuse et que seule la modélisation du transport de chaleur dans plusieurs chenaux, et non dans une fracture plane, permet de bien représenter les données des push-pulls. Ainsi, Klepikova et al. (2016a) démontrent expérimentalement que la chenalisation des flux a un impact important sur le transport de chaleur et sa restitution. Cet effet avait jusqu'à maintenant été mis en évidence par des travaux de modélisation qui montraient notamment que la chenalisation pouvait réduire la durée de vie des systèmes géothermiques tels que les EGS (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a). La performance des systèmes géothermiques est donc très dépendante des propriétés hydrodynamiques et géométriques du milieu fracturé. Toutefois, hormis les travaux de Hawkins et al. (2017), qui ont réussi à imager la chenalisation à travers des tests de traçage thermique dans des fractures superficielles, il n'existe à notre connaissance ni développement théorique permettant de prédire le retard thermique à partir de tests de traçages de soluté, tel que c'est le cas en milieu poreux (Shook, 2001), ni expérience de traçage entre forages ayant permis d'analyser transport de soluté et le transport de chaleur en milieu fracturé.

C'est pourquoi dans ce chapitre, nous évaluons l'intérêt d'un test de traçage thermique, avec pompage et injection à deux endroits différents, pour caractériser le transport de chaleur en milieu fracturé. Par rapport aux tests en push-pulls réalisés par Klepikova et al. (2016a), ce type de traçage est peut-être moins sensible aux conditions en proche puits et permet de prendre en compte aussi bien la conduction que l'advection qui sont les deux processus contrôlant le transport de chaleur dans les systèmes géothermiques courants tels que les doublets géothermiques pour l'extraction (EGS) et le stockage thermique. Nous avons choisi de réaliser des traçages verticaux dans un puits entre deux fractures traversant un même forage (appelé "single well thermal tracer test") afin de répondre aux attentes du projet Stock en Socle et se placer dans une configuration analogue à un échangeur de chaleur composé de fractures verticales tel que le système proposé dans le chapitre précédent.

La première partie de ce chapitre constitue un article en préparation pour *Water Resources Research* qui analyse la possibilité d'utiliser un système expérimental de ce type ("single well thermal tracer test") pour caractériser les interactions fractures/matrice en confrontant les résultats expérimentaux à des développements analytiques sur l'expression du retard et de l'amplitude thermique. Ainsi l'article (i) présente les développements analytiques de l'expression du retard et l'amplitude thermique pour différentes géométries de fracture (fracture plane ou chenal), (ii) décrit la méthodologie d'un test de traçage thermique et de soluté en configuration dipôle parfait dans un puits simple et (iii) confronte les développements analytiques avec le retard et l'amplitude thermique de la restitution thermique pour évaluer la possibilité de caractériser expérimentalement le transport de chaleur. Les développements présentés doivent permettre également de prédire le comportement des systèmes géothermiques à partir de tests de traçage de soluté. Puis dans une deuxième partie nous présentons d'autres tests de traçage thermique en configuration radiale convergent et dipôle parfait réalisés en injection continue pour différents débits de pompage. Nous montrons notamment l'effet du flux sur la restitution thermique. Comme cette deuxième partie suit un article en anglais, nous avons choisi de la présenter également en anglais.

## **5.2 Article "Thermal retardation in fractured media : theory and field evidence through heat and solute tracer tests experiments" en préparation pour *Water Resources Research***

## **Thermal retardation in fractured media : theory and field evidence through heat and solute tracer test experiments**

<sup>1</sup>Jérôme de La Bernardie, <sup>1</sup>Olivier Bour, <sup>1,2</sup>Nicolas Guihéneuf, <sup>1</sup>Tanguy Le Borgne, <sup>1</sup>Eliot Chatton, <sup>1</sup>Thierry Labasque, <sup>1,3</sup>Hugo Le Lay and <sup>1</sup>Marie-Françoise Gérard

<sup>1</sup>Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), OSUR, University of Rennes, 35065 Rennes, France

<sup>2</sup>University of Guelph, 50 Stone road East, Guelph, Ontario Canada

<sup>3</sup>UMR SAS, Agrocampus Ouest INRA, 35042 Rennes, France.

Corresponding author: Jérôme de La Bernardie ([jerome.la.bernardie@gmail.com](mailto:jerome.la.bernardie@gmail.com))

### **Abstract:**

The characterization of flow and transport in fractured media is particularly challenging because hydraulic conductivity and transport properties are often strongly dependent on the geometric structure of the fracture surfaces. Here, we derive analytical expressions for the retardation and decay of the thermal breakthrough peak amplitude for different fracture geometries that may be very useful to predict thermal transport from solute tracer tests or to characterize the fracture geometry from thermal tracer tests. We use those developed expressions to interpret the results of single well thermal tracer tests performed in a crystalline rock aquifer at the experimental site of Ploemeur (H+ observatory network).

The experimental setup is based on injecting a pulse of hot water in a fracture isolated by a double straddle packer in the borehole while pumping at the same flow rate (perfect dipole flow field) and monitoring the temperature in the same borehole above the straddle packer. After heat injection, ambient temperature water has been injected at same flow rate to remain in perfect dipole condition all along the tracer test. We implement a Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) which allows the temperature monitoring with high spatial and temporal resolution (29 centimeters and 1 minute respectively).

FO-DTS was particularly useful to identify different inflows of variable temperatures which correspond to two flow paths connecting the injection to the withdrawal fracture. Only one of both flow paths contributes to thermal recovery. Expressions of the thermal retardation and amplitude were then used to interpret the thermal breakthrough curve, using a solute tracer

test as a reference for the advection time. We demonstrate through those expressions that observed thermal amplitude and delay, which is shorter than expected, refer more to a channel of large diameter than to a parallel plate fracture. It suggests that flow channeling strongly reduces thermal exchange between the fractures and the matrix, which increases heat recovery. These findings, which bring new insights on the effect of flow channeling on heat transfer in fractured rocks, show how heat recovery in geothermal systems may be controlled by fracture geometry. This highlights the interest of thermal tracer tests as a complement to solute tracers tests to infer fracture aperture and geometry.

**Key words:** Heat transport, thermal retardation, flow channeling, fractured crystalline media properties, tracer test, Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing

## 1. Introduction

Thermal energy storage is currently developed in shallow porous aquifer to store energy produced by solar panels or for achieving periodic heating and cooling with Aquifer Thermal Energy Storage [Banks, 2009; Molz et al., 1983; Sauty et al., 1982a] or stand column well [Pasquier et al., 2016; Rode et al., 2015; Woods and Ortega, 2011]. Such application in shallow or deep fractured crystalline rocks is much more challenging mainly because of the spatial variability of hydraulic properties and due to the relatively low permeability of the media [Axelsson et al., 2001; Berkowitz, 2002; Neuman, 2005]. Nevertheless, locally, the presence of naturally or induced highly transmissive fractures could allow the fluid circulation which may thermally interacts with the surrounded matrix and facilitate the storage or extraction of heat.

As thermal storage and extraction capacity of fractured crystalline media depends on the hydrodynamic behavior of the fractures and the thermal characteristics of the rock, it is essential to characterize the media through in situ experiments for geothermal purpose. On the one hand, transport properties of fractures are usually acquired thanks to solute tracer tests by analyzing and modeling breakthrough curves [Becker and Charbeneau, 2000; Kang et al., 2015; Welty and Gelhar, 1994]. On the other hand, thermal recovery tests (TRT) have been widely used to determine the thermal conductivity of rock in a borehole [Fujii et al., 2009; Radioti et al., 2016; Raymond et al., 2011; Signorelli et al., 2007]. This type of experiment is usually achieved to design borehole heat exchanger (or closed loop geothermal system) as it determines the rock capacity to exchange heat by pure conduction [Radioti et al., 2016]. Nevertheless, such tests may be insufficient to test thermal energy storage or extraction in fractured media as it does not take into account advective and conductive processes in complex fractured media where heat is stored in the rock matrix while flow occurs mainly within few transmissive fractures.

Heat as tracer has been widely used to characterize hydraulic properties of porous media [Anderson, 2005; Colombani et al., 2015; Hermans et al., 2015a; Hermans et al., 2015b; Klepikova et al., 2016b; Ma et al., 2012; Somogyvari et al., 2016; Wagner et al., 2014]. However only few authors use thermal tracer tests to determine thermal transport parameters [Giambastiani et al., 2013; Sauty et al., 1982b; Vandenbohede et al., 2009; Vandenbohede et al., 2011; Wildemeersch et al., 2014]. In particular, Wildemeersch et al. (2014) demonstrates that the evaluation of thermal retardation between solute and heat tracers can be used to

calculate the volumetric heat capacity of saturated porous media supposing that heat conduction is negligible due to instantaneous thermal equilibrium. But in fractured media, the role of rock thermal conductivity and matrix exchanges have to be explicitly taken into account [Shook, 2001]. For most applications in fractured media, thermal transport is modeled from solute tracer tests data [Axelsson et al., 2001; Karmakar et al., 2016; Shook, 2001; Shook and Suzuki, 2017; Wu et al., 2008], assuming in general specific fracture network geometry like a single fracture or a double-porosity media. Nevertheless, this approach relies on specific assumptions about fracture geometry that are barely checked or validated.

Read et al. (2013) and more recently Hawkins et al. (2017), demonstrates the possibility of achieving thermal tracer tests between two boreholes to investigate hydraulic connections and thermal transport within a fracture or in a fracture network. Read et al. (2013) have shown that the comparison between solute and thermal tracer tests may be difficult and that thermal and solute tracer tests may not provide the same information on the transport pathways, even at the scale of a few meters. Hawkins et al. (2017) have shown that flow channeling strongly controls thermal transport in fractured media. In such conditions, it appears essential to develop appropriate thermal tracer tests for characterizing thermal transport in fractured media. However, implementing thermal tracer tests in fractured media is particularly difficult since an important thermal retardation of about few hours is generally observed during these tests despite fast solute transfer times [Hawkins et al., 2017; Read et al., 2013]. As a consequence, the thermal response at the extraction borehole was limited to a few tens of a degree. In addition, the possibility for achieving cross-boreholes thermal tracer test in fractured media strongly depends on the connectivity and permeability of the fracture network which may be a strong limitation for the experimental setup. Klepikova et al. (2016b) highlights that thermal push pull tracer tests in a fracture can be very informative to determine fracture aperture and geometry thanks to appropriate modeling of diffusion processes in the matrix. Nevertheless, thermal push pull tracer tests do not allow to characterize the advective part of the thermal processes within the fracture network and may be limited to the area around the tested borehole.

Thermal heat tracer tests appear to be much more informative for determining both transport and thermal parameters of the fractured media. In particular, it is crucial to be able to compare solute tracer tests and thermal tracer tests to characterize fracture-matrix interactions and check the possibility to predict thermal transport from solute tracer tests. Here we develop a comprehensive analysis of thermal transport in fractured rock which includes: i) some

analytical developments of the expression of the retardation and the decay of the thermal breakthrough peak amplitude for different fracture geometries, ii) a specific instrumentation and experimental set-up well appropriated for achieving thermal tracer tests between two boreholes or a single borehole, and iii) a detailed comparison of solute and thermal tracer tests which reveals the sensitivity of heat to flow channeling. In the following, we first present the analytical developments to interpret or predict thermal transport from solute tracer tests. Then we describe the field site, the experimental set up, the instrumentation and the data processing that allow to acquire high quality temperature records. In a fourth section, the results from a typical single well thermal tracer test is described, modelled and compared with a single well solute tracer test.

## **2. Theoretical developments for predicting thermal breakthrough in fractured media**

In this section, we describe a simple model used to interpret thermal breakthrough of a thermal tracer test with instantaneous injection. In particular, we determine analytically the expression of the thermal retardation and thermal amplitude of the breakthrough peak for several fracture geometries in function of the thermal parameters. The objective is to predict thermal transport from a solute tracer test. To take into account possible flow channeling within the fractures [Hawkins *et al.*, 2017; Klepikova *et al.*, 2016a], we assume that fractures may be modeled either as fracture plane, or through channels.

### **2.1 Theoretical framework**

We consider a double porosity media where flow is predominant through fractures and thermal diffusion occurs in the surrounding impervious matrix. As heat diffusion is more efficient in rock (diffusion coefficient of granite is about  $1,5 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s) than in water (diffusion coefficient of water is about  $1,4 \cdot 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s) [Incropera and DeWitt, 1996], we assume that heat dispersion can be neglected compared to heat diffusion. The transport equations are given by Carrera *et al.* [1998]. They were adapted by Barker [2010] for thermal transport. The temperature in the fracture is expressed as  $T_f(x, y, z, t)$  and the temperature in the matrix is  $T_m(x, y, z, \eta, t)$  where  $(x, y, z)$  are Cartesian coordinates,  $t$  is the time and  $\eta$  is the depth into the matrix. Under these assumptions, thermal transport in the fracture and the matrix are thus described respectively by the following equations:

$$a\rho_w c_w \frac{\partial T_f}{\partial t} = -a\rho_w c_w u \cdot \nabla T - 2\lambda_m \left. \frac{\partial T_f}{\partial \eta} \right|_{\eta=0} \quad (1)$$

$$\sigma_m(\eta)\rho_m c_m \frac{\partial T_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \sigma_m(\eta)\lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial \eta} \right) \quad (2)$$

where  $u$  is the flow velocity in the fracture,  $a$  is the fracture aperture for a parallel plate fracture or the radius for a channel,  $u$  is the fluid velocity in the fracture,  $\rho_w$  is the density of water,  $c_w$  is the specific heat of water,  $\rho_m$  is the density of rock,  $c_m$  is the specific heat of rock,  $\lambda_m$  is the thermal conductivity of matrix and  $\sigma_m$  is the diffusion surface at depth  $\eta$  and depends on the matrix geometry.

Initial and boundary condition of equation (1) and (2) can be expressed as :

$$T_m(x, \eta, t = 0) = T_f(x, t = 0) = 0 \quad (3)$$

$$T_f(x = 0, t) = S(t)$$

$$T_m(x, \eta = 0, t) = T_f(x, t) \quad (4)$$

$$\left. \frac{\partial T_m}{\partial \eta} \right|_{\eta = \eta_{max}, t} = 0 \quad (5)$$

where  $\eta_{max}$  is the maximal depth of matrix and  $S(t)$  is a source term.

## 2.2 Barker's model for heat transport

The analytical solution of Barker [2010] was obtained thanks to Laplace transform of equation (1) which is :

$$-u\bar{T}_f + (\sigma B(\sqrt{pt_{cb}}) - p)\bar{T}_f = 0 \quad (6)$$

where  $p$  is the transform variable,  $\sigma = 2b\rho_m c_m / a\rho_w c_w$  is the ratio of matrix to fracture thermal storage,  $t_{cb} = b^2 / D_m$  is the characteristic time for diffusion across a block and  $B$  is a function characterizing the block shape [Barker, 1985]. In Carrera *et al.* [1998] this shape factor is equivalent to  $\frac{\bar{g}}{t_{cb}}$  where  $\bar{g}$  is the memory function. The solution of equation (6) for an instantaneous source  $S(t) = \delta(t)$  in a linear flow field is thus the transfer function:

$$F(p) = e^{-pt_a(1 + \sigma B(\sqrt{pt_{cb}}))} \quad (7)$$

where  $t_a$  is the advective transit time in the fracture. From this solution, Barker [2010] also developed the solution of equation (6) for an instantaneous source in a dipole flow field which will be useful for the present study.

In the present study, we use the slab and hollow cylinder geometry [Barker, 1985; Carrera *et al.*, 1998] to model thermal transport in parallel plate and channels. For infinite matrix blocks,

the parameters describing the thermal transport in a fracture become  $\sigma_2 = 2\rho_m c_m / \rho_w c_w$  and  $t_r = a^2 / D_m$  where  $\sigma_2$  is the ratio of matrix to fracture thermal storage and  $t_r$  is the time for heat transfer in the matrix through a distance equal to the fracture radius. The development from the Barker model of the solutions for infinite matrix block for both fracture geometries are presented in appendix A. Note that we use the matlab function of *Hollenbeck* [1998], based on the algorithm of *Hoog* [1982], to numerically inverse the transfer function expressed in Laplace space by *Barker* [2010].

### 2.3 Expression of the thermal retardation and amplitude for different geometries and flow fields.

From the model of *Barker* [2010], we developed in appendix A the analytical expression of the thermal retardation relative to flow velocity and the amplitude of the transfer function peak for each fracture geometry (parallel plate and channel) and different flow fields (linear and dipole flow field). The different configurations are illustrated in Figure 1. We also deduced the expression of the amplitude as a function of thermal retardation. In the following, the expression of thermal retardation and amplitude and the relation between both parameters are provided for the different fracture geometries and flow field.

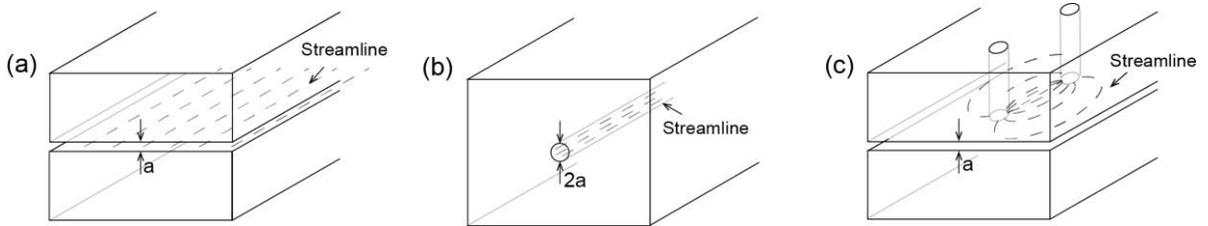


Figure 1 : 3-D illustrations of the different fracture geometries with (a) a parallel plate fracture in linear flow field, (b) a channel in a linear flow field and (c) a parallel plate fracture in a dipole flow field.  $a$  is the fracture aperture for the parallel plate fracture and the radius for the channel geometry.

The expressions of the thermal retardation ( $\tau_f$ ) and amplitude ( $f_{max}$ ) for a parallel plate fracture in a linear flow field are given by (appendix A):

$$\tau_f = 0.16 \frac{(\sigma_2 t_a)^2}{t_r} = 0.16 \left( \frac{2\rho_m c_m}{\rho_w c_w} \right)^2 D_m \frac{t_a^2}{a^2} \quad (8)$$

$$f_{max} = \frac{t_r}{(\sigma_2 t_a)^2} = \left( \frac{\rho_w c_w}{2\rho_m c_m} \right)^2 \frac{1}{D_m} \frac{a^2}{t_a^2} \quad (9)$$

where  $t_a = LHa/Q$  is the advective transit time,  $L$  is the apparent length between the injection and withdrawal and  $H$  is the fracture length perpendicular to the flow. For  $n$

channels in a linear flow field, the thermal retardation and amplitude decay are given by (Appendix A):

$$\tau_f = 0.16 \frac{(n\sigma_2 t_a)^2}{t_r} = 0.16 \left( \frac{2\rho_m c_m}{\rho_w c_w} \right)^2 D_m \frac{(nt_a)^2}{a^2} \quad (10)$$

$$f_{max} = 0.8 \frac{t_r^2}{(n\sigma_2 t_a)^3} = 0.8 \left( \frac{\rho_w c_w}{2\rho_m c_m} \right)^3 \frac{1}{D_m^2} \frac{a^4}{(nt_a)^3} \quad (11)$$

where  $t_a = \pi a^2 L / Q$  is the advective transit time. Finally, the expression of  $\tau_f$  and  $f_{max}$  for a parallel plate fracture in a dipole flow field are:

$$\tau_f = 0.25 \frac{(\sigma_2 t_a)^2}{t_r} = 0.25 \left( \frac{2\rho_m c_m}{\rho_w c_w} \right)^2 D_m \frac{t_a^2}{a^2} \quad (12)$$

$$f_{max} = 0.2 \frac{t_r}{(\sigma_2 t_a)^2} = 0.2 \left( \frac{\rho_w c_w}{2\rho_m c_m} \right)^2 \frac{1}{D_m} \frac{a^2}{t_a^2} \quad (13)$$

where  $t_a = \pi L^2 a / (3Q)$  is the breakthrough time for direct flow along the line joining the injection and withdrawal [Barker, 2010]. Those relations were checked thanks to several numerical simulations with COMSOL Multiphysics considering .

The expressions of the thermal retardation are very similar for the different geometries while the expression of the maximal amplitude  $f_{max}$  varies. The maximal amplitude for a parallel plate fracture is proportional to  $1/t_a^2$  while for a channel , it is proportional to  $1/t_a^3$  (equation (9), (11) and (13)). Figure 2 displays  $f_{max}$  in function of  $t_a$  for parallel plate, channel and multi-channels geometries of equivalent radius and aperture. It shows that, for a given advective time and aperture, the thermal amplitude is more attenuated in a channel than in a parallel plate fracture as well as for a dipole flow field than a linear flow field. This difference is certainly due to the dimensionality of the heat flux which is 2D radial through a channel and 1D orthogonal through a plane fracture [Klepikova et al., 2016a]. Note that in the multi-channel geometry there is no thermal interaction between channels as we consider infinite matrix. It would be interesting in further works to develop the thermal retardation theory for multi-channel and multi-fracture geometries that take into account this effect.

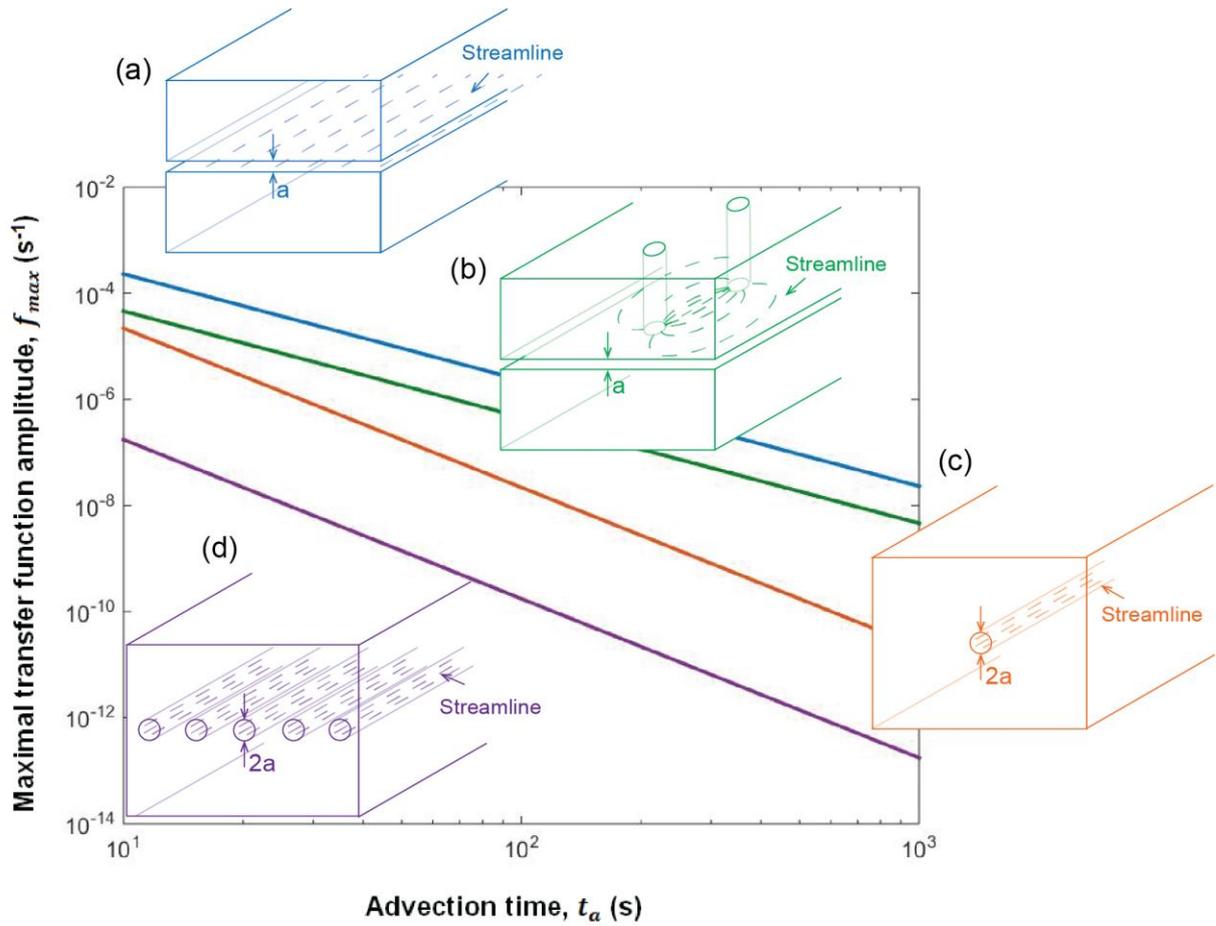


Figure 2 : Maximal transfer function amplitude ( $f_{max}$ ) in function of the advection time ( $t_a$ , arrival time of the solute breakthrough peak) for different flow fields and fracture geometries with (a) a parallel plate fracture in a linear flow field (blue line), (b) a parallel plate fracture in a dipole flow field (green line), (c) a channel in a linear flow field (orange line) and (d) five channels in a linear flow field (purple line). Radius and aperture are equal to  $a=10$  mm.

## 2.4 Comparison with the thermal retardation factor in porous media

The expressions of the thermal retardation in fractured media can be compared with the expression of the thermal retardation in porous media. In a porous media, according to Shook [2001], the thermal retardation is given by:

$$\tau_f = \frac{(1 - \varphi)\rho_m c_m}{\varphi\rho_w c_w} t_a = R_T t_a \quad (14)$$

where  $\varphi$  is the porosity and  $R_T = (1 - \varphi)\rho_m c_m / \varphi\rho_w c_w$  is the thermal retardation factor. In fractured media, equations (8), (10) and (12) can be combined to deduce the equivalent

retardation factors for thermal transport in a channel and plane fracture in a linear flow field ( $R_{Tl}$ ) and in a plane fracture in a dipole flow field ( $R_{Td}$ ) such as:

$$R_{Tl} = 0.16 \frac{\lambda_m S}{Q \rho_w c_w a} \times \frac{\rho_m c_m}{\rho_w c_w}, \quad R_{Td} = 0.08 \frac{\lambda_m S}{Q \rho_w c_w a} \times \frac{\rho_m c_m}{\rho_w c_w} \quad (15)$$

where  $S$  is the surface of exchange in  $m^2$  which depends on the fracture geometry, and the flow field. Thus, in fractured media, we may not neglect the thermal conductivity and the surface of exchange in the calculation of the thermal retardation factor because contrary to thermal transport in porous media, there is no instantaneous local equilibrium between the rock and the fluid due to high advection velocity within the fractures. Thus, the thermal retardation is also dependent on the ratio between the fracture to/from matrix thermal exchange factor (equal to  $\lambda_m S$ ) and the factor representing the thermal advection transport within the fractures (equal to  $Q \rho_w c_w a$ ). To our knowledge, expression of thermal retardation factor in fractured media has never been proposed.

## 2.5 Prediction and interpretation of thermal breakthrough in fractured media

In this section we show how the previous expressions of the thermal retardation and amplitude can be used to predict thermal transport from solute tracer tests or to characterize the fracture geometry. Considering that solute is only transported by advection, the peak time of a solute tracer test can be associated to the advective transit time  $t_a$  and the thermal retardation  $\tau_f$  can be characterized by the difference between the solute and the thermal breakthrough peak time. These analytical developments can thus be a useful tool to rapidly predict thermal transport from solute tracer tests if the geometrical and thermal parameters are well known or to characterize the fracture geometry by comparing thermal and solute tracer tests.

As the expression of the maximal amplitude  $f_{max}$  varies in function of the advective transit time  $t_a$ , thanks to different thermal and solute tracer tests achieved at different flow rates (different  $t_a$ ), we should be able to determine the fracture geometry by representing  $f_{max}$  in function of  $t_a$ . When the geometry of the fracture is well characterized, we can use both expressions of the thermal retardation and maximal amplitude to determine the thermal and/or the geometrical parameters. In this way, these developments will be used to interpret solute and thermal tracer tests performed in this study.

### 3. Field setting and experimental setup

#### 3.1 Introduction

Here, we used a new experimental setup for implementing thermal tracer tests. It consists in injecting hot water into a fracture isolated by a double straddle packer while pumping in the same borehole at a greater elevation. In the literature, hydraulic tests in vertical configuration was first implemented as vertical dipole flow test [Kabala, 1993]. It was settled to characterize the vertical hydraulic heterogeneity of a porous aquifer thanks to the set up of a dipole flow field between an injection and withdrawal chamber using three packers localized in a single borehole. The monitoring of transient [Kabala, 1993] and stationary [Zlotnik and Ledder, 1996; Zlotnik and Zurbuchen, 1998] behavior of hydraulic head in both chambers while pumping in a chamber and injecting in the other at the same flow rate (dipole flow field), allows to determine the mean permeability of the media at the system location. When stationary regime is reached, tracer test with pulse input in a dipole flow field can be achieved to extract other properties as dispersivity, anisotropy ratio, and dynamic volume [Chen et al., 2011; Sutton et al., 2000]. The possibility of choosing the size of the chamber and the distance between injection and withdrawal leads to drastically reduce transfer times. Few vertical tracer tests have been done in fractured media with helium and bromide [Chatton et al., 2017; Sanford et al., 2002] but heat has never been used to our knowledge. Here, we decided to use this setup because of previous knowledge of the good connectivity in the vicinity of the well of two permeable fractures which cross the same borehole at different depths [Chatton et al., 2017]. This setup is similar to classical cross-borehole tests, except that only one borehole has to be instrumented. In the following, we define a single well thermal tracer test as a vertical tracer flow test achieved using heat as a tracer.

#### 3.2. Field site

The tracer tests were conducted at the experimental field site of Stang er Brune which is part of Ploemeur aquifer, a fractured crystalline bedrock aquifer exploited for water supply since 1991, and used as an hydrological observatory to study hydraulic and transport properties of fractured media (H<sup>+</sup> network of experimental sites [hplus.ore.fr/en](http://hplus.ore.fr/en)) [Le Borgne et al., 2006; Ruelleu et al., 2010] . The experimental site is located near the outcrop of a contact zone between mica-schist and granite which dips towards the north. Three open boreholes cross this contact zone at about 40m as shown in Figure 3. Many experiments were achieved in the last ten years for studying hydraulic and transport properties in fractured media. Flowmeter

logging and straddle packer tests were carried out to identify the few permeable and well connected fractures that cross the boreholes [Le Borgne et al., 2007]. Those good hydraulic properties permitted to accomplish tracer tests in dipole, convergent and push pull configurations to characterize network geometry and transport properties [Dorn et al., 2012; Kang et al., 2015; Klepikova et al., 2016a], or to develop hydrogeophysical methods to image flow and transport properties [Read et al., 2013; Schuite et al., 2017; Shakas et al., 2016].

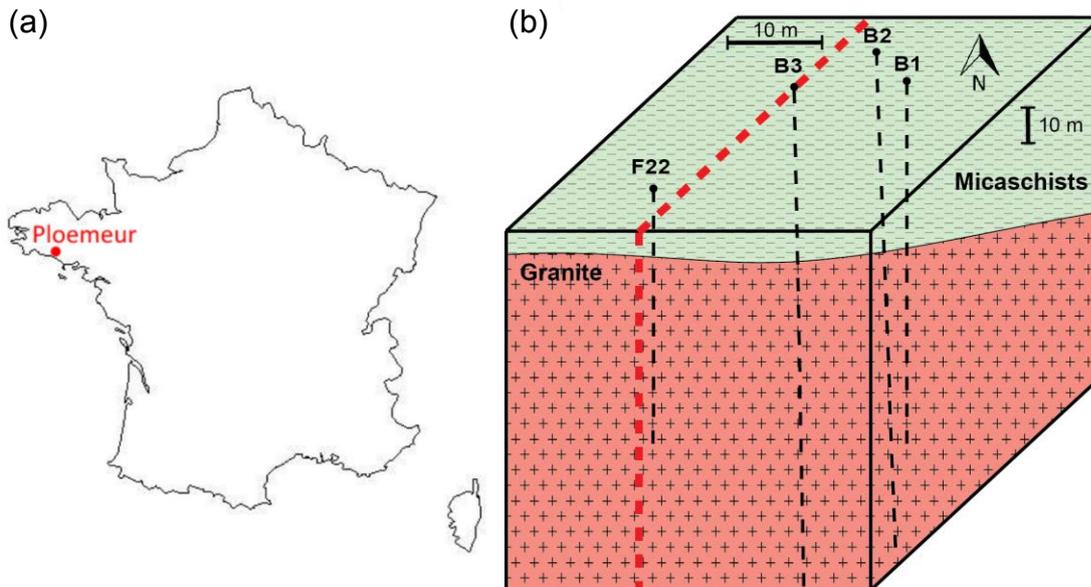


Figure 3 : Location and geological diagram of the experimental site. (a) map of France with the location of the Ploemeur town, (b) Geological block diagram of Stang Er Brune experimental site with the locations of the different boreholes (modified from Read et al. [2013]).

The tracer tests were achieved in borehole B3 between the fractures B3\_1 and B3\_2. Hydraulic head measurements and previous solute tracer tests showed that those fractures are hydraulically connected in the neighborhood of the well allowing solutes to be advected in less than an hour for a small pumping rate [Chatton et al., 2017]. According to optic and acoustic borehole logs, B3\_1 corresponds to a fractured zone localized around 35 meters deep (Figure 4d). Caliper data highlight the presence of a large zone of higher diameter between 33.6 m and 37.2 m for B3\_1. Note that two sub-vertical parallel fractures have been identified from optical log around this depth. They dip at  $84^\circ$  with dip direction of  $342^\circ$ . The fracture B3\_2, dipping at  $52^\circ$  with dip direction of  $254^\circ$ , is localized at 44.9 meters depth (Figure 4d). This fracture is well identified both from caliper data and flowmeter data (Figure 4a, b). The flow decreases in front of B3\_1 is due to the increase of borehole diameter in front of the fracture zone. Note that B3\_1 is well identified from borehole temperature logs (Figure 4c, e)

or from ambient heat-pulse flowmeter data [Le Borgne et al., 2007], but not from impeller data (Figure 4b). This is certainly due to the fact that the head in B3\_1 is much lower than the head in B3\_2 and is close to the borehole head when the impeller flow log has been achieved [Le Borgne et al., 2007]. The fact that the temperature is relatively constant at depths greater than 33.6 m, comes from upward flow of water coming from deeper fractures with an outflow at B3\_1 [Klepikova et al., 2014]. The transmissivity of B3\_1 has been estimated equal to  $7.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  for both fractures while B3\_2 is more transmissive with a transmissivity estimated equal to  $2,4.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  [Le Borgne et al., 2007]. According to previous tracer tests [Chatton et al., 2017], both fractures are well connected with upward flow that should allow thermal tracer testing with good temperature recovery.

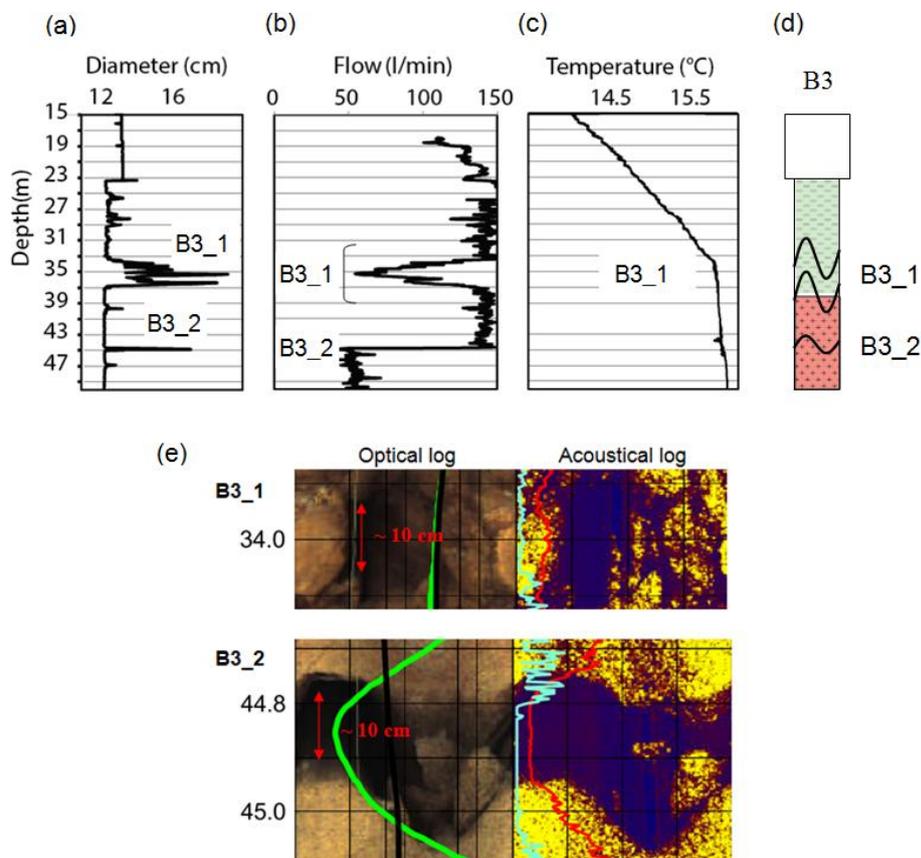


Figure 4 : B3 logging data with (a) Caliper log, (b) Flow log measured with an Impeller flowmeter while pumping at 140 l/min in the cased part of the well, (c) Temperature log in ambient conditions, (d) Geological log with fracture traces derived from optical and acoustical logs where only the main fractures interpreted as open, from the image logs, are represented, and (e) optical and acoustical logs acquired just after drilling in the borehole B3 at upper part of B3\_1 and at B3\_2 depth.

### 3.3 Experimental set up

Several solute and thermal tracer test experiments were achieved in a single well configuration. Figure 5a shows a conceptual scheme of the single well thermal tracer test experiment. In this section, we only present a test achieved with a pulse input (56 °C during 13 minutes) in a dipole flow field with almost the same injection rate (15.6 l/min) and pumping rate (15 l/min). This test can be easily compared to the pulse amino G acid (AGA) tracer test achieved in almost the same flow rates (injection rate of 16,5 l/min and pumping rate of 22 l/min).

The center of the chamber between both packers was set up in front of B3\_2 fracture, at 44.9 m deep. Above the packers, borehole water level was monitored at 10 seconds interval thanks to a STS DL/N Series 70 datalogger localized at 10 meters depth. Pressure in and below the packers were monitored at 10 seconds interval using GE sensing PTX 1830 pressure sensors. A Liquiview FLM21-1 vortex flowmeter allowed to measure continuously the flow rate of water injection. Between both packers, a PT 100 temperature sensor allowed to monitor injection temperature. All temperature, pressure and flow rate measurements were acquired continuously and in real time thanks to a dataTaker DT 80 controller. At 34 meter depth, an Albillia GGUN-FL24 fluorometer measured continuously and in real time the emission of fluorescence of amino G acid tracer (AGA). In the borehole, pumping was carried out thanks to a 2 m<sup>3</sup>/h MP1 Grundfos pump. For each thermal tracer test, water was heated to 60 °C thanks to a boiler (DH 6 Swingtec). A pump (VP Swingtec) injected this heated water within the double straddle packer chamber through an injection tube. To limit heat losses, the injection tube was isolated with a rubber sleeve fixed all along the tube. During the heat injection, the difference between the heating temperature of the boiler and the temperature measured by the PT 100 sensor between the packers was about 3 °C. It shows that the rubber sleeves well isolate the injection tube with only few heat losses

To be able to localize and quantify the thermal breakthrough curve, we used a Fiber-Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) which allows the monitoring of temperature with high spatial and temporal resolution all along the borehole [Selker et al., 2006; Tyler et al., 2009]. Compared to a local thermal probe, FO-DTS allows a monitoring with a great spatial and temporal resolution [Bense et al., 2016], allowing a much better localization of warm inflows, especially in fractured media [Read et al., 2013]. DTS monitoring was done with an Ultima S DTS units (SILIXA manufacturer), which allows temperature sampling every 12.5 cm. To improve temperature resolution, we fix the sampling time to one minute. The fiber

optic cable was led down in the borehole back and forth and four coiled sections of cable were placed before and after entering in the borehole in two calibration baths respectively filled with water at ambient temperature (15°C) and wetted ice (0°C) (Figure 5b, c). In each bath, accurate temperature sensors (RBR solo T temperature sensors with a 0.002 °C accuracy) were set up for the calibration. We used for the calibration three reference temperatures corresponding to three coiled sections located before the splicing, two in the cold bath and one in the ambient bath. At 35 m and 38 m two additional RBR solo T temperature sensors were installed to check the accuracy and the good calibration of the signal measured with FO-DTS.

### **3.5 Data processing**

RBR solo temperature probes in both calibration baths were used to convert the laser backscattered signal measured by the FO-DTS unit to temperature using the post processing single ended calibration procedure proposed by *Hausner et al.* [2011]. A reasonable temperature resolution (temporal mean of temperature variability along the fiber optic in calibration baths) of 0.08 °C was obtained knowing that heat recovery lead to temperature increases by few degrees. At 35 and 38 m, a mean absolute error of 0.13 °C was observed when comparing with downhole RBR solo T. This relative error is mainly due to high spatial temperature variability within the borehole and to the uncertainty of the temperature probes depth which render the comparison slightly uncertain. Nevertheless, FO-DTS provided very good and reasonable estimates of temperature all along the borehole with a spatial resolution of 29 cm and temporal resolution of 1 minute.

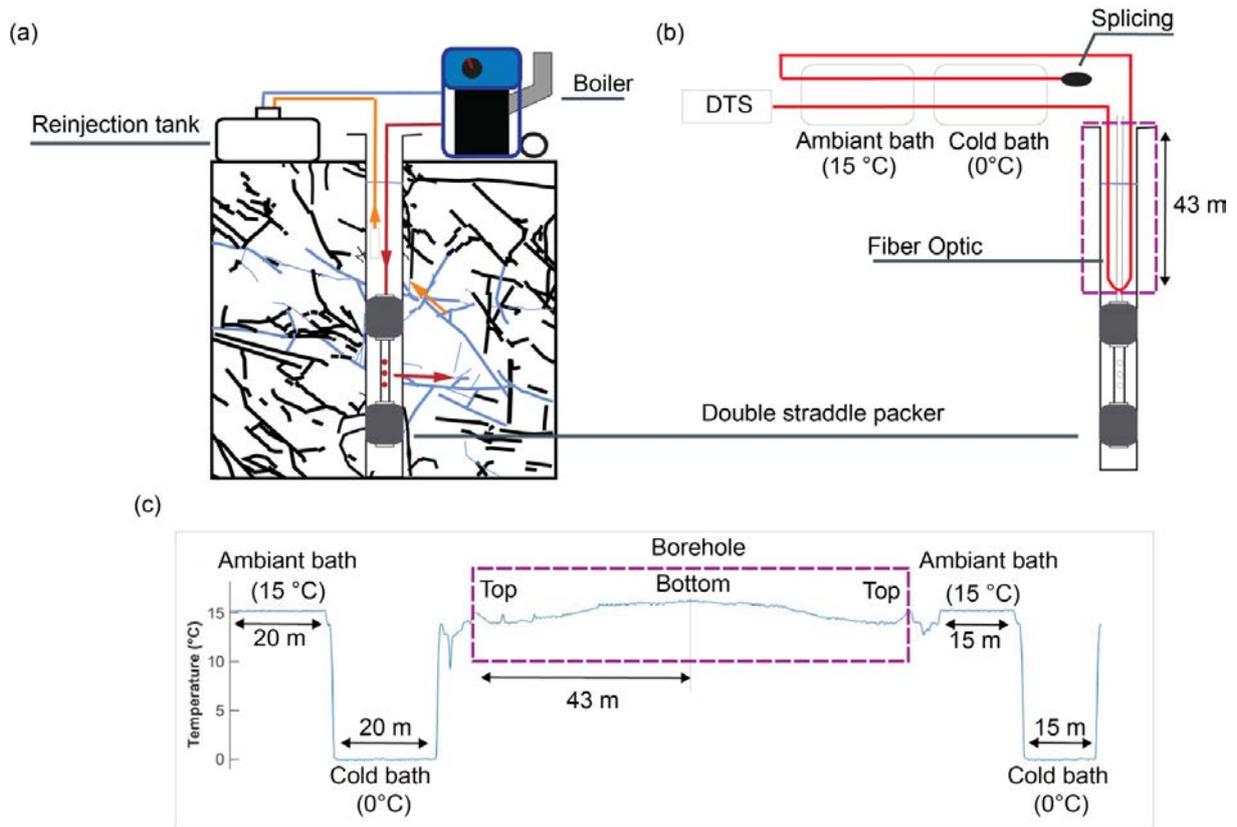


Figure 5 : (a) Conceptual scheme of the experiment. (b) Calibration set up of the FO-DTS. The fiber optic cable is connected to the DTS unit, and then passes through both calibration baths before entering the borehole, down to the top of the straddle packer from which it goes out of the borehole before passing through each calibration baths a second time. (c) Example of temperature measurements from the DTS unit to the splicing.

### 3.6 Solute transport model and applicability of the models to interpret tracer tests in a single well configuration

#### 3.6.1 Solute transport model

The *Welty and Gelhar* [1994] model is classically used to characterize hydraulic and transport properties of aquifers [Constales et al., 2003; Sutton et al., 2000]. It is based on the solving of the transient advection-dispersion equation along each streamline of the dipole flow field considering only longitudinal dispersion and neglecting molecular diffusion. The variable parameters are  $a$  the fracture aperture and  $\alpha$  the longitudinal dispersivity. Note that the model is valid when  $\alpha/L < 0.1$ , where  $L$  is the distance between the two wells. In the following, we use this model to model the solute breakthrough curve acquired during a perfect dipole single well tracer test.

### **3.6.2 Applicability of the models to interpret tracer tests in a single well configuration**

In the present case, the tracer test is not achieved between two boreholes but in a single borehole configuration. In both configurations (cross-boreholes and single well), the flow field is composed of arc of circle streamlines with different radii intersecting the injection and withdrawal area and the flux of water is split to finite number of narrow stream tubes having equal volumetric flow rates [Barker, 2010; Novakowski et al., 2004; Sutton et al., 2000; Welty and Gelhar, 1994]. The main difference may be the boundary conditions which differ depending on the flow configuration. Indeed, in both Barker [2010] and Welty and Gelhar [1994] models, wells are screened through the full depth of the aquifer while in the single well set up describes by Kabala [1993] and Sutton et al. [2000] withdrawal and injection chambers act as partially penetrating wells. In our case, we are able to well isolate the connected fractures with the double straddle packer in such a way withdrawal and injection chambers cross the full fracture zone. We suppose here that as a first approximation, perfect dipole single well tracer tests in a fracture can be modeled thanks to models developed for perfect dipole cross-boreholes tracer tests. Furthermore, we assume that uncertainties on model output due to configuration differences may be small compared to the fact that we model a complex media with a very simple fracture model.

## **4. Results**

### **4.1 Temperature breakthrough**

On Figure 6b is displayed the temperature records acquired by FO-DTS during the perfect dipole thermal tracer test. The x-axis represents the time during the experiment while y-axis corresponds to the depth in the borehole. During all the experiment, steady-state hydraulic conditions are maintained with no pressure variations neither in the injection chamber nor in the upper part of the borehole. The only variable is the temperature of injection which equals the ambient water temperature at the beginning and the end of the experiment while it equals 57°C during heat injection. The temperature inside the injection chamber is given on Figure 6c. Three main phases are then observed above the straddle packer (Figure 6b): before heat injection, during heat injection and during the thermal tracer breakthrough. In the following, we describe those different phases. Note that FO-DTS is not measured in front of the injection chamber but only above the straddle packer all along the injection tube in the water column.

Before heat injection starts, background temperature is roughly constant around 16.7 °C. During the 15 minutes of heat injection, temperature increases in all the water column. In

particular, several hot stripes are observed between 10 and 37.5 m with a hotter zone below 37.5 m. These temperature variations mainly come from thermal losses along the injection tube which heat the water column by diffusion. The stripes are located at the junctions between the sleeves which isolate the injection tube. The greater temperature variations below 37.5 m takes place in front of the steel tube of the packer which has a much greater thermal conductivity.

Just after the end of heat injection, temperature decreases rapidly in most part of the water column due to injection of cold water in the injection tube and pumping of water at ambient temperature. The pumping ensures renewal of water at ambient temperature and explains partly the decreases of temperature along the borehole. Below 37.5 m, the temperature remains relatively high suggesting that there is no flow in this zone. Just after the end of heat injection, we also observed an increase of temperature between 33.6 m and 34.5 m. This hotspot increases in temperature up to 18.3 °C during 35 minutes before decreasing with time until the end of the experiment. As we shall see, this temperature increase corresponds to the breakthrough curve of the single thermal tracer test, which is displayed in Figure 6d. Above 34 meters, temperature also increases but at lower temperature and with a delay that increases towards surface. Between 34.5 and 37.5 m, water temperature remains close to ambient temperature as soon as heat injection stops. The temperature in this area can be explained only by the presence of an ambient water inflow that decreases temperature suddenly by advection. The lack of increase in temperature in this area shows also that heat transfer from B3\_2 is negligible for the time of observation. At depth greater than 37.5 m, temperature decreases very slowly from 19° C to 17.5°C, suggesting the presence of immobile water where temperature decreases only by diffusion.

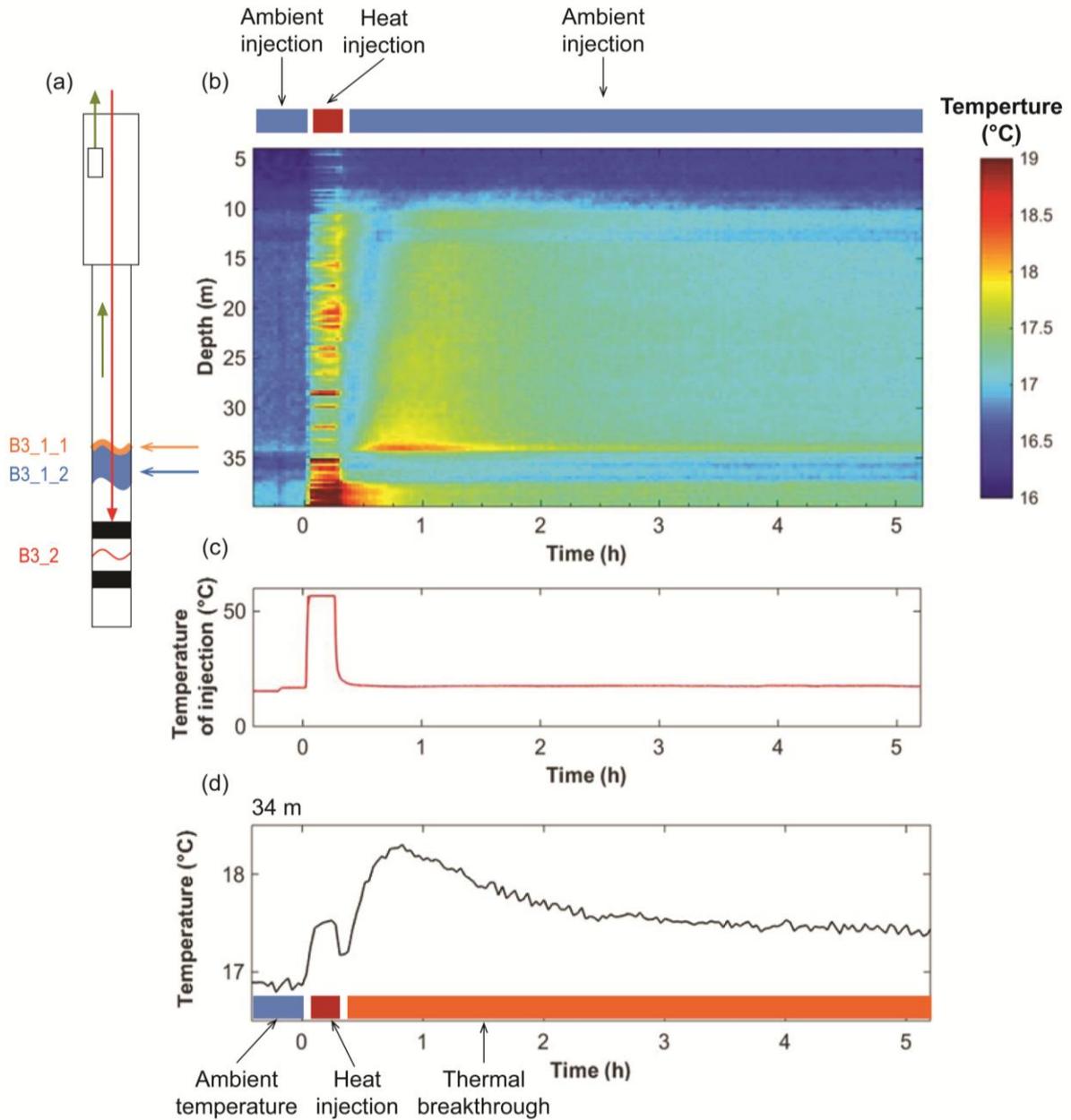


Figure 6 : (a) B3 borehole scheme with the localization of the injection fracture B3\_2 (in red) and the hot inflow B3\_2\_1 (in orange) and cold inflow B3\_2\_2 (in blue) interpreted from (b) the measured temperature with the FO-DTS during the perfect dipole experiment, (c) temperature of injection measured in the injection chamber and (d) thermal breakthrough measured with the FO-DTS at hot inflow B3\_2\_1.

Those observations are in agreement with the presence of the main inflow zone between 33.6 and 37.5 m, just above the no flow area. This 33.6-37.5 m area corresponds to the permeable fracture zones identified with caliper, flowmeter and temperature profiles described in section 2. Note that, the inflow is composed of an inflow at ambient temperature between 34.5 and 37.5 meters and a hot inflow between 33.6 m and 34.5 meters. The hot inflow corresponds to

fast advection of heat from B3\_2 fracture and can be associated to thermal tracer breakthrough, while the cold inflow may correspond to another pathway connected to B3\_2. This implies at least two independent paths from B3\_2. Thus, in the present case, fraction of heat that take places within this second path seems not being recovered during the time of the experiment. In the following, for more clarity, we will make the distinction between the fracture zone between 33.6 m and 34.5 m, which corresponds to B3\_1\_1, with the fracture zone between 34.5 and 37.5, corresponding to B3\_1\_2. Above the B3\_1 fracture, cold and heat inflows are mixed and advected in the borehole by pumping at 10 meters deep. This explains the fact that thermal tracer appears attenuated and with a delay all along the borehole. The delay is simply proportional to flow velocity and pumping rate, while the attenuation should depend on the mixing rate.

The thermal breakthrough curve measured at 34 m (B3\_1\_1) where thermal recovery is maximum allows to distinguish the effects of the different phases of the experiment (Figure 6d): before the heating with a background temperature of 16.9 °C, during heat injection where temperature increases to 0.5°C above the initial temperature due to heat losses along the injection tube and during the thermal breakthrough. The thermal tracer arrives 20 minutes after heat injection starts. The peak of the curve is 1.3°C above the initial temperature and arrives 50 minutes after injection starts. Then the temperature decreases slowly to reach 0.5°C above initial temperature at the end of the experiment.

Note that the temperature measured above B3\_1\_1 is the result of the mixing of both the cold and hot inflows. The DTS temperature monitoring along the borehole (Figure 7) allows to show that the mixing is complete at about 29 m with very low temperature variations between this depth and 24m, the bottom of casing, while high temperature variations are observed between 29 and 34 meters deep. These variations between 34 and 29 meters are interpreted as the result of the mixing between the cold inflow at B3\_1\_2 and the hot inflow from B3\_1\_1 measured at 34 meters. If we assume now that the temperature of B3\_1\_1 is effectively measured at 34 meters through FO-DTS before mixing, it is possible to simply estimate the fraction of flow coming from B3\_1\_1, thanks to a simple mixing equation:

$$Q_{B3_1_1} = Q \frac{T_{\text{mix}} - T_{B3_1_2}}{T_{B3_1_1} - T_{B3_1_2}} \quad (16)$$

where  $Q_{B3\_1\_1}$  is the flow rate coming from B3\_1\_1 in l/min,  $Q$  is the total pumping flow rate in l/min,  $T_{mix}$  is the mixing temperature measured in the borehole between 24 and 29 m in °C,  $T_{B3\_1\_2}$  is the temperature measure in front of B3\_1\_2 in °C and  $T_{B3\_1\_1}$  is the temperature measures in front of B3\_1\_1 in °C. This leads to  $Q_{B3\_1\_1} = 9.4$  l/min, which corresponds to approximately 60% of the total pumping rate. Thus, according to these simple calculations, 60% of the injected heat is transported by B3\_1\_1 (but not necessarily recovered) while 40% is transported by B3\_1\_2 but is not detected during the time of the experiment. Those data permits to interpret the solute and thermal breakthrough in the following section.

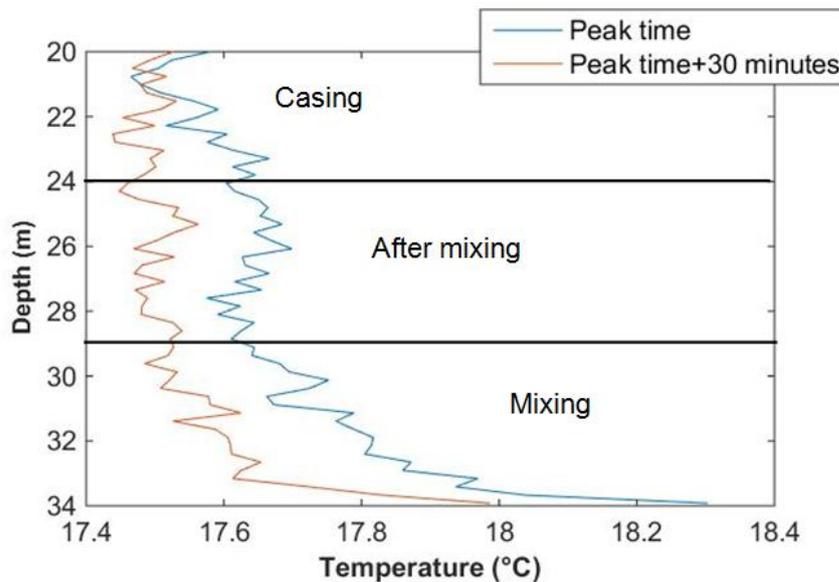


Figure 7 : Reconstructed temperature profile in the borehole for two water volume chosen at the peak time and 30 mn after the peak time. To represent the data and reconstruct the temperature profile, we used a lagrangian approach which consists of considering the temperature evolution of the same water volume at different depths. This has been achieved simply by taking into account the flow velocity in the borehole.

## 5. Data interpretation and modelling

### 5.1 Solute transport modelling

Since the solute tracer is reinjected after dilution in the tank, the concentration breakthrough is evolving toward a constant value for long observation times when the input concentration is diluted in the whole water volume. Once removed the effect of tracer recirculation, the recovery mass is 60 % of the injected mass for the entire breakthrough time (20 hours). It suggests that we only recover the tracer coming from B3\_1\_1 in agreement with flow

estimate in the previous section. It is thus possible to reconstruct the concentration breakthrough coming from B3\_1\_1 dividing the concentration measured by the fluorometer by 0.6.

The model of *Welty and Gelhar* [1994] (see section 3.6) reproduces reasonably well the AGA breakthrough curve as shown in Figure 8. The best manual fit to model leads to  $a = 3.3$  mm and  $\alpha = 0.1$  m., which is in good agreement with other estimates on the site [*Klepikova et al.*, 2016a].

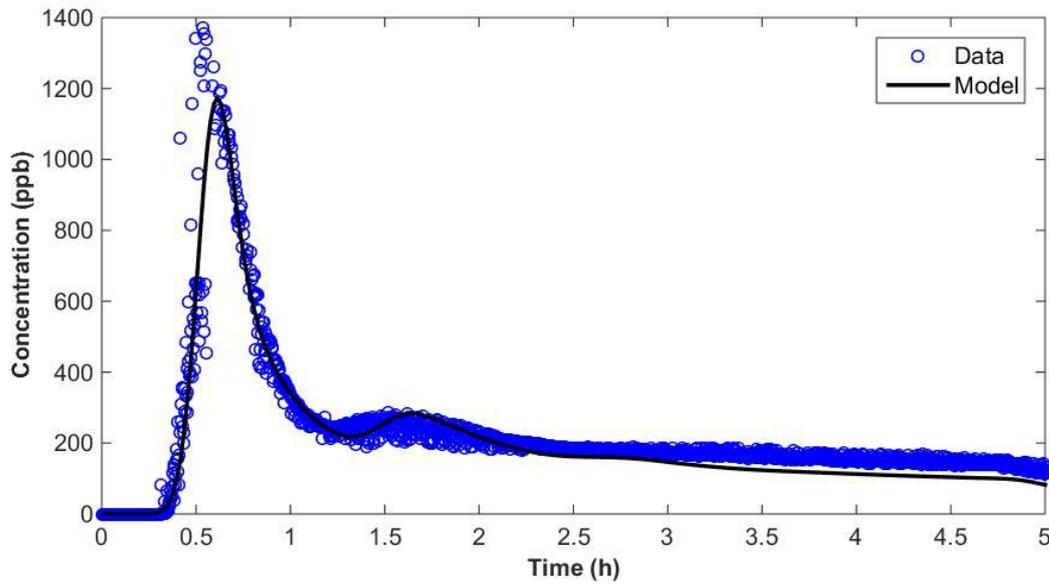


Figure 8 : Amino G acid breakthrough curve data (blue dots) and Welty and Gelhar [1994] model (black line).

## 5.2 Comparison between thermal and solute tracer tests

To be able to compare thermal and solute breakthrough curves we display in Figure 9 the transfer time distribution (or transfer function,  $h(t)$ ) for heat and conservative tracer according to respectively equations (17) and (18):

$$h_{B3\_1\_1}^{AGA}(t) = \frac{C_{B3\_1\_1}(t)Q_{B3\_1\_1}}{0.6 * M_{in}} \quad (17)$$

$$h_{B3\_1\_1}^{Heat}(t) = \frac{(T_{B3\_1\_1}(t) - T_0)}{(T_{in} - T_0)t_{in}} \quad (18)$$

where  $M_{in}$  is the total injected mass of AGA,  $T_0$  is the temperature of water previous to heat, injection,  $T_{in}$  is the temperature of injection and  $t_{in}$  is the injection duration. The transfer time distribution of heat is strongly attenuated compared to solute and the peak of heat arrives 14

minutes after the peak of solute. The thermal retardation is thus equal to approximately 14 minutes. Once removing the effect of tracer recirculation, the thermal recovery is about 15 % of the injected heat. Characteristics of solute and thermal tracer tests are sum up in table 1.

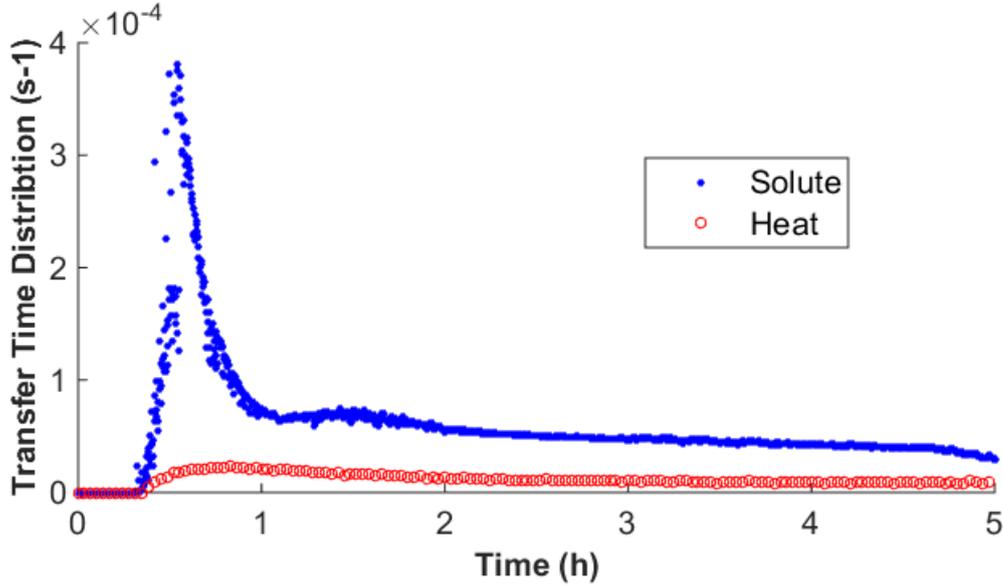


Figure 9 : Comparison of the thermal transfer time distribution measured at B3\_1\_1 fracture and the amino G acid thermal transfer function.

Tracer	Heat	Amino G acid
Recovery ratio	15 %	60 %
Minimum transit time	20.7 min	16.8 min
Modal transit time	50 min	36 min
Maximal amplitude	$2.10^{-5} \text{ s}^{-1}$	$3.8.10^{-4} \text{ s}^{-1}$

Table 1: Characteristics of thermal and solute breakthroughs

We now use the model of *Barker* [2010] and its analytical developments present in the section 2, to interpret the amplitude and the thermal retardation of the thermal breakthrough curve. We determine from equation (12) and (13) the expected thermal retardation and the maximal amplitude for thermal transport in a dipole flow field in parallel plate fracture. The advective transit time  $t_a$  is the peak time of the solute tracer test and the aperture  $a$  is the one found thanks to the modelling of the solute tracer test (section 4.2). Using the thermal parameters issued from core measurements in *Klepikova et al.* [2016a] this leads to a thermal retardation of 28 hours and a transfer function amplitude of  $5.10^{-7} \text{ s}^{-1}$ . Those values are not consistent with the thermal retardation and amplitude observed in Figure 9 (Table 1). Thus, a model

which assumes fracture plane geometry cannot explain both solutes and thermal tracer tests. On the opposite, modelling thermal transport with channel or multi-channel geometries may be more appropriate [Klepikova et al., 2016a]. To investigate flow channeling effect, in the following we model the thermal and solute breakthrough curves considering channel geometry (see section 2 and appendix A).

### 5.3 Modeling thermal and solute transport in channel

Figure 10 displays thermal and solute breakthroughs modeled with a channel model assuming that 30% of flows takes place through the channel(s) from B3\_2 to B3\_1\_1. It shows that we reasonably well fit the first arrival time and maximal amplitude for both thermal and solute breakthroughs. To be able to fit the first arrival time, we used the solution of transport equation in Laplace transform proposed by *Becker and Shapiro* [2000] which considers advection and dispersion processes within a fracture coupled with perpendicular diffusion within the matrix. We simply adapt the model to thermal transport in a channel using the corresponding memory function developed in appendix A. The analytical expressions of the thermal retardation and maximal amplitude (equation (10) and (11)) helped to find the number of channels and aperture that best fit the peak time and amplitude. The best manual fit to both solute and thermal data is obtained for one channel characterized by the following parameters :  $\alpha/L = 3.5$  cm and  $a = 3,8$  cm. The length of the corresponding channel may be determined thanks to the model outputs such as  $L = x_{channel}Qt_a/\pi a^2$ , where  $x_{channel}$  is the fraction of flow rate coming through the channel (30%). This leads to a length of about 30 m which is larger than the distance between the withdrawal and the injection fractures, and a dispersivity of about 1 m. Note that the found channel diameter is very high (7.6 cm) compared to what we expect from other studies achieved in the same field site (1 cm) [Klepikova et al., 2016a]. But the Figure 4e shows that the found aperture with the model is coherent with the optical and acoustical logs.

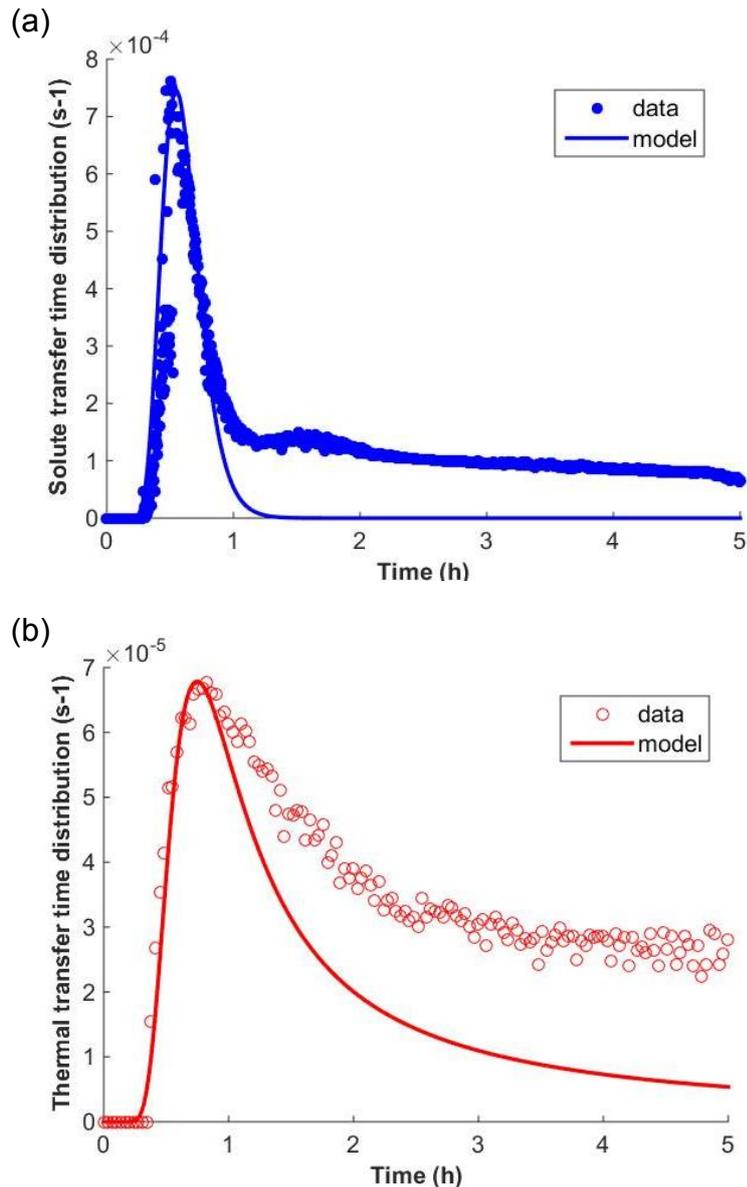


Figure 10 : Modeling of the (a) solute and (b) thermal transfer time distributions using the model of *Becker and Shapiro* [2000] for a channel geometry fracture.

The tailing of the breakthrough curves are not well reproduced by the model and implies other transit times. This is certainly due partly to the presence of other flow paths of different apertures, lengths and geometry and to the solute and heat recirculation during the late time of the experiment. For instance, we display in Figure 11 the sketch of the proposed conceptual geometry of the investigated fracture deduced from the modelling of thermal and solute transport. The hydrodynamic behavior of the fracture during the single well tracer test may be sum up as following : 40% of the injected volume is not recovered during the time of the experiment and a half of the remaining 60% is channelized in a channel of diameter 7.6 cm while the other half is transported in the parallel plate fracture of aperture 3.3 mm through the

streamlines of the dipole flow field. Such a flow partition model is consistent with all observation, in particular the fact that 15% of the injected heat is recovered at B3\_1\_1 and 60% of the total flow rate comes from B3\_1\_1. This indeed suggests that the fraction of heat and solute which is transported through the channel is larger than 15% and lower than 60%. In the following, we also show that this interpretation is consistent with other thermal tracer tests.

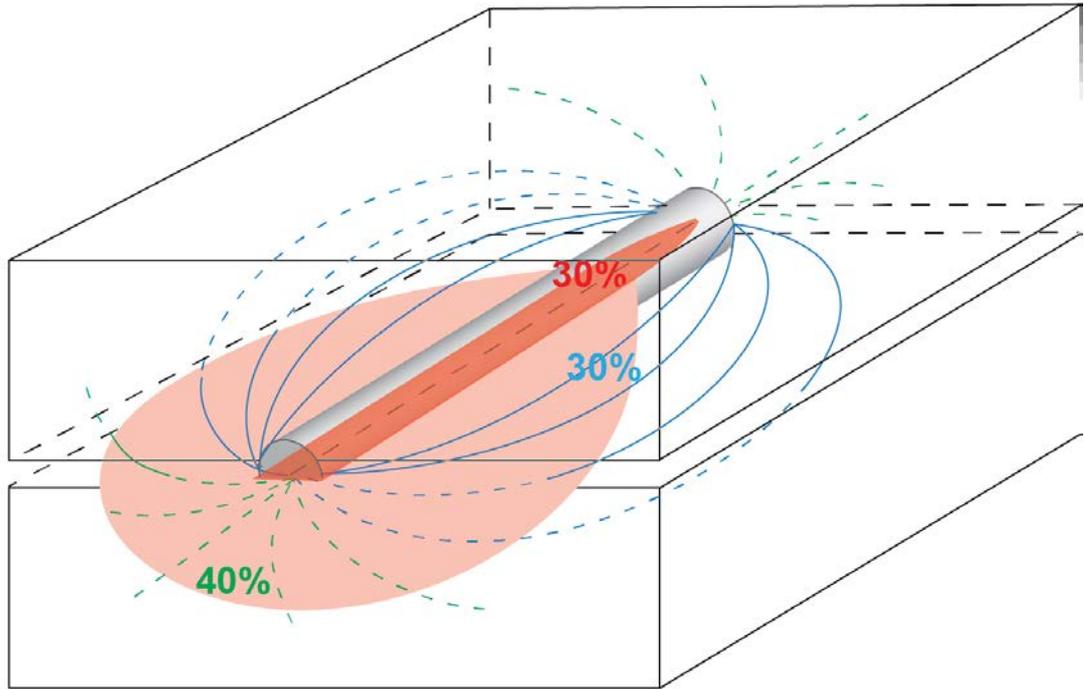


Figure 11 : Conceptual scheme of the supposed fracture geometry with the different flow contributions during the perfect dipole single well thermal tracer test. In pink is the fraction of thermal plume which is transported through the parallel plate fracture and is not recovered (70%). In red is the fraction of thermal plume which is recovered through the channel (30%).

#### 5.4 Generalization to other thermal tracer tests

This section aims to generalize the channeling assumption made previously to other flow configurations. Three other single well thermal tracer tests coupled with solute tracer tests were achieved with continuous injection with different flow rates (different advective transit time  $t_a$ ). One in perfect dipole configuration in roughly the same flow rate as the tracer test interpreted in this paper and two with a pumping rate higher than the injection rate (125 l/min and 90 l/min for the pumping rates while the injection rate was 16 l/min). According to equations (9), (11) and (13) we should be able to confirm the presence of a channel by representing the maximal amplitude  $f_{max}$  of the transit time distribution of the different tracer tests as a function of the advective transit time  $t_a$ . To determine the maximal amplitude, we

simply derive with time the breakthrough curves resulted in the continuous injection inputs. Figure 12 shows that  $f_{max}$  varies according to  $1/t_a^3$  which is representative of a channel according to equation (11). For doing so, we assumed that, similarly to the previous thermal tracer test, the fraction of flow rate coming through the channel is 30%. A manual fit to data provides a channel of radius 3,6 cm. This radius is in good agreement with the output of the modelling of the single well thermal tracer test with pulse injection interpreted in the previous sections. Thanks to those additional thermal tracer tests at different flow rates, the presence of a channel which highly participates to the transport of the thermal tracer is confirmed.

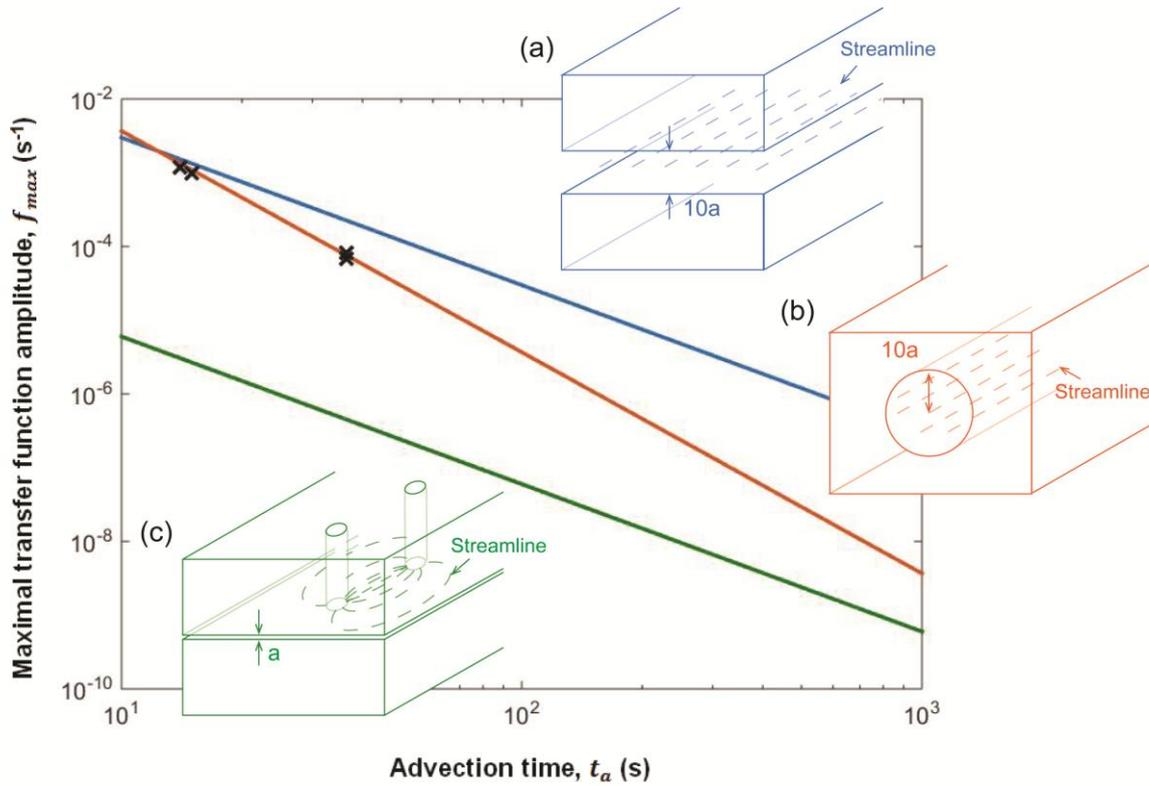


Figure 12 : Maximal transfer function amplitude ( $f_{max}$ ) in function of the advection time ( $t_a$ , arrival time of the solute breakthrough peak) for thermal tracer tests achieved in different flow rates (cross markers). Comparison with the analytical expression of  $f_{max}$  in function of  $t_a$  developed in section 2.3 for different fracture geometries and flow fields with (a) a parallel plate fracture in a linear flow field (blue line), (b) a channel geometry fracture in a linear flow field (orange line) and (c) a parallel plate fracture in a dipole flow field (green line). The best fit to data is obtained for a channel geometry of radius 3.8 cm which is about 10 times the fracture aperture found with the modelling of solute transport in a parallel plate fracture in a perfect dipole flow field.

## 6. Conclusion

On a technical and instrumental point of view, results of this study showed that single well thermal tracer tests are well suited for better characterizing thermal transport processes in fractured media. In the literature, most of the studies on the geothermal efficiency for thermal storage and extraction in crystalline rock are modelling approaches. Thermal tracer tests are poorly achieved because of their difficulty to be implemented, whereas it is an essential in situ test to determine thermal storage capacity of fractured media and it is fully complementary to modelling work. Single well thermal tracer tests can be an interesting alternative since they have several advantages compared to the cross-borehole tracer tests. First of all, it permits the achievement of thermal tracer tests using only one borehole. In addition, we demonstrate that the use of FO-DTS for single well thermal tracer tests is clearly an advantage compared to local temperature probe as it allows to highlight the variability of temperature within the borehole and well identify, localize and quantify heat inflows and heat mixing of the thermal tracer.

To interpret thermal tracer tests in fracture media, we determined the expressions of the thermal retardation and amplitude decay for different fracture geometries and flow fields thanks to some analytical developments derived from the model of *Barker* [2010]. In porous media, the expression of the thermal retardation is well known [*Shook*, 2001] and has been used to characterize thermal properties of rock [*Wildemeersch et al.*, 2014]. It simply depends on the ratio of matrix to pore thermal storage capacity considering that conduction is negligible due to instantaneous thermal equilibrium. But in fractured media, this expression cannot be used because flow are usually too high in the fractures to consider instantaneous thermal equilibrium [*Shook*, 2001]. Thus, we show through this study that the thermal retardation factor in fractured media depends on the contrast between a fracture/matrix thermal exchange factor (depending on the thermal conductivity and the surface of exchange) and a factor representing the transport by advection in the fracture (depending on the flow rate, the water thermal storage capacity and the fracture aperture). To our knowledge, this is the first time that expression of thermal retardation and amplitude decay has been proposed for fractured media and for different fracture geometries. This developments may thus be an innovative tool to predict thermal transport from solute tracer tests or to determine fracture geometry from thermal tracer tests.

Combining these analytical developments with the results of thermal tracer tests allowed us to demonstrate the sensitivity of heat to flow channeling. Comparison with a solute tracer test present a clear signature of flow channeling since the observed differences between thermal and solute breakthrough can be explained only by channelized flow. While solute breakthrough curve is the result of transport occurring in the whole fracture, heat is mainly advected through a main channel, in agreement with *Neuville et al.* [2010] who showed through numerical modelling that flow channeling in a rough fracture reduces thermal exchanges between the fluid and the rock and improves thermal recovery. These results confirms results of *Klepikova et al* [2016a] and *Hawkins et al* [2017] who also observed at different scales the importance of flow channeling. These findings, which bring new insights on the effect of flow channeling on heat transfer in fractured rocks, show how heat recovery in geothermal tests may be controlled by fracture geometry. This also highlights the interest of thermal tracer tests as a complement to solute tracer tests to infer fracture aperture and geometry.

**Acknowledgements:** Funding for this work was provided by the ANR 13-SEED-0009 Stock en Socle project, the national network of hydrogeological site H+ and the ANR project EQUIPEX CRITEX (grant ANR-11-EQPX-0011). The authors also wish to thank warmly Alain Dassargues and Serge Brouyère from the University of Liège for generously lending the portable water heater.

## Appendix A: Analytical development of the model of *Barker* [2010] to determine the expressions of the thermal retardation and amplitude for different fracture geometries and flow fields.

### 1. Linear flow field

According to *Barker* [2010], the Laplace transform of the response to an instantaneous source in a linear flow field is:

$$L\{f(t)\} = F(p) = e^{-pt_a(1+\sigma B(\sqrt{pt_{cb}}))} \quad (19)$$

where  $p$  is the transform variable,  $t_a$  is the advective transit time in the fracture,  $\sigma = \frac{2b\rho_m c_m}{\alpha\rho_w c_w}$

is the ratio of fracture to matrix storage,  $t_{cb} = \frac{b^2}{D_m}$  is the diffusion time through the matrix block and  $B$  is a function characterizing the block shape (*Barker*, 1985; *Carrera et al.*, 1998).

In the following we determine and discuss from equation (1), the influence of the characteristic parameters and the shape of the matrix block on the maximum of the thermal breakthrough and its delay relative to flow velocity.

#### 1.1 Parallel plate fracture

The block geometry function for a rectangular matrix is  $B(x) = \tanh(x)/x$ . We suppose that there is only one fracture. Thus,  $b \rightarrow$  and  $t_{cb} \rightarrow$ , leading to  $B(\sqrt{pt_{cb}}) \sim 1/\sqrt{pt_{cb}}$ . Thus, (19) becomes:

$$F(p) = e^{-pt_a\left(1+\frac{\sigma_2}{\sqrt{pt_r}}\right)} \quad (20)$$

where  $\sigma_2 = 2\rho_m c_m/\rho_w c_w$  is the ratio of matrix to fracture thermal storage,  $t_r = a^2/D_m$  is the time for heat transfer in the matrix through a distance equal to the fracture radius and  $t_a = LHa/Q$  is the advective transit time for a parallel plate fracture,  $L$  the apparent length between the injection and withdrawal and  $H$  is the fracture length perpendicular to the flow.

We now determine the delay of the thermal peak relative to flow velocity and the maximum temperature. We can write equation (20) as:

$$F(p) = e^{-pt_a} e^{-\sqrt{\frac{(t_a\sigma_2)^2}{t_r}}p} = e^{-pt_a} G\left(\frac{(t_a\sigma_2)^2}{t_r}p\right) \text{ where } G(p) = e^{-\sqrt{p}} \quad (21)$$

The inverse Laplace transform of  $F(p)$  can be expressed as:

$$f(t) = L^{-1}(F(p)) = \frac{t_r}{(t_a \sigma_2)^2} g\left(\frac{t_r}{(t_a \sigma_2)^2} (t - t_a)\right) \quad (22)$$

Where  $g(t)$  is the inverse Laplace transform of  $G(p)$ . We can deduce from equation (22) the maximum of the  $f$  function,  $f_{max}$  and the time of this maximum  $t_f$ , such as:

$$(t_f - t_a) = \frac{(t_a \sigma_2)^2}{t_r} \tau_g, \quad f_{max} = \frac{t_r}{(t_a \sigma_2)^2} g(\tau_g) = \frac{t_r}{(t_a \sigma_2)^2} g_{max} \quad (23)$$

where  $\tau_g$  and  $g_{max}$  are respectively the peak time and the maximal value of the  $g$  function. After Laplace transform numerical inversion of  $G(p)$ , we obtain  $\tau_g = 0.16$  and  $g_{max} = 1$ . We then deduce the thermal retardation ( $\tau_f$ ) and the maximum of  $f$  ( $f_{max}$ ) from (23) as:

$$\tau_f = (t_f - t_a) = 0.16 \frac{(t_a \sigma_2)^2}{t_r}, \quad f_{max} = \frac{t_r}{(t_a \sigma_2)^2} \quad (24)$$

## 1.2 Channel fracture

The block geometry which can be used to model a channel is the hollow cylinder [Barker, 1985; Carrera et al., 1998]. The associated block geometry function is:

$$B(x) = \frac{1}{x} \left[ \frac{K_1(ax/b)I_1(Rx/b) - I_1(ax/b)K_1(Rx/b)}{I_0(ax/b)K_1(Rx/b) + K_0(ax/b)I_1(Rx/b)} \right] \quad (25)$$

where  $K_i(x)$  and  $I_i(x)$  are respectively the modified Bessel functions of the second and first order [Abramowitz and Stegun, 1972],  $a$  is the radius of the inner cylinder (channel fracture),  $R$  is the radius of the outer cylinder (channel fracture + matrix) and  $b = (R^2 - a^2)/(2a)$  is the average size of matrix block (ratio of volume to surface area) [Barker, 1985; Carrera et al., 1998]. For a fracture channel,  $R \rightarrow \infty$ , that leads to:

$$B(\sqrt{pt_{cb}}) \sim \frac{\sigma_2}{\sqrt{pt_r}} \left( \frac{K_1(\sqrt{pt_r})}{K_0(\sqrt{pt_r})} \right) \quad (26)$$

Thus, for a fracture channel, equation (19) becomes:

$$F(p) = e^{-pt_a} \left( 1 + \sigma_2 \frac{1}{\sqrt{pt_r}} \frac{K_1(\sqrt{pt_r})}{K_0(\sqrt{pt_r})} \right) \quad (27)$$

Note that the diffusive term in equation (27) representing the block shape is the memory function developed by Klepikova et al. [2016a] for a channel geometry.

We now determine the delay of the thermal peak relative to flow velocity and the maximum temperature for a fracture channel geometry. We can write equation (30) as:

$$F(p) = e^{-pt_a} e^{-\frac{t_a \sigma_2 \sqrt{p} K_1(\sqrt{p} t_r)}{K_0(\sqrt{p} t_r)}} = e^{-pt_a} G(pt_r) \text{ where } G(p) = e^{-\frac{t_a \sigma_2 \sqrt{p} K_1(\sqrt{p})}{K_0(\sqrt{p})}} \quad (28)$$

The inverse Laplace transform of  $F(p)$  can be expressed as:

$$f(t) = L^{-1}(F(p)) = \frac{1}{t_r} g\left(\frac{1}{t_r}(t - t_a)\right) \quad (29)$$

Where  $g(t)$  is the inverse Laplace transform of  $G(p)$ . We can deduce from equation (29) the maximum of the  $f$  function,  $f_{max}$  and the time of this maximum  $t_f$ , such as:

$$f_{max} = \frac{1}{t_r} g(\tau_g) = \frac{1}{t_r} g_{max}, \quad (t_f - t_a) = t_r \tau_g \quad (30)$$

where  $\tau_g$  and  $g_{max}$  are respectively the peak time and the maximal value of the  $g$  function.

After Laplace transform numerical inversion of  $G(p)$ , we obtain  $\tau_g = 0.16 \left(\frac{t_a}{t_r} \sigma_2\right)^2$  and  $g_{max} = 0.8 \left(\frac{t_r}{t_a \sigma_2}\right)^3$ . We then deduce the thermal retardation ( $\tau_f$ ) and the maximum of  $f$  ( $f_{max}$ ) from (30) as:

$$\tau_f = (t_f - t_a) = 0.16 \sigma_2^2 \frac{t_a^2}{t_r}, \quad f_{max} = \frac{0.8}{\sigma_2^3} \frac{t_r^2}{t_a^3} \quad (31)$$

## 2. Dipole flow field

It is difficult to analytically determinate the thermal retardation and the maximal amplitude of the response to a heat pulse input in a dipole flow field imposed in a parallel plate fracture. But, as we know the thermal retardation and the maximal amplitude for the linear flow case, by comparing the breakthrough curves of both configurations with the same parameters, we can evaluate the peak parameters for the dipole case. Thus we obtain:

$$\tau_f = 1.6 \tau_{f1} = 0.25 \frac{t_b^2}{t_{cf}}, \quad f_{max} = 0.2 f_{max1} = 0.2 \frac{t_{cf}}{t_b^2} \quad (32)$$

where  $t_b = \pi L^2 a / (3Q)$  is the breakthrough time for direct flow along the line joining the injection and withdrawal [Barker, 2010] and  $\tau_{f1}$  and  $f_{max1}$  are respectively the thermal retardation and the maximal amplitude of the response of a heat pulse input in a linear flow field imposed in parallel plate fracture. Then we can express  $f_{max}$  in function of  $\tau_f$  such as:

$$f_{max} = \frac{0.05}{\tau_f} \quad (33)$$

## References

- Abramowitz, M., and I. Stegun (1972), Handbook of Mathematical Functions With Formulas, Graphs and Mathematical Tables, John Wiley, New-York.
- Anderson, M. P. (2005), Heat as a ground water tracer, *Ground Water*, 43(6), 951-968.
- Axelsson, G., A. G. Flovenz, S. Hauksdottir, A. Hjartarson, and J. R. Liu (2001), Analysis of tracer test data, and injection-induced cooling, in the Laugaland geothermal field, N-Iceland, *Geothermics*, 30(6), 697-725.
- Banks, D. (2009), Thermogeological assessment of open-loop well-doublet schemes: a review and synthesis of analytical approaches, *Hydrogeology Journal*, 17(5), 1149-1155.
- Barker, J. A. (1985), Block-geometry functions characterizing transport in densely fissured media, *Journal of Hydrology*, 77(1-4), 263-279.
- Barker, J. A. (2010), Modelling doublets and double porosity, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 43(3), 259-268.
- Becker, M. W., and A. M. Shapiro (2000), Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing, *Water Resources Research*, 36(7), 1677-1686.
- Becker, M. W., and R. J. Charbeneau (2000), First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow, *Journal of Contaminant Hydrology*, 40(4), 299-310.
- Bense, V. F., T. Read, and A. Verhoef (2016), Using distributed temperature sensing to monitor field scale dynamics of ground surface temperature and related substrate heat flux, *Agricultural and Forest Meteorology*, 220, 207-215.
- Berkowitz, B. (2002), Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review, *Advances in Water Resources*, 25(8-12), 861-884.
- Carrera, J., X. Sanchez-Vila, I. Benet, A. Medina, G. Galarza, and J. Guimera (1998), On matrix diffusion: formulations, solution methods and qualitative effects, *Hydrogeology Journal*, 6(1), 178-190.
- Chatton, E., T. Labasque, J. de la Bernardie, N. Guiheneuf, O. Bour, and L. Aquilina (2017), Field Continuous Measurement of Dissolved Gases with a CF-MIMS: Applications to the

Physics and Biogeochemistry of Groundwater Flow, *Environmental Science & Technology*, 51(2), 846-854.

Chen, J. S., C. W. Liu, Y. C. Chan, C. F. Ni, and K. K. Kao (2011), Effect of transverse dispersion on solute transport in a vertical dipole flow test with a tracer, *Journal of Hydrology*, 402(3-4), 206-216.

Colombani, N., B. M. S. Giambastiani, and M. Mastrocicco (2015), Combined use of heat and saline tracer to estimate aquifer properties in a forced gradient test, *Journal of Hydrology*, 525, 650-657.

Constales, D., J. Kacur, and B. Malengier (2003), A precise numerical scheme for contaminant transport in dual-well flow, *Water Resources Research*, 39(10), 13.

Dorn, C., N. Linde, T. Le Borgne, O. Bour, and M. Klepikova (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.

Fujii, H., H. Okubo, K. Nishi, R. Itoi, K. Ohyama, and K. Shibata (2009), An improved thermal response test for U-tube ground heat exchanger based on optical fiber thermometers, *Geothermics*, 38(4), 399-406.

Giambastiani, B. M. S., N. Colombani, and M. Mastrocicco (2013), Limitation of using heat as a groundwater tracer to define aquifer properties: experiment in a large tank model, *Environmental Earth Sciences*, 70(2), 719-728.

Hausner, M. B., F. Suarez, K. E. Glander, N. van de Giesen, J. S. Selker, and S. W. Tyler (2011), Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data, *Sensors*, 11(11), 10859-10879.

Hawkins, A. J., M. W. Becker, and G. P. Tsoflias (2017), Evaluation of inert tracers in a bedrock fracture using ground penetrating radar and thermal sensors, *Geothermics*, 67, 86-94.

Hermans, T., F. Nguyen, and J. Caers (2015a), Uncertainty in training image-based inversion of hydraulic head data constrained to ERT data: Workflow and case study, *Water Resources Research*, 51(7), 5332-5352.

Hermans, T., S. Wildemeersch, P. Jamin, P. Orban, S. Brouyere, A. Dassargues, and F. Nguyen (2015b), Quantitative temperature monitoring of a heat tracing experiment using cross-borehole ERT, *Geothermics*, 53, 14-26.

Hoog, F. R., J. H. Knight, and A. N. Stokes (1982), An improved method for numerical inversion of Laplace transforms, *SIAM. J. Sci. Stat. Comp.*, 3, 357-366.

Incropera, F. P., and D. P. DeWitt (1996), *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*, fourth ed, John Wiley and Sons, New York.

Kabala, Z. J. (1993), The dipole flow test - a new single-borehole test for aquifer characterization, *Water Resources Research*, 29(1), 99-107.

Kang, P. K., T. Le Borgne, M. Dentz, O. Bour, and R. Juanes (2015), Impact of velocity correlation and distribution on transport in fractured media: Field evidence and theoretical model, *Water Resources Research*, 51(2), 940-959.

Karmakar, S., J. Ghergut, and M. Sauter (2016), Early-flowback tracer signals for fracture characterization in an EGS developed in deep crystalline and sedimentary formations: a parametric study, *Geothermics*, 63, 242-252.

Klepikova, M., T. Le Borgne, O. Bour, K. Gallagher, R. Hochreutener, and N. Lavenant (2014), Passive temperature tomography experiments to characterize transmissivity and connectivity of preferential flow paths in fractured media, *Journal of Hydrology*, 512, 549-562.

Klepikova, M., T. Le Borgne, O. Bour, M. Dentz, R. Hochreutener, and N. Lavenant (2016a), 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.

Klepikova, M., S. Wildemeersch, T. Hermans, P. Jamin, P. Orban, F. Nguyen, S. Brouyere, and A. Dassargues (2016b), Heat tracer test in an alluvial aquifer: Field experiment and inverse modelling, *Journal of Hydrology*, 540, 812-823.

Le Borgne, T., O. Bour, F. L. Paillet, and J. P. Caudal (2006), Assessment of preferential flow path connectivity, and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer, *Journal of Hydrology*, 328(1-2), 347-359.

Le Borgne, T., et al. (2007), Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers, *Journal of Hydrology*, 345(3-4), 134-148.

Ma, R., C. M. Zheng, J. M. Zachara, and M. Tonkin (2012), Utility of bromide and heat tracers for aquifer characterization affected by highly transient flow conditions, *Water Resources Research*, 48.

Molz, F. J., J. G. Melville, A. D. Parr, D. A. King, and M. T. Hopf (1983), Aquifer thermal-energy storage - a well doublet experiment at increased temperatures, *Water Resources Research*, 19(1), 149-160.

Neuman, S. P. (2005), Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks, *Hydrogeology Journal*, 13(1), 124-147.

Novakowski, K. S., G. Bickerton, and P. Lapcevic (2004), Interpretation of injection-withdrawal tracer experiments conducted between two wells in a large single fracture, *Journal of Contaminant Hydrology*, 73(1-4), 227-247.

Pasquier, P., A. Nguyen, F. Eppner, D. Marcotte, and P. Baudon (2016), Standing column wells, in *Advances in Ground-Source Heat Pump Systems*, edited by S. Rees, pp. 269-294, Woodhead Publishing.

Radioti, G., S. Delvoie, R. Charlier, G. Dumont, and F. Nguyen (2016), Heterogeneous bedrock investigation for a closed-loop geothermal system: A case study, *Geothermics*, 62, 79-92.

Raymond, J., R. Therrien, L. Gosselin, and R. Lefebvre (2011), A Review of Thermal Response Test Analysis Using Pumping Test Concepts, *Ground Water*, 49(6), 932-945.

Read, T., O. Bour, V. Bense, T. Le Borgne, P. Goderniaux, M. V. Klepikova, R. Hochreutener, N. Lavenant, and V. Boschero (2013), Characterizing groundwater flow and heat transport in fractured rock using fiber-optic distributed temperature sensing, *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2055-2059.

Rode, A., T. Liesch, and N. Goldscheider (2015), Open-loop geothermal heating by combined extraction-injection one-well systems: A feasibility study, *Geothermics*, 56, 110-118.

Ruelleu, S., F. Moreau, O. Bour, D. Gapais, and G. Martelet (2010), Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France), *Journal of Applied Geophysics*, 70(2), 161-168.

Sanford, W. E., P. G. Cook, and J. C. Dighton (2002), Analysis of a vertical dipole tracer test in highly fractured rock, *Ground Water*, 40(5), 535-542.

Sauty, J. P., A. C. Gringarten, A. Menjoz, and P. A. Landel (1982a), Sensible energy-storage in aquifers .1. theoretical-study, *Water Resources Research*, 18(2), 245-252.

Sauty, J. P., A. C. Gringarten, H. Fabris, D. Thiery, A. Menjoz, and P. A. Landel (1982b), Sensible energy-storage in aquifers .2. field experiments and comparison with theoretical results, *Water Resources Research*, 18(2), 253-265.

Schuite, J., L. Longuevergne, O. Bour, N. Guiheneuf, M. W. Becker, M. Cole, T. J. Burbey, N. Lavenant, and F. Boudin (2017), Combining periodic hydraulic tests and surface tilt measurements to explore in situ fracture hydromechanics, *Journal of geophysical Research: Solid Earth*, 122.

Selker, J. S., L. Thevenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. V. de Giesen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westhoff, and M. B. Parlange (2006), Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems, *Water Resources Research*, 42(12).

Shakas, A., N. Linde, L. Baron, O. Bochet, O. Bour, and T. Le Borgne (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.

Shook, G. M. (2001), Predicting thermal breakthrough in heterogeneous media from tracer tests, *Geothermics*, 30(6), 573-589.

Shook, G. M., and A. Suzuki (2017), Use of tracers and temperature to estimate fracture surface area for EGS reservoirs, *Geothermics*, 67, 40-47.

Signorelli, S., S. Bassetti, D. Pahud, and T. Kohl (2007), Numerical evaluation of thermal response tests, *Geothermics*, 36(2), 141-166.

Somogyvari, M., P. Bayer, and R. Brauchler (2016), Travel-time-based thermal tracer tomography, *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(5), 1885-1901.

Sutton, D. J., Z. J. Kabala, D. E. Schaad, and N. C. Ruud (2000), The dipole-flow test with a tracer: a new single-borehole tracer test for aquifer characterization, *Journal of Contaminant Hydrology*, 44(1), 71-101.

Tyler, S. W., J. S. Selker, M. B. Hausner, C. E. Hatch, T. Torgersen, C. E. Thodal, and S. G. Schladow (2009), Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods, *Water Resources Research*, 45.

Vandenbohede, A., A. Louwyck, and L. Lebbe (2009), Conservative Solute Versus Heat Transport in Porous Media During Push-pull Tests, *Transport in Porous Media*, 76(2), 265-287.

Vandenbohede, A., T. Hermans, F. Nguyen, and L. Lebbe (2011), Shallow heat injection and storage experiment: Heat transport simulation and sensitivity analysis, *Journal of Hydrology*, 409(1-2), 262-272.

Wagner, V., T. Li, P. Bayer, C. Leven, P. Dietrich, and P. Blum (2014), Thermal tracer testing in a sedimentary aquifer: field experiment (Lauswiesen, Germany) and numerical simulation, *Hydrogeology Journal*, 22(1), 175-187.

Welty, C., and L. W. Gelhar (1994), Evaluation of longitudinal dispersivity from nonuniform flow tracer tests, *Journal of Hydrology*, 153(1-4), 71-102.

Wildemeersch, S., P. Jamin, P. Orban, T. Hermans, M. Klepikova, F. Nguyen, S. Brouyere, and A. Dassargues (2014), Coupling heat and chemical tracer experiments for estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers, *Journal of Contaminant Hydrology*, 169, 90-99.

Woods, K., and A. Ortega (2011), The thermal response of an infinite line of open loop wells for ground coupled heat pump systems, *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 54(25-26), 5574-5587.

Wu, X. R., G. A. Pope, G. M. Shook, and S. Srinivasan (2008), Prediction of enthalpy production from fractured geothermal reservoirs using partitioning tracers, *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 51(5-6), 1453-1466.

Zlotnik, V. A., and G. Ledder (1996), Theory of dipole flow in uniform anisotropic aquifers, *Water Resources Research*, 32(4), 1119-1128.

Zlotnik, V. A., and B. R. Zurbuchen (1998), Dipole probe: Design and field applications of a single-borehole device for measurements of vertical variations of hydraulic conductivity, *Ground Water*, 36(6), 884-893.



### 5.3 Single well thermal tracer tests with continuous injection : effect of the flow rate on thermal transport

In the following, we present in more details several other thermal tracer tests achieved in the same borehole and between the same fractures as the tracer test described in the previous section. Those tests were accomplished with different flow rates and hydraulic configurations to analyze the influence of streamline shape and flow rate on thermal breakthrough.

#### 5.3.1 Methodology

##### 5.3.1.1 Experimental set up

Figure 5-1 shows a conceptual scheme of the experiments in different hydraulic configurations. During convergent dipole tracer tests, withdrawal flow rate is higher than injection flow rate (II and III in Tableau 5-1) while during the dipole tracer test (IV in Tableau 5-1) injection and withdrawal flow rates are equal. Both configurations are expected to lead to different thermal breakthroughs. For the convergent case, the pump pulls water not only from the injection chamber but also away from the connected fractures (Figure 5-1a). Temperature is thus expected to be diluted proportionally to flow rate and thermal conduction in the surrounding rock may only take place in the vicinity of the well along the streamlines that connect the injection chamber with the withdrawal one. On the opposite, perfect dipole tests limit dilution of temperature as flow rate is conserved between injection and withdrawal. This may improve temperature breakthrough, but diffusion along the streamlines may be greater due to higher surface of exchange as shown in Figure 5-1b that would increase heat storage.

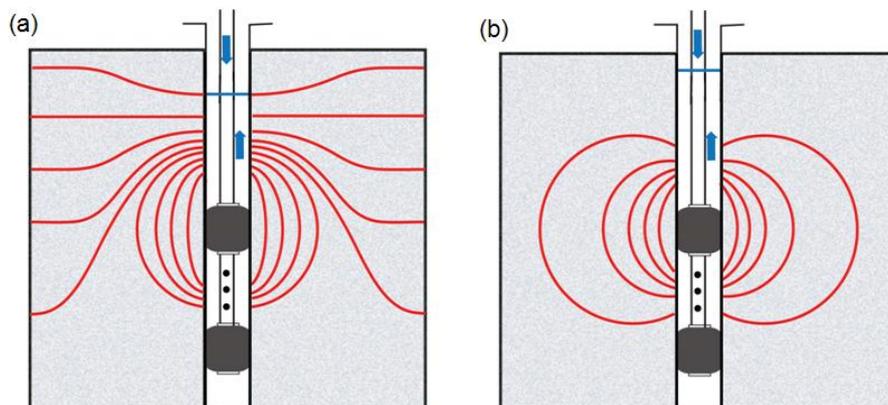


Figure 5-1 : Conceptual scheme of the experiment and hydraulic configurations. Injection rate is the same for both configurations but for (a) the convergent dipole configuration, pumping rate is higher

than the injection rate and for (b) the perfect dipole configuration, pumping rate is equal to the injection rate.

For both hydraulic configurations, heated water were injected continuously between 2 an 5 hours (II, III, IV in Tableau 5-1). But during those experiments, thermal recovery measurements may be influenced by heat losses all along injection tube. Indeed, part of the temperature signal within the temperature breakthrough curve may come not only from advective transport through the fracture network but also from diffusion through the injection tube. To better localize thermal losses in the water column, an additional experiment was carried out (I in Tableau 5-1), which consists in injecting heated water during two hours without pumping. This experiment was essential to interpret thermal tracer tests with continuous input as it allowed to distinguish temperature rises due to advective signal (thermal breakthrough) from heat losses along the injection tube.

During all the experiments with continuous input, after the end of the injection, the pump was running throughout all the night to recover most of heat that have been injected and to obtain thermal breakthrough records as complete as possible. All these experiments were done during a two-week field campaign.

	I	II	III	IV	V
Hydraulic configuration	Divergent	Convergent	Convergent	Perfect dipole	Perfect dipole
Type of heat injection	Continuous injection	Continuous injection	Continuous injection	Continuous injection	Pulse injection
Heat injection rate	15,1 l/min	16,2 l/min	16,7 l/min	20,2 l/min	15,6 l/min
Solute injection rate		4 l/min	10 l/min	10 l/min	
Pumping rate		125 l/min	90 l/min	22 l/min	15 l/min
Injection temperature	50,9 °C	57,1 °C	55,9 °C	56,7 °C	56 °C
Injected mass of solute		1,32 g	1,39 g	1,32 g	
Duration of heat injection	2h02	4h50	2h10	4h02	13min
Duration of solute injection		5 min 40	3 min	2 min	
Duration of heat recovery		15h14	13h10	17h24	

Tableau 5-1 : Experimental set up of the five heat tracer tests

### **5.3.1.2 Data processing : separation of tracer thermal breakthrough from heat losses signal through injection tube**

The FO-DTS calibration processing was the same as for the heat pulse tracer test described in de La Bernardie et al. (in prep). Here we present additional data processing to differentiate advective signal of the temperature recovery from diffusive signal of heat losses coming from the injection tube in the water column.

Data treatment by Karthunen-Loève Transform (KLT) has been applied to differentiate the advective and diffusive signal (Longuevergne et al., 2007). This data processing allows to extract uncorrelated characteristic temporal signals from space-time data field. It consists in defining a new orthogonal basis where each eigenvector is representative of part of the data variance. In this study, the data field corresponds to evolution with time of the measured temperature in the borehole. Temperature is not an extensive variable which is a prerogative for applying KLT to filter data. KLT will allow to qualitatively verify the first hypothesis about the presence of both signals and determine the global ratio between diffusive and advective signal.

To quantitatively remove the diffusive signal from the total signal, we use a very simple method. During a single well thermal tracer test with continuous input, the signal visible at first is the heat losses along the injection tube before the arrival of the thermal breakthrough. We suppose that the temperature of those heat losses becomes rapidly constant as advection processes along the tube cools this diffusive signal and limits transversal diffusion in the borehole (Read et al., 2014). The signal measured before thermal breakthrough arrival can thus be considered as a "temperature background" that does not vary with time. Then, we directly subtract the constant background temperature to the measured temperature to extract the thermal breakthrough of the tracer tests.

## **5.3.2 Results**

### **5.3.2.1 Temperature breakthrough of the experiment IV**

On Figure 5-2a is displayed the temperature records acquired by FO-DTS during the perfect dipole thermal tracer test with continuous input. Note that here we only do the detailed description of the experiment IV, but this section is also useful to understand the thermal records of the other single well thermal tracer tests with continuous injection. The x-axis represents the time during the experiment while y-axis corresponds to the depth in the borehole. We pumped at same flow rate during all the experiment (about 21h30 of pumping,

here is presented only 14 hours of the experiment). The heat injection at 56.7 °C, monitored with a Diver CTD located in the injection chamber, lasted about 4 hours. Three main phases are then observed above the injection chamber (Figure 5-2a): before heat injection, during heat injection and during the thermal tracer breakthrough. In the following, we describe those different phases. Note that here FO-DTS is not measured in front of the injection chamber but only above the straddle packer all along the water column.

Before the injection of heat starts, background temperature is roughly constant around 16°C. Then after the injection start, the temperature increases in all the water column. In particular, several hot stripes are observed between 10 and 37.5 m with a hotter zone below 37.5 m. These temperature variations mainly come from thermal losses along the injection tube which heats the water column by diffusion. The stripes are located at the junctions between the sleeves which isolate the injection tube. The greater temperature variations below 37.5 m takes place in front of the steel tube of the packer which has a much greater thermal conductivity. Between 34.5 and 37.5 m, we observe a colder zone with also stripes. After the end of the injection, temperature decreases more or less rapidly depending on the zone in the borehole. But between 33.6 and 34.5 m we observe a hot spot whose temperature remains relatively high after the end of the injection. As we shall see, this signal corresponds to the breakthrough curve of the single thermal tracer test, which is displayed in Figure 5-2b. Just above, at 33.6 m depth, temperature decreases slightly more rapidly. Before the end of the injection the highlighting of this hot spot is not evident due to the superposition of the stripes which also increase the temperature in the water column. Between 34.5 and 37.5 m, water temperature reaches more rapidly the ambient temperature as soon as heat injection stops. The low temperature in this area during and after the injection can be explained only by the presence of an ambient water inflow that decreases temperature suddenly by advection. This rapid water cooling in this area shows also that heat transfer from B3\_2 is negligible for the time of observation. At depth greater than 37.5 m, temperature decreases slowly from 24° C to ambient temperature, suggesting the presence of immobile water where temperature decreases only by diffusion.

Those observations are in agreement with the presence of the main inflow zone between 33.6 and 37.5 m, just above the no flow area with an inflow at ambient temperature between 34.5 and 37.5 meters (B3\_1\_2) and a hot inflow between 33.6 m and 34.5 meters (B3\_1\_1). The hot inflow corresponds to fast advection of heat from B3\_2 fracture and can be associated to thermal tracer breakthrough, while the cold inflow may correspond to another pathway

connected to B3\_2. This implies at least two independent paths from B3\_2. Thus, in the present case, fraction of heat that take places within this second path seems not being recovered during the time of the experiment. Above the B3\_1 fracture, cold and heat inflows are mixed and advected in the borehole due to the constant pumping. Note that those observations are in agreement with the results of the single well thermal tracer test with pulse input achieved in the same borehole by de La Bernardie et al. (in prep).

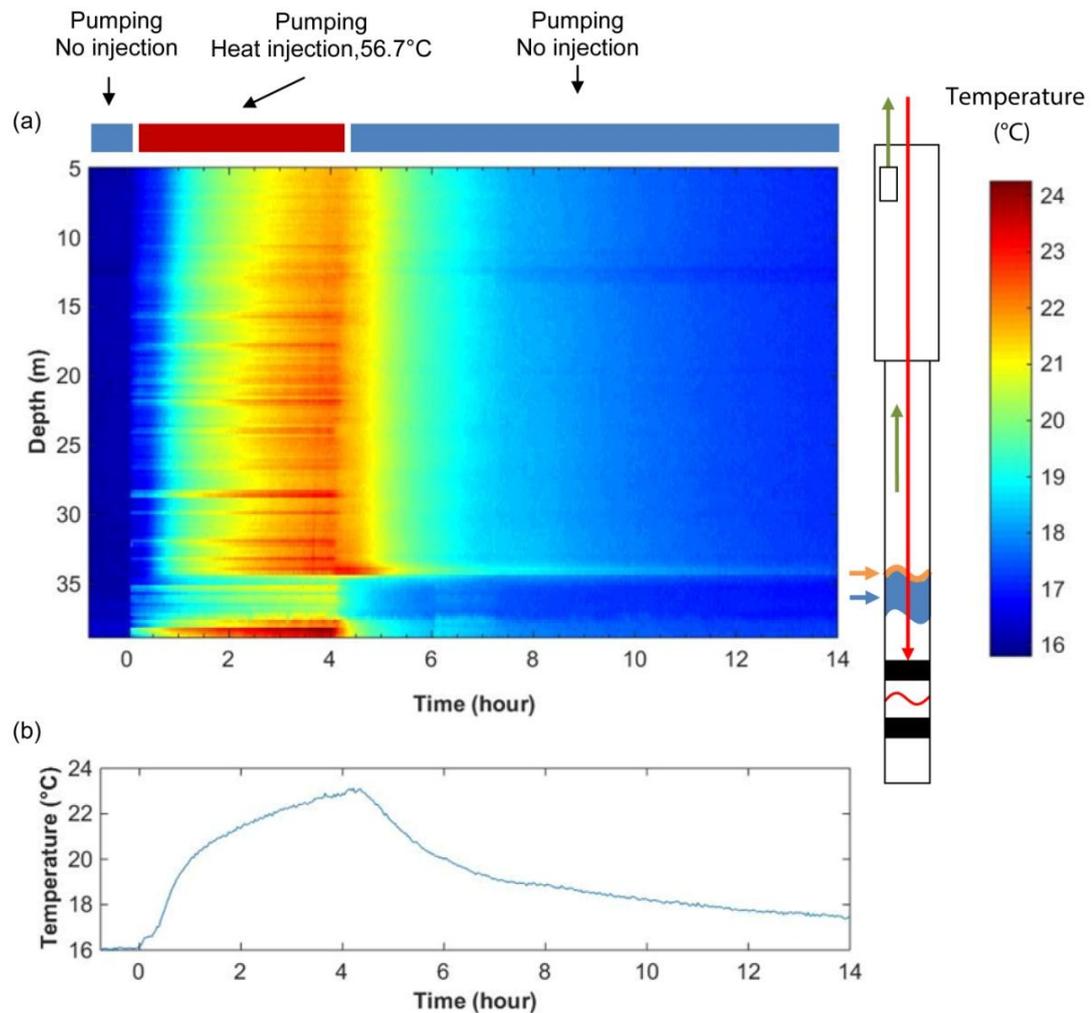


Figure 5-2 : (a) Evolution with time of the temperature measured along the borehole with the FO-DTS during the perfect dipole experiment with continuous injection and (b) thermal breakthrough measured with the FO-DTS at heat inflow depth, 34 m.

### 5.3.2.2 Characterization of heat losses from injection tube through a heat injection test

To characterize and localize heat losses that occur during heat injection all along the injection tube, we achieved a heat injection test without pumping (Experiment I). Figure 5-3a displays the temperature records measured by FO-DTS along the injection tube during Experiment I.

Rapidly after injection starts, stripes of variable temperature appear due to discontinuities in injection sleeve isolation as mentioned previously in the section 4.3. Below 38 m, thermal losses are higher and the temperature reach 4,5°C above the initial temperature (16°C). This signal takes place in front of the metal tube of the packer which has a greater thermal conductivity. The important spatial variability of temperature anomaly, which is the difference between measured temperature and initial temperature, is due to the heterogeneous quality of injection tube isolation and the difficulty to locate the fiber optic at the same place all along the tube. Figure 5-3b presents three temperature profiles measured by FO-DTS : in ambient condition, 1h30 after heat injection without pumping and 1h30 after heat injection while pumping during experiment IV. It clearly shows that after the same injection duration, we observe a difference of more than two degrees between a test with only injection and another one with pumping. This difference confirms the presence of a hot inflow coming from the fracture at 34 m (B3\_1\_1 fracture).

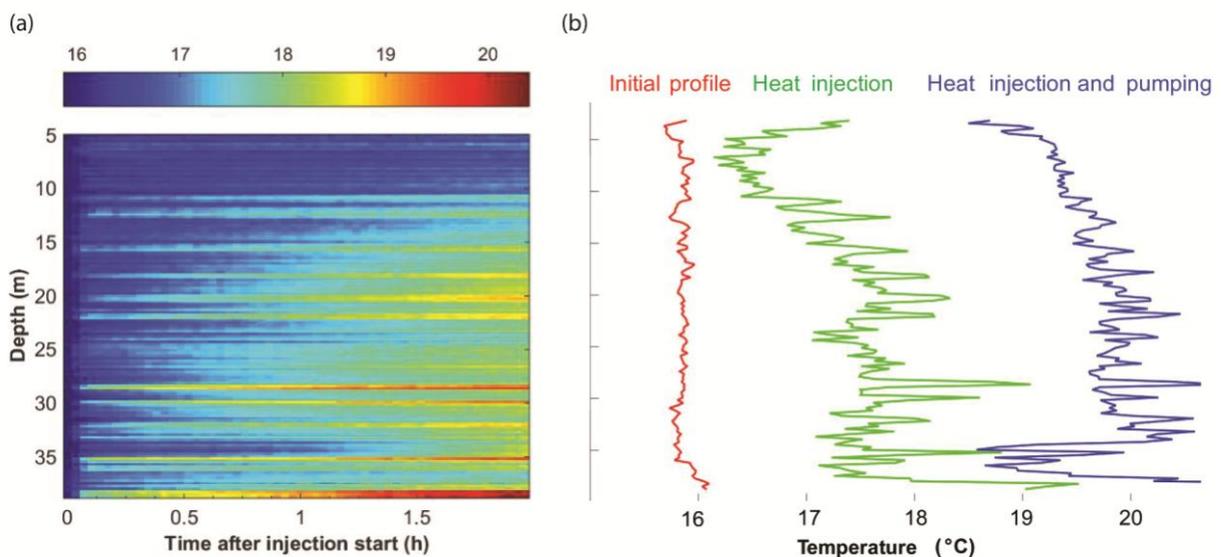


Figure 5-3 : (a) Evolution of the temperature measured by FO-DTS in the borehole as a function of time during experiment I and (b) different temperature profiles measured by FO-DTS in the borehole after 1h30 of heat injection during experiment I (green) and during experiment IV (blue), compared to the initial profile (red)

The heat injection test was essential to well highlight the effect of heat losses from the injection tube on the temperature records during the thermal tracer test. In particular it allows to confirm that the increase of temperature is the superposition of two signals: the thermal losses along the injection tube and the thermal tracer. But the temperature recorded during the heat injection test cannot be directly used to determine the fraction of heat that comes from

each process. Indeed, during this test, there is no flow along the injection tube while during the thermal tracer tests, the flow in the borehole, due to the pumping, impacts the thermal losses signal measured by the FO-FTS. In pumping configuration; the thermal losses signal is expected to be lower than without pumping. In the following we show how we can distinguish and separate thermal tracer breakthrough from heat losses signal through the injection tube.

### **5.3.2.3 Separation of thermal tracer breakthrough from heat losses signal through injection tube**

Data treatment by Karthunen-Loève Transform (Longuevergne et al., 2007) was applied to data of experiment IV section to differentiate tracer thermal breakthrough (advective signal) from the heat losses coming from the injection tube (diffusive signal), as mentioned in section 5.3.2.1 Two main eigen vectors can explain the signal as shown in Figure 5-4. The first one participates to 95% of the variance of the complete signal measured by FO-DTS. Both signals have two different signatures. Indeed, amplitude of the first eigen vector increases slowly and looks like a breakthrough curve. This eigen vector may be associated to the advective signal of the thermal tracer. The second eigen vector is a step function that begins at injection start and finishes at injection stop. The shape of this temperature signal is typical of a diffuse heat flux perpendicular to a flowing fluid (Read et al., 2014). Thus, the second eigen vector certainly represents the diffusive signal coming from the injection tube. This data treatment well demonstrates the presence of two distinct signals that participate to the total measured signal. In particular, the temperature breakthrough coming from the fracture clearly predominates the total signal compared to heat losses coming from the injection tube.

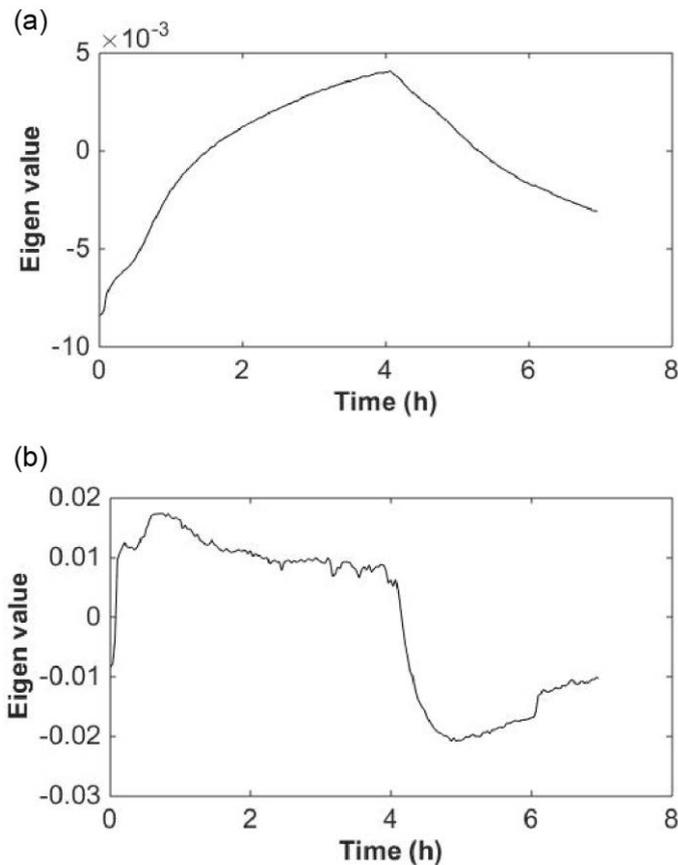


Figure 5-4: Data treatment by Karthunen-Loève Transform : (a) first and (b) second eigen vectors which can be associated respectively to thermal tracer breakthrough signal and heat losses signal through injection tube

We demonstrate the presence and the shape of diffusive and advective signal thanks to KLT. But, as shown in section 4.3.1.2, this method does not allow to quantitatively separate both signals. To remove diffusive signal from thermal breakthrough curve of experiments II, III and IV we simply subtract the early constant temperature records due to thermal losses coming from injection tube to the total temperature records, as mentioned in section 4.3.1.2. Figure 5-5 displays temperature anomaly (difference between measured temperature and initial temperature) during experiment IV before and after diffusive signal subtraction. The graph shows that part of the temperature increase due to heat losses is relatively low compared to the one coming from thermal breakthrough thanks to thermal advection. For the case of experiment IV, by simple energy balance calculation, we show that the mean thermal losses signal along the tube of injection corresponds to about 6% of the total heat recovery, which confirms the result of the data treatment by Karthunen-Loève Transform.

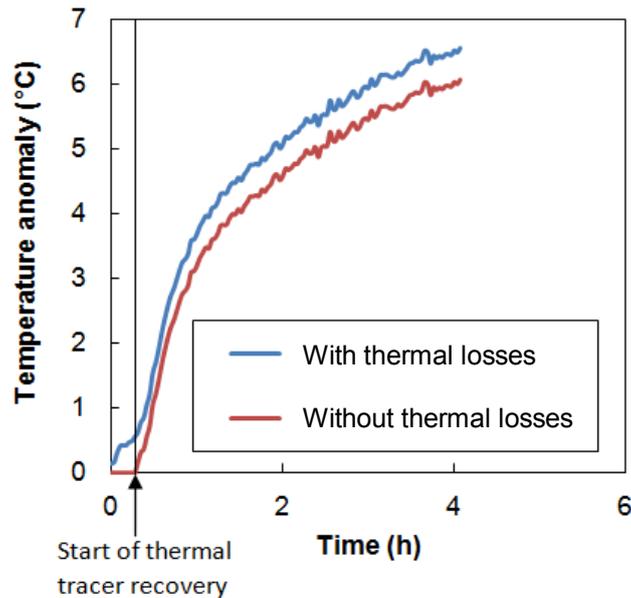


Figure 5-5 : Thermal breakthrough curves measured above the fracture zone during experiment IV before (blue) and after (red) removing the signal of heat losses coming from the injection tube

### 5.3.2.4 Comparison of the thermal tracer tests with continuous injection

To highlight the influence of flow rate on thermal recovery, we compare the three thermal tracer tests achieved with continuous heat injection and with 125 l/min, 90 l/min and 22 l/min flow rates (respectively experiment II, III and IV). Temperature records are displayed in figure 6. For each experiment, we display the temperature measurements with the same color scale as a function of time after injection start (abscise). A first look at Figure 5-6 shows that temperature signal is more attenuated when flow rate increases, which is due to the fact that increasing the flow rate lead to an increase of thermal dilution. For each experiment, we can well localize the high temperature signal from thermal tracer breakthrough at 34 m. In particular this heat inflow is much more visible for high flow rate (Figure 5-6a and b) because thermal losses signal from injection tube are attenuated due to thermal dilution and have less influence on temperature records. Those results well show the influence of flow rate on thermal breakthrough.

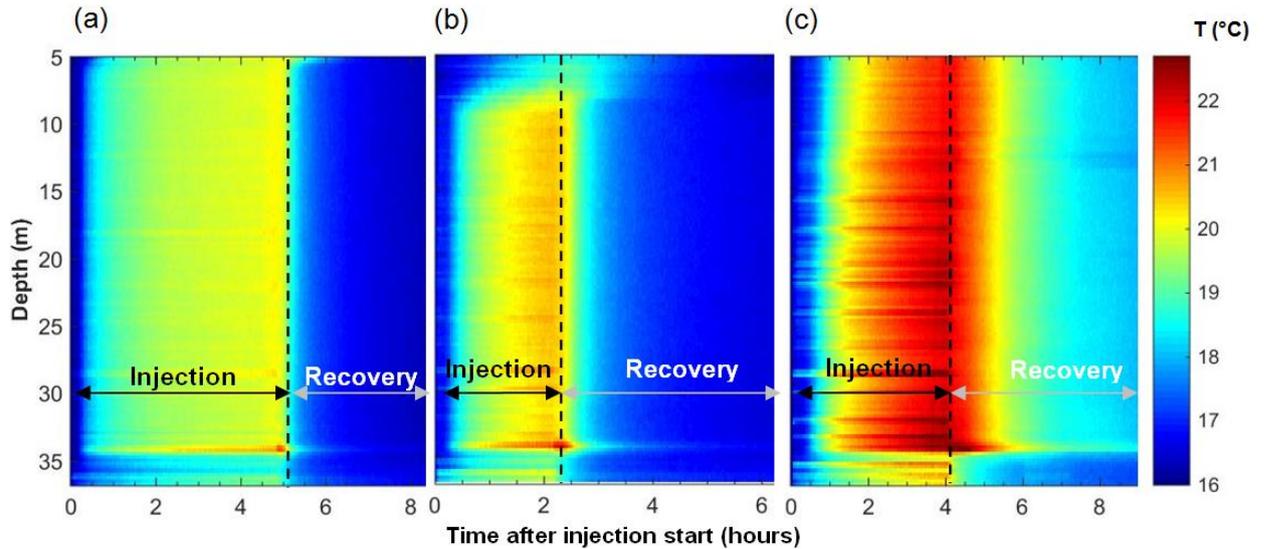


Figure 5-6 : FO-DTS measured temperature during and after heat injection for (a) convergent dipole configuration  $Q=125$  l/min, (b) convergent dipole configuration  $Q=90$  l/min and (c) perfect dipole configuration  $Q=22$  l/min

To compare the thermal breakthroughs of each thermal tracer test, we calculate the ratio between instantaneous recovery power and injection power  $P/P_{in}$ . It is an observable more pertinent to compare storage and recovery efficiency of each test because it depends not only on the temperature but also on the flow rate and is totally independent from the time of injection and recovery which differ for each test.  $P/P_{in}$  is calculated as :

$$\frac{P}{P_{in}} = \frac{Q_{out}(T - T_0)}{Q_{in}(T_{in} - T_0)} \quad (15)$$

where  $Q_{out}$  is the withdrawal flow rate,  $Q_{in}$  is the injection flow rate,  $T$  is the temperature breakthrough measured by the FO-DTS at 34 m,  $T_0$  is the initial temperature and  $T_{in}$  is the temperature of injection. Figure 5-7 shows the evolution with time of the ratio between instantaneous recovery power and injection power for the different hydraulic configurations. It shows that contrary to the expectations, heat recovery during the injection is higher for convergent cases, with 58% of thermal recovery for highest flow rate and 15% for perfect dipole test. This is certainly due to fast transit times and streamlines configuration during convergent test which allows to recover most of heat by advection and limit thermal diffusion in the rock. After injection stop, heat recovery declines very rapidly for convergent configurations, but in the case of perfect dipole, the recovery lasts for much longer times. Energy balance shows that differences between both configurations are small at the end of recovery, with a thermal recovery slightly higher for the convergent case with a ratio of 37 %

against 34% for perfect dipole configuration. But for convergent configuration, after 12h of thermal recovery, no more heat can be recovered from stored energy whereas for perfect dipole tracer test, it seems that even after the end of the test, heat can be restored keep going pumping.

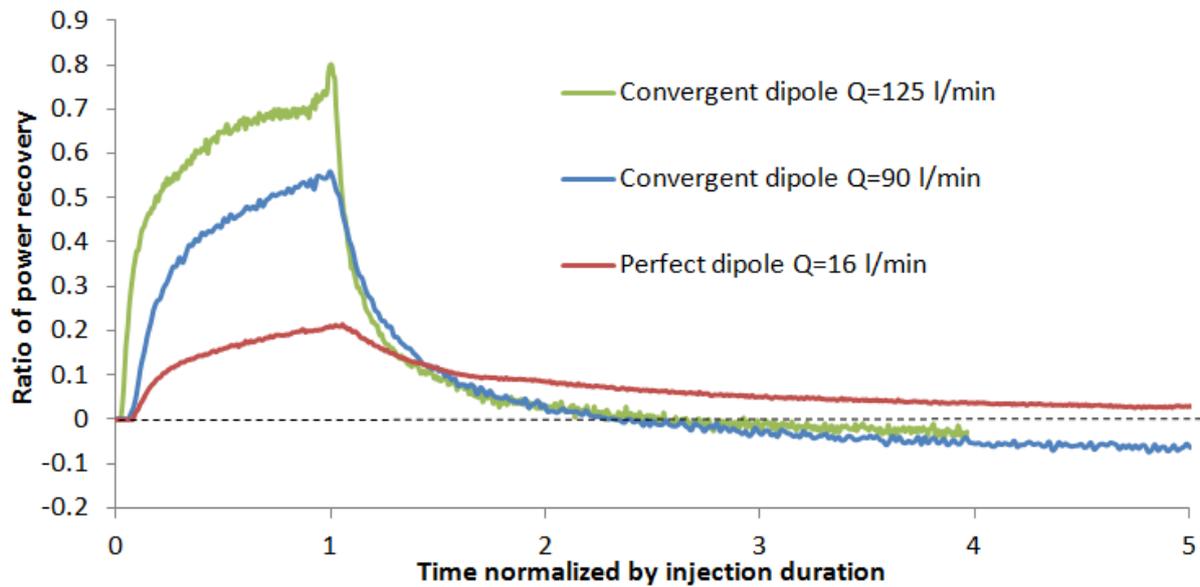


Figure 5-7: Instantaneous recovery power for the different hydraulic configurations at fracture depth (34m)

These results suggest that for the convergent cases, heat recovery is mainly controlled by advective processes whereas during the perfect dipole tracer test, heat exchanges through diffusion within the matrix are much more significant. Nevertheless, convergent and perfect dipole tracer tests were not achieved for the same pumping flowrate. Therefore, we cannot conclude from those tests about the efficiency of perfect dipole compared to convergent configuration for thermal storage. It would have been particularly interesting to achieve a perfect dipole tests with a large injection and pumping rate (90l/mn or 125l/mn), but this is not possible due to technical limitations. However, as we shall see in the next section, numerical modelling confirms that different flow fields leads to different surfaces of exchange that may partly explain the fact that thermal diffusion is higher for perfect dipole configuration.

### 5.3.2.5 Numerical modelling of thermal tracer tests in perfect and convergent dipole configurations

In this section we present preliminary numerical modelling work to highlight the influence of flow and streamline shape on exchange surface and thermal recovery. We model cross-borehole thermal tracer tests with continuous injection, in a fracture of 10 mm aperture embedded in a conductive and impermeable matrix whose external boundaries are far enough to not influence thermal breakthrough. The geometry is displayed in Figure 5-8a. The simulations were achieved thanks to the COMSOL Multiphysics software based on finite element method. The software and governing equations are presented in the chapter 3. At the external boundaries of the fracture, hydraulic head is imposed to 0. Temperature of 60°C is imposed at the injection borehole. The initial temperature in the media is 16°C. Temperature of 16°C is imposed at the external boundaries of the matrix. We simulate two hydraulic configurations : perfect dipole and convergent dipole configurations. We use the same flow rates as during the experimental tracer tests : the imposed injection rate is 15 l/min, the same for both configurations, and the imposed pumping rate is 125 l/min for the convergent dipole test and 15 l/min, the same as injection rate, for the perfect dipole test. Both simulated thermal tracer tests last 3 days. Note that this modelling work does not aim to model the thermal breakthrough of the different thermal tracer tests presented previously because, as showed in the 5.2 section, those thermal tracer tests cannot be modeled in a parallel fracture due to flow channeling. This work may only be useful to qualitatively understand the effect of flow and streamline shape on thermal breakthrough and surface of exchange.

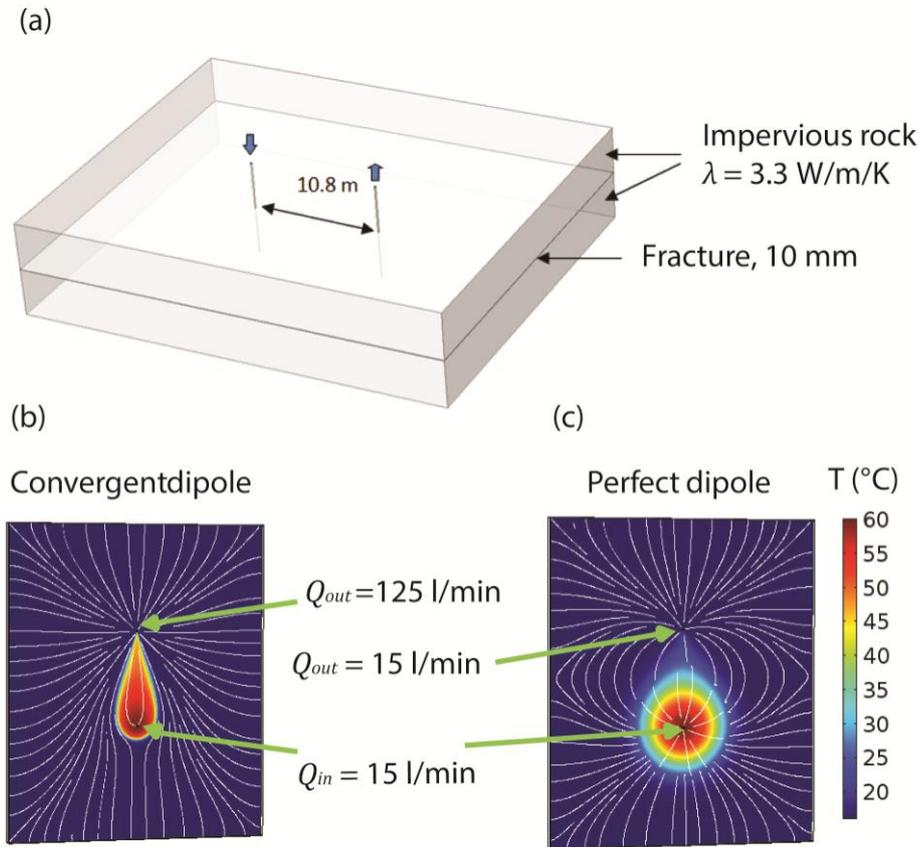


Figure 5-8 : (a) Geometry of the numerical modelling of cross-borehole thermal tracer tests in a plane fracture of 10 mm aperture surrounding by an impervious rock matrix, (b) thermal field during a convergent dipole thermal tracer test, after 1 day and (c) thermal field during a perfect dipole thermal tracer test, after 1 day.

Figure 5-8b and c display the temperature field for respectively convergent and perfect dipole configurations after 1 day of injection. It clearly shows that the thermal front arrives earlier at the pumping borehole for the convergent case than for the perfect dipole configuration. Moreover, the surface of exchange seems greater during the perfect dipole test than during the convergent dipole test due to streamline shapes. Figure 5-9a and b display, for both configurations, the evolution the recovery ratio  $P/P_{in}$  (equation (15)) and the surface of exchange during the time normalized by the mean flow transit time. The surface of exchange  $S(t)$  on the boundary surface between the fracture and the matrix  $\Gamma$  was evaluated as :

$$S(t) = \int_{\Gamma} \frac{(T(t) - T_0)}{(T_{in} - T_0)} d\Gamma \quad (16)$$

Those figures show that on the one hand heat recovery is higher in convergent dipole than in perfect dipole. On the other hand, in convergent configuration, the surface of exchange is rapidly limited while in perfect dipole it increases continuously.

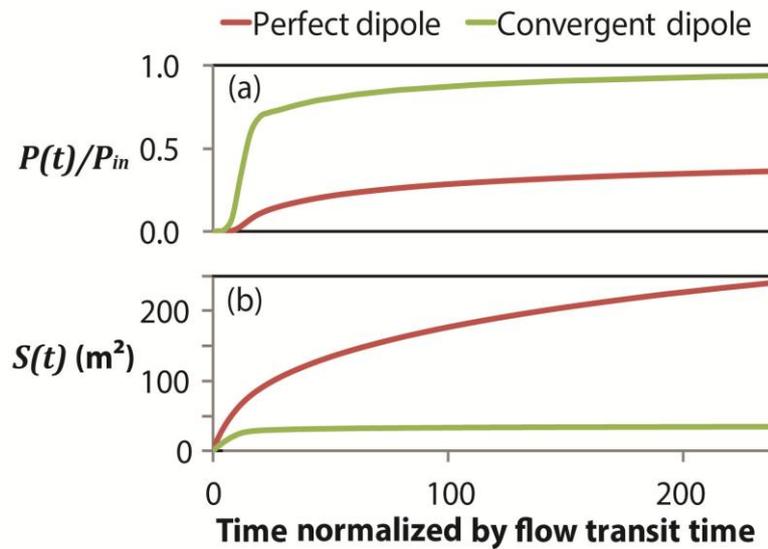


Figure 5-9 : Numerical simulation of the (a) thermal breakthrough and (b) surface of exchange for the perfect dipole configuration (in red) et the convergent dipole configuration (in green).

Those results confirm the hypothesis, made previously from the experiment results, about the effect of the flow field on thermal breakthrough and investigated media (or surface of exchange). The modelling work well shows that, in convergent dipole, the advective flow is increased and the surface of exchange is limited. Both effects improve thermal recovery and limits thermal storage compared to perfect dipole test. However, we are not able to distinguish the impacts of each effect (flow and surface of exchange) on thermal exchanges and recovery. This question may be resolved thanks to additional numerical simulations.

## 5.4 Conclusion

Ce chapitre, présente des tests de traçage thermique réalisés dans un puits simple pour caractériser le transport de chaleur en milieu cristallin fracturé et une étude théorique sur l'expression du retard thermique. Un des avantages de ce type de test par rapport aux tests entre deux forages est qu'un seul forage est instrumenté. L'utilisation de la mesure distribuée de température par fibre optique permet, lors du traçage, de bien identifier les différentes arrivées d'eau dans le forage à travers des fractures connectées ou non à l'injection. Nous mettons ainsi en évidence la présence de deux arrivées d'eau dans le forage : l'une chaude qui constitue l'arrivée du traceur thermique et une autre, proche de la température ambiante, certainement déconnectée de l'injection.

Un traçage thermique avec injection brève a été couplé avec un traceur fluorescent afin d'analyser le retard thermique. Pour interpréter la courbe de restitution de ce test de traçage,

les expressions du retard et de l'amplitude thermique ont été déterminées analytiquement pour différentes géométries de fractures à partir d'un modèle double porosité (Barker, 2010; Carrera et al., 1998). La confrontation de ces expressions avec les résultats expérimentaux a montré que le traceur thermique n'a pas transité dans une fracture plane, mais plutôt dans un ou plusieurs chenaux, expliquant ainsi les faibles temps de transit associés à la courbe de restitution. Ce résultat confirme les travaux expérimentaux de Klepikova et al. (2016a) et de modélisation numérique de Neuville et al. (2010a) et de Guo et al. (2016) qui mettent en évidence la forte influence de la chenalisation des flux sur le transport de chaleur.

Cette étude démontre l'intérêt de coupler la chaleur à un traceur de soluté lors de traçages pour caractériser le milieu. La connaissance du retard thermique a en effet permis de caractériser la géométrie de la fracture, ce que les résultats du traçage de soluté seuls ne permettaient pas. Ainsi, les expressions analytiques développées ici est un outil puissant qui pourra être utilisé pour la caractérisation du transport thermique lors d'autres traçages en milieu fracturé. Notamment, ces expressions peuvent être utiles pour prédire le transport de chaleur à partir de traçages de soluté. Il serait donc intéressant de déterminer l'efficacité de cette étude théorique pour caractériser le temps de transit du front thermique dans les EGS à partir de traçages de soluté pour en déduire leurs temps de vie.

Dans la deuxième partie de ce chapitre, il a été présenté d'autres tests de traçage thermique, entre les mêmes fractures, en condition d'injection continue et selon différents débits de pompage afin de caractériser l'effet du flux sur la restitution thermique. Nous montrons notamment que pour les débits importants en configuration dipôle convergent, les processus advectifs prédominent alors qu'en configuration dipôle parfait, les processus de diffusion dans le matrice sont plus importants, ce qui se caractérise par une plus faible restitution durant la phase d'injection. La modélisation numérique de tests de traçage thermique dipôle parfait et dipôle convergent dans une fracture plane permet de confirmer que, suivant la configuration, la surface d'échange n'est pas la même. Ainsi, en configuration dipôle parfait, la surface d'échange est plus importante. Ces modèles ne permettent pas de réellement comprendre si c'est la surface d'échange ou si c'est le temps de transit qui engendre les différences de restitution entre les deux configurations. Un travail plus poussé de modélisation de ces traçages permettrait de mieux distinguer l'influence de ces deux facteurs (surface d'échange et temps de transit) sur la restitution thermique.

Notons que lors de l'interprétation de ces traçages, les effets densitaires liés au gradient de température ne sont pas pris en compte. Nous supposons en effet que la convection naturelle peut être négligée face aux flux importants imposés par le pompage et l'injection. Il serait cependant intéressant d'évaluer si la convection naturelle a un quelconque impact sur les temps de transit thermique compte tenu de l'importante différence entre la température d'injection et la température initiale du milieu (40 °C environ).

## Conclusion

Dans un contexte où la géothermie est en plein essor, l'étude du transport de chaleur est devenue incontournable pour optimiser l'extraction et le stockage de chaleur dans les milieux fracturés profonds et peu profonds. L'objectif principal de cette thèse était ainsi d'analyser l'influence de la géométrie des réseaux de fractures et de l'hétérogénéité au sein des fractures sur le transport et les échanges de chaleur par des méthodes expérimentales et numériques.

Les milieux fracturés sont caractérisés par des propriétés structurales très hétérogènes liées aux différents processus ayant structuré le milieu et à la variabilité spatiale de ces processus. Cette hétérogénéité, liée à la variabilité des transmissivités à l'échelle du réseau de fractures, et à la variabilité des ouvertures à l'échelle de la fracture, influence fortement les écoulements dans le milieu. Le transport de soluté et de chaleur est donc fortement contrôlé par ces propriétés complexes d'écoulement. La chaleur, contrairement au soluté, diffuse fortement dans la roche, induisant un retard thermique par rapport au flux advectif lors du déplacement d'un front thermique dans un réseau de fractures. La géométrie des fractures et des blocs matriciels a ainsi une influence importante sur les échanges de chaleur fractures/matrice et sur le retard thermique en milieu fracturé. Il existe de nombreux travaux de modélisation numérique étudiant le transfert de chaleur à l'échelle d'une seule fracture, de quelques fractures parallèles ou d'un réseau complexe de fractures (Gringarten et al., 1975; Guo et al., 2016; Kolditz, 1995a; Wu et al., 2016). Le but de ces études est, généralement, d'étudier les structures permettant d'optimiser l'extraction de chaleur dans le cadre d'un EGS. Cependant, la plupart de ces études ne permettent pas de déterminer une relation simple entre la géométrie des fractures et la capacité du milieu à échanger thermiquement. Plusieurs études numériques récentes montrent aussi que la chenalisation des flux liée à l'hétérogénéité à l'échelle du réseau de fractures et de la fracture influence fortement le transport de chaleur car elle réduit de manière significative l'échange entre le fluide et la matrice rocheuse, entraînant l'arrivée anticipée du front thermique (Geiger and Emmanuel, 2010; Guo et al., 2016; Hawkins et al., 2017; Klepikova et al., 2016a; Neuville et al., 2010a). A notre connaissance, deux études ont mis en évidence l'effet de la chenalisation sur le transport de chaleur grâce à des tests de traçage thermique (Hawkins et al., 2017; Klepikova et al., 2016a). Mais de manière générale, il existe peu d'études expérimentales ayant permis de véritablement caractériser les mécanismes de transport de chaleur dans les milieux fracturés et la théorie sur l'effet de la géométrie des fractures sur le retard thermique est peu connue.

La structure des écoulements de trois sites cristallins bretons de faible profondeur (<100 m) a ensuite été étudiée. La connaissance du fonctionnement hydrodynamique de ces trois sites permet de discuter, de manière qualitative, des milieux favorables ou non pour l'exploitation géothermique en milieu fracturé, en fonction de leur perméabilité et des structures d'écoulement. Trois milieux, aux propriétés hydrodynamiques différentes sont ainsi mis en évidence et hiérarchisés dans les Figure 6-1a, b et c. Ces différents sites ont guidé et influencé le déroulement de la thèse pour la modélisation du transport de chaleur dans un réseau de fractures et les tests de traçage thermique. Seul le milieu de la Figure 6-1b ne semble pas pouvoir être utilisé pour l'exploitation géothermique faible profondeur du fait de la présence de flux très localisés et de l'existence d'échanges possibles entre les altérites en surface et les fractures plus profondes.

Le milieu très peu perméable présenté dans la Figure 6-1a ne peut pas être utilisé naturellement pour le stockage thermique compte tenu de sa faible perméabilité. Cependant, le développement de la perméabilité pour permettre la circulation verticale d'un fluide caloporteur autour d'un puits central est ici potentiellement réalisable du fait de la présence d'une importante zone de socle peu ou pas fracturée. Dans le chapitre 4 nous proposons un exemple d'échangeur de chaleur type puits à colonne permanente composé de quelques fractures planes verticales créées artificiellement permettant ce type de circulation (Figure 6-1d). Grâce à la modélisation numérique de ce système de fractures et à l'étude de sensibilité des paramètres géométriques, nous quantifions l'impact de la géométrie des fractures (nombre de fractures, taille des fractures) sur l'évolution de l'efficacité du stockage thermique. En plus de caractériser les configurations optimales pour le stockage thermique avec ce type d'échangeur, cette étude permet de mieux comprendre l'impact des paramètres géométriques sur le transport de chaleur dans d'autres réseaux de fractures artificiels ou naturels : fractures parallèles, blocs de matrices séparés par des fractures, réseau complexe de fractures. Nous mettons ainsi en évidence deux régimes de stockage. En tout début de stockage, avant que les fractures n'interagissent thermiquement entre elles, c'est la surface d'échange (contrôlée par la densité de fractures), qui contrôle les échanges thermiques. Lorsque la chaleur a rempli la matrice entre les fractures, la surface d'échange n'a plus aucun contrôle sur l'efficacité du stockage. Ainsi, c'est la distance entre les fractures qui contrôle la capacité d'échange thermique pendant ce régime long-terme (Figure 6-1f). Grâce à la modélisation numérique de ce système de fractures dont la géométrie est très bien contrôlée, nous faisons un premier pas vers la compréhension de l'influence de la structure des fractures sur le transport de chaleur

dans un milieu fracturé. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis dans *Geothermics* (De La Bernardie et al., submitted). Cependant, la variabilité des ouvertures à l'échelle du réseau de fractures ou à l'échelle de la fracture n'est pas prise en compte, alors qu'elle peut avoir une influence importante sur le transport de chaleur, d'où l'intérêt de caractériser le transport de chaleur dans le milieu naturel.

Du fait de la bonne connexion des fractures et de leur importante perméabilité, la dernière configuration (Figure 6-1c) est la plus favorable aux circulations de fluides, y compris pour stocker ou échanger de la chaleur. Il s'agit d'un excellent analogue d'un milieu moins perméable, qui aurait été développé pour la géothermie. Ce milieu a ainsi été utilisé pour réaliser des tests de traçage thermique et de soluté, présentés dans le chapitre 5, pour caractériser le transport de chaleur dans un réseau de fractures naturel. Pour interpréter les traçages, les expressions analytiques du retard et de l'atténuation du pic thermique ont été développées pour différentes géométries de fractures : fractures planes et chenaux. Ces expressions constituent un outil puissant et novateur pour caractériser la géométrie des fractures à partir de plusieurs tests de traçage thermique réalisés à différents débits, et pour prédire le déplacement du front thermique et la durée de vie des systèmes géothermiques à partir de tests de traçage de soluté. La méthodologie pour l'utilisation de cet outil est présentée dans la Figure 6-. Les traçages ont été réalisés dans une configuration originale qui consiste à faire circuler le traceur dans un puits unique entre deux fractures connectées et séparées dans le forage par un double obturateur hydraulique ("Single well thermal tracer test") (Figure 6-1e). Le suivi de la température a été réalisé avec un outil novateur pour la caractérisation de la variabilité spatiale et temporelle des processus de transport thermique : la mesure distribuée de température par fibre optique. La comparaison de la courbe de restitution du soluté avec celle du traceur thermique a permis de déterminer le retard thermique ainsi que le maximum du pic de la courbe de restitution en température. La comparaison entre ces valeurs expérimentales et les expressions analytiques développées ici ont montré que la chaleur restituée a transité dans un chenal (Figure 6-1g), mettant ainsi en évidence l'importante chenalisation des flux. Cette expérience confirme ainsi les précédentes études sur le transport de chaleur en milieu fracturé qui montrent, de manière expérimentale (Hawkins et al., 2017; Klepikova et al., 2016a) et avec des méthodes numériques (Guo et al., 2016; Neuville et al., 2010a) que l'hétérogénéité au sein de la fracture peut réduire fortement les échanges thermiques entre le fluide et la roche, et donc diminuer les temps de transit thermique. Cette étude démontre aussi l'intérêt de coupler la chaleur à un traceur de soluté lors de traçages pour

caractériser le milieu et propose un outil, basé sur l'expression analytique du retard et de l'atténuation thermique, pour prédire le transport de chaleur à l'aide de traçages de soluté. Ce travail fait l'objet d'un article en préparation pour Water Resources Research (De La Bernardie et al., in prep).

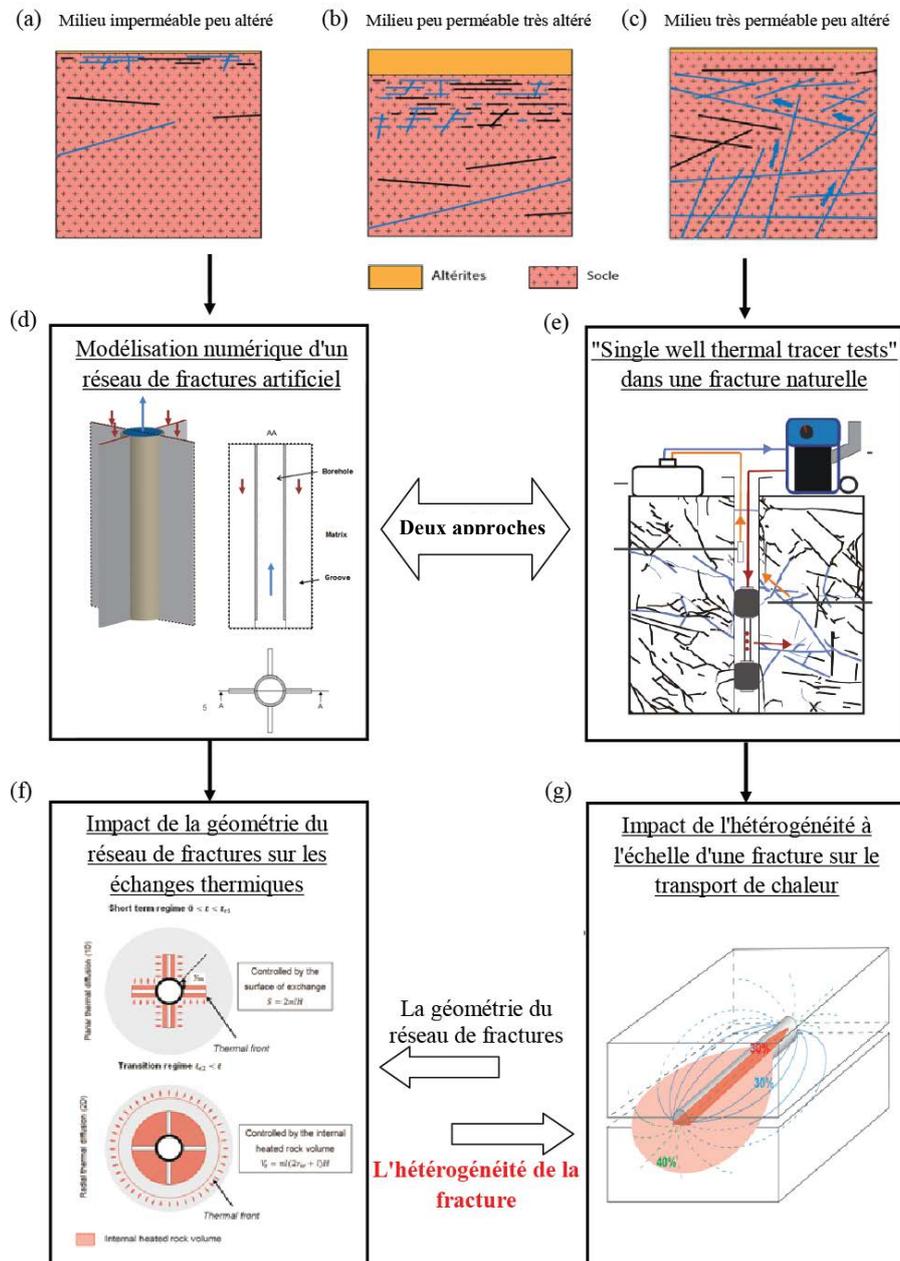


Figure 6-1 : Schéma résumant les principaux travaux et questions de la thèse avec (a),(b) et (c) les trois sites étudiés dans le chapitre 2, (d) l'échangeur de chaleur modélisé dans le chapitre 4 , (e) le schéma du test de traçage thermique décrit dans le chapitre 5, (f) le schéma représentant les principaux résultats sur l'effet de la géométrie des fractures, constituant l'échangeur de chaleur, sur le stockage thermique (chapitre 4) et (g) le schéma conceptuel de la fracture déterminée à partir de la modélisation analytique du test de traçage thermique (chapitre 5).

Lors de ces travaux de modélisation et expérimentaux, deux échelles ont été investiguées pour caractériser le transport de chaleur : un réseau de fractures homogènes et une ou plusieurs fractures hétérogènes. L'ensemble des résultats de cette étude semble montrer que la chenalisation des flux au sein d'une fracture est un facteur limitant dans l'échange de chaleur fractures/matrice dans un réseau de fractures. En effet, même si dans un réseau de fractures tout est combiné pour que l'échange thermique fractures/matrice soit optimal (grande surface d'échange et gros blocs matriciels), la chenalisation des flux dans les fractures crée des chemins préférentiels pour le transport thermique et limite les échanges entre le fluide et la matrice rocheuse. Cet effet peut limiter fortement la durée de vie des systèmes géothermiques que ce soit pour le stockage ou l'extraction de chaleur. Notons qu'ici nous nous plaçons à l'échelle de la fracture dans des réseaux de fractures bien connectés. Il est certainement probable que la chenalisation des flux à l'échelle d'un réseau de fractures liée à la distribution des transmissivités et à une faible connexion entre les fractures limite aussi les échanges thermiques. Il serait intéressant de déterminer, entre les deux échelles, celle qui contrôle le plus les échanges thermiques.

### **Perspectives**

Tout d'abord, il serait intéressant de terminer le travail d'interprétation préliminaire effectué sur les trois tests de traçage thermique réalisés avec injection continue et à différents débits de pompage, présentés dans le chapitre 5. Deux configurations hydrauliques ont été testées : le dipôle parfait et le dipôle convergent. Pour l'instant une simple comparaison des courbes de restitution a été effectuée. Elle a montré que pour les débits importants en configuration dipôle convergent, les processus advectifs prédominent alors qu'en configuration dipôle parfait, les processus de diffusion dans la matrice semblent contrôler les échanges. Des travaux de modélisation analytique ou/et numérique pourront permettre de comprendre si ces différences sont liées à la variabilité des temps de transit ou au fait qu'en fonction du débit, le traceur n'investit pas le même milieu et donc la surface d'échange varie. Ces travaux complémentaires devraient permettre de renforcer l'interprétation des essais de traçage thermiques et conduire à une prochaine publication.

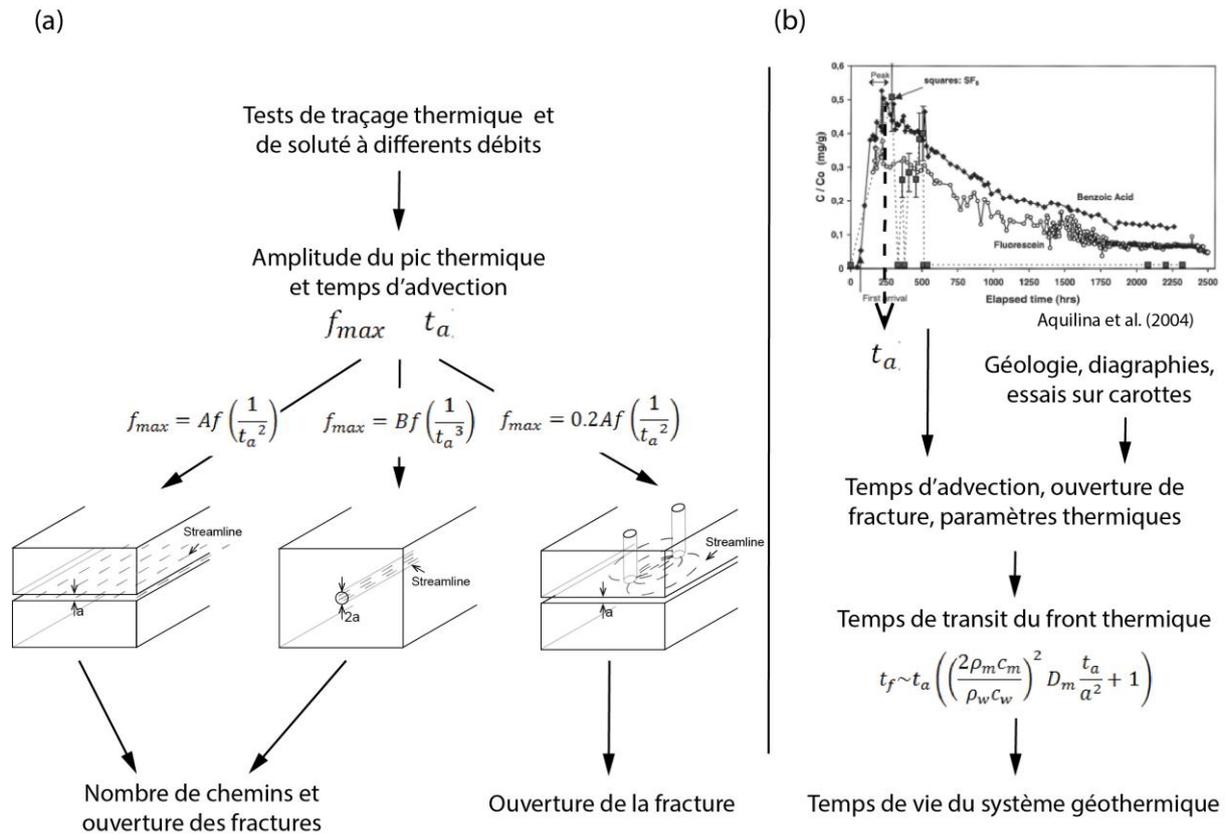


Figure 6-2 : Synthèse des différentes utilisations possibles des expressions analytiques du retard et du maximum thermique développées ici avec (a) la caractérisation des paramètres géométriques des fractures à partir de plusieurs tests de traçage thermique à différents débits et (b) détermination du temps de vie d'un système géothermique à partir d'un test de traçage de soluté.  $A$  et  $B$  dépendent de l'ouverture de la fracture, du nombre de chemins et des paramètres thermiques du milieu. Le test de traçage de soluté présenté ici est celui réalisé dans l'EGS de Soultz-sous-Forêts par Aquilina et al. (2004).

Ensuite, il a été montré que les expressions du retard et du maximum thermique, développées dans le chapitre 5, s'appliquaient bien aux traçages thermiques et de soluté réalisés lors de cette thèse et permettaient de caractériser, voire de prédire le transport thermique. Il serait intéressant d'appliquer cette méthode à d'autres traçages, tel que celui réalisé par Read et al. (2013), qui a été réalisé sur le même site, mais entre deux forages situés à quelques mètres de distance. Nous rappelons que lors de ce test de traçage, la fracture qui a le plus contribué au transport de chaleur est une fracture qui n'a pas été détectée hydrauliquement par les méthodes de débitmétrie classique (Read et al., 2013). Ce travail permettrait donc de caractériser la géométrie des fractures responsables du transport thermique et de vérifier que ces expressions permettent bien de prédire la restitution thermique avec un traçage de soluté. La possibilité de prédire le transport de chaleur à partir du transport de soluté, permettrait

aussi de caractériser le transport thermique entre des forages trop éloignés pour réaliser des tests de traçage thermique. Notamment, cette méthode serait très utile pour prédire au premier ordre le temps de transit du front thermique dans un réservoir géothermique tel qu'un EGS, à partir de tests de traçage de soluté (Figure 6-b). De nombreux traçages ont été réalisés dans des réservoirs géothermiques localisés partout dans le monde, tel que l'EGS de Soultz-sous-Forêt en France (Aquilina et al., 2004; Radilla et al., 2012; Sanjuan et al., 2006), l'EGS de Schönebeck en Allemagne (Karmakar et al., 2016), l'EGS de Habanero en Australie (Ayling et al., 2016) et le champ géothermique basse température de Laugaland en Island (Axelsson et al., 2001). L'interprétation de ces traçages couplée aux connaissances structurales des fractures (Dezayes et al., 2010) ont généralement permis de caractériser les temps de transit du traceur (solutés) et les ouvertures des fractures. De plus, des essais sur carottes pour déterminer les caractéristiques thermiques du milieu ont généralement été réalisés (Surma and Geraud, 2003). La plupart des paramètres nécessaires au calcul du retard thermique associé à ces traçages peuvent ainsi être trouvés dans la littérature, étant donné que les expressions développées ici ne dépendent du temps de transit advectif, des paramètres thermiques du milieu, de l'ouverture de la fracture et de la géométrie du flux (dipôle parfait ou linéaire). Il serait ainsi intéressant de prédire au premier ordre la durée de vie des systèmes géothermiques à partir de la connaissance du retard thermique (Figure 6-b) et de les comparer avec les résultats de modélisation numériques de la performance de ces EGS (Held et al., 2014; Kolditz and Clauser, 1998; Xu et al., 2015).

Les réseaux de fractures de ces réservoirs sont cependant souvent complexes, il est donc pour l'instant difficile d'affirmer que le transport puisse être modélisé avec une seule fracture ou quelques fractures de mêmes longueurs et ouvertures. Afin de prendre en compte la complexité du milieu fracturé, il serait intéressant de continuer à développer les expressions du retard et du maximum du pic de restitution thermique. D'autres géométries et processus pourraient par exemple être considérés pour de futurs développements analytiques, tels que plusieurs chemins de différentes longueurs, ou bien la prise en compte des processus de dispersion, qui peut avoir un impact important sur l'amplitude et le temps de transit du pic thermique lors d'un traçage. Il serait aussi intéressant d'essayer de prédire analytiquement le retard thermique en fonction de la connectivité des réseaux de fractures. Pour aller plus loin, il serait possible d'évaluer l'effet de la géométrie de réseaux de fractures complexes équivalents au milieu naturel sur le retard thermique, en confrontant les expressions analytiques du retard thermique à la modélisation numérique du transport de chaleur dans des réseaux de fractures

discrètes, avec des modèles tels que HEATFLOW-SMOKER (Molson and Frind, 2015) et HydroGeoSphere (Brunner and Simmons, 2012; Therrien and Sudicky, 1996). Ces modèles permettraient aussi de déterminer l'influence de l'hétérogénéité à l'échelle du réseau de fractures sur les échanges thermiques.

Dans un autre contexte que la géothermie, il serait intéressant d'évaluer la possibilité d'utiliser les expressions analytiques du retard et du maximum thermique pour interpréter la variation thermique lors de crues dans les systèmes karstiques. Cette méthode permettrait de caractériser les transferts thermiques dans les karsts et la géométrie des conduits karstiques en comparant les chroniques de température et de conductivité mesurées aux exutoires. Ce serait un outil puissant pour la caractérisation du milieu karstique, mais des analyses de données de température et de conductivité en exutoire karstique sont nécessaires pour vérifier la faisabilité de cette méthode.

Pour conclure, à travers des développements analytiques combinés à de la modélisation numérique et des expériences de traçage thermique sur site, cette thèse aura permis de mieux comprendre les mécanismes de transport de chaleur dans les milieux fracturés, en développant notamment une méthode pour caractériser le milieu et prédire le transport thermique en milieu fracturé.

---

## Références

- Acworth, R.I., 1987, The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 20: 265-272.
- Anderson, M.P., 2005, Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, 43: 951-968.
- André, J.P., 2002, Regard sur la géologie du massif armoricain.
- Aquilina, L., De Dreuzy, J.R., Bour, O. and Davy, P., 2004, Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forkes geothermal site. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 68: 2405-2415.
- Axelsson, G., Flovenz, A.G., Hauksdottir, S., Hjartarson, A. and Liu, J.R., 2001, Analysis of tracer test data, and injection-induced cooling, in the Laugaland geothermal field, N-Iceland. *Geothermics*, 30: 697-725.
- Ayling, B.F., Hogarth, R.A. and Rose, P.E., 2016, Tracer testing at the Habanero EGS site, central Australia. *Geothermics*, 63: 15-26.
- Bahat, D., Grossenbacher, K. and Karasaki, K., 1999, Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *Journal of Structural Geology*, 21: 85-96.
- Bakhsh, K.J., Nakagawa, M., Arshad, M. and Dunnington, L., 2017, On Heat and Mass Transfer within Thermally Shocked Region of Enhanced Geothermal System. *Geofluids*: 14.
- Ballevre, M., bosse, V., Dabard, M.P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.L., Peucat, J.J. and Pitra, P., 2013, Histoire géologique du Massif Armoricain :actualité de la recherche. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 500: 5-96.
- Banks, D., Odling, N.E., Skarphagen, H. and RohrTorp, E., 1996, Permeability and stress in crystalline rocks. *Terra Nova*, 8: 223-235.
- Banks, D., 2009, Thermogeological assessment of open-loop well-doublet schemes: a review and synthesis of analytical approaches. *Hydrogeology Journal*, 17: 1149-115
- Barker, J.A., 2010, Modelling doublets and double porosity. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 43: 259-268.
- Barrocu, G. and Larsson, I., 1977, Granite tectonics at groundwater prospection in southernmost Sardinia, Report, Dept Land Impr Drain, R. Inst Techn Stockholm, Stockholm, 3-27 p.

- Barton, C.A. and Zoback, M.D., 1992, Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the cajon pass scientific drill hole. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97: 5181-5200.
- Barton, C.A., Zoback, M.D. and Moos, D., 1995, Fluid-flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23: 683-686.
- Bayer, P., de Paly, M. and Beck, M., 2014, Strategic optimization of borehole heat exchanger field for seasonal geothermal heating and cooling. *Applied Energy*, 136: 445-453.
- Becker, M.W. and Charbeneau, R.J., 2000, First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow. *Journal of Contaminant Hydrology*, 40: 299-310.
- Becker, M.W. and Shapiro, A.M., 2000, Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research*, 36: 1677-1686.
- Becker, M.W. and Shapiro, A.M., 2003, Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research*, 39: 13.
- Belpaume, P., Lavalade, J.L. and Langevin, C., 1993, Suivi des acquisitions d'une centrale UNIVAKI/MADOPLUS en direct, en continu, en mode graphique, sur écran, Interprétation des pompages d'essai, Note 93 NT EAU 037, Report
- Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O. and Scibek, J., 2013, Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127: 171-192.
- Bense, V.F., Read, T., Bour, O., Le Borgne, T., Coleman, T., Krause, S., Chalari, A., Mondanos, M., Ciocca, F. and Selker, J.S., 2016, Distributed Temperature Sensing as a downhole tool in hydrogeology. *Water Resources Research*, 52: 9259-9273.
- Berkowitz, B., 2002, Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25: 861-884.
- Bertani, R., 2016, Geothermal power generation in the world 2010-2014 update report. *Geothermics*, 60: 31-43.
- Berthold, S. and Resagk, C., 2012, Investigation of thermal convection in water columns using particle image velocimetry. *Experiments in Fluids*, 52: 1465-1474.
- Blackwelder, E., 1925, Exfoliation as a phase of rock weathering. *Journal of Geology*, 33: 793-806.

## Références

---

- Bodin, J., Delay, F. and de Marsily, G., 2003, Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 1. fundamental mechanisms. *Hydrogeology Journal*, 11: 418-433.
- Bodvarsson, G., 1969, ON Temperature of water flowing through fractures. *Journal of Geophysical Research*, 74: 1987-+.
- Bodvarsson, G.S., 1972, Thermal problems in the siting of reinjection wells. *Geothermics*, 1: 3.
- Bodvarsson, G.S. and Tsang, C.F., 1982, Injection and thermal breakthrough in fractured geothermal-reservoirs. *Journal of Geophysical Research*, 87: 1031-1048.
- Boisson, A., Guiheneuf, N., Perrin, J., Bour, O., Dewandel, B., Dausse, A., Viossanges, M., Ahmed, S. and Marechal, J.C., 2015, Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site. *Hydrogeology Journal*, 23: 757-773.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P. and Berkowitz, B., 2001, Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39: 347-383.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P. and Van den Driessche, J., 2000, Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105: 19273-19288.
- Bonte, M., Roling, W.F.M., Zaura, E., van der Wielen, P., Stuyfzand, P.J. and van Breukelen, B.M., 2013, Impacts of Shallow Geothermal Energy Production on Redox Processes and Microbial Communities. *Environmental Science & Technology*, 47: 14476-14484.
- Bour, O. and Davy, P., 1998, On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, 34: 2611-2622.
- Boutt, D.F., Diggins, P. and Mabee, S., 2010, A field study (Massachusetts, USA) of the factors controlling the depth of groundwater flow systems in crystalline fractured-rock terrain. *Hydrogeology Journal*, 18: 1839-1854.
- Brault, N., 2002, Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères, Université de Rennes 1, Rennes
- Brunner, P. and Simmons, C.T., 2012, HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. *Ground Water*, 50: 170-176.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996, Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24: 1025-1028.

- Carn, A. and Thomas, E., 2008, RAPSODI – Recherche d'aquifères profonds dans le socle du département de l'Ille et Vilaine. Rapport final, BRGM/RP-56749-FR, Report, Rennes
- Carrera, J., 1993, AN Overview of uncertainties in modeling groundwater solute transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 13: 23-48.
- Carrera, J., Sanchez-Vila, X., Benet, I., Medina, A., Galarza, G. and Guimera, J., 1998, On matrix diffusion: formulations, solution methods and qualitative effects. *Hydrogeology Journal*, 6: 178-190.
- Carslaw, H.S., 1945, *Introduction to the Mathematical Theory of the Conduction of Heat in Solids*. New York, Dover Pub
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C., 1959, *Conduction of Heat in Solids*, Oxford University Press.
- Chamorro, C.R., Garcia-Cuesta, J.L., Mondejar, M.E. and Linares, M.M., 2014, An estimation of the enhanced geothermal systems potential for the Iberian Peninsula. *Renewable Energy*, 66: 1-14.
- Chantraine, J., Egal, E., Thieblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Balleve, M. and Guennoc, P., 2001, The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331: 1-18.
- Chatton, E., 2018, Contribution des Gaz Dissous à la Compréhension de la Dynamique Hydrobiogéochimique des Eaux Souterraines, PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes
- Chatton, E., Labasque, T., de la Bernardie, J., Guiheneuf, N., Bour, O. and Aquilina, L., 2017, Field Continuous Measurement of Dissolved Gases with a CF-MIMS: Applications to the Physics and Biogeochemistry of Groundwater Flow. *Environmental Science & Technology*, 51: 846-854.
- Chilton, P.J. and Foster, S.D.S., 1995, Hydrogeological characterization and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeol. J.*, 3: 36-49.
- Clauser, C., 1992, Permeability of crystalline rocks. *Eos, Transactions American Geophysical Union*
- Cogné, J. and Wright, A.E., 1980, L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin, Report, 29-55 p.
- Colombani, N., Giambastiani, B.M.S. and Mastrocicco, M., 2015, Combined use of heat and saline tracer to estimate aquifer properties in a forced gradient test. *Journal of Hydrology*, 525: 650-657.

## Références

---

- COMSOL, 2012, COMSOL Multiphysics Reference Guide, Report
- Constantz, J., 2008, Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44: 20.
- Dale, T.N., 1923, The commercial granites of New England. Geological Survey (US), Govt. Print. Off, Washington
- Davis, S. and de Wiest, R., 1966, Hydrogeology. John Wiley & Sons, New York 463 p.
- Davis, S.N. and Turk, L.J., 1964, Optimum depths of wells in crystalline rock. *Ground Water*, 2: 6-11.
- Day-Lewis, F.D., Hsieh, P.A. and Gorelick, S.M., 2000, Identifying fracture-zone geometry using simulated annealing and hydraulic-connection data. *Water Resources Research*, 36: 1707-1721.
- de Dreuzy, J.R., Davy, P. and Bour, O., 2001, Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research*, 37: 2065-2078.
- De Marsily, G., 1986, Quantitative Hydrogeology : Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press
- Deng, Z., Rees, S.J. and Spitler, J.D., 2005, A model for annual simulation of standing column well ground heat exchangers. *Hvac&R Research*, 11: 637-655.
- Detwiler, R.L., Rajaram, H. and Glass, R.J., 2000, Solute transport in variable-aperture fractures: An investigation of the relative importance of Taylor dispersion and macrodispersion. *Water Resources Research*, 36: 1611-1625.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Marechal, J.C. and Krishnamurthy, N.S., 2006, A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330: 260-284.
- Dewandel, B., Marechal, J.C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S. and Pauwels, H., 2012, Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology*, 416: 83-97.
- Dezayes, C., Genter, A. and Valley, B., 2010, Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 517-530.
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O. and Baron, L., 2011, Single-hole GPR reflection imaging of solute transport in a granitic aquifer. *Geophysical Research Letters*, 38.

- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O. and 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.
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O. and de Dreuzy, J.R., 2013, Conditioning of stochastic 3-D fracture networks to hydrological and geophysical data. *Advances in Water Resources*, 62: 79-89.
- Dudfield, P. and Woods, A.W., 2012, On the periodic injection of fluid into, and its extraction from, a porous medium for seasonal heat storage. *Journal of Fluid Mechanics*, 707: 467-481.
- Durand, S., 1960, *Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique*, Université de Rennes, Rennes, 389.
- Eberhardt, E., Stimpson, B. and Stead, D., 1999, Effects of grain size on the initiation and propagation thresholds of stress-induced brittle fractures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 32: 81-99.
- Florides, G. and Kalogirou, S., 2007, Ground heat exchangers - A review of systems, models and applications. *Renewable Energy*, 32: 2461-2478.
- Fossen, H., 2010, *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge
- Fujii, H., Okubo, H., Nishi, K., Itoi, R., Ohyama, K. and Shibata, K., 2009, An improved thermal response test for U-tube ground heat exchanger based on optical fiber thermometers. *Geothermics*, 38: 399-406.
- Gehlin, S., 2002, *Thermal response test method development and evaluation*, Lulea University of technology
- Geiger, S. and Emmanuel, S., 2010, Non-Fourier thermal transport in fractured geological media. *Water Resources Research*, 46: 13.
- Gelhar, L.W., Welty, C. and Rehfeldt, K.R., 1992, A critical-review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 28: 1955-1974.
- Genter, A. and Traineau, H., 1996, Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72: 121-141.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybesse, J.L., Nicol, N., Dezayes, C. and Schwartz, S., 2003, Typology of potential hot fractured rock resources in Europe. *Geothermics*, 32: 701-710.

## Références

---

- Gerard, A., Genter, A., Kohl, T., Lutz, P., Rose, P. and Rummel, F., 2006, The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forets (Alsace, France). *Geothermics*, 35: 473-483.
- Gilbert, G.K., 1904, Domes and dome structure of the high Sierra. *Bulletin of the Geological Society of America*, 15: 29-U11.
- Glassley, W.E., 2010, *Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment*. CRC Press 320 p.
- Gleeson, T. and Novakowski, K., 2009, Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: Lineaments in the Canadian Shield. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 333-347.
- Goderniaux, P., Brouyere, S., Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, P. and Dassargues, A., 2009, Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology*, 373: 122-138.
- Goodman, R.E., 1993, *Engineering geology : rock in engineering construction*. J. Wiley
- Graf, T. and Therrien, R., 2007, Variable-density groundwater flow and solute transport in irregular 2D fracture networks. *Advances in Water Resources*, 30: 455-468.
- Graf, T. and Therrien, R., 2008, A test case for the simulation of three-dimensional variable-density flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *Advances in Water Resources*, 31: 1352-1363.
- Gringarten, A.C. and Sauty, J.P., 1975, Theoretical-study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4956-4962.
- Gringarten, A.C., Witherspoon, P.A. and Ohnishi, Y., 1975, Theory of heat extraction from fractured hot dry rock. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1120-1124.
- Grove, D.B. and Beetem, W.A., 1971, Porosity and dispersion constant calculations for a fractured carbonate aquifer using 2 well tracer method. *Water Resources Research*, 7: 128-&.
- Guiheneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S. and Marechal, J.C., 2014, Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology*, 511: 320-334.
- Guiheneuf, N., Bour, O., Boisson, A., Le Borgne, T., Becker, M.W., Nigon, B., Wajiduddin, M., Ahmed, S. and Marechal, J.C., in press, Insights about transport mechanisms and fractureflow channeling from multi-scale observations of tracer dispersion in shallow fractured crystalline rock. *Journal of Contaminant Hydrology*.

- Guillocheau, F., 2003, Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel), Report, 13-28 p.
- Guo, B., Fu, P.C., Hao, Y., Peters, C.A. and Carrigan, C.R., 2016, Thermal drawdown-induced flow channeling in a single fracture in EGS. *Geothermics*, 61: 46-62.
- Haggerty, R. and Gorelick, S.M., 1995, Multiple-rate mass-transfer for modeling diffusion and surface-reactions in media with pore-scale heterogeneity. *Water Resources Research*, 31: 2383-2400.
- Haggerty, R., McKenna, S.A. and Meigs, L.C., 2000, On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. *Water Resources Research*, 36: 3467-3479.
- Haring, M.O., Schanz, U., Ladner, F. and Dyer, B.C., 2008, Characterisation of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics*, 37: 469-495.
- Hausner, M.B., Suarez, F., Glander, K.E., van de Giesen, N., Selker, J.S. and Tyler, S.W., 2011, Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. *Sensors*, 11: 10859-10879.
- Hawkins, A.J., Becker, M.W. and Tsoflias, G.P., 2017, Evaluation of inert tracers in a bedrock fracture using ground penetrating radar and thermal sensors. *Geothermics*, 67: 86-94.
- Held, S., Genter, A., Kohl, T., Kolbel, T., Sausse, J. and Schoenball, M., 2014, Economic evaluation of geothermal reservoir performance through modeling the complexity of the operating EGS in Soultz-sous-Forets. *Geothermics*, 51: 270-280.
- Hencher, S.R., Lee, S.G., Carter, T.G. and Richards, L.R., 2011, *Sheeting Joints: Characterisation, Shear Strength and Engineering*. Springer
- Hermans, T., Nguyen, F. and Caers, J., 2015a, Uncertainty in training image-based inversion of hydraulic head data constrained to ERT data: Workflow and case study. *Water Resources Research*, 51: 5332-5352.
- Hermans, T., Wildemeersch, S., Jamin, P., Orban, P., Brouyere, S., Dassargues, A. and Nguyen, F., 2015b, Quantitative temperature monitoring of a heat tracing experiment using cross-borehole ERT. *Geothermics*, 53: 14-26.
- Heuer, N., Kupper, T. and Windelberg, D., 1991, Mathematical-model of a hot dry rock system. *Geophysical Journal International*, 105: 659-664.
- Hollenbeck, K., 1998, INVLAP .M : A matlab function for numerical inversion of Laplace transorms by the Hoog algorithm.
- Holzbecher, E., Kohfahl, C., Mazurowski, M., Bacik, A., Dobies, M. and Schneider, M., 2010, The Sensitivity of Thermohaline Groundwater Circulation to Flow and

## Références

---

- Transport Parameters: A Numerical Study Based on Double-Diffusive Convection above a Salt Dome. *Transport in Porous Media*, 83: 771-791.
- Hoog, F.R., Knight, J.H. and Stokes, A.N., 1982, An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM. J. Sci. Stat. Comp*, 3: 357-366.
- Hopmans, J.W., Simunek, J. and Bristow, K.L., 2002, Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurements: Geometry and dispersion effects. *Water Resources Research*, 38: 14.
- Howard, K.W.F. and Karundu, J., 1992, Constraints on the exploitation of basement aquifers in east-africa - water-balance implications and the role of the regolith. *Journal of Hydrology*, 139: 183-196.
- Hrkal, Z., Langevin, C., Lebet, P., Sinan, M. and Steenhoudt, M., 1993, Bassin Versant Représentatif Expérimental du Coët Dan (Naizin - Morbihan) - hydrogéologie : Evaluation des ressources, BRGM RR-37864-FR, Report
- Hurter, S. and Schellschmidt, R., 2003, Atlas of geothermal resources in Europe. *Geothermics*, 32: 779-787.
- Illman, W.A., 2006, Strong field evidence of directional permeability scale effect in fractured rock. *Journal of Hydrology*, 319: 227-236.
- Ingersoll, L.R., Zobel, O.J. and Ingersoll, A.C., 1954, Heat Conduction, with Engineering, Geological, and Other Applications. McGraw-Hill, New-York
- Jahns, R.H., 1943, Sheet structure in granites its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Journal of Geology*, 51: 71-98.
- Jardine, P.M., Sanford, W.E., Gwo, J.P., Reedy, O.C., Hicks, D.S., Riggs, J.S. and Bailey, W.B., 1999, Quantifying diffusive mass transfer in fractured shale bedrock. *Water Resources Research*, 35: 2015-2030.
- Jesussek, A., Grandel, S. and Dahmke, A., 2013, Impacts of subsurface heat storage on aquifer hydrogeochemistry. *Environmental Earth Sciences*, 69: 1999-2012.
- Jimenez-Martinez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A. and Bour, O., 2013, Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, 49: 3007-3023.
- Kabala, Z.J., 1993, The dipole flow test - a new single-borehole test for aquifer characterization. *Water Resources Research*, 29: 99-107.

- Kang, P.K., Le Borgne, T., Dentz, M., Bour, O. and Juanes, R., 2015, Impact of velocity correlation and distribution on transport in fractured media: Field evidence and theoretical model. *Water Resources Research*, 51: 940-959.
- Karmakar, S., Ghergut, J. and Sauter, M., 2016, Early-flowback tracer signals for fracture characterization in an EGS developed in deep crystalline and sedimentary formations: a parametric study. *Geothermics*, 63: 242-252.
- Kemna, A., Vanderborght, J., Kulesa, B. and Vereecken, H., 2002, Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 267: 125-146.
- Klepikova, M., Le Borgne, T., Bour, O., Gallagher, K., Hochreutener, R. and Lavenant, N., 2014, Passive temperature tomography experiments to characterize transmissivity and connectivity of preferential flow paths in fractured media. *Journal of Hydrology*, 512: 549-562.
- Klepikova, M., Le Borgne, T., Bour, O., Dentz, M., Hochreutener, R. and Lavenant, N., 2016a, 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: 5442-5457.
- Klepikova, M., Wildemeersch, S., Hermans, T., Jamin, P., Orban, P., Nguyen, F., Brouyere, S. and Dassargues, A., 2016b, Heat tracer test in an alluvial aquifer: Field experiment and inverse modelling. *Journal of Hydrology*, 540: 812-823.
- Kocabas, I., 2005, Geothermal reservoir characterization via thermal injection backflow and interwell tracer testing. *Geothermics*, 34: 27-46.
- Kolditz, O., 1995a, Modeling flow and heat-transfer in fractured rocks - conceptual-model of a 3-d deterministic fracture network. *Geothermics*, 24: 451-470.
- Kolditz, O., 1995b, Modeling flow and heat-transfer in fractured rocks - dimensional effect of matrix heat diffusion. *Geothermics*, 24: 421-437.
- Kolditz, O. and Clauser, C., 1998, Numerical simulation of flow and heat transfer in fractured crystalline rocks: Application to the Hot Dry Rock site in Rosemanowes (UK). *Geothermics*, 27: 1-23.
- Lapcevic, P.A., Novakowski, K.S. and Sudicky, E.A., 1999, The interpretation of a tracer experiment conducted in a single fracture under conditions of natural groundwater flow. *Water Resources Research*, 35: 2301-2312.
- Larsson, I., 1987, Les eaux souterraines des roches dures du socle, Report
- Lauwerier, H.A., 1955, The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid. *Appl. Sci. Res.*: 5.

## Références

---

- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzy, J.R., Davy, P. and Touchard, F., 2004, Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research*, 40.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F.L. and Caudal, J.P., 2006a, Assessment of preferential flow path connectivity, and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer. *Journal of Hydrology*, 328: 347-359.
- Le Borgne, T., Paillet, F., Bour, O. and Caudal, J.P., 2006b, Cross-borehole flowmeter tests for transient heads in heterogeneous aquifers. *Ground Water*, 44: 444-452.
- Le Borgne, T., Bour, O., Riley, M.S., Gouze, P., Pezard, P.A., Belghoul, A., Lods, G., Le Provost, R., Greswell, R.B., Ellis, P.A., Isakov, E. and Last, B.J., 2007, Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology*, 345: 134-148.
- Le Corre, C., 1977, Le Briovérien de Bretagne centrale: essai de synthèse lithologique et structurale, Report, 219-245 p.
- Lee, K.S., 2011, Modeling on the Performance of Standing Column Wells During Continuous Operation Under Regional Groundwater Flow. *International Journal of Green Energy*, 8: 474-485.
- Leray, S., de Dreuzy, J.R., Bour, O., Labasque, T. and Aquilina, L., 2012, Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464: 54-68.
- Leray, S., de Dreuzy, J.R., Bour, O. and Bresciani, E., 2013, Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481: 64-75.
- Levy, M. and Berkowitz, B., 2003, Measurement and analysis of non-Fickian dispersion in heterogeneous porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 64: 203-226.
- Longuevergne, L., Florsch, N. and Elsass, P., 2007, Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loeve transform: Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany). *Water Resources Research*, 43.
- Lund, J.W. and Boyd, T.L., 2016, Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60: 66-93.
- Ma, R., Zheng, C.M., Zachara, J.M. and Tonkin, M., 2012, Utility of bromide and heat tracers for aquifer characterization affected by highly transient flow conditions. *Water Resources Research*, 48.
- Marechal, J.C., Dewandel, B. and Subrahmanyam, K., 2004, Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*, 40.

- Martel, S.J., 2006, Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints. *Geophysical Research Letters*, 33.
- Martelat, A. and Lachassagne, P., 1995, Bassin Versant Représentatif du Coët Dan -(Naizin Morbihan) - hydrologie : détermination des caractéristiques hydrodynamique du système aquifere au lieu-dit Le Stimoës, Rap. BRGM R38474 DR/HY95, Report, Rennes
- Martinez, A.R., Roubinet, D. and Tartakovsky, D.M., 2014, Analytical models of heat conduction in fractured rocks. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 119: 83-98.
- Masset, O. and Loew, S., 2010, Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the Central Alps, Switzerland. *Hydrogeology Journal*, 18: 863-891.
- Mazabraud, Y., Bethoux, N., Guilbert, J. and Bellier, O., 2005, Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160: 161-178.
- McFarlane, M.J., 1991, Some sedimentary aspects of lateritic weathering profile development in the major bioclimatic zones of tropical africa. *Journal of African Earth Sciences*, 12: 267-282.
- Meheust, Y. and Schmittbuhl, J., 2000, Flow enhancement of a rough fracture. *Geophysical Research Letters*, 27: 2989-2992.
- Meheust, Y. and Schmittbuhl, J., 2001, Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106: 2089-2102.
- Meigs, L.C. and Beauheim, R.L., 2001, Tracer tests in a fractured dolomite 1. Experimental design and observed tracer recoveries. *Water Resources Research*, 37: 1113-1128.
- Menberg, K., Pfister, S., Blum, P. and Bayer, P., 2016, A matter of meters: state of the art in the life cycle assessment of enhanced geothermal systems. *Energy & Environmental Science*, 9: 2720-2743.
- Moench, A.F., 1995, Convergent radial dispersion in a double-porosity aquifer with fracture skin - analytical solution and application to a field experiment in fractured chalk. *Water Resources Research*, 31: 1823-1835.
- Molson, J., Pehme, P.E., Cherry, J. and Parker, B., 2007, Numerical analysis of heat transport within fractured sedimentary rock : Implications for temperature probes, Portland, Maine.

## **Références**

---

- Molson, J. and Frind, E.O., 2015, HEATFLOW - SMOKER - Version 8.0 : Density-dependent flow and advective-dispersive transport of thermal energy, mass or residence time in three-dimensional porous or discretely-fractured porous media - User Guide, Report
- Molson, J.W., Frind, E.O. and Palmer, C.D., 1992, Thermal-energy storage in an unconfined aquifer .2. model development, validation, and application. *Water Resources Research*, 28: 2857-2867.
- Molz, F.J., Melville, J.G., Parr, A.D., King, D.A. and Hopf, M.T., 1983, Aquifer thermal-energy storage - a well doublet experiment at increased temperatures. *Water Resources Research*, 19: 149-160.
- Moreno, L., Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Hale, F.V. and Neretnieks, I., 1988, Flow and tracer transport in a single fracture - a stochastic-model and its relation to some field observations. *Water Resources Research*, 24: 2033-2048.
- Moreno, L. and Neretnieks, I., 1993, Fluid-flow and solute transport in a network of channels. *Journal of Contaminant Hydrology*, 14: 163-192.
- Mougin, B., Allier, D., Blanchin, R., Carn, A., Courtois, A., Gateau, N. and Putot, C., 2008, SILURES Bretagne - Rapport final - Année 5 - BRGM/RP-56457-FR, Report
- National Research Council, N., 1996, Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications. The National Academies Press, Washington
- Neretnieks, I., 1980, Diffusion in the rock matrix - an important factor in radionuclide retardation. *Journal of Geophysical Research*, 85: 4379-4397.
- Neretnieks, I., 1983, A note on fracture flow dispersion mechanisms in the ground. *Water Resources Research*, 19: 364-370.
- Neuman, S.P., 1990, Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. *Water Resources Research*, 26: 1749-1758.
- Neuville, A., Toussaint, R. and Schmittbuhl, J., 2010a, Fracture roughness and thermal exchange: A case study at Soultz-sous-Forêts. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 616-625.
- Neuville, A., Toussaint, R. and Schmittbuhl, J., 2010b, Hydrothermal coupling in a self-affine rough fracture. *Physical Review E*, 82: 14.
- Nguyen, A., Pasquier, P. and Marcotte, D., 2015, Influence of groundwater flow in fractured aquifers on standing column wells performance. *Geothermics*, 58: 39-48.
- Nield, D.A. and Bejan, A., 1992, Convection in Porous Media. Springer, New York

- Novakowski, K.S. and Lapcevic, P.A., 1994, Field measurement of radial solute transport in fractured rock. *Water Resources Research*, 30: 37-44.
- Novakowski, K.S., Bickerton, G. and Lapcevic, P., 2004, Interpretation of injection-withdrawal tracer experiments conducted between two wells in a large single fracture. *Journal of Contaminant Hydrology*, 73: 227-247.
- O'Neill, Z.D., Spitler, J.D., Rees, S.J. and Ashrae, 2006, Performance analysis of standing column well ground heat exchanger systems. *ASHRAE Transactions* 2006, Vol 112, Pt 2, 112: 633-643.
- Orio, C.D., Johnson, C.N., Rees, S.J., Chiasson, A., Deng, Z. and Spitler, J.D., 2005, A survey of standing column well installations in North America. *ASHRAE Transactions* 2005, Vol 111, Pt 2, 111: 109-121.
- Paksoy, H.O., Andersson, O., Abaci, S., Evliya, H. and Turgut, B., 2000, Heating and cooling of a hospital using solar energy coupled with seasonal thermal energy storage in an aquifer. *Renewable Energy*, 19: 117-122.
- Palmer, C.D., Blowes, D.W., Frind, E.O. and Molson, J.W., 1992, Thermal-energy storage in an unconfined aquifer .1. field injection experiment. *Water Resources Research*, 28: 2845-2856.
- Pasquier, P., Nguyen, A., Eppner, F., Marcotte, D. and Baudon, P., 2016, Standing column wells. In: Rees, S. (ed.), *Advances in Ground-Source Heat Pump Systems*. Woodhead Publishing 269-294.
- Pauwels, H., Kloppmann, W., Foucher, J.C., Martelat, A. and Fritsche, V., 1998, Field tracer test for denitrification in a pyrite-bearing schist aquifer. *Applied Geochemistry*, 13: 767-778.
- Pehme, P.E., Parker, B.L., Cherry, J.A. and Greenhouse, J.P., 2010, Improved Resolution of Ambient Flow through Fractured Rock with Temperature Logs. *Ground Water*, 48: 191-205.
- Pollard, D.D. and Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1181-1204.
- Possemiers, M., Huysmans, M., Anibas, C., Batelaan, O. and Van Steenwinkel, J., 2016, Reactive transport modeling of redox processes to assess Fe(OH)(3) precipitation around aquifer thermal energy storage wells in phreatic aquifers. *Environmental Earth Sciences*, 75: 17.
- Radilla, G., Sausse, J., Sanjuan, B. and Fourar, M., 2012, Interpreting tracer tests in the enhanced geothermal system (EGS) of Soultz-sous-Forets using the equivalent stratified medium approach. *Geothermics*, 44: 43-51.

## **Références**

---

- Radioti, G., Delvoie, S., Charlier, R., Dumont, G. and Nguyen, F., 2016, Heterogeneous bedrock investigation for a closed-loop geothermal system: A case study. *Geothermics*, 62: 79-92.
- Rasmuson, A. and Neretnieks, I., 1986, Radionuclide transport in fast channels in crystalline rock. *Water Resources Research*, 22: 1247-1256.
- Raven, K.G., Novakowski, K.S. and Lapcevic, P.A., 1988, Interpretation of field tracer tests of a single fracture using a transient solute storage model. *Water Resources Research*, 24: 2019-2032.
- Raymond, J. and Therrien, R., 2008, Low-temperature geothermal potential of the flooded Gaspé Mines, Quebec, Canada. *Geothermics*, 37: 189-210.
- Raymond, J., Therrien, R., Gosselin, L. and Lefebvre, R., 2011, A Review of Thermal Response Test Analysis Using Pumping Test Concepts. *Ground Water*, 49: 932-945.
- Read, T., Bour, O., Bense, V., Le Borgne, T., Goderniaux, P., Klepikova, M.V., Hochreutener, R., Lavenant, N. and Boscherio, V., 2013, Characterizing groundwater flow and heat transport in fractured rock using fiber-optic distributed temperature sensing. *Geophysical Research Letters*, 40: 2055-2059.
- Read, T., Bour, O., Selker, J.S., Bense, V.F., Le Borgne, T., Hochreutener, R. and Lavenant, N., 2014, Active-Distributed Temperature Sensing to continuously quantify vertical flow in boreholes. *Water Resources Research*, 50: 3706-3713.
- Roques, C., 2014, *Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin : Implications en terme de ressources en eau pour le Massif Armoricaïn*, PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes
- Roques, C., Aquilina, L., Bour, O., Marechal, J.C., Dewandel, B., Pauwels, H., Labasque, T., Vergnaud-Ayraud, V. and Hochreutener, R., 2014, Groundwater sources and geochemical processes in a crystalline fault aquifer. *Journal of Hydrology*, 519: 3110-3128.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L. and Dewandel, B., 2016, High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, 24: 2157-2170.
- Roubinet, D., de Dreuzy, J.R. and Tartakovsky, D.M., 2012, Semi-analytical solutions for solute transport and exchange in fractured porous media. *Water Resources Research*, 48: 10.
- Ruelleu, S., Moreau, F., Bour, O., Gapais, D. and Martelet, G., 2010, Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, 70: 161-168.

- Saar, M.O., 2011, Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeology Journal*, 19: 31-52.
- SanchezVila, X., Carrera, J. and Girardi, J.P., 1996, Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology*, 183: 1-22.
- Sanford, W.E., Cook, P.G. and Dighton, J.C., 2002, Analysis of a vertical dipole tracer test in highly fractured rock. *Ground Water*, 40: 535-542.
- Sanjuan, B., Pinault, J.L., Rose, P., Gerard, A., Brach, M., Braibant, G., Crouzet, C., Foucher, J.C., Gautier, A. and Touzelet, S., 2006, Tracer testing of the geothermal heat exchanger at Soultz-sous-Forets (France) between 2000 and 2005. *Geothermics*, 35: 622-653.
- Sauty, J.P., Gringarten, A.C., Fabris, H., Thiery, D., Menjoz, A. and Landel, P.A., 1982a, Sensible energy-storage in aquifers .2. field experiments and comparison with theoretical results. *Water Resources Research*, 18: 253-265.
- Sauty, J.P., Gringarten, A.C., Menjoz, A. and Landel, P.A., 1982b, Sensible energy-storage in aquifers .1. theoretical-study. *Water Resources Research*, 18: 245-252.
- Selby, M., 1993, *Hillslope materials and processes*, second edition. Oxford University Press, Oxford 451 p.
- Selker, J.S., Thevenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., de Giesen, N.V., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M. and Parlange, M.B., 2006, Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research*, 42.
- Shakas, A., Linde, N., Baron, L., Bochet, O., Bour, O. and 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: 938-953.
- Shook, G.M., 2001, Predicting thermal breakthrough in heterogeneous media from tracer tests. *Geothermics*, 30: 573-589.
- Shook, G.M. and Suzuki, A., 2017, Use of tracers and temperature to estimate fracture surface area for EGS reservoirs. *Geothermics*, 67: 40-47.
- Singha, K. and Gorelick, S.M., 2005, Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*, 41.
- Singhal, B.B.S. and Gupta, R.P., 1999, *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands 395 p.

## Références

---

- Smellie, J.A.T. and Karlsson, F., 1999, The use of natural analogues to assess radionuclide transport. *Engineering Geology*, 52: 193-220.
- Somogyvari, M., Bayer, P. and Brauchler, R., 2016, Travel-time-based thermal tracer tomography. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20: 1885-1901.
- Stauffer, F., Bayer, P., Blum, P., Giraldo, N. and Kinzelbach, W., 2013, Thermal use of shallow groundwater. CRC Press, Boca Raton
- Stober, I. and Bucher, K., 2007, Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal*, 15: 213-224.
- Streltsova, T.D., 1976, Hydrodynamics of groundwater flow in a fractured formation. *Water Resources Research*, 12: 405-414.
- Surma, F. and Geraud, Y., 2003, Porosity and thermal conductivity of the Soultz-sous-Forets granite. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 1125-1136.
- Sutton, D.J., Kabala, Z.J., Schaad, D.E. and Ruud, N.C., 2000, The dipole-flow test with a tracer: a new single-borehole tracer test for aquifer characterization. *Journal of Contaminant Hydrology*, 44: 71-101.
- Talley, J., Baker, G.S., Becker, M.W. and Beyrle, N., 2005, Four dimensional mapping of tracer channelization in subhorizontal bedrock fractures using surface ground penetrating radar. *Geophysical Research Letters*, 32.
- Tang, D.H., Frind, E.O. and Sudicky, E.A., 1981, Contaminant transport in fractured porous-media - analytical solution for a single fracture. *Water Resources Research*, 17: 555-564.
- Taylor, R. and Howard, K., 2000, A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8: 279-294.
- Tester, J.W., Anderson, B.J., Batchelor, A.S., Blackwell, D.D., DiPippo, R., Drake, E.M., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M.C., Nichols, K., Petty, S., Toksoz, M.N., Veatch, R.W., Baria, R., Augustine, C., Murphy, E., Negraru, P. and Richards, M., 2007, Impact of enhanced geothermal systems on US energy supply in the twenty-first century. *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 365: 1057-1094.
- Therrien, R. and Sudicky, E.A., 1996, Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 23: 1-44.
- Thiéry, D., 2015, Modélisation 3D du transport de masse et du transfert thermique avec le code de calcul MARTHE - version 7.5. BRGM/RP-64765-FR.

- Thomas, E., 1999, Evolution cenozoïque d'un domaine de socle : le massif armoricain-apport de la cartographie des formations superficielles, PhD thesis, Université de Rennes 1, Rennes
- Tsang, C.F. and Neretnieks, I., 1998, Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics*, 36: 275-298.
- Tsang, Y.W., 1995, Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. *Geophysical Research Letters*, 22: 1421-1424.
- Twidale, C., 1973, On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics*, 5(3): 163-187.
- Tyler, S.W., Selker, J.S., Hausner, M.B., Hatch, C.E., Torgersen, T., Thodal, C.E. and Schladow, S.G., 2009, Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research*, 45.
- van de Giesen, N., Steele-Dunne, S.C., Jansen, J., Hoes, O., Hausner, M.B., Tyler, S. and Selker, J., 2012, Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. *Sensors*, 12: 5471-5485.
- Vanhoudt, D., Desmedt, J., Van Bael, J., Robeyn, N. and Hoes, H., 2011, An aquifer thermal storage system in a Belgian hospital: Long-term experimental evaluation of energy and cost savings. *Energy and Buildings*, 43: 3657-3665.
- VanVlietLanoe, B., Bonnet, S., Hallegouet, B. and Laurent, M., 1997, Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence? *Journal of Geodynamics*, 24: 219-239.
- Vujevic, K., Graf, T., Simmons, C.T. and Werner, A.D., 2014, Impact of fracture network geometry on free convective flow patterns. *Advances in Water Resources*, 71: 65-80.
- Wagner, V., Li, T., Bayer, P., Leven, C., Dietrich, P. and Blum, P., 2014, Thermal tracer testing in a sedimentary aquifer: field experiment (Lauswiesen, Germany) and numerical simulation. *Hydrogeology Journal*, 22: 175-187.
- Warren, J.E. and Root, P.J., 1963, The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 3: 245-255.
- Weatherill, D., Graf, T., Simmons, C.T., Cook, P.G., Therrien, R. and Reynolds, D.A., 2008, Discretizing the fracture-matrix interface to simulate solute transport. *Ground Water*, 46: 606-615.
- Welty, C. and Gelhar, L.W., 1994, Evaluation of longitudinal dispersivity from nonuniform flow tracer tests. *Journal of Hydrology*, 153: 71-102.
- Wildemeersch, S., Jamin, P., Orban, P., Hermans, T., Klepikova, M., Nguyen, F., Brouyere, S. and Dassargues, A., 2014, Coupling heat and chemical tracer experiments for

## **Références**

---

- estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers. *Journal of Contaminant Hydrology*, 169: 90-99.
- Woods, K. and Ortega, A., 2011, The thermal response of an infinite line of open loop wells for ground coupled heat pump systems. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 54: 5574-5587.
- Wright, E.P., 1992, *The Hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa*. Geological Society, London
- Wu, B., Zhang, X., Jeffrey, R.G., Bungler, A.P. and Jia, S., 2016, A simplified model for heat extraction by circulating fluid through a closed-loop multiple-fracture enhanced geothermal system. *Applied Energy*, 183: 1664-1681.
- Wu, X.R., Pope, G.A., Shook, G.M. and Srinivasan, S., 2008, Prediction of enthalpy production from fractured geothermal reservoirs using partitioning tracers. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 51: 1453-1466.
- Wyns, R., Baltassat, J.M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J. and Mathieu, F., 2004, Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 175: 21-34.
- Xu, C.S., Dowd, P.A. and Tian, Z.F., 2015, A simplified coupled hydro-thermal model for enhanced geothermal systems. *Applied Energy*, 140: 135-145.
- Yang, J.W., Edwards, R.N., Molson, J.W. and Sudicky, E.A., 1996, Fracture-induced hydrothermal convection in the oceanic crust and the interpretation of heat-flow data. *Geophysical Research Letters*, 23: 929-932.
- Zanchini, E., Lazzari, S. and Priarone, A., 2012, Long-term performance of large borehole heat exchanger fields with unbalanced seasonal loads and groundwater flow. *Energy*, 38: 66-77.
- Zhu, W.C. and Wei, C.H., 2011, Numerical simulation on mining-induced water inrushes related to geologic structures using a damage-based hydromechanical model. *Environmental Earth Sciences*, 62: 43-54.
- Zienkiewicz, O.C. and Taylor, R.L., 2000, *The Finite Element Method-Fifth edition-Volume 1 : The Basis*. Butterworth-Heinemann 653 p.
- Zimmermann, G. and Reinicke, A., 2010, Hydraulic stimulation of a deep sandstone reservoir to develop an Enhanced Geothermal System: Laboratory and field experiments. *Geothermics*, 39: 70-77.

Zlotnik, V.A. and Zurbuchen, B.R., 1998, Dipole probe: Design and field applications of a single-borehole device for measurements of vertical variations of hydraulic conductivity. *Ground Water*, 36: 884-893.

Zoback, M.L., 1992, 1st-order and 2nd-order patterns of stress in the lithosphere - the world stress map project. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 97: 11703-11728.



## **Résumé**

Les milieux cristallins fracturés constituent un potentiel géothermique non négligeable. Il est essentiel d'améliorer son exploitation, pour la géothermie basse et haute énergie, afin de répondre au processus de transition énergétique. Pour cela, la compréhension des mécanismes de transport thermique dans les milieux fracturés est fondamentale. A travers des travaux basés sur des développements analytiques et numériques ainsi que des expériences sur site, l'objectif de cette thèse est ainsi de mieux évaluer l'impact de la géométrie des fractures, que ce soit à l'échelle d'un réseau de fractures, ou à l'échelle d'une fracture, sur le transport et le stockage d'énergie thermique dans les milieux cristallins fracturés. Des simulations numériques du transport de chaleur dans un réseau simple de fractures planes et bien connectées ont permis de caractériser l'impact de la géométrie du système de fractures sur le stockage thermique. Deux régimes sont mis en évidence. Tout d'abord, à court terme, la densité de fractures ou de chemins préférentiels, caractérisant la surface d'échange, contrôle l'échange thermique. Puis, à long terme, c'est le volume de roche total entre les fractures qui contrôle le stockage thermique. Ce modèle ne prend toutefois pas en compte la variabilité des ouvertures à l'échelle de la fracture qui est particulièrement présente dans les réseaux de fractures naturels. Des tests de traçage thermique et de soluté ont ainsi été réalisés pour caractériser le transport de chaleur dans un milieu fracturé sur le site de Ploemeur (SNO H+). Pour interpréter les traçages, les expressions analytiques du retard et de l'amplitude du pic de la courbe de restitution thermique ont été développées pour différentes géométries de fractures : fractures planes et chenaux. Ces expressions constituent un outil puissant et novateur pour caractériser la géométrie des fractures lors de tests de traçage thermique mais aussi pour prédire le déplacement du front thermique et la durée de vie des systèmes géothermiques à partir de tests de traçage de soluté. La comparaison de ces expressions avec les résultats expérimentaux permet de mettre en évidence l'importante chenalisation des flux, induisant l'arrivée anticipée du traceur thermique.

## **Abstract**

Fractured crystalline media have a significant geothermal potential. Their exploitation, for low and high enthalpy geothermal power generation, could be enhanced to satisfy the energy transition process. For this, understanding thermal transport processes in fractured media is fundamental. Through analytical and numerical modelling and field site experiments, the aim of this thesis is thus to better assess the impact of fracture geometry on thermal transport and storage in fractured crystalline rock, at fracture and fracture network scale.

Numerical simulations of heat transport in a simple network of well connected plane fractures allowed us to characterize the impact of the fracture system geometry on thermal storage. Two regimes are highlighted. First, at early time, the density of fractures, or preferential paths, controls heat exchanges. Then at late time, the total rock volume between the fractures controls thermal storage. This model does not take into account the aperture variability at fracture scale, which is particularly present in natural fracture networks. Thus, thermal and solute tracer tests have been achieved to characterize heat transport in a fractured media at the Ploemeur field site (SNO H +). To interpret the tracer tests, analytical expressions of thermal breakthrough peak retardation and amplitude have been developed for different fracture geometries: parallel plate fractures and channels. Those expressions are a powerful and innovative tool to characterize fracture geometries from thermal tracer tests, and also to predict thermal front transit time and lifetime of geothermal systems from solute tracer tests. Confrontation of those expressions to experimental results shows that observed differences between thermal and solute breakthrough can be explained only by channeling flow inducing low thermal transit times.