



Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud)

Nicolas Guihéneuf

► To cite this version:

Nicolas Guihéneuf. Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud). Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 2014. Français. NNT : . tel-01137304

HAL Id: tel-01137304

<https://insu.hal.science/tel-01137304>

Submitted on 31 Mar 2015

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.

ANNÉE 2014



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

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

Mention : Sciences de la Terre
École doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Nicolas GUIHÉNEUF

préparée à l'unité de recherche OSUR – UMR6118
Géosciences Rennes
UFR Sciences et Propriétés de la Matière

**Structure des écoulements
et propriétés de transport
des aquifères cristallins
fracturés et altérés :
Application au site de
Choutuppall (Inde du Sud)**

**Thèse soutenue à Rennes
le 08 juillet 2014**

devant le jury composé de :

Serge BROUYÈRE

Professeur assistant à l'Univ. de Liège / *Rapporteur*

Christian LEDUC

Directeur de Recherche IRD Montpellier / *Rapporteur*

Jacques MUDRY

Professeur à l'Univ. de Franche-Comté / *Examineur*

Jean-Raynald DE DREUZY

Chargé de Recherche CNRS / *Examineur*

Olivier BOUR

Professeur à l'Univ. de Rennes 1 / *Directeur de thèse*

Jean-Christophe MARÉCHAL

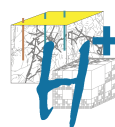
Ingénieur de Recherche BRGM / *Co-directeur de thèse*

Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud)

Nicolas GUIHÉNEUF



Indo French Center for Groundwater Research
CEntre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines



Résumé

Les milieux cristallins fracturés et altérés représentent souvent la seule ressource en eau viable pour les régions arides et semi-arides. Toutefois, ces milieux fortement hétérogènes restent encore mal connus, notamment les principales structures qui contrôlent les écoulements et le transport de contaminants. Afin d'améliorer la connaissance de ces milieux, nous avons effectué une analyse détaillée des propriétés hydrologiques du site expérimental de Choutuppal (Andhra Pradesh, Inde du Sud) qui bénéficie d'un réseau dense de forages d'observation. L'étude porte à la fois sur 1) l'identification des structures pertinentes et la variabilité spatiale des propriétés hydrauliques et 2) sur les processus dominant le transport de solutés dans ces milieux fracturés. Dans un premier temps, l'évolution des propriétés en fonction de la profondeur a permis d'identifier les structures les plus perméables. Les propriétés du milieu ont ensuite été étudiées dans des conditions hydrologiques très contrastées. En conditions de hautes eaux, l'interface saprolite – granite contrôle les écoulements souterrains à l'échelle du bassin versant. En revanche, lorsque les niveaux piézométriques sont plus bas que cette interface, une compartimentation hydrologique apparaît en raison de la diminution de la connectivité et du nombre de fractures perméables en profondeur. Un modèle conceptuel d'écoulement souterrain est proposé à l'échelle du bassin versant pour illustrer ces comportements hydrologiques contrastés. Pour identifier le rôle respectif des processus advectifs et diffusifs affectant tous deux le transport de solutés, deux types d'essais de traçage ont été réalisés sous différentes configurations d'écoulement. La combinaison d'expériences de traçage entre puits et en puits seul ("push-pull") a permis de mettre en avant le rôle prédominant de l'advection hétérogène. La diffusion dans la matrice peut être négligée, au moins pour les échelles de temps considérées. Les expériences de "push-pull" ont également permis d'identifier l'impact de l'échelle d'investigation sur le transport anormal de solutés. L'ensemble de ces résultats fournit une meilleure connaissance des propriétés et de la vulnérabilité de ces milieux soumis à une forte pression anthropique.

Abstract

The fractured and weathered crystalline aquifers are often the only viable water resource in arid and semi-arid regions. Nevertheless, these highly heterogeneous media are still poorly understood, especially the major structures that control groundwater flows and contaminant transport. To improve knowledge of those media, we have conducted a detailed analysis of the hydrological properties of the Choutuppal experimental site (Andhra Pradesh, Southern India) which has a dense network of observation boreholes. The study focus on 1) the identification of relevant structures and the spatial variability of hydraulic properties and 2) the dominant solute transport processes in these fractured media. First, the evolution of properties with depth highlights the most permeable structures. The properties were then studied in highly contrasted hydrological conditions. In high water level conditions, the saprolite – granite interface controls groundwater flows at watershed scale. By contrast, when groundwater level is lower than this interface, hydrological compartmentalization appears due to the decrease of the number of permeable fractures with depth which in turns decreases considerably connectivity with depth. A conceptual model of groundwater flow is proposed at the watershed scale to illustrate these contrasting behaviors. To identify the respective role of advective and diffusive processes affecting both solute transport, two kind of tracer experiments were conducted under different flows configurations. Combination of tracer experiments between boreholes and single borehole tests (push-pull) permit to highlight the predominant role of heterogeneous advection. Matrix diffusion can be neglected at least for the time scales considered. The push-pull experiments have also allowed identifying the impact of investigation scale on anomalous solute transport. All results give a better understanding of the properties and the vulnerability of those media subject to strong anthropogenic pressure.

Remerciements

Je remercie tout d'abord mes encadrants Olivier Bour, Alexandre Boisson et Jean-Christophe Maréchal, pour la confiance qu'ils m'ont accordé et pour l'encadrement dont j'ai pu bénéficier ainsi que Shakeel Ahmed pour son accueil au « National Geophysical Research Institute » (NGRI, Inde). Malgré le format atypique de cette thèse avec deux années d'expatriation en Inde, ils ont toujours veillé à ce que ce travail se déroule dans les meilleures conditions possibles, aussi bien scientifiquement qu'humainement.

Je voudrais également remercier l'ensemble des partenaires ayant participé à ce projet et en particulier l'Institut Carnot BRGM qui a financé cette thèse. Les deux tiers du temps se sont déroulés au Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines (CEFIREs, Inde), issu de la collaboration entre le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, France) et le « National Geophysical Research Institute » (NGRI, Inde). L'autre tiers a été partagé entre le laboratoire Géosciences Rennes et le BRGM de Montpellier. Les expérimentations se sont déroulées sur le site de Choutuppall développé par le BRGM et le NGRI, qui bénéficie également du soutien de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU - CNRS) dans le cadre du Système d'Observation et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement H+ (SOERE H+).

Je remercie par ailleurs toutes les personnes ayant participé à la mise en place du projet, à son bon déroulement ainsi qu'à sa valorisation : Jérôme Perrin, Subash Chandra, Benoît Dewandel et Tanguy Le Borgne. Merci également à Matthew Becker pour sa contribution dans la partie transport. Je remercie de même Serge Brouyère, Christian Leduc, Jacques Mudry et Jean-Raynald de Dreuzy pour avoir accepté d'évaluer ce travail et pour leurs remarques constructives.

Remerciements

Les nombreuses missions de terrain sur le site de Choutuppal auraient été difficiles sans l'aide précieuse de Mohammed Wadjiduddin. Je voudrais donc le remercier ainsi qu'Amélie Dausse, Mathieu Viossanges, Irshad Hussain, Yata Ramesh, Yata Muthyalu, Reddy, David Villesseche et Benoit Nigon pour leurs contributions.

Je remercie également l'ensemble des équipes qui m'ont accueilli et avec qui j'ai pu échanger durant ma thèse. J'en profite aussi pour remercier toutes les personnes en charge de la partie administrative et en particulier, Catherine Barbedor, pour son aide précieuse.

Je voudrais par ailleurs remercier toutes les personnes présentes le jour de ma soutenance ainsi que tous mes amis qui ont suivi, de près ou de loin, cette aventure. Merci également à tous ceux que j'ai rencontré en Inde et en France, et qui ont enrichi encore un peu plus ces années déjà très riches en enseignements.

Je n'oublie pas, bien sûr, toute ma famille pour leurs encouragements, leurs soutiens et pour avoir accepté ces contraintes géographiques. En particulier, je remercie mes parents sans qui ce parcours aurait été impossible.

Pour finir, je remercie Amélie qui, en plus d'être impliquée dans ce travail, m'a toujours encouragé, soutenu et bien plus encore.

Table des matières

Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xvii
Préambule	1
1 Introduction générale	3
1.1 Généralités sur les milieux cristallins	3
1.2 Structures géologiques	7
1.2.1 Hétérogénéités du profil d'altération	7
1.2.2 Hétérogénéités de fractures	10
1.3 Écoulements dans les milieux fracturés	14
1.3.1 Hétérogénéités à l'échelle de la fracture	14
1.3.2 Hétérogénéités à l'échelle du réseau de fractures	17
1.4 Études des propriétés de transport dans les milieux hétérogènes . . .	22
1.4.1 Processus physiques de transport de solutés	22
1.4.2 Expériences de traçage dans les milieux naturels	26
1.5 Intérêt de la conceptualisation des milieux naturels pour la modélisation	30
1.6 Conceptualisation des milieux cristallins altérés et fracturés en contexte semi-aride	32
1.7 Approches et objectifs de la thèse	34

2	Contexte de l'étude et présentation du site expérimental	37
2.1	Vulnérabilité de la ressource en eau souterraine en Inde	37
2.2	Spécificités de la région de l'Andhra Pradesh	48
2.2.1	Contexte climatique et hydrologique régional	48
2.2.2	Contexte géologique et hydrogéologique régional	52
2.3	Site Expérimental Hydrogéologique de Choutuppall	56
2.3.1	Introduction	56
2.3.2	Présentation générale	57
2.3.3	Implantation des ouvrages	59
2.3.4	Contexte géologique local	62
2.3.5	Conclusions	67
3	Structure des écoulements et propriétés hydrodynamiques	69
3.1	Introduction	69
3.2	Article : Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity (Guihéneuf et al., Journal of Hydrology, 2014)	70
3.3	Article : Estimation of the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured crystalline rock aquifers by complementary methods (Boisson et al., soumis)	110
3.4	Discussion et perspectives	145
4	Propriétés de transport à l'échelle d'une fracture	149
4.1	Introduction	149
4.2	Article : Identification of transport processes in fractured crystalline rock from different forced-gradient tracer experiments conducted in Southern India (Guihéneuf et al., en préparation)	150
4.3	Discussion et perspectives	189
5	Conclusions et perspectives générales	193
5.1	Conclusions générales	193
5.2	Perspectives générales	196

Bibliographie	199
A Profils géologiques, techniques et multiparamètres des forages	215
B Solution d'interprétation d'essai de pompage de Butler (1988)	237
B.1 Description du modèle de Butler (1988)	238
B.2 Quelques exemples d'interprétation	239
C Solution d'interprétation d'essai de traçage de Becker et Shapiro (2003)	241
C.1 Modèle en radial convergent – un seul chemin	242
C.2 Modèle en radial convergent – multi-chemins	243
C.3 Modèle en push-pull – multi-chemins	245

Liste des figures

1.1	Carte illustrant les principales régions constituées de roches ignées extrusives et intrusives ainsi que les roches métamorphiques, d'après Scovel <i>et al.</i> (1966).	5
1.2	Distribution des productivités des différentes formations géologiques rencontrées en Afrique : a) fréquence correspondant à la proportion de surface de sol dans chaque unité géologique attribuée à une classe de productivité particulière ; b) distribution de chaque environnement géologique, d'après MacDonald <i>et al.</i> (2012).	6
1.3	Profil typique d'altération des roches de socle en Afrique illustrant également la variabilité des propriétés hydrodynamiques selon la profondeur, d'après Chilton et Foster (1995).	9
1.4	Distribution globale des environnements d'altération profonde capables de développer la latérite, d'après Taylor et Howard (2000), adapté de Tardy (1992).	10
1.5	(a) Bloc diagramme montrant une fracture et son front de propagation. (b) Trois modes fondamentaux de fractures correspondant aux joints (mode I) et aux failles (mode II et III), modifié de Pollard et Aydin (1988).	11
1.6	Joints d'exfoliation subhorizontaux suivant la surface topographique dans une carrière du parc national de Yosemite en Californie, USA (photographie extraite de http://www.yosemite.ca.us , Histoire géologique du Parc National de Yosemite par K. Huber).	12
1.7	Illustration des hétérogénéités rencontrées à l'échelle d'une fracture, exemple de la diorite d'Aspö en Suède, modifiée d'après Winberg <i>et al.</i> (2000).	15
1.8	Chenalisation des écoulements dans une fracture illustrée par la présence d'oxyde de fer – l'hématite, photographie extraite de Bourke (1987).	16

1.9	Cartes du flux local pour une distribution d'ouverture de fracture obtenue expérimentalement et pour deux configurations d'écoulements (a) $\alpha = 0^\circ$ et (b) $\alpha = 90^\circ$. L'intensité du flux est représentée selon une échelle linéaire de gris où les zones claires représentent les zones où le flux est plus grand, d'après Méheust et Schmittbuhl (2001).	16
1.10	Variabilité de la conductivité hydraulique mesurée sur le site de Mirror Lake aux États-Unis en fonction de l'échelle d'investigation, d'après Hsieh (1998).	17
1.11	Évolution de la conductivité hydraulique obtenue à partir de différentes méthodes sur le site de Maheshwaram en Inde, d'après Maréchal <i>et al.</i> (2004). PFN : "Primary Fractures Network" et SFN : "Secondary Fractures Network".	18
1.12	Évolution de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement en fonction de l'échelle d'investigation sur le site de Ploemeur en France. Les valeurs sont estimées à partir de différentes méthodes et les échelles varient du forage à l'ensemble de l'aquifère, d'après Jiménez-Martínez <i>et al.</i> (2013).	18
1.13	Ensemble des fractures référencées dans une galerie du site de Stripa en Suède où 80% du flux est concentré dans une fracture de la « H-zone ». La flèche indique la localisation de la fracture où le flux s'écoule, d'après Olsson <i>et al.</i> (1992).	19
1.14	Section verticale du site de Mirror Lake aux États-Unis illustrant les amas de fractures plus transmissives et les réseaux de fractures moins transmissives, d'après Hsieh (1998).	20
1.15	Exemple de réseaux de fractures possédant les mêmes propriétés statistiques (densité, distribution des transmissivités et des longueurs communes). Les figures du haut présentent les réseaux de fractures selon le logarithme de la transmissivité. Les figures du bas illustrent les flux associés aux différents réseaux. Il apparaît nettement une chenalisation des écoulements où l'organisation peut varier selon la configuration, d'après Le Goc (2009).	21
1.16	Dépendance d'échelle de la dispersivité observée dans les milieux hétérogènes, d'après Zhou <i>et al.</i> (2007).	23
1.17	Représentation des zones mobiles et immobiles à l'intérieur d'une fracture rugueuse, d'après Rasmuson et Neretnieks (1986).	24

1.18	Expériences de traçage en laboratoire dans deux fractures rugueuses suivant différents modèles de rugosité remplies ou non par des billes de verre. Le remplissage avec des billes de verre a pour objectif de simuler le rôle d'une gouge de faille. La distribution du traceur est donnée pour différents temps dimensionnés. (a) Fracture vide suivant un modèle de rugosité exponentiel. (b) Fracture vide suivant un modèle de rugosité fractal. (c) Fracture remplie de billes de verre suivant le modèle exponentiel (d) Fracture remplie de billes de verre suivant le modèle fractal, d'après Lunati <i>et al.</i> (2003).	25
1.19	Exemple d'un essai de traçage réalisé entre deux forages sur le site de Mirror Lake aux États-Unis et interprété avec un modèle de diffusion dans la matrice, d'après Becker et Shapiro (2000).	27
1.20	Résultats de plusieurs tests de traçage réalisés entre puits pour (a) différents types de traceurs et (b) différents débits et configurations, d'après Becker et Shapiro (2000).	28
1.21	Modèle d'interprétation d'essais de traçage incluant l'advection hétérogène et la diffusion dans la matrice. La pente de -2, attribuée à l'advection hétérogène, et celle de -1.5, caractéristique de la diffusion dans la matrice, sont représentées, d'après Shapiro <i>et al.</i> (2008). . . .	29
1.22	Modèle conceptuel hydrogéologique généralisé des aquifères cristallins fracturés et altérés, d'après Wyns <i>et al.</i> (2004).	31
1.23	Interprétation de 19 tests de débitmétrie verticale illustrés par rapport à l'interface saprolite – granite fracturé (a) Profil du nombre de fractures productives sommé sur l'ensemble des tests réalisé en injection tous les 50 centimètres (b) Qualité des observations exprimée comme le rapport entre le nombre d'observations disponibles pour chaque portion du réservoir et le nombre total de tests (c) Conductivités hydrauliques estimées pour chaque fracture productive, d'après Dewandel <i>et al.</i> (2006).	33
2.1	Carte des 28 États et 7 territoires de l'Inde, extraite et modifiée de http://d-maps.com	38
2.2	Évolution de la densité de population en Inde, en Chine et en France, données issues de United Nations (2013).	39
2.3	(1) Distribution des fractions des surfaces cultivées par district pour les grandes catégories de cultures en Inde (2) Distribution spatiale (a) des précipitations moyennes annuelles et (b) leurs variabilités en Inde, modifiée d'après Devineni <i>et al.</i> (2013).	41
2.4	Distribution des surfaces irriguées selon le type d'ouvrage permettant l'irrigation, soit les forages ou les puits ouverts, d'après de Golbéry et Chappuis (2012).	42

2.5	Évolution du nombre de forages privés sur le bassin versant de Maheshwaram en Andhra Pradesh, d'après de Condappa (2005).	42
2.6	Photographie d'un puits ouvert en Andhra Pradesh à la fin de la saison sèche en 1970, illustrant un niveau piézométrique proche de la surface (environ 2 m) dans une zone de décharge. À la fin de la saison des pluies, les niveaux piézométriques étaient très proches de la surface sur l'ensemble du bassin versant, d'après Tóth (2013). . . .	44
2.7	Cartes mondiales : (a) du climat selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek <i>et al.</i> , 2006) ; (b) de la probabilité de rencontrer un taux de fluor de plus de 1.5 mg l^{-1} dans l'eau souterraine (Amini <i>et al.</i> , 2008b).	45
2.8	Mécanisme de formation de l'augmentation du fluor dans l'eau souterraine au Sud de l'Inde. La figure illustre les changements hydrochimiques et la précipitation de minéraux secondaires des zones de recharge vers les zones de décharge, d'après Jacks <i>et al.</i> (2005).	46
2.9	(a) Carte du climat en Inde et (b) carte des précipitations moyennes annuelles dans l'État de l'Andhra Pradesh, d'après de Golbéry et Chappuis (2012).	49
2.10	Précipitation journalière entre le 1er juin 2002 et 2014. Données issues de la station météorologique de Patancheru au Nord-Ouest d'Hyderabad - ICRISAT.	49
2.11	Températures maximums et minimums relevées entre 2002 et 2014. Données issues de la station météorologique de Patancheru au Nord-Ouest d'Hyderabad - ICRISAT.	50
2.12	(a) Carte physiologique de l'Inde avec (b) un zoom sur la région de l'Andhra Pradesh où les principaux bassins versants et sous-bassins versants sont représentés, d'après de Golbéry et Chappuis (2012). . .	51
2.13	Cartes géologiques simplifiées de l'Inde et de la région de l'Andhra Pradesh, modifiées d'après G.S.I. (1999, 2005) et de http://d-maps.com	52
2.14	Profil typique d'altération observé sur le bassin versant de Maheshwaram en Andhra Pradesh, d'après Dewandel <i>et al.</i> (2006).	53
2.15	Coupe géologique schématisée de la région d'Hyderabad, d'après Dewandel <i>et al.</i> (2006).	54
2.16	Modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle en contexte semi-aride, d'après Maréchal <i>et al.</i> (2004).	55
2.17	Localisation des ouvrages du site expérimental installé sur le terrain du NGRI. L'image satellite est extraite de Google Earth.	58

2.18	Exemple de coupes techniques de forages réalisés sur le site expérimental de Choutuppal (CH10-L, CH10-S et CH10).	61
2.19	Carte géologique simplifiée de la région de l'Andhra Pradesh avec un zoom sur la carte du district de Nalgonda, modifiée d'après G.S.I. (1999, 2005).	62
2.20	Profils de tomographie de résistivité électrique obtenus dans les directions Ouest-est et Sud-Nord et recoupant les forages du site expérimental, modifié de Chandra <i>et al.</i> (2008) (communication interne).	63
2.21	Carte d'épaisseur de saprolite au droit du site expérimental, dans le système de coordonnées projetées UTM, obtenue par l'interpolation (krigeage) des données des forages.	64
2.22	Photographie d'un joint légèrement incurvé présent sur le site expérimental de Choutuppal. Le marteau donne l'échelle.	65
2.23	Rosace de fracturation (orientation – fréquence) obtenue sur le bassin versant de Choutuppal, modifiée d'après Pira (2009).	65
2.24	Profil géologique type obtenu sur le forage CH3.	66
A-1	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH1.	216
A-2	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH2.	217
A-3	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH3.	218
A-4	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH4.	219
A-5	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH5.	220
A-6	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH6.	221
A-7	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH7.	222
A-8	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH8.	223
A-9	(a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH9.	224

A-10 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH10.	225
A-11 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH11.	226
A-12 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH12.	227
A-13 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH13.	228
A-14 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH14.	229
A-15 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH15.	230
A-16 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH16.	231
A-17 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH17.	232
A-18 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH18.	233
A-19 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH19.	234
A-20 (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH20.	235
B-1 Géométrie du réservoir de la solution semi-analytique de Butler (1988).	238
B-2 Interprétation des rabattements et dérivées normalisés obtenus sur le forage CH7 durant les essais réalisés sur CH11 (basses eaux) et sur CH3 (hautes eaux).	239
B-3 Interprétation des rabattements et dérivées normalisés obtenus sur le forage CH8 durant les essais réalisés sur CH11 (basses eaux) et sur CH3 (hautes eaux).	240
C-1 Exemple d'une courbe de restitution obtenue à partir du modèle semi- analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration radiale convergente. Les courbes obtenues pour chaque chemin indépendant sont également représentées. Une pente de -1.5 passant à travers les pics de chaque courbe individuelle est prédite puisque la masse totale de chaque chemin est proportionnelle au cube de l'ouverture et le décalage temporel est proportionnel au carré de l'ouverture.	244

C-2	Exemple d'une courbe de restitution obtenue à partir du modèle semi-analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration push-pull avec les différents chemins indépendants associés. Les courbes obtenues pour chaque chemin individuel correspondent à la masse totale restituée.	246
C-3	Exemple de courbes de restitution obtenues à partir du modèle semi-analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration push-pull et pour différents τ_{push}	247

Liste des tableaux

2.1	Besoin en eau de quelques nations pour l'agriculture, d'après (Foster et Chilton, 2003).	40
2.2	Localisation et caractéristiques techniques des forages implantés sur le site expérimental de Choutuppal. La localisation des ouvrages est fournie dans le système de coordonnées projetées UTM.	60

Préambule

L'évaluation des systèmes aquifères est difficile dans les milieux hétérogènes, tels que les roches cristallines fracturées, en particulier à cause de la forte variabilité spatiale de leurs propriétés. Pourtant, ces roches occupent une part importante de la surface terrestre et représentent parfois les seules milieux permettant l'accès à l'eau potable dans certaines régions. Bien que les réservoirs de sub-surface incluant le socle fracturé et altéré soient déjà identifiés, la structure des écoulements ainsi que les propriétés hydrauliques et de transport de ces milieux restent encore mal connues. Par ailleurs, identifier les structures hydrogéologiques pertinentes est un enjeu important puisqu'elles favorisent, d'une part, l'exploitation du système aquifère et facilitent, d'autre part, le transport de contaminants d'un point à un autre du système.

Cet enjeu est d'autant plus important dans les milieux où la pression anthropique est très forte et où la ressource en eau est relativement limitée, comme au Sud de l'Inde. En effet, la révolution verte des années 70 en Inde a favorisé la dégradation de l'eau souterraine, aussi bien du point de vue quantitatif que qualitatif. Il apparaît donc indispensable d'approfondir les connaissances de ces systèmes hétérogènes afin d'améliorer, *in fine*, la gestion de cette ressource. Toutefois, la compréhension d'un système naturel nécessite souvent l'acquisition d'un nombre important de données, nécessaire à toute modélisation ou prédiction. Cette tâche reste d'autant plus difficile dans les systèmes souterrains du fait du nombre limité de points d'observation. Les études des systèmes aquifères sont donc contraintes par le nombre de points d'acquisition que sont les affleurements et les forages. Afin de palier partiellement à cette limitation, le site expérimental développé à Choutuppall dans l'État de l'Andhra Pradesh (Sud de l'Inde) bénéficie d'un nombre important de forages d'observation, 28 au total, dont 26 sont disposés sur une surface d'environ 2 ha. Cette forte densité de forages, de l'ordre d'un forage tous les 30 m, permet d'étudier de façon approfondie ces réservoirs cristallins fracturés et altérés.

Bénéficiant du site expérimental de Choutuppal, ce travail, qui s'articule autour de 5 chapitres, a pour objectif d'identifier les structures pertinentes et d'estimer leurs propriétés hydrauliques et de transport. Le chapitre 1 est une introduction générale aux milieux cristallins fracturés et altérés où sont présentées également les notions d'écoulement et de transport de solutés dans ces milieux hétérogènes. Les objectifs de la thèse sont détaillés à la fin de ce chapitre d'introduction. Le chapitre 2 présente, quant à lui, le contexte particulier de l'Inde ainsi que le site expérimental de Choutuppal. Le chapitre 3 est dédié à la caractérisation hydrodynamique du site expérimental et d'une manière plus générale, aux milieux fracturés et altérés du Sud de l'Inde. Ce chapitre est constitué de deux articles et se termine par une discussion. Le chapitre 4 est consacré à l'étude des processus de transport à l'échelle d'une zone de fractures transmissives. Celui-ci est constitué d'un article et s'achève également par une discussion. Enfin, le chapitre 5 présente les conclusions et les perspectives générales de cette thèse.

Chapitre 1

Introduction générale

Ce chapitre propose tout d’abord une introduction aux milieux cristallins altérés et fracturés. Ensuite, nous aborderons les notions d’écoulement et de transport de contaminants dans les milieux fracturés. Pour finir, une discussion sur l’importance des modèles conceptuels pour la modélisation de ces systèmes complexes précédera la présentation des objectifs de cette thèse.

1.1 Généralités sur les milieux cristallins

Les roches cristallines et plus particulièrement les roches plutoniques, comme les granites, présentent une matrice très faiblement perméable. Le refroidissement lent de ces roches en profondeur favorise la formation de phénocristaux. Ces minéraux de tailles pluri-centimétriques très jointifs confèrent à la roche une très faible porosité primaire, de l’ordre de 0.5% pour les granites (Ohlsson et Neretnieks, 1995). L’application de contraintes mécaniques sur ces roches favorise le développement de fractures ce qui permet l’attribution d’une seconde porosité, qualifiée de porosité de fractures. Cette porosité secondaire est significativement plus élevée que la porosité primaire de la matrice rocheuse ce qui permet le stockage de fluides en son sein ainsi que des circulations si cette porosité est suffisamment connectée spatialement. Ces fractures représentent par conséquent le vecteur principal des écoulements souterrains dans les roches cristallines. La variabilité des propriétés géométriques des fractures rend par ailleurs ces milieux très complexes à appréhender. Cette variabilité affecte de manière significative les écoulements et le transport de contaminants d’un point à un autre du système (Tsang et Neretnieks, 1998).

Les roches cristallines, une fois exhumées à la surface, sont soumises aux processus d'altération chimique et physique qui favorisent le développement *in situ* d'une roche meuble appelée altérite. Les épaisseurs des altérites peuvent varier d'un endroit à un autre selon, par exemple, la nature des minéraux de la roche mère, le degré initial de fracturation de cette même roche ou encore les conditions climatiques auxquelles elles sont confrontées. Elles peuvent, par exemple, atteindre des épaisseurs de 50 m comme au Sud Soudan (Larsson, 1984). Ces altérites présentent une porosité matricielle beaucoup plus importante que celle de la roche mère, généralement de l'ordre de 10% (Acworth, 1987).

Les milieux cristallins ont été particulièrement étudiés ces dernières décennies, notamment parce qu'ils représentent un intérêt majeur pour le stockage des déchets nucléaires. Le faible degré de fracturation en profondeur et la faible perméabilité de la matrice rocheuse font des roches plutoniques des endroits de prédilection pour le stockage des déchets radioactifs, notamment dans les régions stables du point de vue tectonique. Nous pouvons par exemple citer certains travaux sur le site d'enfouissement de Stripa, en Suède, principalement orientés sur les questions de transfert de contaminants (Abelin *et al.*, 1991a,b, 1994 ; Moreno *et al.*, 1988 ; Neretnieks *et al.*, 1982). La figure 1.1 présente la répartition géographique de ces formations qui occupent une part relativement importante de la surface terrestre (Scovel *et al.*, 1966). Dans certaines régions du globe, ces formations cristallines sont parfois présentes sur la quasi-totalité du territoire, notamment en Suède, en Finlande ou encore en Inde du Sud (Figure 1.1).

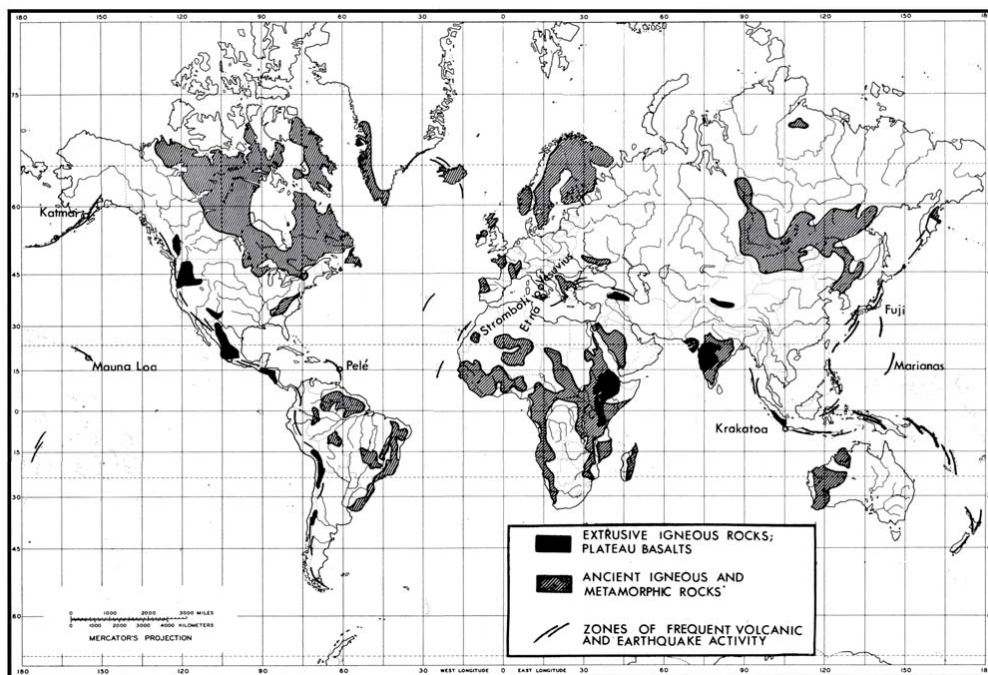


FIGURE 1.1 – Carte illustrant les principales régions constituées de roches ignées extrusives et intrusives ainsi que les roches métamorphiques, d'après Scovel *et al.* (1966).

La pression démographique grandissante et la raréfaction de la ressource en eau ont fait de ces milieux cristallins des réservoirs potentiels, parfois uniques, dans certaines régions. Des études ont montré que la productivité de ces systèmes, malgré que celle-ci soit très variable d'un endroit à un autre, pouvait être relativement conséquente notamment par le biais de structures tectoniques majeures (Roques *et al.*, 2014 ; Touchard, 1999). Cependant, une productivité importante reste souvent exceptionnelle et d'une manière générale, ces milieux présentent des débits d'exploitation souvent inférieurs à $20 \text{ m}^3 \text{h}^{-1}$ (Larsson, 1984). Les débits d'exploitation sont d'autant plus faibles dans les régions où le socle est peu fracturé, par exemple dans certaines régions d'Afrique ou encore du Sud de l'Inde (Chilton et Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Howard *et al.*, 1992 ; Larsson, 1984 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Taylor et Howard, 2000). À titre d'exemple, la figure 1.2 représente les distributions statistiques des productivités des différentes formations géologiques rencontrées en Afrique (MacDonald *et al.*, 2012). En relatif, il apparaît que les systèmes cristallins sont nettement moins productifs que les autres milieux. Cependant, bien que la productivité de ces réservoirs soit faible, l'eau souterraine représente parfois la principale ressource pérenne dans les régions arides ou semi-arides (Gustafson et Krásný, 1994).

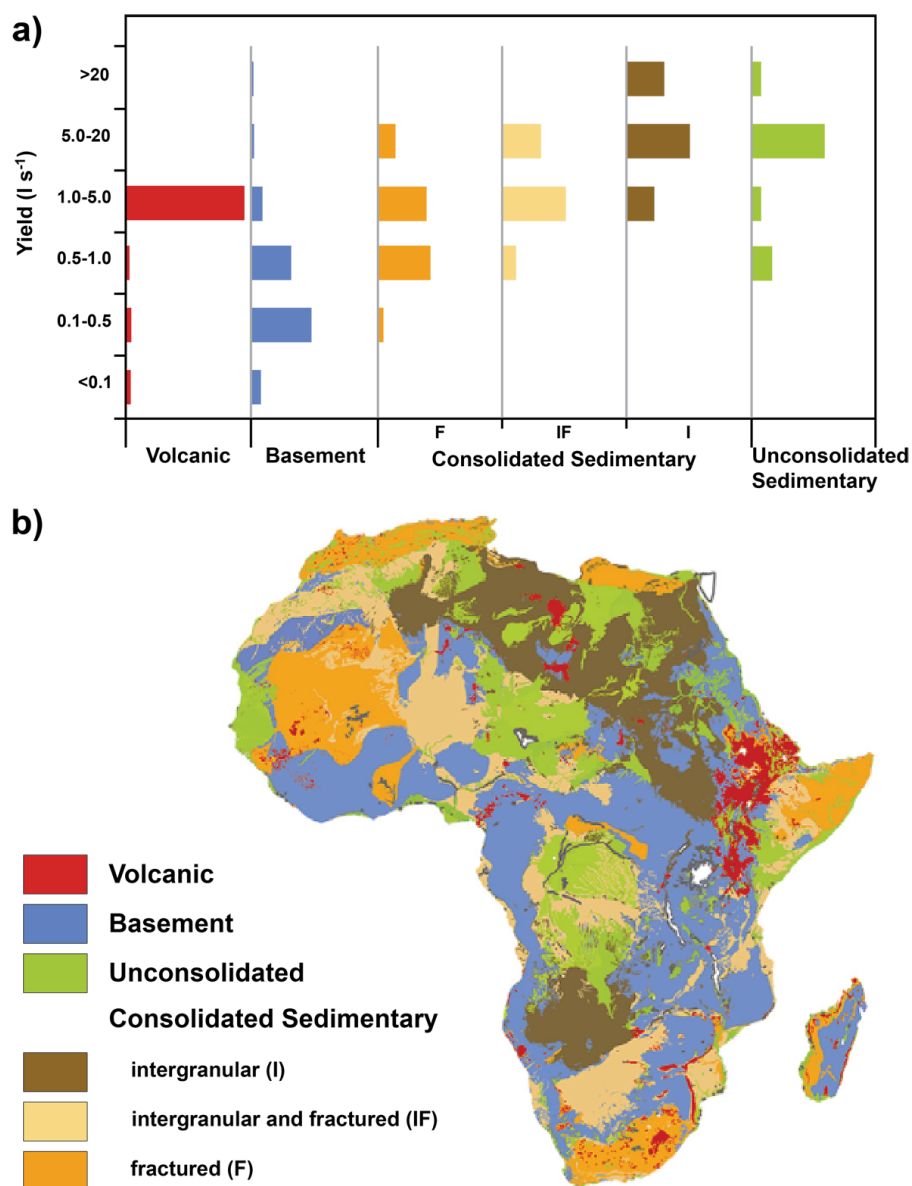


FIGURE 1.2 – Distribution des productivités des différentes formations géologiques rencontrées en Afrique : a) fréquence correspondant à la proportion de surface de sol dans chaque unité géologique attribuée à une classe de productivité particulière ; b) distribution de chaque environnement géologique, d'après MacDonald *et al.* (2012).

1.2 Structures géologiques

1.2.1 Hétérogénéités du profil d'altération

L'altération chimique et physique des minéraux de la roche mère permet le développement d'un profil d'altération qui comprend un certain nombre d'horizons selon l'état d'avancement du profil ou selon les différentes phases d'érosion. Ces profils d'altération, aussi appelés « Zones Critiques » (National Research Council, 2001), sont depuis une dizaine d'années très étudiés puisqu'ils représentent l'interface entre la roche, le sol, l'eau, l'atmosphère et les agents biologiques (Anderson *et al.*, 2007 ; Brantley *et al.*, 2007). Les objectifs portent notamment sur la compréhension des processus d'altération de différentes roches comme les granites (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006 ; Oliva *et al.*, 2003 ; White *et al.*, 1999) avec, par exemple, l'étude de l'impact de l'altération chimique sur l'évolution de la porosité de la roche mère (Navarre-Sitchler *et al.*, 2013). D'autres travaux s'intéressent aux effets de la géomorphologie et de la lithologie sur l'évolution du profil d'altération (Bazilevskaya *et al.*, 2013) ou encore aux bilans de matières sur le long terme (Braun *et al.*, 2009).

L'altération de la roche mère débute par l'infiltration d'eau dans les fractures initialement présentes dans la roche (Acworth, 1987). Les minéraux qui constituent la roche mère vont ensuite être altérés pour former une altérite. Concernant les granites, les minéraux les plus abondants sont le quartz, les feldspaths (potassiques et/ou plagioclases) et les micas (biotite et/ou muscovite). L'oxydation des biotites pourrait être le signe précurseur de l'altération des granites (Acworth, 1987 ; Bazilevskaya *et al.*, 2013 ; Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006 ; Wyns *et al.*, 2004) se caractérisant par la présence d'oxyde de fer. Certains auteurs associent l'oxydation des biotites à un changement de volume de la roche ce qui permettrait de former des micro-fractures et par conséquent d'altérer les autres minéraux (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006 ; Lachassagne *et al.*, 2011 ; Wyns *et al.*, 2004). Ils expliquent ce phénomène par la formation d'argiles gonflantes issues de la biotite, les vermiculites notamment, qui présentent des feuillets d'épaisseur de l'ordre de 14 Å contrairement aux feuillets des biotites qui sont de l'ordre de 10 Å. Ce changement de volume attribué à l'oxydation des biotites est toutefois controversé. À partir d'imagerie au microscope électronique en transmission, Banfield et Eggleton (1988) suggèrent que deux feuillets de biotite seraient nécessaires pour former un feuillet de vermiculite.

Pour ces auteurs, il n'y aurait pas d'augmentation de volume mais plutôt une diminution. Par ailleurs, d'autres auteurs suggèrent que les minéraux les plus facilement altérables dans les granites sont les feldspaths, les amphiboles, l'épidote et l'apatite (Oliva *et al.*, 2003 ; Sverdrup et Warfvinge, 1995). En particulier, les feldspaths plagioclases semblent être des minéraux plus solubles et peuvent présenter des signes d'altération aux côtés de feldspaths orthoses et de biotites non altérés (White, 2005).

Bien que ces processus d'altération soient complexes, certains facteurs sont déterminants dans la production du profil d'altération. Parmi ces facteurs, nous pouvons citer par exemple la nature de la roche mère, le type de climat, l'état initial de fracturation de la roche, le gradient hydraulique, le pH et la température de l'eau, les processus biologiques et bien sûr le temps d'exposition de la roche (Anderson et Anderson, 2010). L'ensemble de ces facteurs vont permettre le développement d'un profil d'altération plus ou moins épais. Les premières descriptions des différents horizons tant d'un point de vue géologique qu'hydrogéologique furent synthétisées par Larsson (1984) puis développées par d'autres auteurs selon les régions comme Jones (1985), Acworth (1987), Chilton et Foster (1995) ou encore Dewandel *et al.* (2006).

La figure 1.3 présente un profil typique d'altération développé sur les roches cristallines sous climat tropical (Chilton et Foster, 1995). Le profil d'altération est composé de quatre composantes principales d'épaisseurs variables. Ces composantes se définissent à la fois par leur composition minéralogique, leur structure mais également leur solidité. Nous pouvons distinguer à la base, la roche mère qui peut être plus ou moins fracturée. La roche mère est surmontée d'une zone en partie altérée avec une roche partiellement décomposée. Cette zone, relativement solide et donc difficile à casser, présente la structure de la roche mère et est parfois nommée « saprock » (Anand et Paine, 2002 ; Chilton et Foster, 1995). Au-dessus de la « saprock » se trouve la saprolite. Dans cette zone très altérée des minéraux secondaires tels que des argiles peuvent s'accumuler. Cependant, la saprolite présente la structure originelle de la roche mère (Braun *et al.*, 2009 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Wyns *et al.*, 2004) tandis que l'horizon supérieur du profil qui constitue le sol ne présente plus la structure de la roche mère et peut être mobilisé par les agents de transport comme l'eau ou encore le vent (Anderson et Anderson, 2010). Cet horizon est majoritairement constitué de quartz altéré puisque ce minéral est plus résistant aux processus d'altération (Chilton et Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006). Pour les profils d'altération plus avancés sous climats tropicaux, cet horizon peut-être rubéfié

(Tardy, 1992). Dans ce cas, des oxydes de fer tels que les goethites ou hématites, à l'origine de cette couleur rouge, forment la latérite (Tardy, 1992 ; Taylor et Howard, 2000). La répartition géographique actuelle des environnements favorables à la formation des latérites est présentée en figure 1.4 (Taylor et Howard, 2000) illustrant par la même occasion que les latérites peuvent se former sous différents environnements géologiques. L'ensemble du profil d'altération présentera des propriétés hydrodynamiques variables latéralement et verticalement en fonction de la position des différents horizons (Figure 1.3). En particulier, la saprolite présente globalement une porosité relativement importante alors que sa perméabilité est faible. La base de la saprolite quant à elle est beaucoup plus perméable et poreuse que la roche mère. La transmissivité de cette dernière sera en l'occurrence directement liée à la présence de fractures plus ou moins perméables.

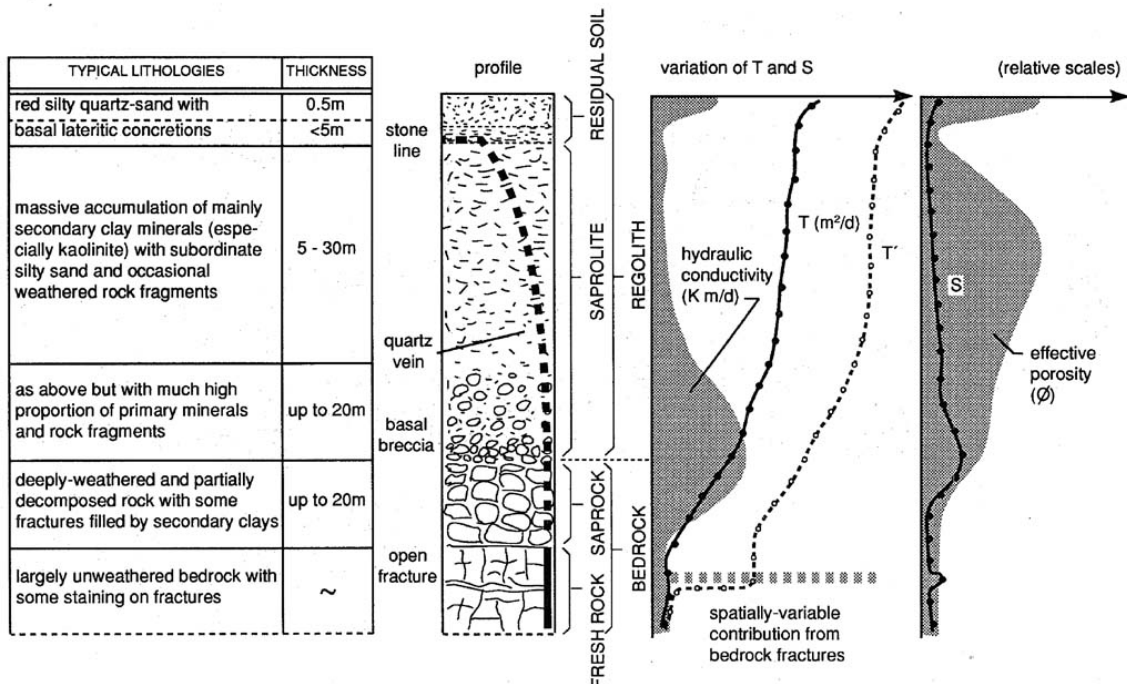


FIGURE 1.3 – Profil typique d'altération des roches de socle en Afrique illustrant également la variabilité des propriétés hydrodynamiques selon la profondeur, d'après Chilton et Foster (1995).

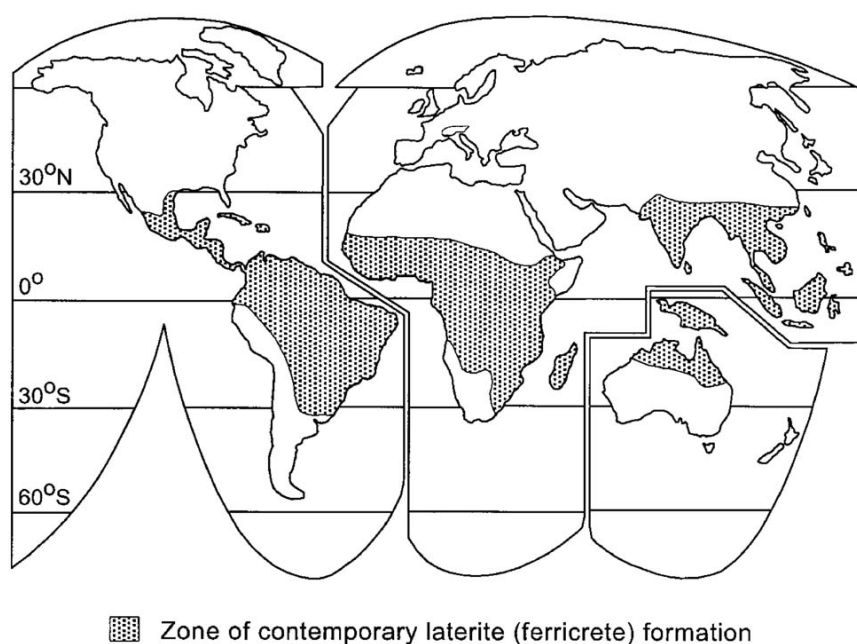


FIGURE 1.4 – Distribution globale des environnements d’altération profonde capables de développer la latérite, d’après Taylor et Howard (2000), adapté de Tardy (1992).

1.2.2 Hétérogénéités de fractures

Les fractures sont des ruptures mécaniques dans les roches qui se produisent lorsque les contraintes locales sont supérieures au seuil de rupture de la roche. Le terme « fractures » est un terme générique qui désigne toutes discontinuités mécaniques dans la roche quels que soient leur taille, de l’ordre du millimètre à plusieurs centaines de kilomètres, ou leur mode de formation. Excepté les anti-cracks (ou stylolithes) présents dans les roches sédimentaires et formés par des processus de dissolution de la roche sous pression (Fletcher et Pollard, 1981), les fractures peuvent être regroupées en deux catégories (Bonnet *et al.*, 2001 ; National Research Council, 1996) :

- Les joints ou fractures en ouverture (mode I) se caractérisent par un déplacement perpendiculaire aux surfaces des fractures (Figure 1.5).
- Les failles ou fractures en cisaillement (mode II et III) se caractérisent par un déplacement parallèle aux surfaces des fractures (Figure 1.5).

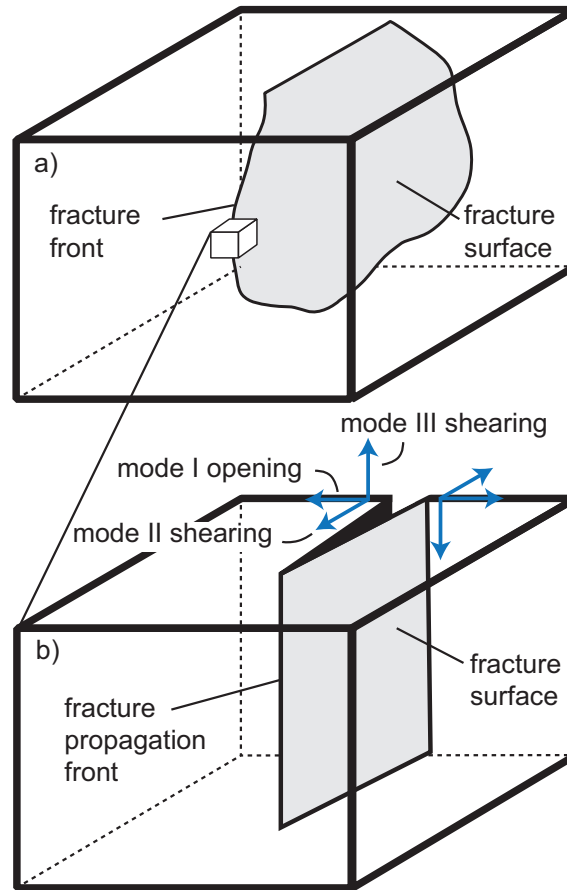


FIGURE 1.5 – (a) Bloc diagramme montrant une fracture et son front de propagation. (b) Trois modes fondamentaux de fractures correspondant aux joints (mode I) et aux failles (mode II et III), modifié de Pollard et Aydin (1988).

La classification des failles, d'origine tectonique, est généralement réalisée selon le sens du déplacement même si toutes les configurations sont présentes dans la nature. Trois catégories de failles sont définies à partir de leur rejet : les failles normales où le rejet horizontal transversal correspond à un étirement ; les failles inverses où le rejet horizontal transversal équivaut à un raccourcissement ; et les décrochements où le rejet est purement horizontal et dans le plan de faille, généralement vertical (Foucault et Raoult, 2005). Par la suite, nous décrirons plus précisément les joints puisque ce sont ces discontinuités qui nous intéressent dans cette étude.

La fracturation dans les régions relativement stables d'un point de vue tectonique se caractérise principalement par le mode en ouverture (mode I). Ces joints aussi appelés joints d'exfoliation (Bahat *et al.*, 1999 ; Dale, 1923 ; Jahns, 1943 ; Twidale, 1973) débitent la roche en blocs ce qui lui confère une structure « type oignon » ou structure en feuillet (Figure 1.6) (Gilbert, 1904 ; Holzhausen, 1989). Il

faut cependant distinguer l'exfoliation à grande échelle caractérisée par ces joints de taille pluri-métrique et l'exfoliation liée à l'altération sphéroïdale présentant de la micro-fracturation (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006 ; Jahns, 1943). Plusieurs mécanismes ou sources possibles pourraient expliquer la genèse de ces joints d'exfoliation à grande échelle (Twidale, 1973).

Une des premières théories soutenue par Gilbert (1904) concerne l'allègement – ou décompression – des contraintes verticales associées à l'érosion, par conséquent l'exhumation du pluton à la surface (discutée dans Twidale (1973)). Cependant, la décompression n'est pas suffisante pour expliquer la formation de joints puisque ce type de fracturation peut être observé dans d'autres formations comme les grès, les dolomies ou encore des calcaires qui n'ont pas été formées à de grandes profondeurs (Bradley, 1963 ; Hancock et Engelder, 1989 ; Holzhausen, 1989 ; Mortimer *et al.*, 2011 ; Taylor *et al.*, 1999 ; Twidale, 1973).



FIGURE 1.6 – Joints d'exfoliation subhorizontaux suivant la surface topographique dans une carrière du parc national de Yosemite en Californie, USA (photographie extraite de <http://www.yosemite.ca.us>, Histoire géologique du Parc National de Yosemite par K. Huber).

L'autre hypothèse avancée par Blackwelder (1925) serait que l'altération de certains minéraux permettrait une augmentation du volume de la roche et par conséquent la fracturation. Pour certains auteurs, l'hydratation des biotites dans les granites serait à l'origine de ce changement de volume pouvant former des fractures jusqu'à cent mètres de profondeur (Lachassagne *et al.*, 2011 ; Wyns *et al.*, 2004). Cependant, de nombreuses études rejettent cette hypothèse puisque toutes les altérations chimiques ne mènent pas à un changement de volume (Ruxton, 1958 ; Trendall, 1962) et parce que l'analyse de ces joints ne révèlent pas spécialement de signe sévère d'altération (Jahns, 1943 ; Taylor *et al.*, 1999). Certains auteurs suggèrent que si un stress résiduel à l'échelle du grain permettait de créer de la fracturation en tension alors de nouveaux joints devraient se former après l'excavation de roches dans les carrières, or ce n'est pas le cas à présent (Holzhausen, 1989 ; Martel, 2006).

Une autre théorie, qui semble être acceptée par de nombreux auteurs, suggère que de larges contraintes compressives parallèles à la surface du sol permettraient de créer de la fracturation en tension (Bahat *et al.*, 1999 ; Dale, 1923 ; Hencher *et al.*, 2011 ; Holzhausen, 1989 ; Mandl, 2005 ; Martel, 2006 ; Twidale, 1973). Associé à ces larges contraintes compressives, l'effet de la topographie pourrait également jouer un rôle important dans la formation des joints d'exfoliation (Martel, 2006 ; Miller et Dunne, 1996 ; Slim, 2013). Une combinaison de contraintes intrinsèques et extrinsèques pourrait aussi former des joints d'exfoliation dans les roches plutoniques (Bergbauer et Martel, 1999). Les contraintes intrinsèques seraient par exemple associées à un stress thermique occasionné par le refroidissement du pluton (Bergbauer et Martel, 1999 ; Segall *et al.*, 1990). Les contraintes extrinsèques pourraient correspondre à une relaxation thermoélastique des contraintes compressives horizontales profondes liée à l'exhumation du pluton à la surface (Nadan et Engelder, 2009). Bien que l'origine de ces structures soit sujette à débat, la propagation des joints est toutefois contrôlée par le champ de contraintes *in situ* (Hancock et Engelder, 1989 ; Martel, 2006 ; Mortimer *et al.*, 2011 ; Pollard et Aydin, 1988 ; Segall et Pollard, 1983 ; Stock *et al.*, 2012).

Quels que soient les processus de formation de ces joints d'exfoliation, toutes les observations réalisées sur le terrain mènent à des caractéristiques communes. Ces joints sont généralement subhorizontaux (Figure 1.6) ou incurvés (concave ou convexe) et se développent en suivant la surface du pluton (Dale, 1923 ; Jahns, 1943 ; Martel, 2006 ; Vidal Romaní et Twidale, 1999). L'espacement entre les joints

augmente avec la profondeur, allant de quelques centimètres jusqu'au mètre voire la dizaine de mètres (Dale, 1923 ; Holzhausen, 1989 ; Jahns, 1943). Par conséquent, la fréquence des fractures diminue avec la profondeur. Ces joints se développent généralement jusqu'à une centaine de mètres de profondeur et peuvent présenter une extension latérale de l'ordre de la centaine de mètres également (Dale, 1923 ; Hencher *et al.*, 2011 ; Holzhausen, 1989 ; Jahns, 1943 ; Martel, 2006 ; Twidale, 1973). Les fractures se développent jusqu'à l'intersection d'autres fractures préexistantes ou peuvent s'arrêter dans la roche saine (Hencher *et al.*, 2011 ; Pollard et Aydin, 1988 ; Segall et Pollard, 1983). Les caractéristiques des joints concernant la fréquence des fractures et les terminaisons des fractures sont également valables pour les joints verticaux associés (Segall et Pollard, 1983). La question sera maintenant de comprendre comment l'organisation de ces fractures affecte les écoulements et le transport de contaminants.

1.3 Écoulements dans les milieux fracturés

Dans cette partie, nous allons dorénavant aborder les notions d'écoulement dans les milieux fracturés, dans un premier temps à l'échelle de la fracture puis à l'échelle du réseau de fractures.

1.3.1 Hétérogénéités à l'échelle de la fracture

Les premiers modèles s'intéressant aux écoulements dans une fracture ont d'abord considéré une fracture plane d'ouverture constante (Király, 1971 ; Snow, 1965). L'écoulement laminaire entre deux plaques parallèles est gouverné par l'équation de Boussinesq (1868) (Taylor *et al.*, 1999) :

$$Q = \frac{-a_p^3 \rho g}{12\mu} \left(\frac{dh}{dL} \right)_f w \quad (1.1)$$

où Q correspond au flux, a_p est l'ouverture de la fracture, ρ est la masse volumique du fluide, g est l'accélération de la pesanteur, μ est la viscosité du fluide, dh/dL est le gradient de charge et w est la largeur de la fracture. Cette équation est généralement nommée « loi cubique » à cause du coefficient de proportionnalité qui varie en fonction du cube de l'ouverture (Tsang, 1992). Lorsque la fracture

est relativement ouverte, la loi cubique peut s'appliquer bien que cette relation soit remise en cause en particulier lorsque le contact entre les parois des fractures est suffisamment important (Cook, 1992 ; Hakami et Larsson, 1996 ; Oron et Berkowitz, 1998 ; Pyrak-Nolte *et al.*, 1987). Les propriétés hydrauliques des fractures peuvent être très variables spatialement. En plus des variations d'ouverture liées à la rugosité des parois, d'éventuels remplissages (ex. minéraux secondaires) ou encore des zones endommagées peuvent affecter les propriétés hydrauliques (Figure 1.7).

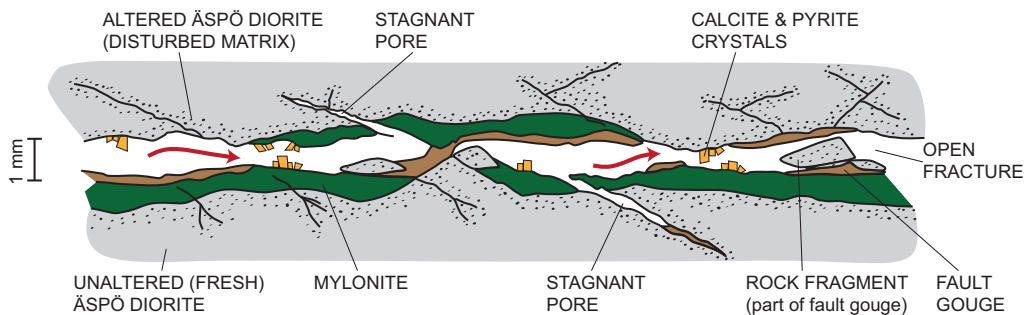


FIGURE 1.7 – Illustration des hétérogénéités rencontrées à l'échelle d'une fracture, exemple de la diorite d'Aspö en Suède, modifiée d'après Winberg *et al.* (2000).

Dans une fracture rugueuse faiblement ouverte, des chemins de moindre résistance forment des chenaux d'écoulement préférentiels (Tsang et Neretnieks, 1998). De nombreuses études ont mis en évidence la chenalisation des écoulements dans une fracture rugueuse à l'échelle de l'échantillon de roche en laboratoire (Hakami et Larsson, 1996 ; Pyrak-Nolte *et al.*, 1987) ainsi qu'à l'échelle de l'expérimentation de terrain, soit de l'ordre de quelques mètres (Abelin *et al.*, 1994 ; Moreno *et al.*, 1988). Dans certains cas, seul 20% du plan de fracture permet les écoulements (Abelin *et al.*, 1994 ; Bourke, 1987). La figure 1.8 présente une paroi de fracture du granite de Cornouailles en Angleterre tachée d'oxyde de fer mettant en évidence des chemins préférentiels (Bourke, 1987). Des études ont montré que la rugosité de surface des fractures pouvait être décrite par un modèle fractal (Brown, 1987 ; Méheust et Schmittbuhl, 2001 ; Schmittbuhl *et al.*, 1993). Des simulations numériques du flux à l'échelle d'une fracture suivant ce type de modèle et présentant une variabilité d'ouverture plus ou moins importante illustrent la chenalisation des écoulements (Brown, 1987 ; Méheust et Schmittbuhl, 2001). La figure 1.9 présente une simulation numérique où la chenalisation dans une fracture est identifiable par la variabilité d'intensité du flux (Méheust et Schmittbuhl, 2001). En fonction du gradient hydraulique, les écoulements au sein de la fracture peuvent être facilités ou inhibés (Méheust

et Schmittbuhl, 2001). Cette chenalisation des écoulements aura par conséquent un impact plus ou moins important lors d'essais de traçage entre puits (Becker et Shapiro, 2003). Selon la configuration choisie (puits de pompage et puits d'injection), les temps de transfert pourront être très variables.

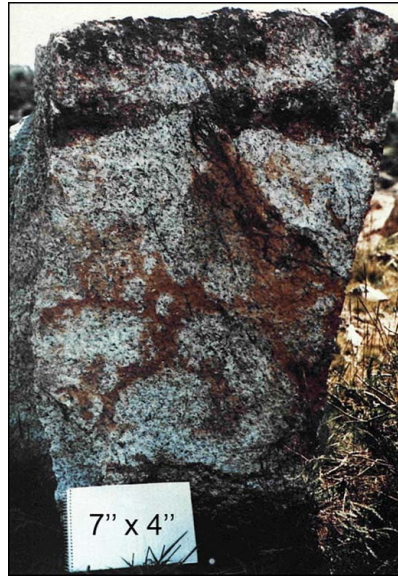


FIGURE 1.8 – Chenalisation des écoulements dans une fracture illustrée par la présence d'oxyde de fer – l'hématite, photographie extraite de Bourke (1987).

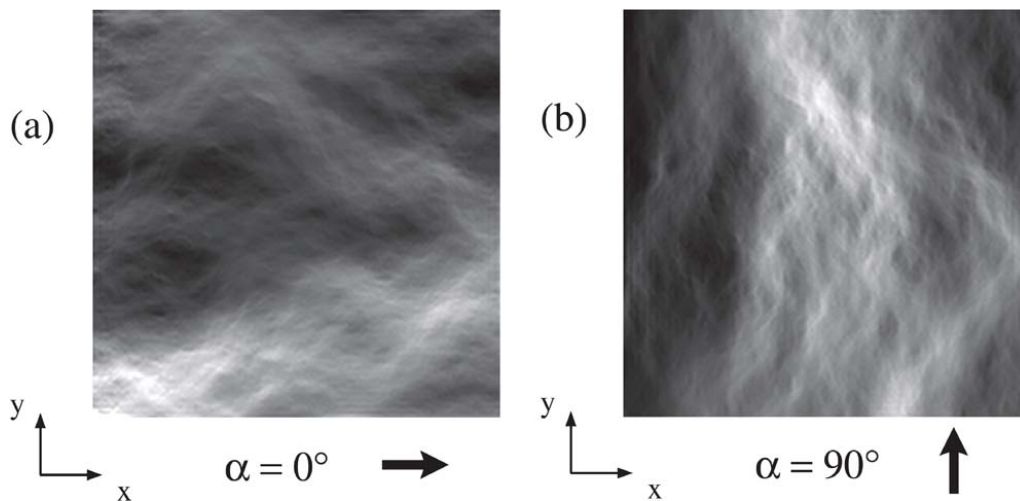


FIGURE 1.9 – Cartes du flux local pour une distribution d'ouverture de fracture obtenue expérimentalement et pour deux configurations d'écoulements (a) $\alpha = 0^\circ$ et (b) $\alpha = 90^\circ$. L'intensité du flux est représentée selon une échelle linéaire de gris où les zones claires représentent les zones où le flux est plus grand, d'après Méheust et Schmittbuhl (2001).

1.3.2 Hétérogénéités à l'échelle du réseau de fractures

Les milieux cristallins fracturés présentent généralement une forte variabilité des propriétés hydrauliques. Par exemple, les observations sur le site de Mirror Lake aux États-Unis mettent en avant une variabilité de la conductivité hydraulique sur six ordres de grandeurs (Hsieh, 1998) (Figure 1.10). De nombreuses études suggèrent une dépendance d'échelle sur la variabilité de ces propriétés dans les milieux hétérogènes (Clauser, 1992 ; Hsieh, 1998 ; Illman, 2006 ; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013 ; Kiraly, 1975 ; Le Borgne *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Sanchez-Vila *et al.*, 1996). Des exemples dans le socle fracturé et altéré superficiel sur le site de Maheshwaram au Sud de l'Inde (Figure 1.11) ou encore dans le socle fracturé profond sur le site de Ploemeur en France (Figure 1.12) illustrent à la fois la variabilité des propriétés hydrauliques ainsi qu'une dépendance avec l'échelle d'investigation. Toutefois, de nombreux auteurs discutent de cette dépendance d'échelle en mettant notamment en avant le manque d'échantillonnage à grandes échelles ou encore la variété des méthodes utilisées afin d'obtenir ces résultats (Clauser, 1992 ; Hsieh, 1998 ; Illman, 2006 ; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013 ; Le Borgne *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Sanchez-Vila *et al.*, 1996). Ces différentes études mettent toutefois en évidence la difficulté des méthodes classiquement utilisées dans les milieux homogènes pour interpréter les observations dans les milieux fracturés.

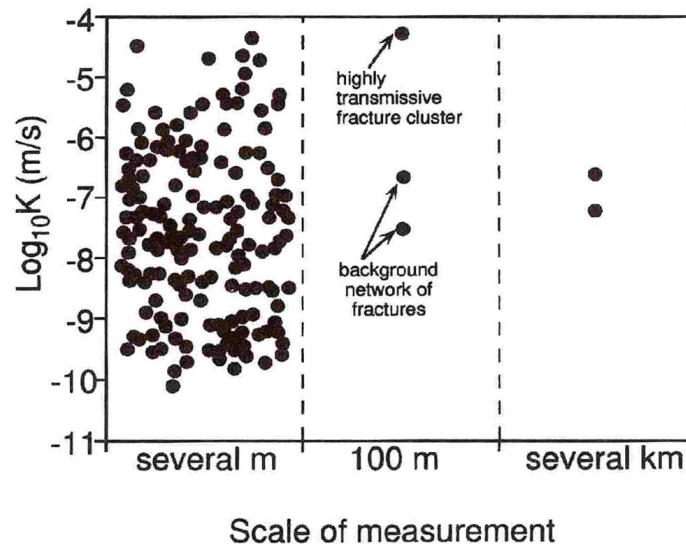


FIGURE 1.10 – Variabilité de la conductivité hydraulique mesurée sur le site de Mirror Lake aux États-Unis en fonction de l'échelle d'investigation, d'après Hsieh (1998).

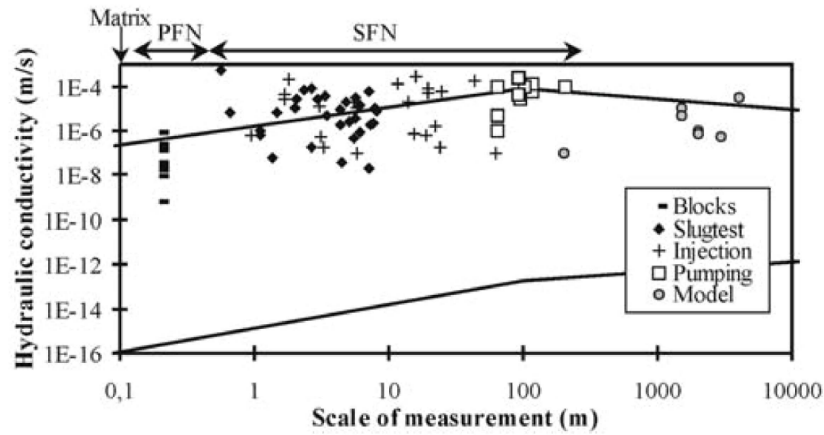


FIGURE 1.11 – Évolution de la conductivité hydraulique obtenue à partir de différentes méthodes sur le site de Maheshwaram en Inde, d'après Maréchal *et al.* (2004). PFN : "Primary Fractures Network" et SFN : "Secondary Fractures Network".

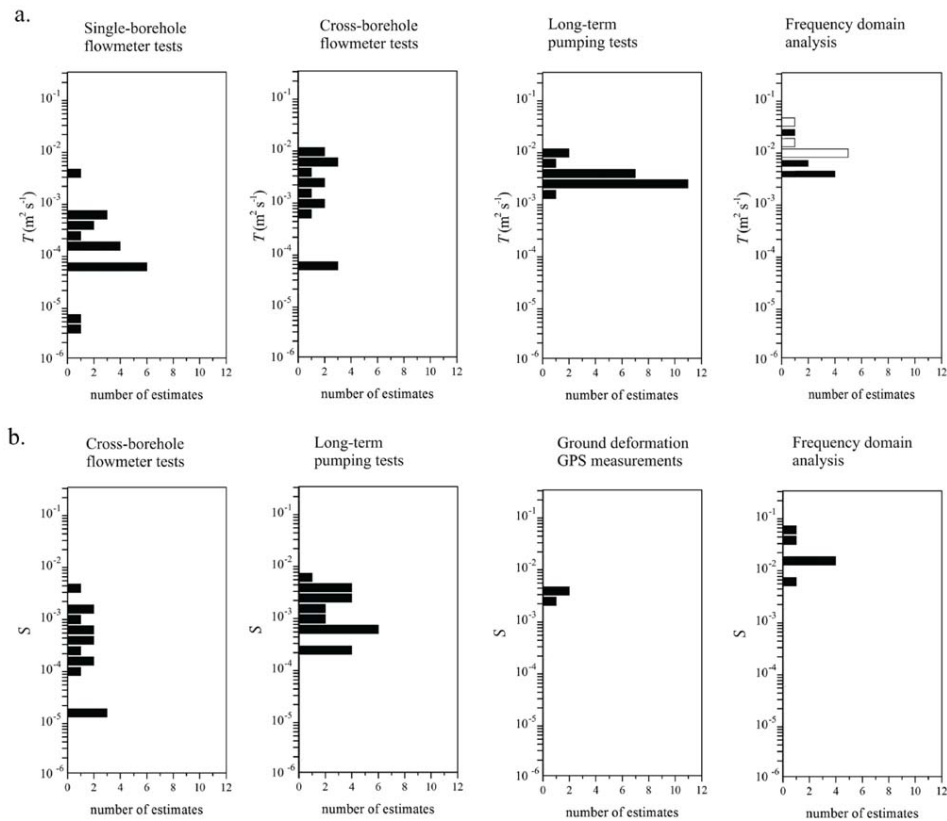


FIGURE 1.12 – Évolution de la transmissivité et du coefficient d'emmaganement en fonction de l'échelle d'investigation sur le site de Ploemeur en France. Les valeurs sont estimées à partir de différentes méthodes et les échelles varient du forage à l'ensemble de l'aquifère, d'après Jiménez-Martínez *et al.* (2013).

Cette dépendance d'échelle des propriétés hydrauliques serait fortement liée à la connectivité des chemins d'écoulement préférentiels (Bour et Davy, 1997 ; de Dreuzy *et al.*, 2012 ; Hsieh, 1998 ; Sanchez-Vila *et al.*, 1996). À l'échelle du réseau de fractures, les écoulements vont être fonction de la connectivité des zones de propriétés hydrauliques similaires présentant souvent une organisation en chenaux plus ou moins bien connectés entre eux (Tsang et Neretnieks, 1998). La figure 1.13 illustre par exemple la présence de chemins préférentiels d'écoulement dans le granite de Stripa en Suède, où 80% du flux est localisé dans une seule fracture (Olsson *et al.*, 1992). Notons que ce site est localisé à une profondeur d'environ 380 m sous la surface du sol. Sur le site de Mirror Lake aux États-Unis, constitué d'un dépôt glaciaire d'environ 55 m d'épaisseur recouvrant des schistes avec de nombreuses intrusions de granite, pegmatite et en moindre quantité des filons de lamprophyre, les résultats d'imagerie de parois ont révélé qu'entre 20 et 80 m de profondeur, chaque forage intersecte entre 20 et 60 fractures. Cependant, les essais de pompage réalisés sur chacun des puits montrent que seulement 1 à 3 fractures contribuent à 90% du flux (discuté dans National Research Council (1996)). Les investigations sur ce site ont par ailleurs mis en évidence, au sein du réseau de fractures, quatre amas de fractures plus transmissives (Figure 1.14) (Hsieh, 1998). Ces structures pertinentes pour les écoulements sont dépendantes de la connectivité du réseau de fractures, elle-même dépendante des propriétés géométriques des fractures. Ces propriétés géométriques sont, entre autres, la densité du réseau de fractures, la distribution des orientations de fractures ou encore la distribution des longueurs et des ouvertures de fractures (Bour et Davy, 1997 ; Darcel *et al.*, 2003 ; de Dreuzy *et al.*, 2001a,b).

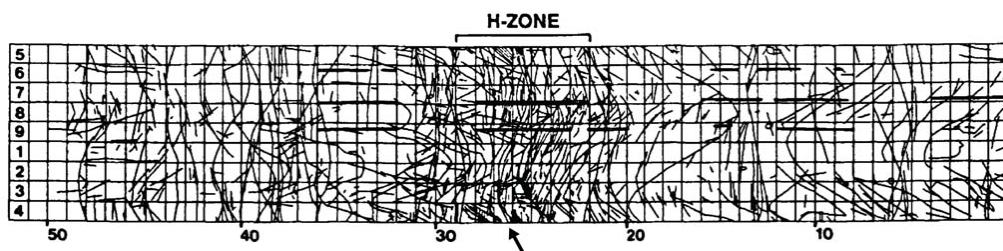


FIGURE 1.13 – Ensemble des fractures référencées dans une galerie du site de Stripa en Suède où 80% du flux est concentré dans une fracture de la « H-zone ». La flèche indique la localisation de la fracture où le flux s'écoule, d'après Olsson *et al.* (1992).

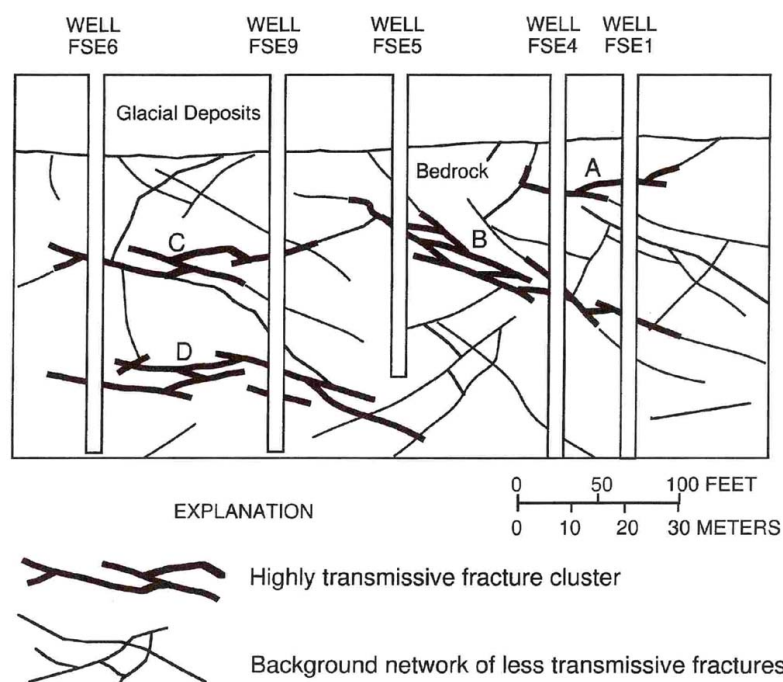


FIGURE 1.14 – Section verticale du site de Mirror Lake aux États-Unis illustrant les amas de fractures plus transmissives et les réseaux de fractures moins transmissives, d’après Hsieh (1998).

Du point de vue théorique, des études numériques ont montré l’importance de la connectivité de fractures sur la hiérarchisation des écoulements (Bour et Davy, 1997, 1998 ; Darcel *et al.*, 2003 ; de Dreuzy *et al.*, 2001a,b ; Le Goc, 2009). La figure 1.15 présente trois réseaux de fractures en deux dimensions aux propriétés statistiques identiques. Bien que ces milieux synthétiques présentent les mêmes propriétés statistiques, leurs propriétés hydrauliques comme l’organisation des chenaux d’écoulements peuvent varier d’un réseau à l’autre (Le Goc, 2009). Pour des fractures de tailles identiques, la densité de fractures va contrôler la connexion du réseau. Dans ce cas, à partir d’une densité de fractures suffisamment importante, le réseau sera connecté peu importe l’échelle d’observation (Bour et Davy, 1997 ; Darcel, 2002). Si la distribution des longueurs de fractures suit une loi de puissance, la connexion du réseau dépendra également de la taille du système. Il existera donc une échelle à partir de laquelle le milieu sera connecté, même pour une faible densité de fractures (Bour et Davy, 1997). Par conséquent, comprendre l’organisation des écoulements, en particulier la localisation et la distribution spatiale des structures pertinentes d’un système naturel présentera un enjeu majeur dans le but de prédire les écoulements dans ce même système.

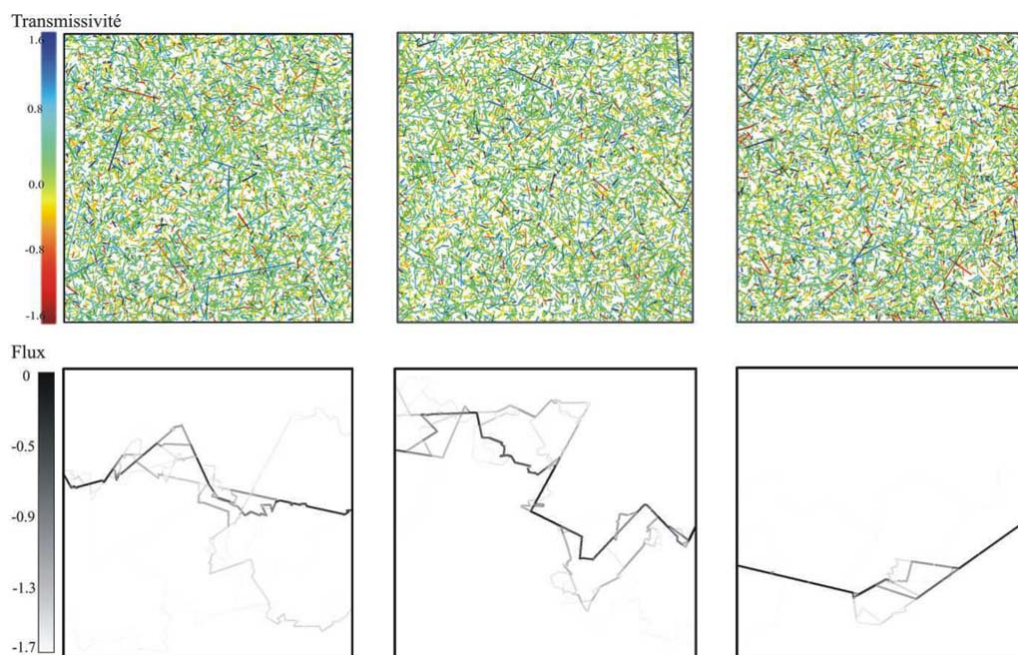


FIGURE 1.15 – Exemple de réseaux de fractures possédant les mêmes propriétés statistiques (densité, distribution des transmissivités et des longueurs communes). Les figures du haut présentent les réseaux de fractures selon le logarithme de la transmissivité. Les figures du bas illustrent les flux associés aux différents réseaux. Il apparaît nettement une chenalisation des écoulements où l'organisation peut varier selon la configuration, d'après Le Goc (2009).

1.4 Études des propriétés de transport dans les milieux hétérogènes

Dans cette partie, nous allons aborder les notions de transport de solutés dans les milieux fracturés. Nous présenterons ensuite les expériences pouvant être mises en place dans les milieux naturels afin de caractériser leurs propriétés de transport.

1.4.1 Processus physiques de transport de solutés

Dans un milieu poreux homogène et isotrope où la loi de Darcy est valide, c'est-à-dire où les écoulements sont suffisamment lents pour négliger le potentiel d'énergie cinétique, le transport de solutés non réactifs est gouverné par l'équation d'advection-dispersion qui s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla C) - \nabla \cdot (vC) \quad (1.2)$$

où C représente la concentration du soluté, t correspond au temps, v la vitesse moyenne du fluide et D est le tenseur de dispersion hydrodynamique qui s'exprime également selon la diffusion moléculaire du soluté D_m ainsi que la dispersivité longitudinale et transversale $\alpha_{L,T}$, soit $D_{L,T} = \alpha_{L,T} v + D_m$. Le transport de solutés dans un milieu parfaitement homogène est dit « Fickien » ou « normal » puisque, après l'injection ponctuelle d'un soluté, la concentration de celui-ci suit une distribution spatiale gaussienne. En revanche, ce type de comportement est rarement observé dans les milieux hétérogènes. Le transport de soluté dans ces milieux est alors qualifié de « Non-Fickien » ou « anormal » (Berkowitz, 2002 ; Carrera, 1993). Le transport anormal de soluté se caractérise par de nombreux comportements comme par exemple un effet d'échelle sur la dispersivité (Carrera, 1993 ; Gelhar *et al.*, 1992 ; Zhou *et al.*, 2007) (Figure 1.16), une dépendance d'échelle et de temps sur la porosité apparente (Guimerà et Carrera, 2000) ou encore des courbes de restitution asymétriques présentant des longues queues de restitution (Becker et Shapiro, 2003 ; Carrera, 1993 ; Hadermann et Heer, 1996 ; Haggerty *et al.*, 2000 ; Meigs et Beauheim, 2001).

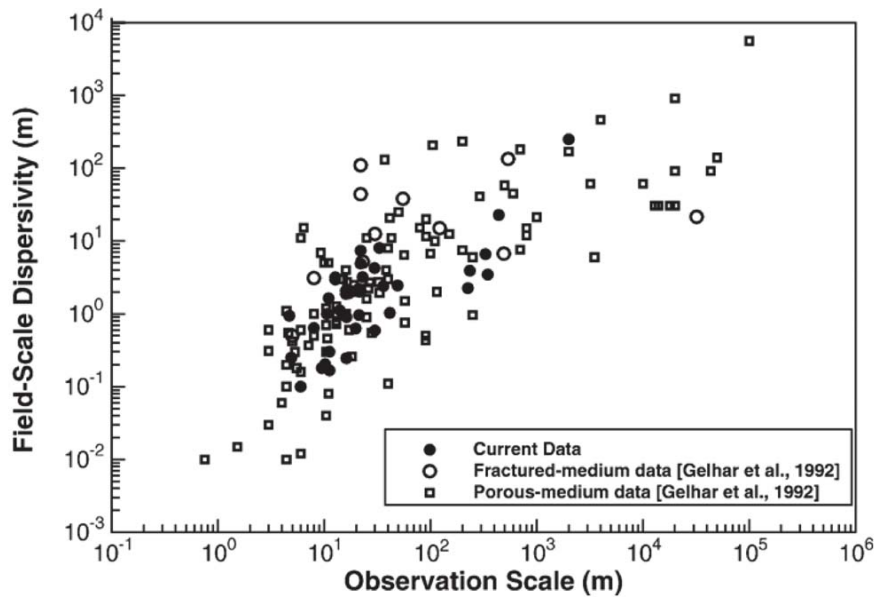


FIGURE 1.16 – Dépendance d'échelle de la dispersivité observée dans les milieux hétérogènes, d'après Zhou *et al.* (2007).

Les processus de transport de solutés peuvent alors être catégorisés comme suit (Bodin *et al.*, 2003) :

- L'advection hétérogène, ou la dispersion, occasionnée par la séparation de plusieurs chemins d'écoulement à l'échelle de la fracture ou du réseau de fractures.
- La dispersion hydrodynamique qui correspond à l'étalement du soluté par étirement et sa dilution dans un volume donné, celui d'un chemin préférentiel d'écoulement.
- La diffusion dans la matrice définie par les échanges de masse entre les zones mobiles et immobiles. Les zones mobiles sont associées aux zones de mouvement de fluide dans une fracture ou dans les chenaux à l'intérieur même d'une fracture. Les zones immobiles correspondent aux zones de fluide stagnant, soit à l'intérieur de la matrice rocheuse ou au sein d'une fracture, entre les différents chemins d'écoulements préférentiels (Figure 1.17) (Rasmuson et Neretnieks, 1986).
- Les réactions physiques ou chimiques entre le soluté, l'eau et la roche. Pour un soluté dit conservatif, ces réactions seront principalement des processus de sorption entre le soluté et le matériel rocheux.

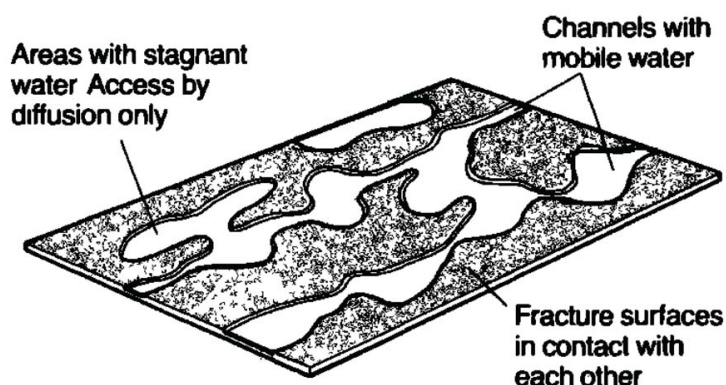


FIGURE 1.17 – Représentation des zones mobiles et immobiles à l’intérieur d’une fracture rugueuse, d’après Rasmuson et Neretnieks (1986).

La figure 1.18 illustre l’impact des hétérogénéités d’une fracture sur le transport de solutés. Des expériences ont été réalisées en laboratoire à l’échelle de deux fractures rugueuses. Dans un cas, la rugosité de la fracture fut obtenue suivant un modèle exponentiel, et dans l’autre cas, suivant un modèle fractal (Lunati *et al.*, 2003). Les expériences de transport ont été effectuées dans des fractures vides et remplies par des billes de verre, permettant dans ce cas précis de simuler l’effet d’une gouge de faille. Lorsque les fractures sont vides, les distributions des vitesses sont plus larges ce qui implique une dispersion plus importante. Ceci est visible sur le front d’avancement du traceur où des zones d’écoulement aux vitesses plus grandes se distinguent des zones aux vitesses plus faibles. Cet effet est d’autant plus important lorsque la rugosité de la fracture suit un modèle fractal. En revanche, lorsque les fractures sont remplies par les billes de verre, les fronts d’avancement du traceur sont beaucoup moins impactés par les hétérogénéités des parois (Lunati *et al.*, 2003).

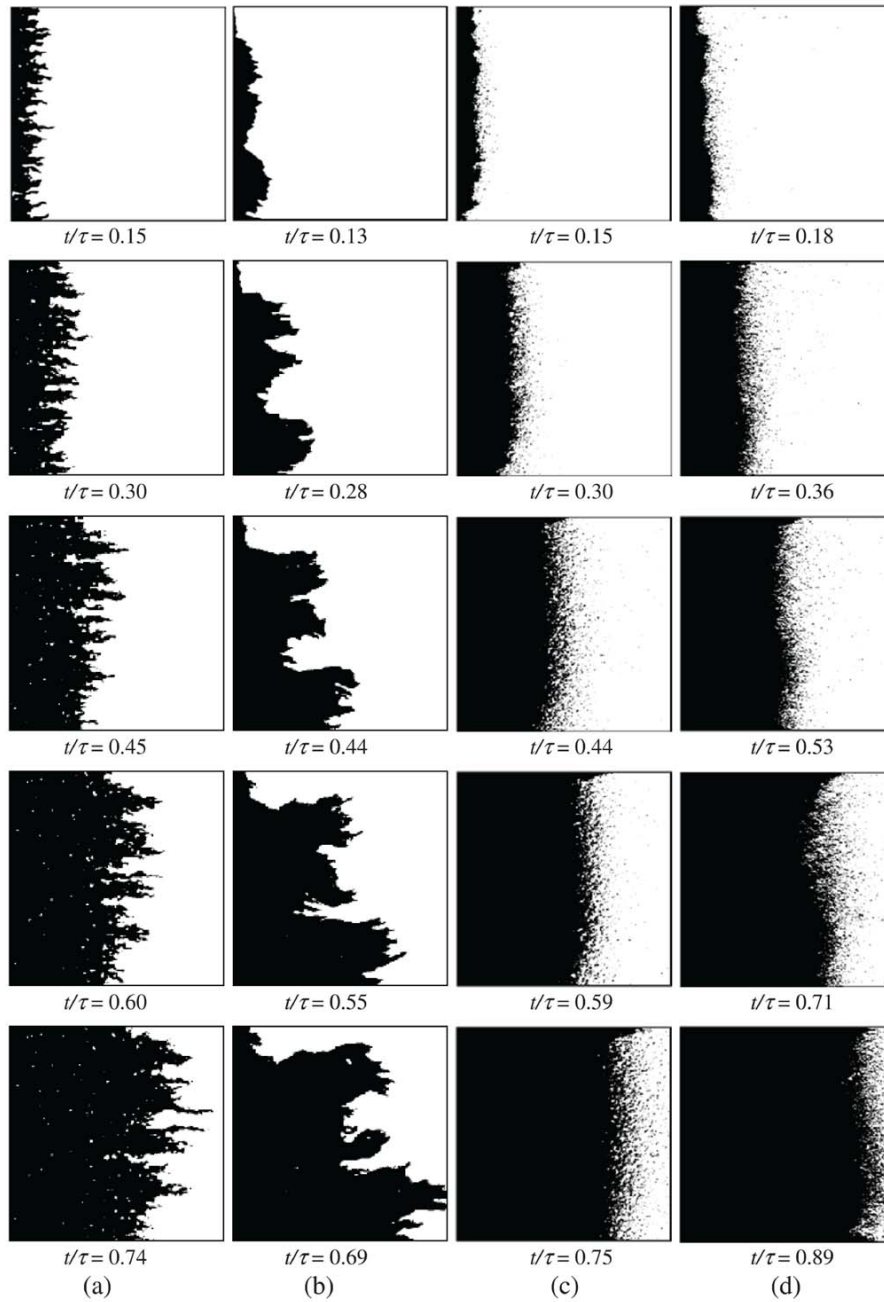


FIGURE 1.18 – Expériences de traçage en laboratoire dans deux fractures rugueuses suivant différents modèles de rugosité remplies ou non par des billes de verre. Le remplissage avec des billes de verre a pour objectif de simuler le rôle d’une gouge de faille. La distribution du traceur est donnée pour différents temps dimensionnés. (a) Fracture vide suivant un modèle de rugosité exponentiel. (b) Fracture vide suivant un modèle de rugosité fractal. (c) Fracture remplie de billes de verre suivant le modèle exponentiel (d) Fracture remplie de billes de verre suivant le modèle fractal, d’après Lunati *et al.* (2003).

1.4.2 Expériences de traçage dans les milieux naturels

La compréhension des processus dominant le transport de solutés dans les milieux fracturés est essentielle dans le but de prédire le transfert de contaminants depuis la surface jusqu'au puits d'exploitation ou encore afin de restaurer des systèmes aquifères (Berkowitz, 2002 ; Bodin *et al.*, 2003). Toutefois, bon nombre d'études réalisées dans les roches plutoniques s'intéressent au transport de radionucléides qui concerne directement les sites de stockage des déchets nucléaires. De fait, pour répondre à ces questions complexes, la majorité des études sont réalisées à des profondeurs importantes de plusieurs centaines de mètres, comme sur le site d'enfouissement de Stripa en Suède (Neretnieks *et al.*, 1982), de Grimsel en Suisse (Hadermann et Heer, 1996), d'Aspö en Suède (Andersson *et al.*, 2004) ou encore sur l'ancien site minier de Fanay-Augère en France (Cacas *et al.*, 1990a,b).

L'une des difficultés pour caractériser les processus de transport de solutés dans les milieux hétérogènes réside dans la quantité limitée d'information, en particulier, à cause du nombre restreint de points d'observation. Bien souvent, cette information se limite à une courbe de concentration restituée en un point d'observation. Afin de pallier ce manque d'information spatiale, les méthodes d'imagerie géophysique, utilisant par exemple des outils radar couplés à des tests de traçage au sel, s'avèrent très complémentaires (Dorn *et al.*, 2012 ; Talley *et al.*, 2005). L'autre difficulté demeure dans le nombre important de modèles de transport permettant de reproduire un même comportement sur les courbes de restitution (Becker et Shapiro, 2000, 2003 ; Berkowitz *et al.*, 2008 ; Haggerty et Gorelick, 1995 ; Haggerty *et al.*, 2000 ; Maloszewski et Zuber, 1990, 1993 ; Moench, 1995 ; Reimus *et al.*, 2003 ; Roubinet *et al.*, 2012 ; Tang *et al.*, 1981). En considérant les réactions physiques et chimiques entre le soluté et la matrice rocheuse comme étant négligeables, l'advection hétérogène et la diffusion dans la matrice peuvent toutes deux occasionner le même type de comportement. L'interprétation d'un seul test de traçage pourrait par conséquent être erronée. La figure 1.19 illustre un test de traçage réalisé entre forages sur le site de Mirror Lake aux États-Unis et interprété avec un modèle tenant compte de la diffusion dans la matrice (Becker et Shapiro, 2000). Or, grâce à l'utilisation de plusieurs traceurs aux coefficients de diffusion différents lors d'essais menés dans plusieurs configurations, les auteurs montrent dans cette même étude que la diffusion dans la matrice peut être négligée puisque les courbes de restitution présentent un comportement similaire (Figure 1.20a). Ils suggèrent que le processus dominant

le transport de solutés dans ce contexte est l'advection hétérogène. L'utilisation conjointe de plusieurs traceurs de différents coefficients de diffusion s'avère être, par conséquent, une excellente approche pour mettre en évidence ou non l'impact de la diffusion dans la matrice (Becker et Shapiro, 2000 ; Callahan *et al.*, 2000 ; Garnier *et al.*, 1985 ; Jardine *et al.*, 1999 ; Meigs et Beauheim, 2001 ; Shapiro, 2001). Dans le cadre d'essais de traçage entre forages où le gradient est généralement imposé, répéter les essais de traçage pour différents débits et/ou différentes configurations permet également de réduire l'incertitude sur le modèle utilisé et donc sur les paramètres obtenus (Becker et Shapiro, 2000, 2003 ; Meigs et Beauheim, 2001) (Figure 1.20b).

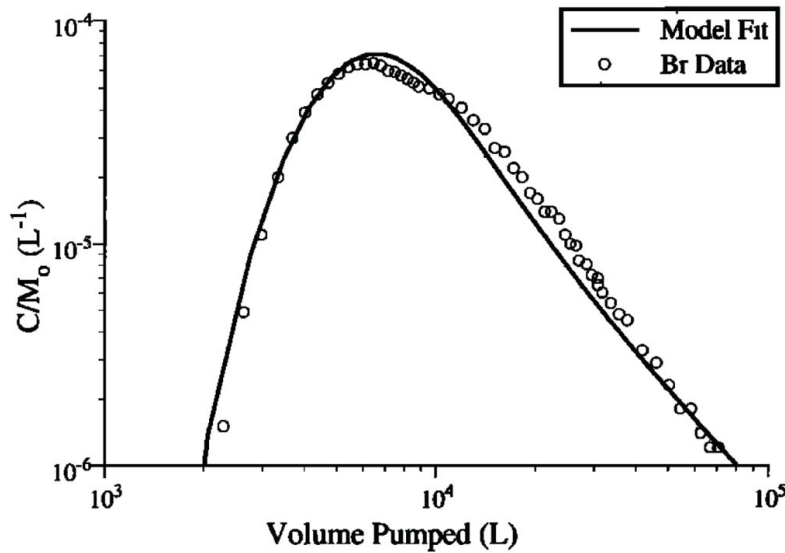


FIGURE 1.19 – Exemple d'un essai de traçage réalisé entre deux forages sur le site de Mirror Lake aux États-Unis et interprété avec un modèle de diffusion dans la matrice, d'après Becker et Shapiro (2000).

Une autre approche consiste à utiliser des techniques de traçage offrant des informations complémentaires, comme les essais entre forages en comparaison de ceux réalisés en puits seul, les « push-pull », (Becker et Shapiro, 2003 ; Meigs et Beauheim, 2001 ; Nordqvist *et al.*, 2012 ; Tsang, 1995). Les processus advectifs et diffusifs sont conjointement mis en jeu lors des tests entre forages. En revanche, les processus advectifs sont, *a priori*, réversibles lors des essais de push-pull puisque les débits d'injection et de pompage sont identiques. Les tests de push-pull sont donc particulièrement adaptés pour diagnostiquer le rôle de la diffusion dans la matrice (Neretnieks, 2007 ; Tsang, 1995). Ces essais de push-pull peuvent également être

mis en œuvre pour mesurer les vitesses naturelles d'un aquifère (Hall *et al.*, 1991 ; Leap et Kaplan, 1988) ou encore pour étudier la réactivité du milieu (Boisson *et al.*, 2013b ; Istok *et al.*, 1997). Le choix du traceur est bien évidemment très important et conditionne les résultats des expériences. D'après Leibundgut *et al.* (2009), le traceur conservatif idéal doit être (1) très soluble dans l'eau, (2) détectable en faible quantité, (3) faiblement dépendant du pH et de la température, (4) non sorbant, (5) stable au niveau chimique et biologique et (6) non toxique pour l'environnement.

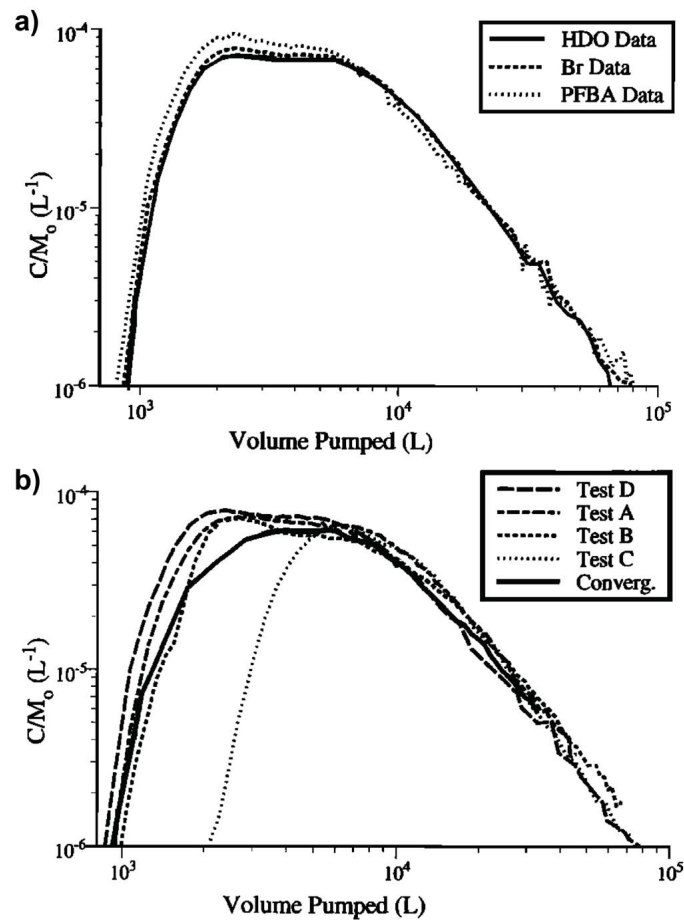


FIGURE 1.20 – Résultats de plusieurs tests de traçage réalisés entre puits pour (a) différents types de traceurs et (b) différents débits et configurations, d'après Becker et Shapiro (2000).

L'analyse des courbes de restitution se réalise souvent en diagramme bi-logarithmique puisque les queues des courbes de restitution suivent des lois de puissance (Haggerty *et al.*, 2000). En particulier, il a été démontré mathématiquement que la pente caractéristique de la diffusion dans la matrice correspond à un exposant de -1.5 (Hadermann et Heer, 1996 ; Haggerty *et al.*, 2000 ; Shapiro *et al.*, 2008).

D'autres études ont montré que la pente d'exposant -2 pouvait être attribuée à l'advection hétérogène, aussi qualifiée d'advection lente, occasionnée par une large gamme de vitesses d'écoulement (Becker et Shapiro, 2000, 2003 ; Di Donato *et al.*, 2003 ; Willmann *et al.*, 2008). Ces deux comportements ont été observés de manière simultanée dans un milieu poreux (Gouze *et al.*, 2008 ; Le Borgne et Gouze, 2008) et suspectés dans un milieu fracturé (Shapiro *et al.*, 2008). La figure 1.21 montre un modèle d'interprétation tenant compte des deux processus (Shapiro *et al.*, 2008). La première partie de la courbe de restitution est dominée par l'advection hétérogène, c'est-à-dire la somme de plusieurs temps d'arrivée du traceur liée à la variabilité des vitesses dans le milieu. Ensuite, la diffusion dans la matrice domine le transport sur les temps très longs et la pente d'exposant -1.5 est simulée. Cette approche couplée aux différentes configurations d'essais de traçage permet donc une analyse fine des processus de transport et améliore la cohérence du modèle utilisé.

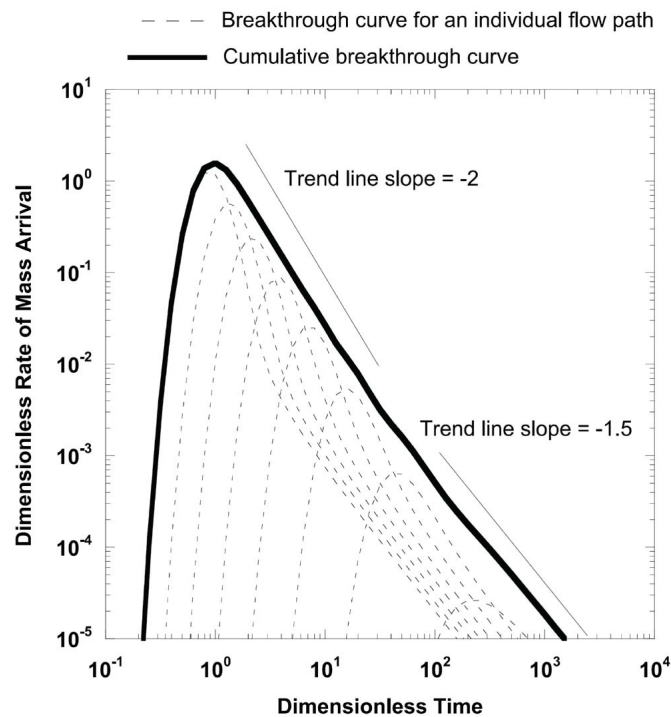


FIGURE 1.21 – Modèle d'interprétation d'essais de traçage incluant l'advection hétérogène et la diffusion dans la matrice. La pente de -2, attribuée à l'advection hétérogène, et celle de -1.5, caractéristique de la diffusion dans la matrice, sont représentées, d'après Shapiro *et al.* (2008).

1.5 Intérêt de la conceptualisation des milieux naturels pour la modélisation

Les approches développées pour la modélisation (donc la prédiction) des écoulements et du transport de contaminants dans les réservoirs hétérogènes sont multiples et traduisent la difficulté d’appréhender les caractéristiques complexes de ces milieux (Blessent *et al.*, 2014 ; Cacas *et al.*, 1990a ; Carrera et Martinez-Landa, 2000 ; de Dreuzy, 1999 ; de Dreuzy *et al.*, 2012 ; Leray *et al.*, 2013 ; Long et Billaux, 1987). Une première approche, dite continue, considère le milieu fracturé comme un milieu poreux équivalent. Celle-ci est souvent utilisée au premier ordre lorsque les informations nécessaires pour affiner les modèles restent inconnues (National Research Council, 1996). Cette démarche ne prend pas en considération l’hétérogénéité en tant que telle et est basée uniquement sur l’estimation des propriétés hydrauliques du milieu. Une deuxième approche, dite discrète, tient compte quant à elle des propriétés géométriques des fractures et considère les écoulements dans chacune des fractures (Cacas *et al.*, 1990a ; de Dreuzy *et al.*, 2012 ; Long et Billaux, 1987). L’inconvénient de cette dernière réside surtout dans le nombre important de données de terrain sur la géométrie et les propriétés hydrauliques des fractures nécessaires pour contraindre le modèle. L’organisation en réseaux des failles et des joints rendent l’échantillonnage de l’ensemble de leurs propriétés géométriques impossible. Les observations de terrain sont, en général, réalisées aux affleurements et dans les forages qui sont à la fois limités dans l’espace et en nombre. L’approche déterministe est par conséquent limitée aux grandes structures et ne peut être appliquée à l’ensemble du système (Carrera et Martinez-Landa, 2000). Afin de pallier ces limitations, l’approche stochastique permet une représentation statistique des propriétés des fractures (National Research Council, 1996). De fait, les approches discrète et stochastique sont étroitement liées, bien que cette dernière soit également dépendante de l’échantillonnage. D’autres démarches peuvent être adoptées telles que les approches hybrides afin d’optimiser les temps de calculs et l’intégration des hétérogénéités pour prédire les écoulements et le transport de contaminants (de Dreuzy, 1999 ; Leray *et al.*, 2013). Pour des descriptions complètes de ces différentes approches et modèles, le lecteur peut se référer aux thèses suivantes : Bour (1997) ; de Dreuzy (1999) et Darcel (2002).

La conceptualisation des réservoirs hétérogènes joue par conséquent un rôle clef dans la prise en compte des différentes entités nécessaires à la modélisation. Une caractérisation fine des propriétés du milieu permettra de définir les structures hydrogéologiques pertinentes pour les écoulements et le transport de contaminants. À titre d'exemple, le modèle conceptuel réalisé sur le site de Mirror Lake aux États-Unis (Hsieh, 1998), présenté précédemment en figure 1.14, illustre quelques amas de fractures plus transmissives plus ou moins bien connectés spatialement. Ces structures pertinentes ont ensuite été prises en compte lors de la modélisation du système, permettant ainsi d'obtenir des résultats concluants sur les réponses hydrauliques (Day-Lewis *et al.*, 2000). Concernant les milieux cristallins altérés et fracturés, Wyns *et al.* (2004) proposent un modèle conceptuel généralisant les structures géologiques sur des échelles plurikilométriques (Figure 1.22).

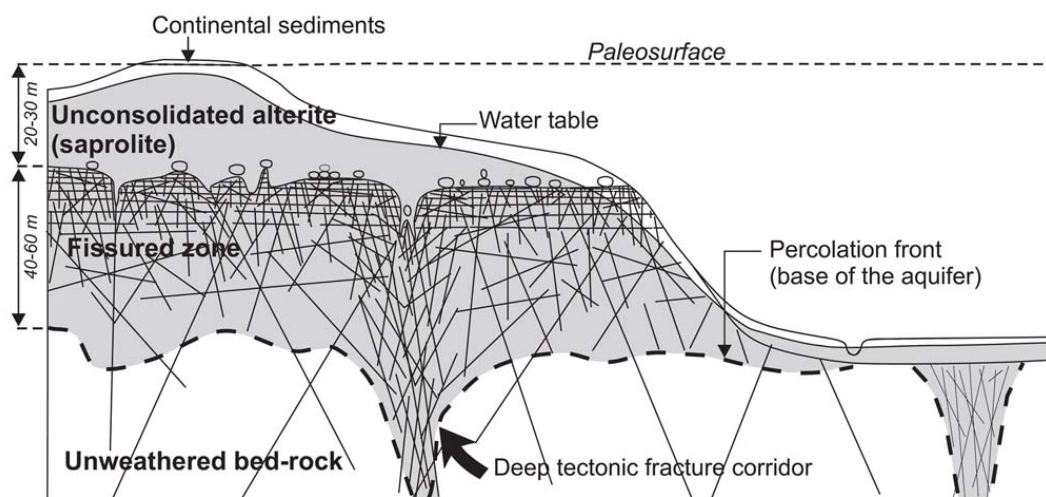


FIGURE 1.22 – Modèle conceptuel hydrogéologique généralisé des aquifères cristallins fracturés et altérés, d'après Wyns *et al.* (2004).

Les auteurs mettent en avant une fracturation plus développée dans la partie supérieure de la roche et au niveau des accidents majeurs ce qui suggère une certaine importance de ces structures pour les écoulements. Une fracturation plus développée aura certainement un rôle sur la perméabilité du milieu. Toutefois, le lien entre fracturation et propriétés hydrauliques n'est pas encore complètement établi. En particulier, il reste essentiel de savoir si les écoulements peuvent être éventuellement homogénéisés dans ces réservoirs (altérite et roche fracturée) du fait de l'importance de la densité de fractures par exemple, ou bien si les écoulements restent très chenalisés au sein de ces réservoirs. Ceci aura particulièrement de l'importance dès

lors que la question du transport de contaminants sera posée. En l'occurrence, si les écoulements sont très chenalisés, alors ces derniers contrôleront fortement les temps de transfert et les propriétés de transport du milieu (Tsang et Neretnieks, 1998). Toutefois, il est nécessaire de souligner que ces modèles conceptuels sont des représentations simplifiées des milieux naturels. Un même jeu de données, qui restera toujours incomplet, pourrait également conduire à des visions différentes de la réalité.

1.6 Conceptualisation des milieux cristallins altérés et fracturés en contexte semi-aride

Plusieurs modèles conceptuels hydrogéologiques ont été proposés dans les milieux altérés et fracturés en contexte aride ou semi-aride faisant état de la variabilité des propriétés hydrodynamiques rencontrées (Banks *et al.*, 2009 ; Chilton et Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006, 2012 ; Larsson, 1984 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Perrin *et al.*, 2011a ; Taylor et Howard, 2000). Ces études sont, pour la plupart, menées à l'échelle du bassin versant ce qui amène bien souvent à une approche intégratrice de l'ensemble des propriétés hydrodynamiques et des structures géologiques. Par exemple, la figure 1.23 présente l'évolution du nombre de fractures productives ainsi que les conductivités hydrauliques rencontrées en fonction de la profondeur sur un bassin versant situé en Andhra Pradesh, au Sud de l'Inde (Dewandel *et al.*, 2006). Les profils de débitmétrie en forage ont été cumulés en supposant que les fractures productives soient relativement horizontales. Cela permet de mettre en évidence une zone de transition se situant à l'interface entre la saprolite et le granite, présentant un nombre plus important de fractures productives, en accord avec le modèle de Wyns *et al.* (2004) présenté précédemment. Notons que le reste de la structure, incluant la saprolite et le granite fracturé, présente un nombre plus restreint de fractures productives. Au-delà de la vingtaine de mètres, en dessous de la zone de transition, les auteurs n'ont pas rencontré d'autres fractures productives suggérant ainsi que l'ensemble des écoulements souterrains ont lieu dans la partie supérieure du granite. Les conductivités hydrauliques reportées sur le profil varient sur deux ordres de grandeur.

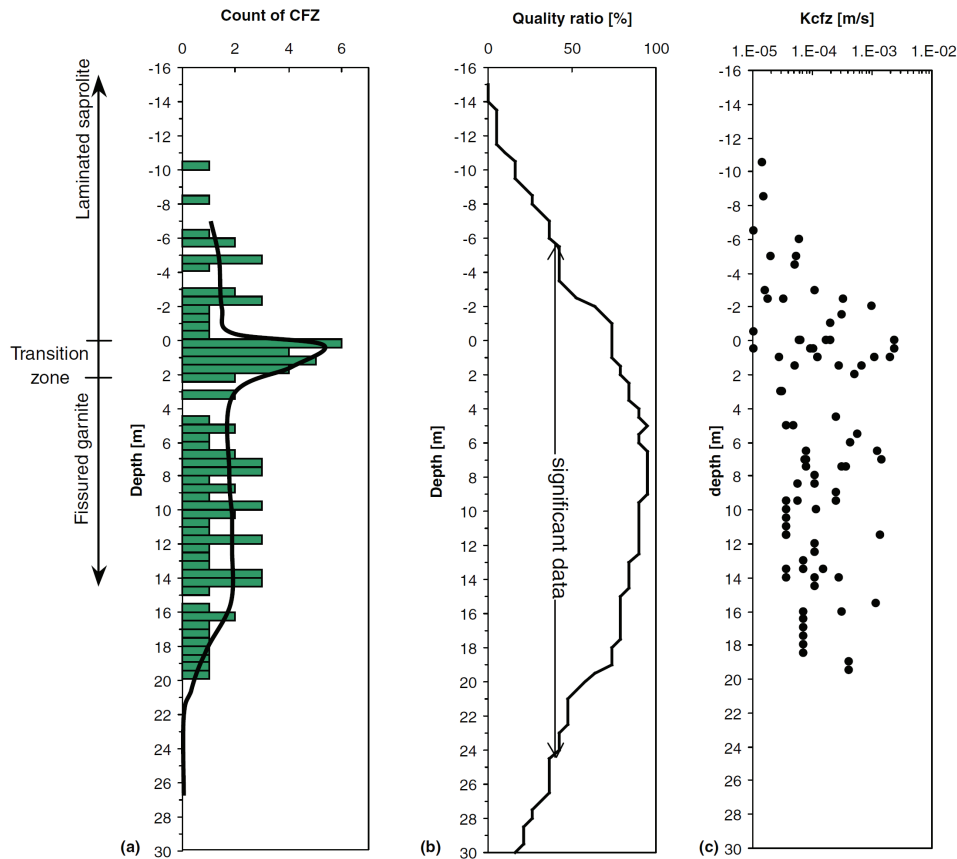


FIGURE 1.23 – Interprétation de 19 tests de débitmétrie verticale illustrés par rapport à l'interface saprolite – granite fracturé (a) Profil du nombre de fractures productives sommé sur l'ensemble des tests réalisé en injection tous les 50 centimètres (b) Qualité des observations exprimée comme le rapport entre le nombre d'observations disponibles pour chaque portion du réservoir et le nombre total de tests (c) Conductivités hydrauliques estimées pour chaque fracture productive, d'après Dewandel *et al.* (2006).

Cette approche intégratrice permet ainsi de faciliter la régionalisation des propriétés hydrauliques (Courtois *et al.*, 2010 ; Dewandel *et al.*, 2012) ou encore la simulation des écoulements à l'échelle d'un bassin versant (Chaudhuri *et al.*, 2013). Bien que la diminution de la fréquence de fractures productives avec la profondeur soit mise en avant dans cette étude, la structure des écoulements reste encore mal connue. Pour des écoulements très localisés dans seulement quelques fractures, le transport de contaminants serait affecté de manière significative. Les temps de transfert de solutés pourraient par exemple être très courts dans le cadre d'une seule fracture transmissive, ou alors très long, si l'on suppose des fractures très mal connectées entre elles. De fait, prendre en considération la variabilité spatiale des hétérogénéités et la structure des écoulements permettrait d'affiner la prédiction des écoulements et du transport de contaminants dans ce type de milieu.

1.7 Approches et objectifs de la thèse

Dans ce chapitre d'introduction, nous avons vu que les milieux cristallins altérés et fracturés présentaient des propriétés hydrauliques très variables spatialement (Dewandel *et al.*, 2006 ; Hsieh, 1998 ; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013 ; Maréchal *et al.*, 2004). Les hétérogénéités à l'échelle d'une fracture vont faciliter ou inhiber les écoulements et impacter le transport de contaminants (Abelin *et al.*, 1994 ; Becker et Shapiro, 2003 ; Lunati *et al.*, 2003 ; Méheust et Schmittbuhl, 2001 ; Rasmuson et Neretnieks, 1986). À l'échelle du réseau de fractures, la connectivité de fractures organise les écoulements préférentiellement ce qui affecte également les temps de transfert de solutés d'un point à un autre (Cacas *et al.*, 1990b ; Darcel, 2002 ; de Dreuzy *et al.*, 2012 ; Le Goc, 2009 ; Tsang et Neretnieks, 1998). La modélisation de ces systèmes complexes passe, de fait, par la prise en compte des hétérogénéités, au minimum des structures pertinentes (Blessent *et al.*, 2014 ; Cacas *et al.*, 1990a ; Carrera et Martinez-Landa, 2000 ; de Dreuzy *et al.*, 2012 ; Leray *et al.*, 2013). Toutefois, identifier les principales structures perméables, leur distribution spatiale, ainsi que leurs propriétés hydrauliques et de transport reste relativement complexe en particulier lorsque les études sont menées à l'échelle d'un bassin versant. Ceci est d'autant plus vrai dans les milieux cristallins fracturés soumis au processus d'altération profonde où les propriétés ont été le plus souvent intégrées sur l'ensemble du bassin versant par manque d'information à l'échelle locale (Banks *et al.*, 2009 ; Chilton et Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006, 2012 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Taylor et Howard, 2000). Une étude à cette échelle permettrait ainsi d'affiner les observations de façon à mieux prendre en considération les propriétés des hétérogénéités afin de prédire au mieux les écoulements et le transport de contaminants dans ces systèmes complexes.

À travers cette thèse, nous proposons une description plus précise des hétérogénéités et de leurs propriétés rencontrées dans le socle fracturé et altéré en contexte semi-aride. Cette étude bénéficie d'un site expérimental développé dans la région de l'Andhra Pradesh, en Inde du Sud, composé d'un nombre important de forages d'observation. Ces forages ont été mis en place à différentes profondeurs, sur une surface restreinte, permettant ainsi d'affiner les observations à l'échelle locale. L'intérêt majeur de ce site est de pouvoir étudier les hétérogénéités à l'échelle de la fracture et du réseau de fractures.

Dans une première partie, nous proposons une caractérisation hydrodynamique du milieu afin de la relier aux hétérogénéités géologiques. L'objectif principal est de comprendre l'organisation des écoulements en fonction des conditions hydrologiques, très variables dans cette région semi-aride (Devineni *et al.*, 2013). En effet, les études précédentes dans ce contexte se sont principalement focalisées sur les propriétés hydrodynamiques du milieu (Dewandel *et al.*, 2006, 2011 ; Maréchal *et al.*, 2003, 2004) mais très peu sur la structure des écoulements, hormis à l'échelle du bassin versant permettant de caractériser le rôle d'une discontinuité géologique majeure type dyke (Perrin *et al.*, 2011a). Pour répondre à cette question à une échelle plus locale, différentes méthodes hydrauliques ont été mises en place (chocs hydrauliques, essais de pompage) sous différentes conditions hydrologiques afin d'identifier les structures pertinentes pour les écoulements. Nous essayerons ensuite de relier les observations faites à l'échelle du site expérimental à celles du bassin versant, afin de discuter des implications sur la gestion de la ressource en eau souterraine dans ce contexte.

Plusieurs études ont suggéré que ce type de milieu présentait une variabilité des propriétés hydrauliques en fonction de la profondeur (Acworth, 1987 ; Briz-Kishore, 1993 ; Chilton et Foster, 1995 ; Davis et Turk, 1964 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Foster, 1984 ; Jones, 1985 ; Larsson, 1984 ; Maréchal *et al.*, 2004). Suite à cette caractérisation hydrodynamique, l'autre objectif sera d'affiner et de quantifier la variabilité de ces propriétés selon la profondeur, sur un même site d'étude. Pour cela, différentes méthodes d'investigation dans les parties saturée et non saturée (essais avec obturateur, perméamètres de forage etc.), à l'échelle du puits ou du réservoir, permettront d'aborder cette évolution. L'intérêt de cette partie sera de fournir une représentation détaillée des structures pertinentes et de leurs propriétés hydrauliques selon la verticale pour, *in fine*, fournir des paramètres d'entrée pour de la modélisation future.

L'identification des processus dominant le transport de solutés est primordiale dans la mesure où cela constitue une des clefs pour prédire le transfert de contaminants depuis la surface. Cela est d'autant plus important dans un contexte d'exploitation de la ressource en eau. La dernière partie de ce travail consiste donc en l'étude des propriétés de transport dans le milieu saturé, à l'échelle d'une zone de fractures de sub-surface. Sous climat tropical, les fractures de sub-surface peuvent présenter des parois beaucoup plus altérées que dans d'autres régions (Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004). Par conséquent, la question est de savoir dans

quelle mesure cela impacte le transport de solutés. La diffusion dans la matrice dominerait-elle le transport dès lors que l'altération des parois des fractures serait suffisamment avancée, augmentant ainsi la porosité de ces dernières (Ohlsson et Neretnieks, 1995)? Hormis quelques études très détaillées du transport dans des systèmes de sub-surface comme sur le site de Mirror Lake aux États-Unis (Becker et Shapiro, 2000, 2003), la majorité des études avancées sur le transport de contaminants sont orientées sur les questions de stockage des déchets radioactifs (Abelin *et al.*, 1994 ; Andersson *et al.*, 2004 ; Cacas *et al.*, 1990a ; Cvetkovic et Cheng, 2011 ; Hadermann et Heer, 1996 ; Neretnieks *et al.*, 1982 ; Nordqvist *et al.*, 2012) où l'intégralité des expériences sont, de fait, réalisées dans des fractures situées à des profondeurs très importantes. Par ailleurs, il n'existe pas, à notre connaissance, de données de transport de solutés dans le socle du Sud de l'Inde, pourtant intensivement exploité pour la ressource en eau souterraine, et très peu dans le socle altéré sous climat aride et semi-aride (Taylor *et al.*, 2010). Afin de fournir des éléments de réponse à cette question complexe, nous avons mis en place deux types d'expériences complémentaires en conditions de forçage sur le site expérimental de Choutuppal.

Chapitre 2

Contexte de l'étude et présentation du site expérimental

Dans la première partie de ce chapitre, nous présenterons le contexte de l'étude en mettant l'accent sur la vulnérabilité de la ressource en eau souterraine en Inde et plus spécifiquement en Inde du Sud. Ensuite, nous présenterons les aspects climatiques et hydrologiques de la région de l'Andhra Pradesh, où a été implanté le site expérimental, et nous finirons sur les propriétés géologiques et hydrogéologiques rencontrées dans la région. Le site expérimental de Choutuppal sera présenté dans la dernière partie de ce chapitre et sera replacé dans son contexte sociétal et scientifique.

2.1 Vulnérabilité de la ressource en eau souterraine en Inde

L'Inde, présentée en figure 2.1, est un pays d'une superficie de 3 287 590 km² soit environ cinq fois plus que celle de la France et trois fois moins que celle de la Chine. L'Inde se compose de vingt-huit États, divisés en districts, eux-mêmes divisés en mandals. En 2010, ce pays comptait environ 17.5% de la population mondiale, soit environ 1.2 milliard d'individus (United Nations, 2013). La figure 2.2 présente l'évolution de la population en Inde depuis 1950, en termes de densité de population. Ce passage en nombre d'habitants par kilomètre carré permet de comparer l'évolution de la population à celle de la Chine qui est le pays le plus peuplé au monde. À partir de cette même base de données, la Chine représentait environ 19.7%

de la population mondiale, soit approximativement 1.4 milliard d'individus. Cependant, les évolutions de la densité de population de ces deux pays sont différentes. Bien que les deux courbes montrent une augmentation continue, celle de l'Inde atteint environ 367 hab. par km² tandis que la Chine atteint 142 hab. par km². Ce constat illustre parfaitement, sur le territoire indien, l'importance de la pression anthropique sur les ressources et *a fortiori* sur les ressources en eaux.



FIGURE 2.1 – Carte des 28 États et 7 territoires de l'Inde, extraite et modifiée de <http://d-maps.com>.

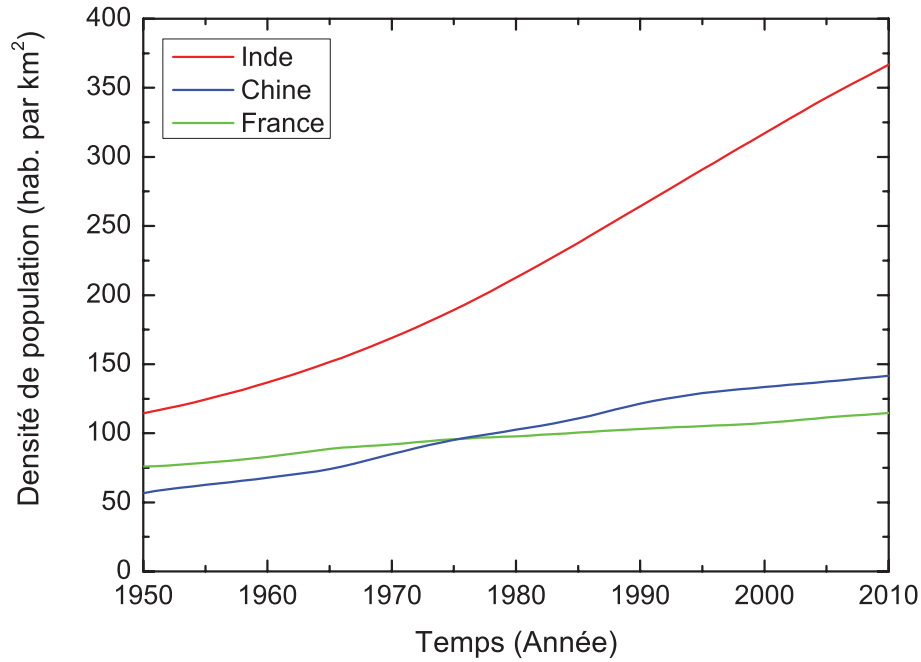


FIGURE 2.2 – Évolution de la densité de population en Inde, en Chine et en France, données issues de United Nations (2013).

La révolution verte en Inde a été mise en place au début des années 70 afin de faire face aux problèmes alimentaires du pays. Dans le but d'atteindre l'auto-suffisance alimentaire, l'Inde a largement encouragé le développement de l'exploitation de l'eau souterraine pour les besoins de l'agriculture, permettant également le développement de l'économie agraire (Shah *et al.*, 2003). Le tableau 2.1 présente la superficie moyenne des zones irriguées de certains pays comme l'Inde et la Chine sur la période de 1990 à 1997 (Foster et Chilton, 2003). La proportion de surface irriguée pour l'Inde représentait environ 15% du territoire. Sur la quantité d'eau utilisée pour l'irrigation, de l'ordre de 460 km^3 par an, la part de l'eau souterraine était d'environ 53%.

Tableau 2.1 – Besoin en eau de quelques nations pour l’agriculture, d’après (Foster et Chilton, 2003).

Pays	Surface irriguée (km ²)	Consommation pour l’irrigation (km ³ an ⁻¹)	Proportion de l’eau souterraine (%)
Inde	501 000	460	53
Chine	480 000	408	18
Pakistan	143 000	151	34
Iran	73 000	64	50
Mexique	54 000	61	27
Bangladesh	38 000	13	69
Argentine	16 000	19	25
Maroc	11 000	10	31

La figure 2.3 représente la distribution des fractions des surfaces nettes cultivées par district de chaque grande catégorie de cultures comme le riz ainsi que la distribution spatiale des précipitations moyennes annuelles et leurs variabilités (Devineni *et al.*, 2013). À partir de ces cartes, nous constatons que la répartition de la riziculture est globalement fonction de la distribution des précipitations moyennes annuelles, à l’exception de certains États comme au Nord de l’Inde, l’Uttar Pradesh, l’Haryana et le Punjab ainsi qu’au Sud de l’Inde, l’Andhra Pradesh (cf. figure 2.1). Dans ce dernier État, la culture du riz représente actuellement 63% des surfaces irriguées (Palanisami *et al.*, 2011). Dans ces régions considérées principalement comme arides et semi-arides (de Golbéry et Chappuis, 2012 ; Raju *et al.*, 2013), le développement de cette production pour répondre à la demande croissante de la population passait nécessairement par la mise à contribution de l’eau souterraine pour pallier le déficit en eau. La figure 2.4 illustre parfaitement cela en présentant la distribution des surfaces irriguées suivant deux types d’ouvrages utilisés pour l’irrigation : les forages et les puits ouverts, aussi nommés « dug wells ». Nous constatons que le Nord ainsi qu’une partie du Sud de l’Inde ont principalement développé les forages comme moyen d’irrigation. Un autre exemple en figure 2.5 illustre l’évolution du nombre de forages privés, utilisés principalement pour l’agriculture, sur un bassin versant d’environ 53 km² dans l’État de l’Andhra Pradesh (de Condappa, 2005). L’évolution du nombre de forages de 1975 à 2002 sur ce bassin versant est exponentielle. D’une manière générale, en Inde, le nombre de puits entre 1960 et 2000 est

passé de 1 million à 19 millions (Shah *et al.*, 2003). En 2012, le nombre de forages en Inde était de l'ordre de 25 millions dont 2.9 millions en Andhra Pradesh, soit en moyenne 11 forages par km² (de Golbéry et Chappuis, 2012).

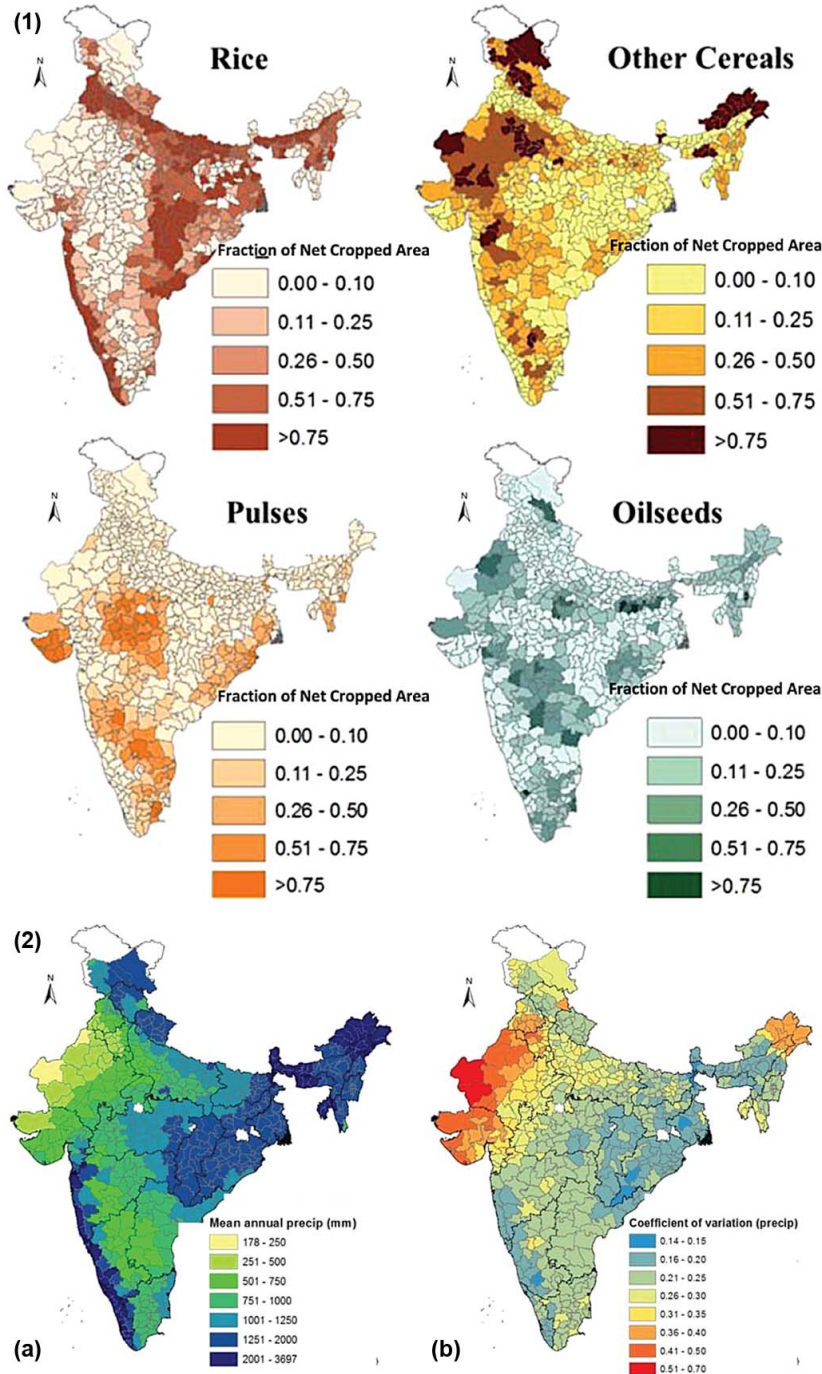


FIGURE 2.3 – (1) Distribution des fractions des surfaces cultivées par district pour les grandes catégories de cultures en Inde (2) Distribution spatiale (a) des précipitations moyennes annuelles et (b) leurs variabilités en Inde, modifiée d'après Devineni *et al.* (2013).

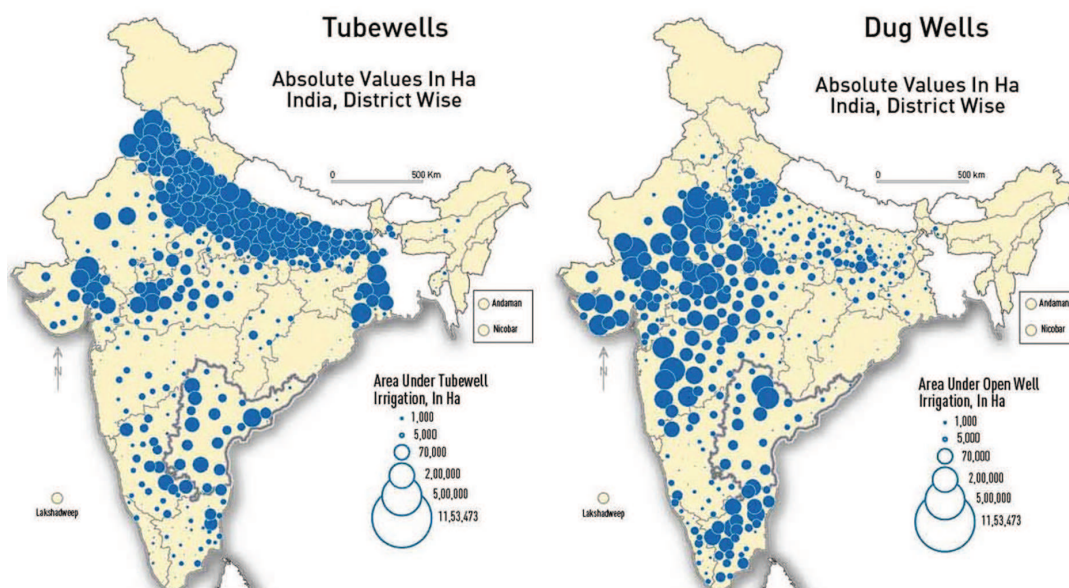


FIGURE 2.4 – Distribution des surfaces irriguées selon le type d'ouvrage permettant l'irrigation, soit les forages ou les puits ouverts, d'après de Golbéry et Chappuis (2012).

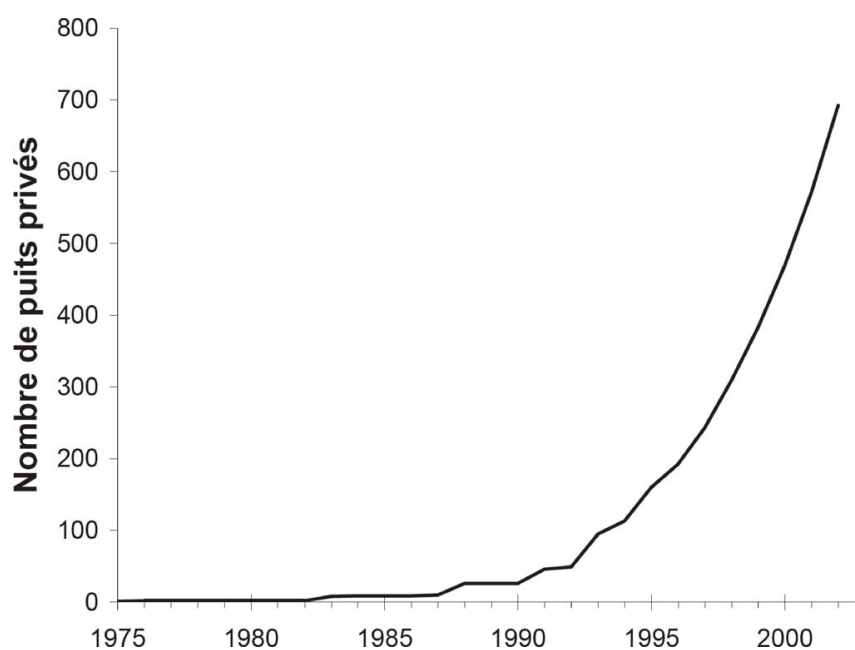


FIGURE 2.5 – Évolution du nombre de forages privés sur le bassin versant de Maheshwar en Andhra Pradesh, d'après de Condappa (2005).

La surexploitation de la ressource en eau souterraine, depuis la révolution verte, a contribué à la fois à la diminution de la quantité d'eau disponible (Dewandel *et al.*, 2010 ; Ferrant *et al.*, 2014 ; Maréchal, 2010 ; Maréchal *et al.*, 2006 ; Perrin *et al.*, 2011a ; Reddy *et al.*, 2009 ; Rodell *et al.*, 2009 ; Shah *et al.*, 2003) mais également à la détérioration de la qualité des eaux, en particulier via l'augmentation des concentrations en fluor (Ayoob et Gupta, 2006 ; Mondal *et al.*, 2009 ; Perrin *et al.*, 2011b ; Pettenati *et al.*, 2013). Le Rajasthan, le Punjab, l'Haryana ainsi que Delhi font partie des États les plus touchés par la diminution des stocks d'eau souterraine avec une décroissance moyenne des niveaux d'eau estimée à environ $4 \text{ cm an}^{-1} \pm 1$ (Rodell *et al.*, 2009). En Inde, il a été évalué qu'environ $68 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ d'eau prélevée sur le territoire n'était pas renouvelée (Wada *et al.*, 2012). Dans l'État de l'Andhra Pradesh, la diminution de la quantité d'eau disponible se traduit simplement par l'assèchement de certains puits ouverts. Ces puits étaient auparavant creusés manuellement pour atteindre l'eau souterraine. La plupart furent creusés dans la saprolite, certains jusqu'à la tête du granite, et sont actuellement parfois forés pour rechercher l'eau plus en profondeur. La figure 2.6 illustre un de ces puits en 1970, soit un peu avant la surexploitation de la ressource en eau souterraine (Tóth, 2013). Cette photographie montre une nappe affleurant quasiment à la surface en fin de saison sèche, soit avant la mousson, dans une zone de décharge (Tóth, 2013). Après la mousson, les niveaux piézométriques étaient très proches de la surface sur l'ensemble du bassin versant (Tóth, 2013). Bien que certaines moussons exceptionnelles puissent recharger significativement les nappes, de nombreux « dug wells » sont actuellement asséchés ou présentent des niveaux d'eau très bas, fluctuant autour de la base de la saprolite, soit généralement aux alentours de la quinzaine de mètres (Dewandel *et al.*, 2010). Cette diminution de la quantité d'eau disponible n'est pas sans conséquence sur l'activité agricole et économique des communautés rurales, qui représente environ 60% de la population indienne (Aulong *et al.*, 2012). Cela conduit par exemple à l'augmentation du nombre de suicides des agriculteurs qui s'endettent considérablement pour la mise en place de nouveaux puits d'exploitation de plus en plus profonds (Maréchal, 2010).



FIGURE 2.6 – Photographie d’un puits ouvert en Andhra Pradesh à la fin de la saison sèche en 1970, illustrant un niveau piézométrique proche de la surface (environ 2 m) dans une zone de décharge. À la fin de la saison des pluies, les niveaux piézométriques étaient très proches de la surface sur l’ensemble du bassin versant, d’après Tóth (2013).

La détérioration de la qualité de l’eau souterraine en Inde du Sud se manifeste notamment par la salinisation liée principalement aux transferts verticaux (Pauwels *et al.*, 2013 ; Perrin *et al.*, 2011a) mais également par l’augmentation des concentrations en fluor, responsable de l’intoxication des populations (Fawell *et al.*, 2006 ; Pettenati *et al.*, 2013). La contamination de l’eau potable par le fluor conduit à une intoxication chronique des populations se traduisant, après plusieurs années de consommation régulière, par la fluorose dentaire ou osseuse (Fawell *et al.*, 2006). La concentration de cet élément dans les eaux souterraines est d’autant plus importante dans les régions arides et semi-arides du fait de la forte évapotranspiration (Amini *et al.*, 2008b). La figure 2.7 présente la carte mondiale du climat selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006) ainsi que la carte mondiale de probabilité de rencontrer des taux de fluor supérieurs à 1.5 mg l^{-1} (Amini *et al.*, 2008b), considéré comme la limite acceptable pour la potabilité de l’eau (Fawell *et al.*, 2006). Nous constatons une forte corrélation entre les régions arides et semi-arides, comme le Nord de l’Afrique, l’Australie ou encore une partie de l’Asie, et la probabilité de rencontrer des taux de fluor supérieurs 1.5 mg l^{-1} . Parmi ces régions, certains secteurs souffrent de fluorose endémique tels que le Moyen Orient, la Chine ou encore l’Inde (Fawell *et al.*, 2006).

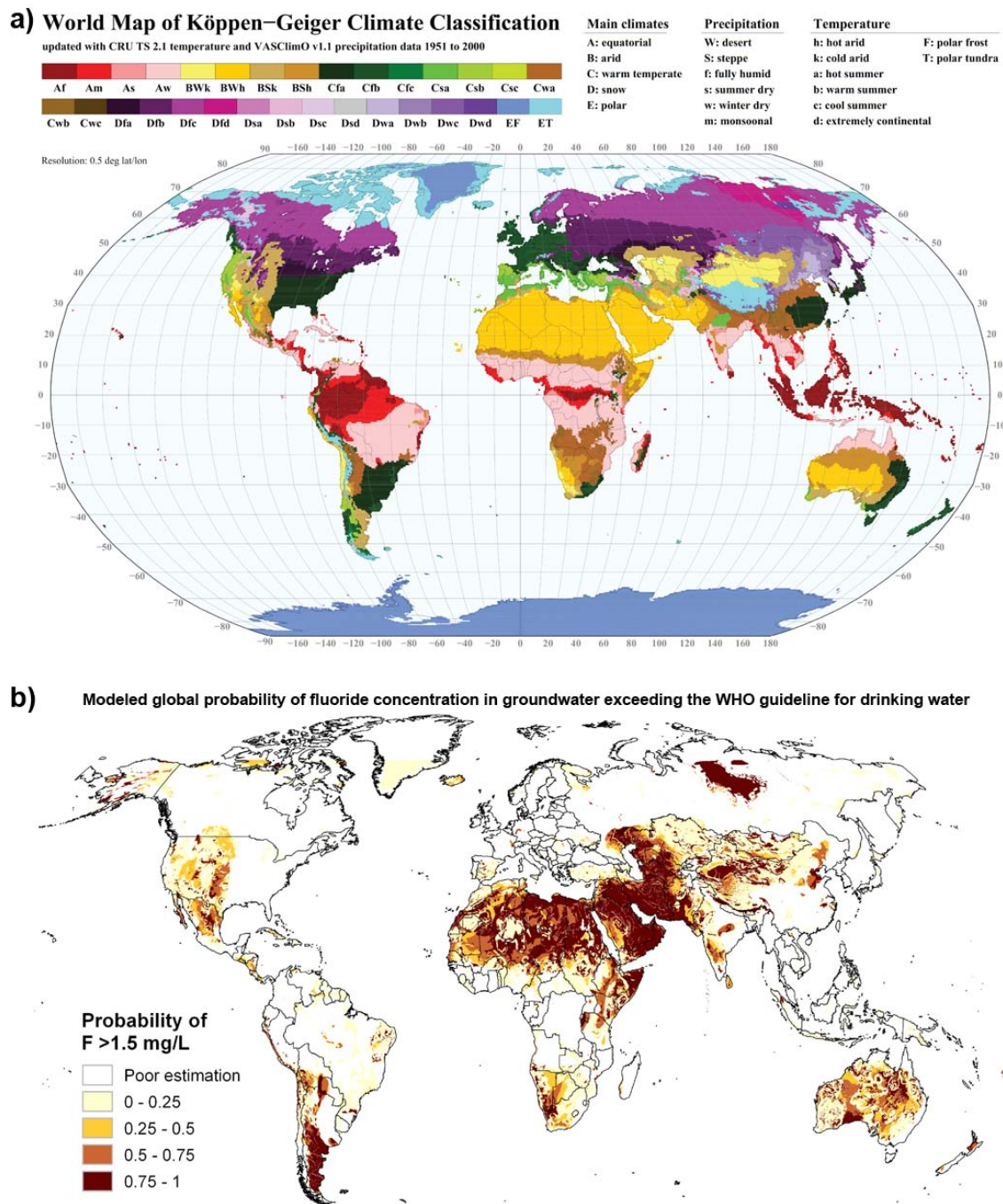


FIGURE 2.7 – Cartes mondiales : (a) du climat selon la classification de Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006); (b) de la probabilité de rencontrer un taux de fluor de plus de 1.5 mg l^{-1} dans l'eau souterraine (Amini *et al.*, 2008b).

Le fluor, d'origine géologique, provient principalement en Inde du Sud de la dissolution de la fluorapatite, de l'allanite et de la biotite présentes dans le socle cristallin (Jacks *et al.*, 2005 ; Pettenati *et al.*, 2013). La figure 2.8 illustre le mécanisme de formation permettant l'augmentation des concentrations en fluor dans cette région (Jacks *et al.*, 2005). Le lessivage de certains minéraux associé à une évaporation importante permet tout d'abord de précipiter la calcite, réduisant ainsi l'activité du calcium. Une série de précipités sont ensuite formés permettant l'augmentation des concentrations en magnésium et en fluor. Ces différents processus peuvent être accélérés lors d'une irrigation intensive permettant à la fois d'augmenter les taux d'évaporation ainsi que le lessivage des minéraux par recirculation des eaux pompées, aussi appelée « return flow » (Perrin *et al.*, 2011b ; Pettenati *et al.*, 2013). Ces processus de « return flow », principalement associés à la riziculture du fait de la mise en eau constante des parcelles cultivées au-dessus d'une zone non saturée, permettent l'augmentation des concentration en fluor pouvant atteindre des taux très élevés jusqu'à, par exemple, 21 mg l^{-1} dans le district de Nalgonda en Andhra Pradesh (Mondal *et al.*, 2009).

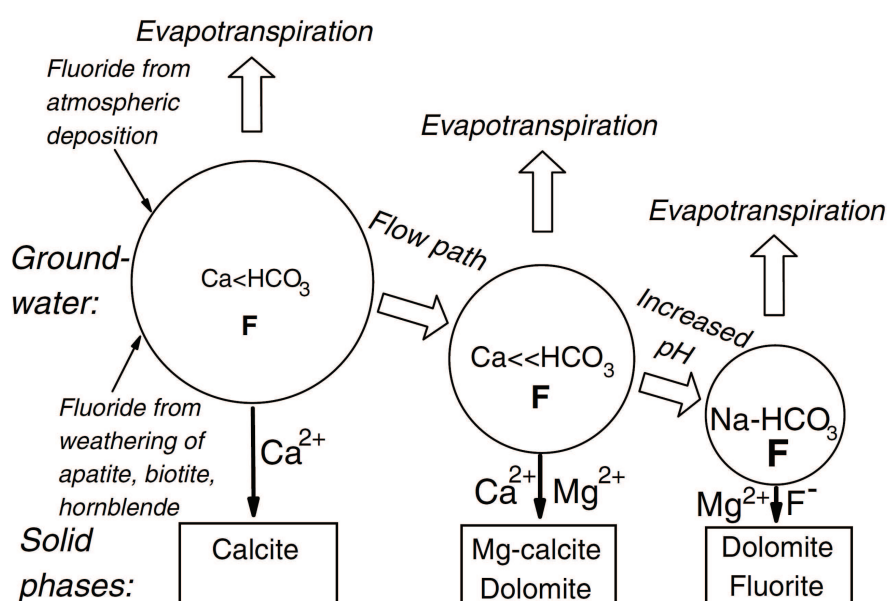


FIGURE 2.8 – Mécanisme de formation de l'augmentation du fluor dans l'eau souterraine au Sud de l'Inde. La figure illustre les changements hydro-chimiques et la précipitation de minéraux secondaires des zones de recharge vers les zones de décharge, d'après Jacks *et al.* (2005).

Toutefois, il est important de noter que la contamination en fluor n'est malheureusement pas unique et de nombreux autres contaminants sont à signaler en Inde. Nous pouvons citer l'exemple de l'arsenic qui est responsable de nombreux cancers (Cantor, 1997) dans la région du Delta du Gange, incluant le Bangladesh et le Bengale-Occidental (Inde du Nord) où les concentrations dans les eaux souterraines excèdent très souvent les $10 \mu\text{g l}^{-1}$ (Amini *et al.*, 2008a). Dans cette région, la pyrite est présente dans les roches sédimentaires provenant de l'érosion des granites et des roches métamorphiques de l'Himalaya (Harvey *et al.*, 2006). L'exploitation intensive de la ressource en eau souterraine mènerait également à l'augmentation des concentrations en arsenic par des processus de lessivage mettant en cause l'oxydation des sulfures, en particulier la pyrite (Harvey *et al.*, 2006). Les sulfures sont oxydés sous forme d'oxydes de fer et l'arsenic est transféré de la pyrite aux oxydes de fer. En conditions anoxiques, qui coïncideraient avec les périodes de recharge par infiltration d'eau depuis les rizières, les oxydes de fer seraient dissous et l'arsenic libéré dans le système (Harvey *et al.*, 2006). Une étude plus récente montre que la chlorite, correspondant à la première phase d'altération des biotites, pourrait aussi être une source potentielle d'arsenic au Bangladesh en conditions réductrices (Masuda *et al.*, 2012). Notons que des concentrations élevées en arsenic sont également reportées en Uttar Pradesh ou encore en Assam (Boisson *et al.*, 2013a). D'autres contaminants, généralement d'origine anthropique, tels que les métaux lourds comme le chrome ou le cuivre ont également été recensés en fortes concentrations dans les eaux souterraines de 40 districts appartenant à 13 États de l'Inde dont l'Andhra Pradesh (Boisson *et al.*, 2013a). Ces fortes concentrations en métaux lourds ont de même été mesurées dans les sédiments de fond de lacs ou de rivières d'Hyderabad, capitale de l'Andhra Pradesh (Govil *et al.*, 2012). Boisson *et al.* (2013a) fournissent une revue détaillée des contaminants d'origine naturelle et anthropique rencontrés en Inde.

2.2 Spécificités de la région de l'Andhra Pradesh

Dans cette partie, nous présenterons de manière générale le climat de la région de l'Andhra Pradesh, l'hydrologie régionale et les propriétés hydrogéologiques rencontrées dans ces milieux cristallins altérés et fracturés.

2.2.1 Contexte climatique et hydrologique régional

L'État de l'Andhra Pradesh est caractérisé par un climat tropical semi-aride avec une saison des pluies et une saison sèche. Deux moussons se succèdent entre les mois de juin et de novembre – décembre et contribuent à environ 90 – 95% des précipitations annuelles. La première mousson provient du Sud-Ouest et se produit entre juin et septembre. La deuxième mousson en provenance du Nord-Est intervient juste après entre les mois de septembre et de novembre – décembre. Dans la région d'Hyderabad (capitale de l'Andhra Pradesh), la première mousson constitue environ 80% des précipitations totales, bien que cela puisse être variable d'une année à l'autre. Les précipitations moyennes annuelles dans l'État de l'Andhra Pradesh sont de l'ordre de 940 mm avec un apport de 624 mm par la première mousson et de 224 mm par la deuxième (de Golbéry et Chappuis, 2012). Toutefois, la distribution spatiale des précipitations est très hétérogène (Figure 2.9) et leur intensité très variable d'une année à l'autre. La figure 2.10 montre les précipitations cumulées journalières depuis juin 2002 jusqu'à juin 2014 obtenues grâce à une station météorologique située au Nord-Ouest d'Hyderabad, à Patancheru. Pour cette période, la valeur des précipitations moyennes annuelles est estimée à 888 mm dans ce secteur avec un maximum de 1131 mm pour la mousson de 2010 et un minimum de 545 mm en 2011.

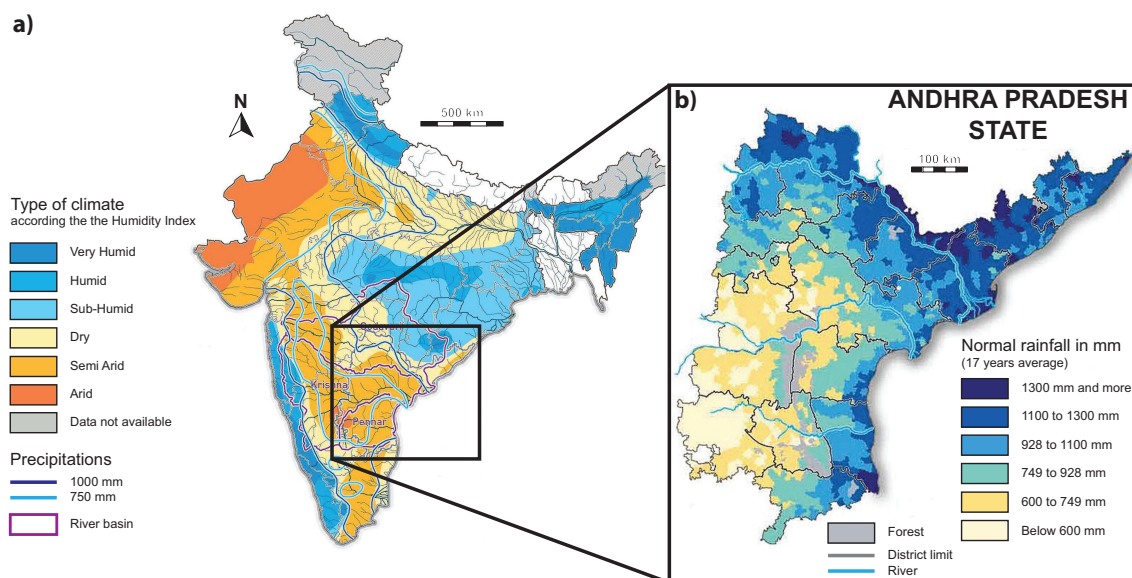


FIGURE 2.9 – (a) Carte du climat en Inde et (b) carte des précipitations moyennes annuelles dans l'État de l'Andhra Pradesh, d'après de Golbéry et Chappuis (2012).

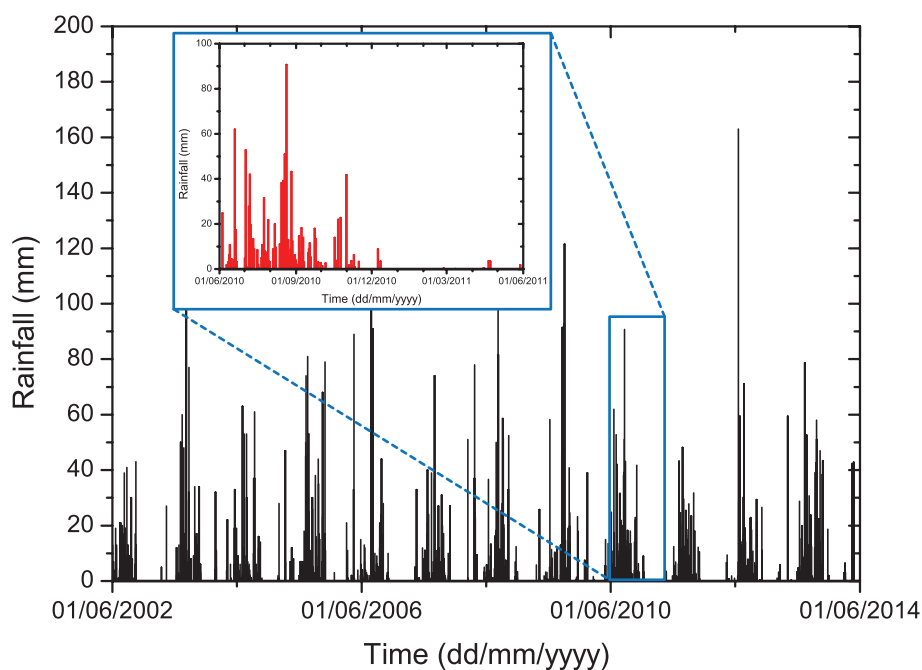


FIGURE 2.10 – Précipitation journalière entre le 1er juin 2002 et 2014. Données issues de la station météorologique de Patancheru au Nord-Ouest d'Hyderabad - ICRISAT.

Toujours à partir des données de la station météorologique de Patancheru, durant l'hiver, les températures peuvent descendre jusqu'à 8 – 10°C au mois de décembre (Figure 2.11). En été, le pic de température peut facilement atteindre 43°C au mois de mai. La température moyenne annuelle avoisine les 28°C (Figure 2.11). L'évapotranspiration annuelle de référence ET_0 est estimée entre 1500 et 1750 mm pour ce secteur (de Condappa, 2005 ; Raju *et al.*, 2013). À partir de cette valeur, nous pouvons estimer l'index d'aridité proposé par l'UNESCO (1979) et défini comme étant le rapport entre les précipitations moyennes annuelles et l'évapotranspiration de référence. En utilisant les valeurs fournies ci-dessus, l'index d'aridité se situe entre 0.5 et 0.57, ce qui classe le secteur sous un climat sec et subhumide. Cette estimation est toutefois en contradiction avec ce qui est habituellement admis dans la région puisque tous les observateurs classent l'Andhra Pradesh sous un climat semi-aride (Figure 2.9). Nous pouvons donc attribuer cette différence à une observation limitée spatialement, et en particulier dans une zone située au Nord de la région, bénéficiant d'un apport en précipitation plus important (Figure 2.9). En effet, ce même calcul, réalisé sur des données provenant d'une station météorologique localisée à Choutuppal et sur la période de 2008 à 2013, fournit des valeurs comprises entre 0.38 et 0.43, correspondant bien à un climat semi-aride.

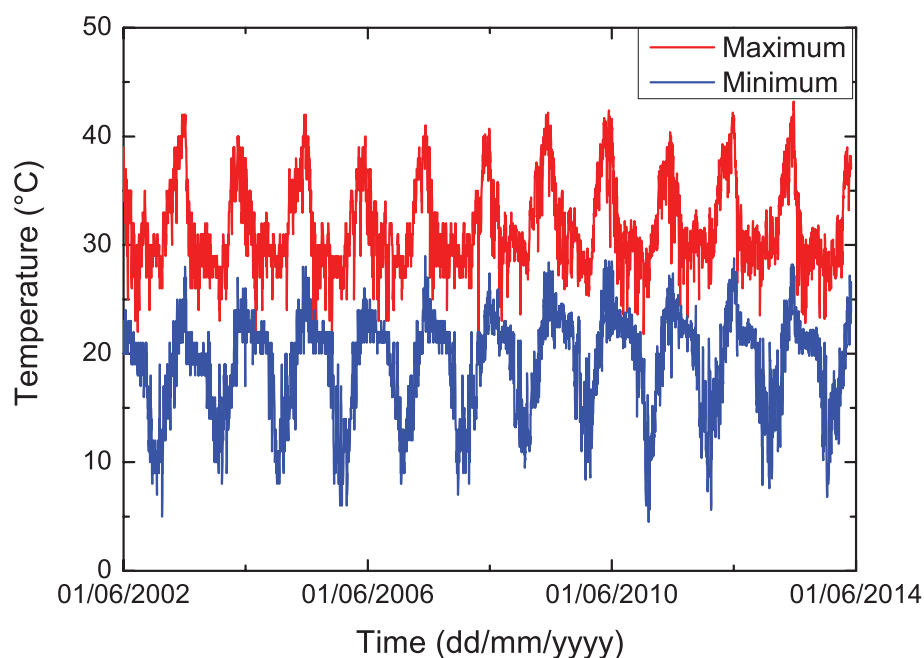


FIGURE 2.11 – Températures maximums et minimums relevées entre 2002 et 2014. Données issues de la station météorologique de Patancheru au Nord-Ouest d'Hyderabad – ICRISAT.

La figure 2.12 illustre le relief et le réseau hydrographique de l'Inde ainsi que ceux de l'Andhra Pradesh (de Golbéry et Chappuis, 2012). Le Nord-Ouest de la région couvre une partie du plateau du Deccan avec une altitude moyenne d'environ 600 m. L'État de l'Andhra Pradesh est caractérisé par une pente douce depuis la partie Ouest jusqu'au Golfe du Bengale. Trois grands bassins versants drainent l'essentiel de la région avec, dans la partie supérieure, le bassin versant de Godavari, dans la partie intermédiaire, celui de Krishna et dans la partie inférieure, celui de Pennar. Le réseau hydrographique illustré sur cette carte semble assez dense bien qu'une partie de celui-ci ne soit plus pérenne. Les petits bassins versants fonctionnent souvent de manière endoréique. Notons également que la qualité d'une grande majorité des cours d'eau est fortement dégradée.

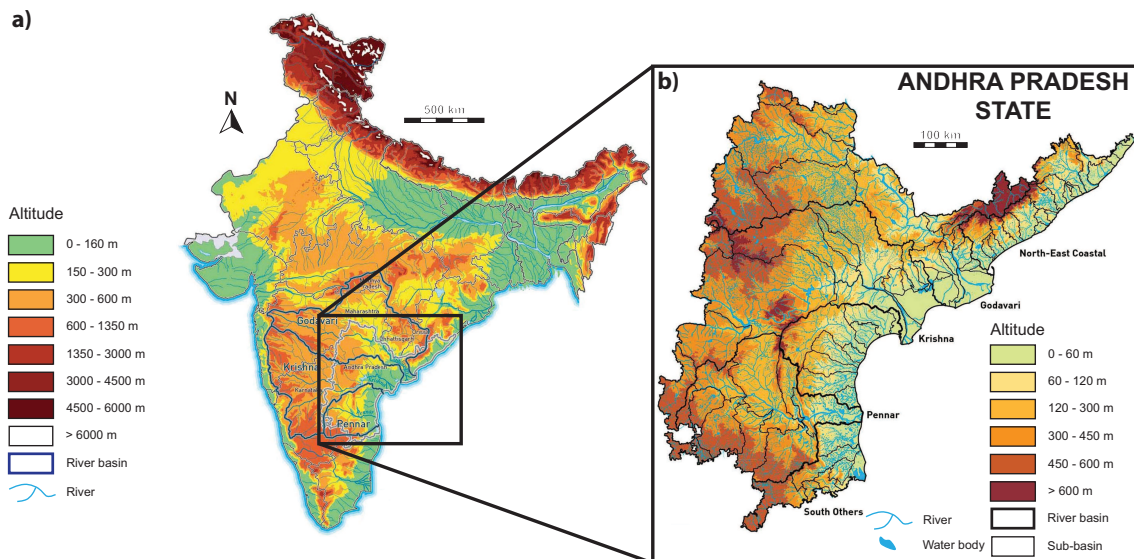


FIGURE 2.12 – (a) Carte physiologique de l'Inde avec (b) un zoom sur la région de l'Andhra Pradesh où les principaux bassins versants et sous-bassins versants sont représentés, d'après de Golbéry et Chappuis (2012).

2.2.2 Contexte géologique et hydrogéologique régional

L'État de l'Andhra Pradesh est globalement caractérisé par un complexe gneissique et granitique datant de l'Archéen affleurant sur les deux tiers de la surface (Figure 2.13). D'un point de vue géomorphologique, la région d'Hyderabad présente une topographie légèrement bosselée avec des collines, des accumulations de chaos granitiques (boulders), de crêtes ou encore d'inselbergs (G.S.I., 1999, 2005). Ce complexe granitique est principalement caractérisé par de la fracturation en ouverture (mode 1) avec des joints d'exfoliation visibles sur les inselbergs ou encore au niveau des chaos granitiques (Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004).

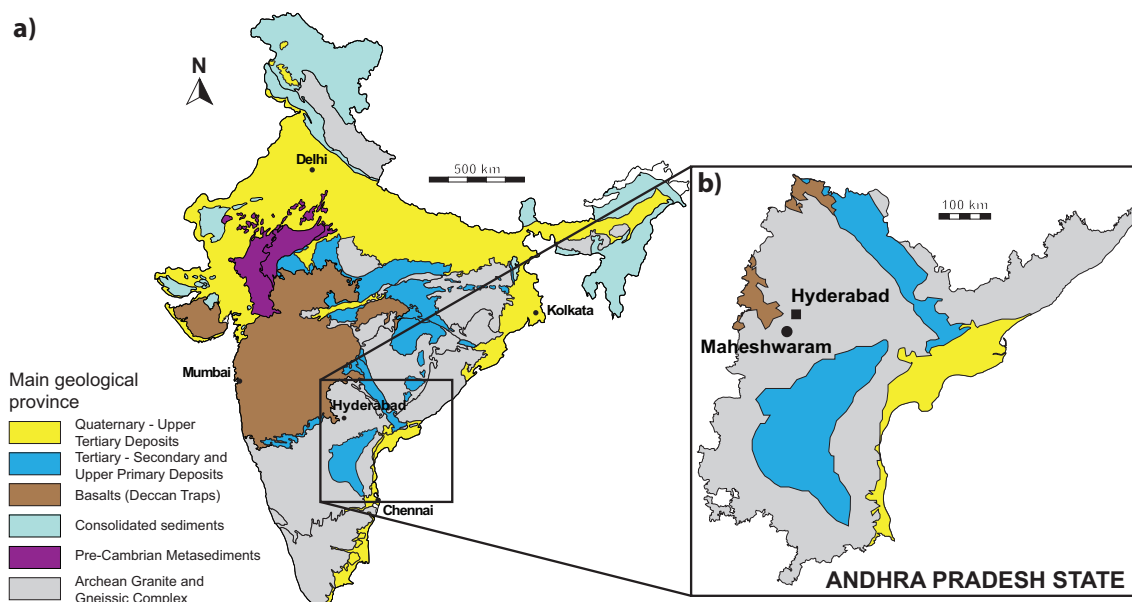


FIGURE 2.13 – Cartes géologiques simplifiées de l'Inde et de la région de l'Andhra Pradesh, modifiées d'après G.S.I. (1999, 2005) et de <http://d-maps.com>.

Un profil d'altération, développé *in situ*, présente deux horizons principaux. Le premier situé juste au-dessus de la roche mère fracturée, appelé saprolite, se caractérise par une couleur rougeâtre à jaunâtre, une texture grossière et des minéraux (quartz, feldspaths et micas) très altérés (Dewandel *et al.*, 2006) (Figure 2.14). Des argiles peuvent également être présentes en particulier dans la partie supérieure de cet horizon. La saprolite se caractérise également par une structure laminée, débitant de la roche en feuillet. Son épaisseur est généralement comprise entre 10 et 15 m mais peut être très variable spatialement (Dewandel *et al.*, 2006) (Figure 2.14). Des morceaux moins altérés de la roche mère peuvent être présents au sein de la sa-

prolite. Ces morceaux de granite plutôt ronds résultent certainement de l'altération sphéroïdale (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006). Des fractures préservées sont également présentes au sein de la saprolite et permettent d'accroître localement la transmissivité du milieu (Dewandel *et al.*, 2006 ; Perrin *et al.*, 2011a). D'une manière générale, la conductivité hydraulique moyenne de la saprolite a été estimée à environ $5 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ (Dewandel *et al.*, 2006). Le deuxième horizon est situé dans la partie supérieure du profil d'altération et correspond à la saprolite non consolidée (Dewandel *et al.*, 2006). Cet horizon, de couleur jaunâtre à brunâtre, est constitué majoritairement de quartz altéré mais également de minéraux argileux (Dewandel *et al.*, 2006). Sa texture est sableuse et son épaisseur varie de 2 à 3 m (de Condappa, 2005 ; Dewandel *et al.*, 2006). Sa conductivité hydraulique moyenne, obtenue via des tests d'infiltration, fut estimée à environ $5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (de Condappa, 2005). Une coupe géologique présentée en figure 2.15 récapitule l'ensemble de ces informations d'un point de vue géologique et géomorphologique.

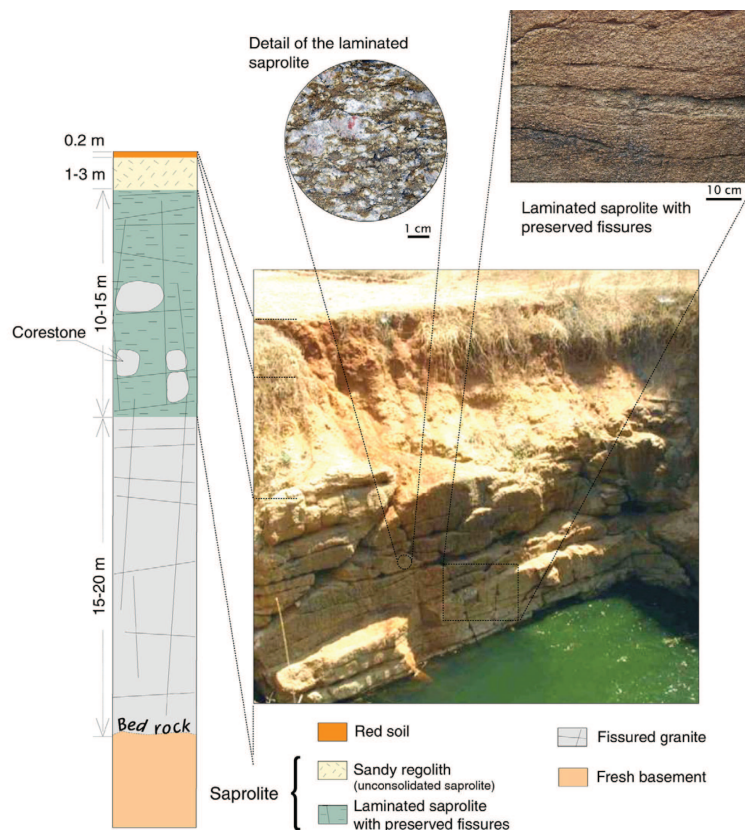


FIGURE 2.14 – Profil typique d'altération observé sur le bassin versant de Maheshwaram en Andhra Pradesh, d'après Dewandel *et al.* (2006).

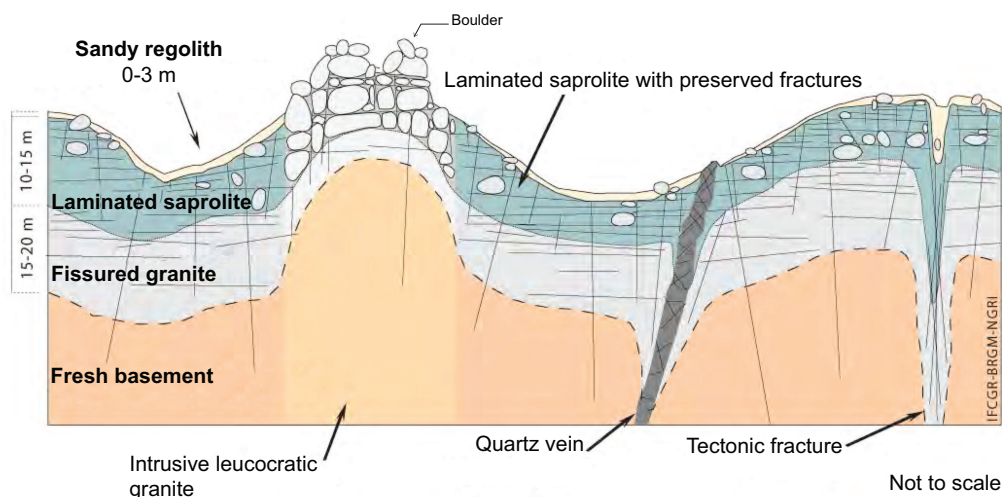


FIGURE 2.15 – Coupe géologique schématique de la région d'Hyderabad, d'après Dewandel *et al.* (2006).

Ce complexe granitique peut être localement recoupé par des intrusions de dykes de dolérite ou encore de veines de quartz (Dewandel *et al.*, 2011 ; G.S.I., 1999, 2005 ; Perrin *et al.*, 2011a). Ces intrusions vont alors jouer un rôle important dans l'hydrodynamique de ces milieux hétérogènes, en particulier en limitant les écoulements, compartimentant ainsi le système (Dewandel *et al.*, 2011 ; Perrin *et al.*, 2011a). Une diminution de la densité de fractures productives dans le granite a été mise en évidence suggérant une zone hydrauliquement active sur les 15 à 20 premiers mètres du granite, appelée zone fissurée (Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004) (Figure 2.16). Plus particulièrement, au niveau du contact entre la saprolite et le granite, une zone de transition présenterait un nombre plus élevé de fractures productives (Dewandel *et al.*, 2006) (cf. figure 1.23). D'une manière générale, la conductivité hydraulique équivalente varie sur plusieurs ordres de grandeur mais se situe principalement entre 10^{-4} et 10^{-6} m s^{-1} avec une anisotropie verticale de l'ordre de $K_r/K_z = 10$ (Maréchal *et al.*, 2003, 2004) (Figure 2.16). D'un point de vue hydrodynamique, un comportement double porosité a été observé (Dewandel *et al.*, 2011 ; Maréchal *et al.*, 2004) suggérant un réseau de fractures primaires – PFN – moins développé d'une perméabilité de l'ordre de 10^{-8} m s^{-1} recoupé par un réseau de fractures secondaires – SFN – plus transmissif et dont la contribution à la porosité globale est plus faible (Maréchal *et al.*, 2004) (Figure 2.16).

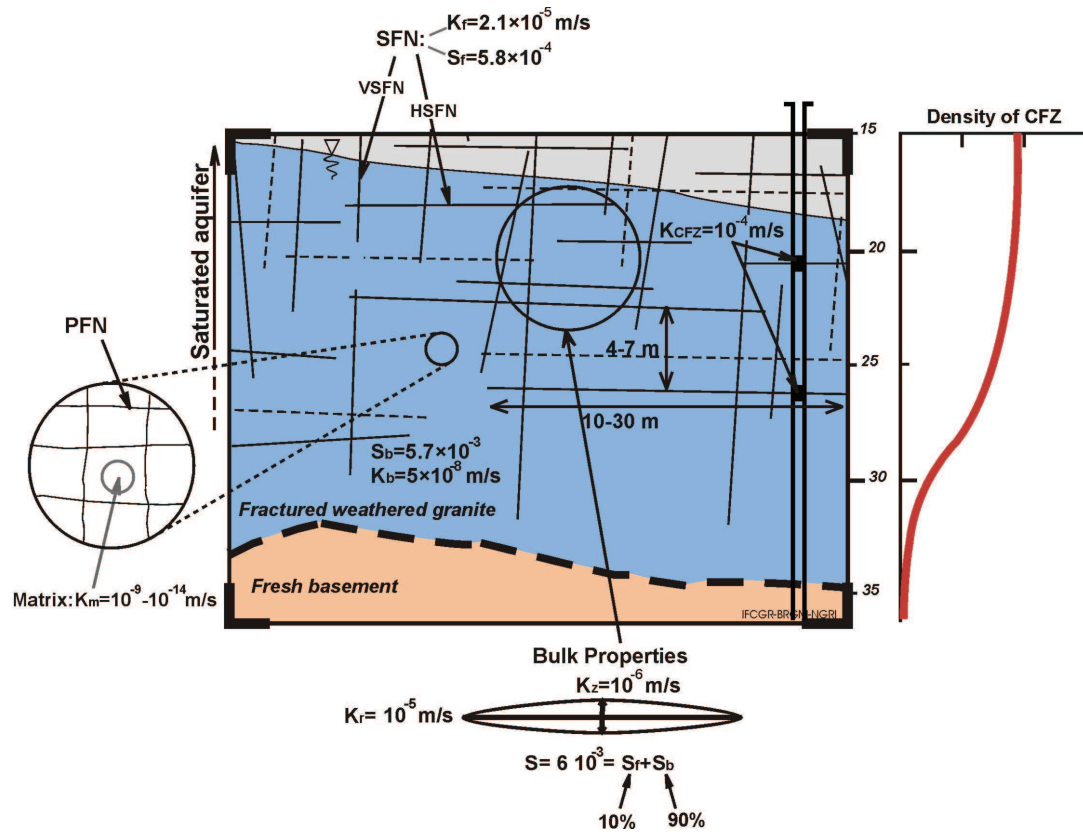


FIGURE 2.16 – Modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle en contexte semi-aride, d'après Maréchal *et al.* (2004).

2.3 Site Expérimental Hydrogéologique de Choutuppal

2.3.1 Introduction

Le site expérimental de Choutuppal a été développé en partenariat entre le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, France) et le « National Geophysical Research Institute » (NGRI, Inde) dans le cadre du Centre Franco-Indien de Recherche sur les Eaux Souterraines (CEFIREs ou IFCGR pour Indo-French Center for Groundwater Research), laboratoire conjoint mis en place en 1999. Initié en 2008, ce site fut intégré au Système d’Observation et d’Expérimentation pour la Recherche en Environnement H+ en 2011. Dans la suite de ce manuscrit, il sera aussi désigné par l’acronyme « EHP » pour « Experimental Hydrogeological Park ».

Ce site s’inscrit dans la continuité des travaux réalisés au CEFIREs, principalement sur le bassin versant de Maheshwaram situé dans le district de Ranga Reddy, à environ 35 km au Sud d’Hyderabad, capitale de l’Andhra Pradesh. Ces études ont principalement porté sur les aspects hydrodynamiques et de gestion de l’eau souterraine en Inde (Dewandel *et al.*, 2006, 2011, 2012, 2010 ; Maréchal *et al.*, 2003, 2006, 2004), sur la chimie des eaux (Negrel *et al.*, 2011 ; Perrin *et al.*, 2011b ; Pettenati *et al.*, 2013 ; Purushotham *et al.*, 2011 ; Sreedevi *et al.*, 2006), ou encore sur la structure des sols (de Condappa, 2005).

Les objectifs premiers du site expérimental sont d’étudier les processus hydrologiques souterrains – écoulement et transport – des roches cristallines altérées et fracturées à l’échelle locale et dans un contexte semi-aride. Toutefois, ses particularités telles que le climat de la région, sa lithologie, son instrumentation ou encore l’accès facilité aux profils d’altération via les puits ouverts en font également un site intéressant pour les questions relatives à la compréhension des zones critiques comme les processus d’altération des roches cristallines ou bien les bilans de matières sur différentes échelles de temps (Anderson *et al.*, 2007 ; Brantley *et al.*, 2007 ; National Research Council, 2001). Sur le plateau du Karnataka (Karnataka, Inde du Sud), un autre site expérimental fut mis en place sur le bassin versant de Mule Hole. Les travaux menés sur ce bassin sont principalement tournés vers l’étude du profil d’altération développé sur un complexe gneissique (Barbiéro *et al.*, 2007 ; Braun

et al., 2009 ; Violette *et al.*, 2010) ainsi que sur les bilans d'eaux (Ruiz *et al.*, 2010) ou encore les processus de recharge dans un contexte de forêt tropicale subhumide (Maréchal *et al.*, 2009). Le site expérimental de Choutuppal, venant compléter le site de Maheshwaram par son échelle locale, pourrait également être complémentaire des autres observatoires en lien avec l'étude des profils d'altération comme celui de Mule Hole. Une densité importante de forages permettant une compréhension locale des processus hydrologiques souterrains pourrait présenter un intérêt majeur pour l'étude de ces profils d'altération.

2.3.2 Présentation générale

Le site expérimental est situé à proximité du village de Choutuppal, à environ 60 km d'Hyderabad, dans le district de Nalgonda (mandal de Choutuppal), en Andhra Pradesh. Il est localisé sur un terrain d'environ 0.4 km², appartenant au NGRI, où d'autres observatoires ont également été mis en place (Akkiraju et Roy, 2011) (Latitude : 17°17'47"N ; Longitude : 78°55'12"E) (Figure 2.17). Ce terrain d'une élévation moyenne de 365.5 m au-dessus du niveau de la mer est relativement plat. Au droit du site expérimental, la topographie se caractérise par une légère pente d'environ 2% inclinée vers le nord-est. Cette friche enherbée présente une végétation assez parsemée, majoritairement constituée d'arbres type palmier et d'arbustes. De nombreuses exploitations agricoles sont présentes autour du terrain appartenant au NGRI, cultivant principalement du riz bien que cette culture soit fortement dépendante des conditions hydrologiques. En fonction de la quantité d'eau disponible, les agriculteurs adaptent les types de cultures et peuvent par exemple passer au coton lorsque les niveaux d'eau sont trop bas, réduisant ainsi les prélèvements sur les puits. Un nombre conséquent de forages d'exploitation, de l'ordre de la centaine, ont été forés sur ce petit bassin versant d'environ 3.35 km². Ces puits servent à la fois à l'irrigation et à l'eau potable des villages alentours. L'intégralité de l'eau utilisée pour l'irrigation provient de l'eau souterraine et son prélèvement, d'une durée d'environ sept heures par jour, est rythmé par l'apport d'électricité triphasée servant à l'alimentation des pompes. Les débits de pompage sont très variables, caractéristique de l'hétérogénéité du milieu, et sont compris entre 1 et environ 30 m³ h⁻¹ (Pira, 2009). Notons que les débits sont souvent discontinus suggérant le dénoyage des premières arrivées d'eau.

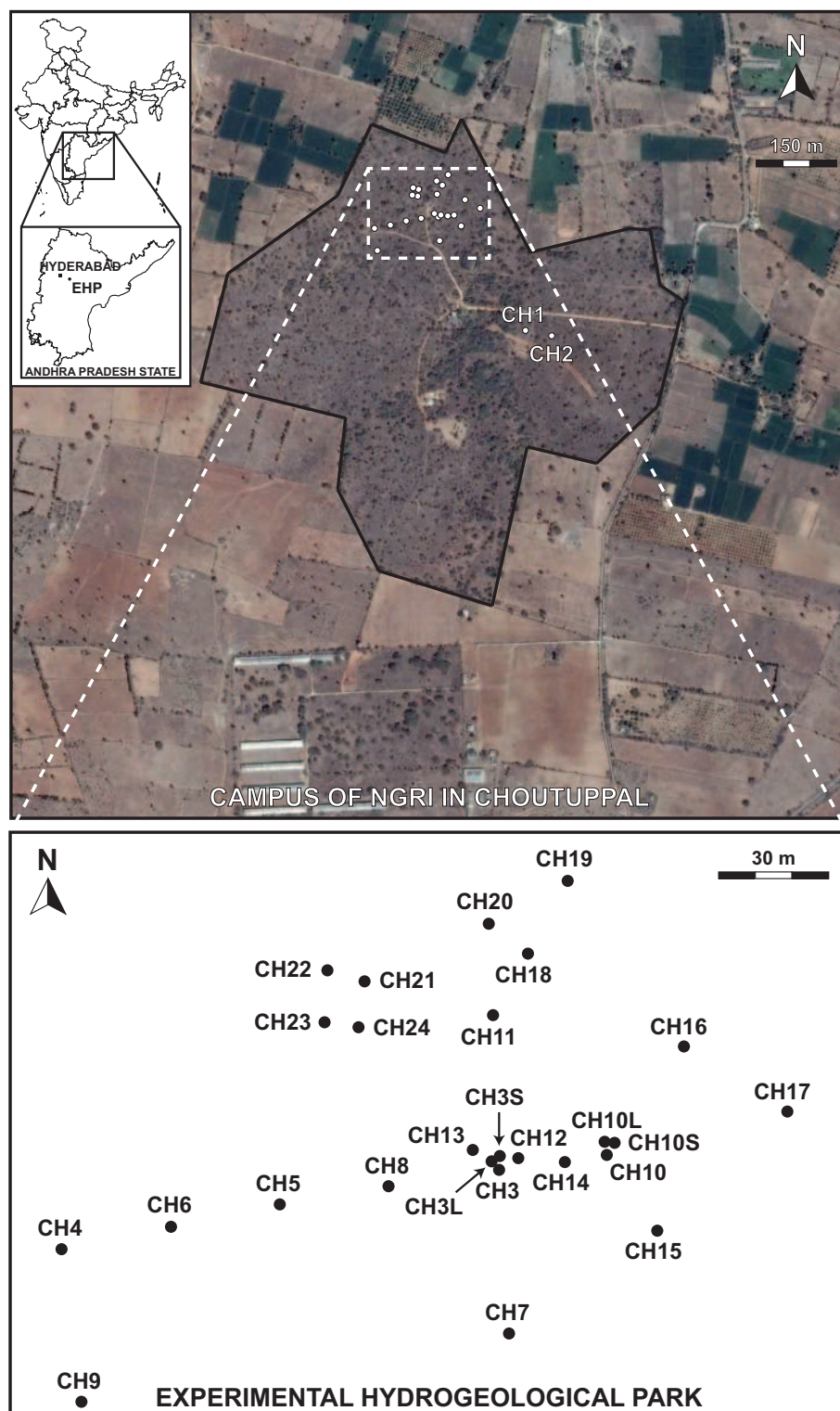


FIGURE 2.17 – Localisation des ouvrages du site expérimental installé sur le terrain du NGRI. L'image satellite est extraite de Google Earth.

2.3.3 Implantation des ouvrages

Un nombre de 28 forages destructifs compose le site expérimental de Choutuppall (Figure 2.17). Excepté deux d'entre eux (CH1 et CH2), les ouvrages sont disposés sur une surface d'environ 2 hectares. Plusieurs campagnes de foration, 8 au total, ont permis la mise en place du site entre 2008 et 2012. L'implantation des puits était initialement prévue en « five-spot ». Ce dispositif spécifique provient de l'exploitation pétrolière et correspond à un carré composé d'un puits central de production et quatre puits aux extrémités où un fluide est injecté (par exemple de l'eau) afin de faciliter l'extraction du pétrole. Cette configuration a notamment été adoptée sur le site expérimental karstique de Poitiers (SEH) afin d'aboutir à une analyse fine des propriétés du milieu (Bernard, 2005). Bien que ce dispositif ait été préalablement choisi sur le site de Choutuppall, l'implantation des ouvrages fut réalisée en fonction des résultats obtenus au fur et à mesure de l'investigation. En effet, le suivi piézométrique mis en place sur les premiers forages (CH1 à CH9) a révélé que, contrairement aux autres ouvrages, les puits CH4, CH6 et CH9 sont très impactés par les pompages journaliers d'un puits agricole situé à environ 200 m (Viossanges, 2010). Dans le but de caractériser les propriétés des différentes composantes du système, c'est-à-dire la saprolite et la roche fracturée, les puits ont été forés à différentes profondeurs recoupant ainsi la roche altérée et le complexe granitique. Six puits ont été forés dans la saprolite à différentes profondeurs allant de 4 m jusqu'à 16.5 m (CH3-L, CH10-L, CH21, CH22, CH23 et CH24) (Tableau 2.2). Deux forages s'arrêtent dans les premiers huit mètres après avoir intersecté le contact entre la saprolite et le granite (CH3-S et CH10-S). Certains puits ont été forés jusqu'à 70 m de profondeur environ mais la plupart d'entre eux s'arrêtent approximativement à 50 m de profondeur (Tableau 2.2). Tous les puits ont été équipés d'un tubage PVC dans la saprolite mais restent non tubés dans le granite (Figure 2.18). Les tubages peuvent être crépinés ou non dans la partie inférieure de la saprolite ainsi qu'au niveau du contact saprolite – granite. Bien que la piézométrie ait été relevée dès la réalisation des premiers ouvrages, le suivi continu du site a été mis en place, une fois la majorité des forages réalisés, soit à partir de la fin de l'année 2010. L'ensemble des profils géologiques, des coupes techniques et des profils multiparamètres sont fournis en annexe A.

Tableau 2.2 – Localisation et caractéristiques techniques des forages implantés sur le site expérimental de Choutuppal. La localisation des ouvrages est fournie dans le système de coordonnées projetées UTM.

Name of borehole	X	Y	Elevation	Borehole depth	Casing depth	Estimated saprolite's thickness
	(m)	(m)	(m amsl)	(m bgs)	(m bgs)	(m)
CH1	279075.05	1913316.12	365.69	73.20	23.90	24.00
CH2	279120.68	1913296.32	366.31	73.20	18.75	19.00
CH3	278906.31	1913534.27	365.63	50.30	14.20	14.70
CH3-L	278904.34	1913535.85	365.69	14.70	14.70	14.50
CH3-S	278906.66	1913536.81	365.58	22.80	14.60	14.70
CH4	278787.66	1913518.59	367.45	73.20	15.70	14.45
CH5	278846.82	1913527.63	366.66	73.20	17.30	16.45
CH6	278817.45	1913523.11	366.96	73.20	17.25	17.35
CH7	278909.21	1913502.31	365.11	61.00	15.90	14.10
CH8	278876.59	1913531.05	366.11	61.00	17.30	18.00
CH9	278793.33	1913488.97	367.87	73.10	13.70	13.00
CH10	278935.78	1913537.14	364.97	70.00	18.00	17.00
CH10-L	278935.11	1913539.79	364.82	16.50	16.50	16.50
CH10-S	278937.64	1913539.51	364.79	22.80	16.70	16.00
CH11	278904.75	1913564.44	365.70	56.40	21.00	19.50
CH12	278911.70	1913536.59	365.57	56.40	15.00	14.80
CH13	278899.41	1913538.17	365.82	51.85	16.00	16.00
CH14	278924.14	1913535.76	365.24	56.40	18.30	17.90
CH15	278949.36	1913522.31	364.60	56.40	18.30	17.90
CH16	278956.63	1913558.42	364.61	56.40	17.30	15.20
CH17	278984.66	1913545.60	364.11	50.30	15.50	14.70
CH18	278914.12	1913576.32	365.57	50.30	19.80	21.35
CH19	278925.00	1913590.53	365.31	45.70	16.70	22.85
CH20	278903.75	1913582.33	365.42	54.85	23.00	22.85
CH21	278870.10	1913570.95	365.96	12.95	10.95	-
CH22	278860.12	1913573.08	365.95	7.70	5.80	-
CH23	278859.24	1913563.11	366.06	11.20	9.05	-
CH24	278868.41	1913562.03	366.08	4.30	2.15	-

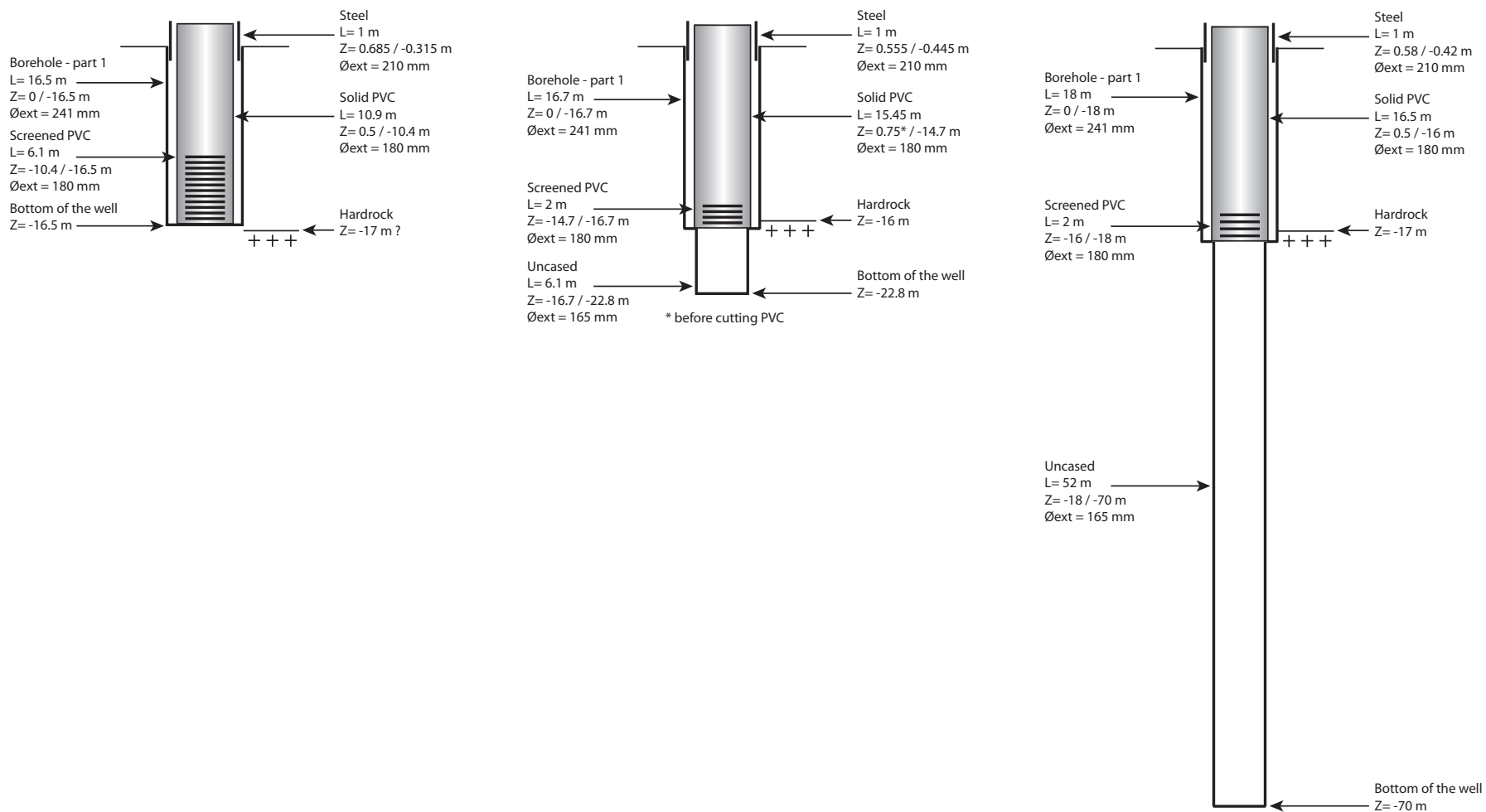


FIGURE 2.18 – Exemple de coupes techniques de forages réalisés sur le site expérimental de Choutuppal (CH10-L, CH10-S et CH10).

2.3.4 Contexte géologique local

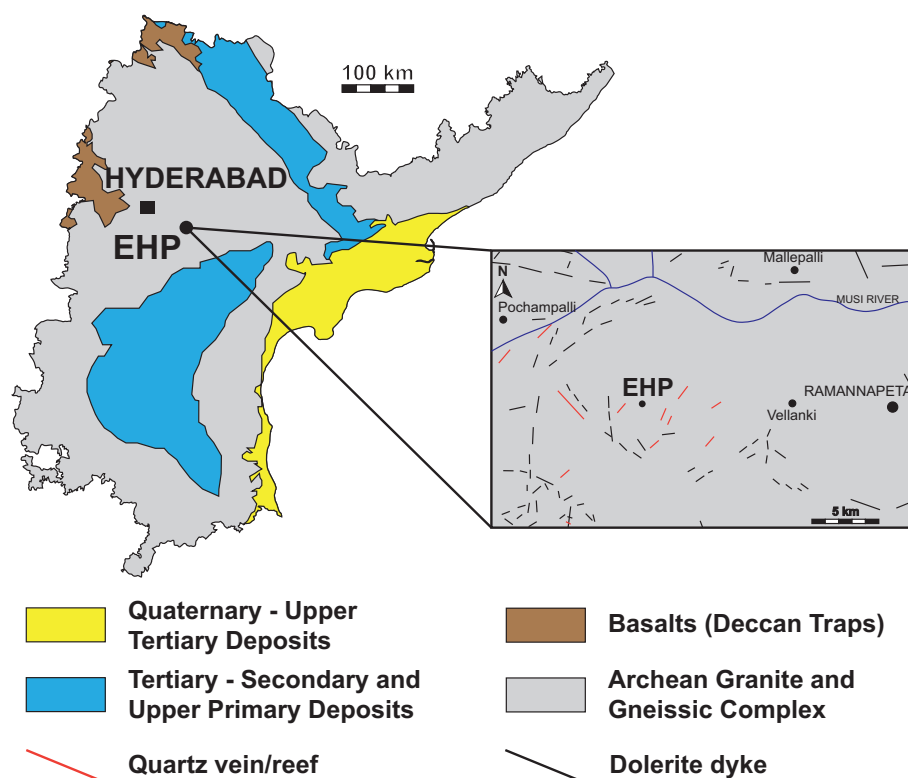


FIGURE 2.19 – Carte géologique simplifiée de la région de l'Andhra Pradesh avec un zoom sur la carte du district de Nalgonda, modifiée d'après G.S.I. (1999, 2005).

À proximité du site expérimental, le complexe granitique peut être recoupé par des dykes ou des veines de quartz (Figure 2.19). En complément des forages destructifs réalisés, plusieurs panneaux de tomographie électrique ont été obtenus via la configuration Wenner – Schlumberger afin de déterminer la présence de ces discontinuités majeures au droit du site. Deux d'entre eux, recoupant les forages, sont présentés en figure 2.20. Ces profils de résistivité font 450 m de longueur et ont été orientés dans les directions Ouest – Est et Sud – Nord. Ils présentent une augmentation de la résistivité électrique avec la profondeur, suivant plus ou moins le profil d'altération. Les faibles résistivités ($< 500 \Omega \text{ m}$) correspondent globalement à la saprolite alors que les fortes résistivités ($> 500 \Omega \text{ m}$) correspondent au granite. La profondeur de la saprolite estimée à partir des informations obtenues en forage est illustrée sur les panneaux en pointillé, permettant ainsi de comparer ces deux types d'information. L'estimation de la limite entre la saprolite et le granite via les panneaux électriques semble en accord avec les observations de forages ainsi que celles réalisées sur le site de Mule Hole (Plateau du Karnataka, Inde du Sud), où la limite

de résistivité entre la saprolite et le gneiss a été fixée à $400 \Omega \text{ m}$ (Braun *et al.*, 2009 ; Chaudhuri *et al.*, 2013). Ces panneaux géophysiques couplés aux profils géologiques illustrent également la variabilité de l'épaisseur de la saprolite d'un point à un autre. Une carte issue de l'interpolation par krigeage de l'épaisseur de la saprolite obtenue en foration est présentée en figure 2.21, et illustre aussi cette variabilité. Toutefois, l'ensemble de ces informations ne révèlent pas de discontinuités majeures telles que des intrusions de dykes de dolérite ou de veines de quartz métriques.

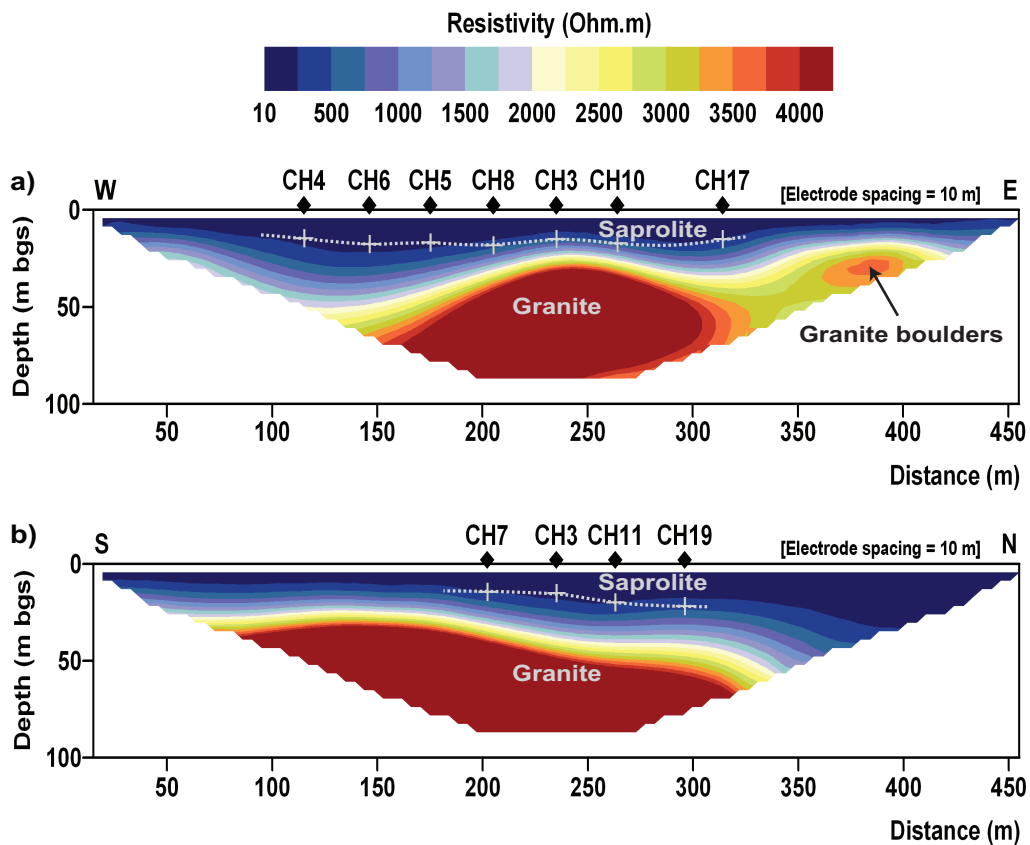


FIGURE 2.20 – Profils de tomographie de résistivité électrique obtenus dans les directions Ouest-Est et Sud-Nord et recoupant les forages du site expérimental, modifié de Chandra *et al.* (2008) (communication interne).

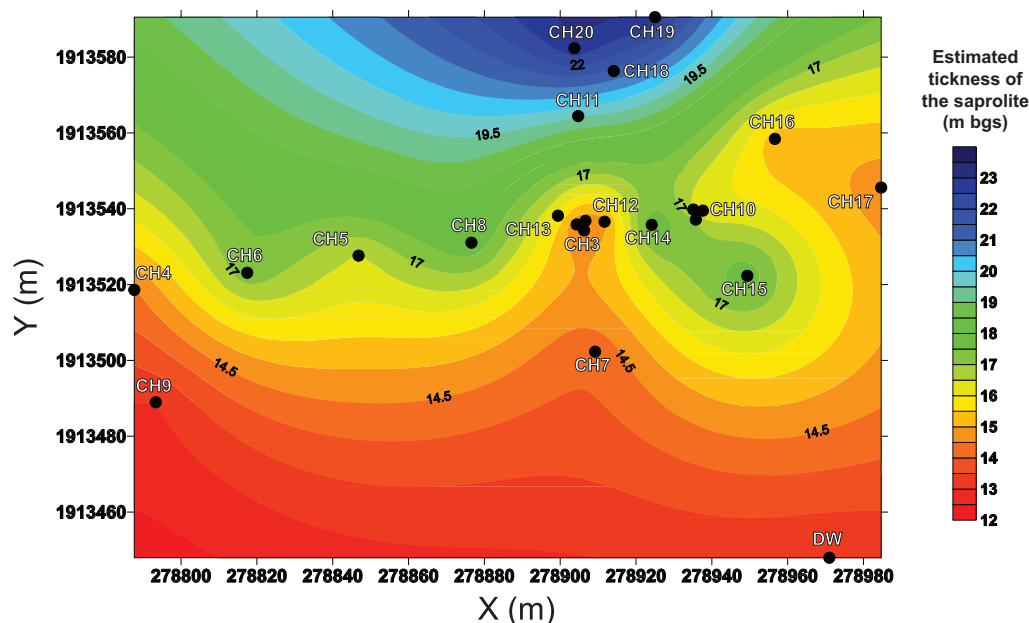


FIGURE 2.21 – Carte d'épaisseur de saprolite au droit du site expérimental, dans le système de coordonnées projetées UTM, obtenue par l'interpolation (krigeage) des données des forages.

Les affleurements présents sur le bassin versant du site expérimental de Choutuppall peuvent représenter la remontée de l'interface saprolite – granite ou bien la présence de boulders au sein de la saprolite. Ces affleurements sont dispersés sur le bassin versant et leur nombre important suggère également une forte variabilité de l'épaisseur de la saprolite. D'une manière générale, le nombre de fractures présentes aux affleurements est très faible, et ces dernières semblent être principalement des joints sub-verticaux, sans déplacement apparent autre qu'une légère ouverture. Certains affleurements présentent également des fractures légèrement incurvées sur le plan horizontal, comme l'illustre la figure 2.22. Ces joints d'exfoliation sont aussi visibles sur certains inselbergs présents dans le district de Nalgonda. Le relevé des fractures sub-verticales aux affleurements suggère globalement trois orientations de fractures (Figure 2.23) soit : N55 – 75, N130 – 155 et N165 – 175 (Pira, 2009). Ces orientations semblent cohérentes avec les orientations de certaines discontinuités géologiques type dyke illustrées sur figure 2.19.



FIGURE 2.22 – Photographie d'un joint légèrement incurvé présent sur le site expérimental de Choutuppall. Le marteau donne l'échelle.

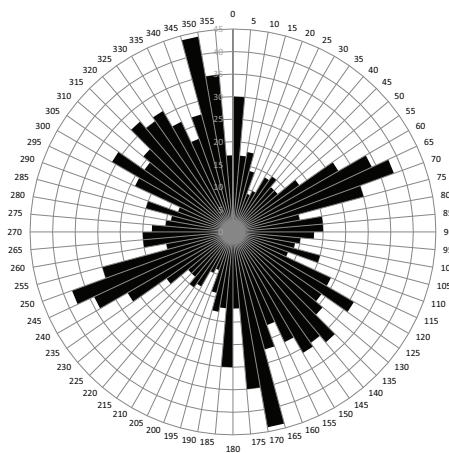


FIGURE 2.23 – Rosace de fracturation (orientation – fréquence) obtenue sur le bassin versant de Choutuppall, modifiée d'après Pira (2009).

Tous les forages réalisés sur le site expérimental suivent la lithologie décrite par Dewandel *et al.* (2006). Le profil géologique type (Figure 2.24), de la partie supérieure à la partie inférieure, consiste en : (1) un sol rouge sur le premier mètre : riche en oxyde de fer et aluminium ; (2) une saprolite supérieure non consolidée (ou « sandy regolith ») de 1 à 3 m de profondeur. Cet horizon de couleur rougeâtre à jaunâtre, présente une texture sableuse et une composition argilo-sableuse majoritairement constituée de quartz ; (3) une saprolite inférieure de 3 à 13 – 24 m de profondeur présentant des fractures préservées. Cet horizon de couleur jaunâtre à brunâtre montre des minéraux très altérés issus du granite (principalement quartz, feldspaths

et mica). Sa texture est grossière et sa structure laminée (ou feuilletée); (4) un granite principalement constitué de quartz, de feldspaths potassiques et de biotite. Les feldspaths contenus dans le granite sont majoritairement de couleur blanchâtre mais peuvent présenter quelques variantes, du rose pâle au vert pâle, générées par des impuretés dans les minéraux. Chlorite et oxydes de fer (suggéré par des traces de rouille) peuvent également être présents mais leur identification nécessiterait une analyse approfondie en lame mince. L'inspection télévisée réalisée dans certains forages (CH3, CH10, CH11, CH12, CH13) montre que la partie supérieure du granite semble être très altérée et fracturée. Certaines fractures peuvent être clairement identifiées sur ces vidéos de forage (Figure 2.24).

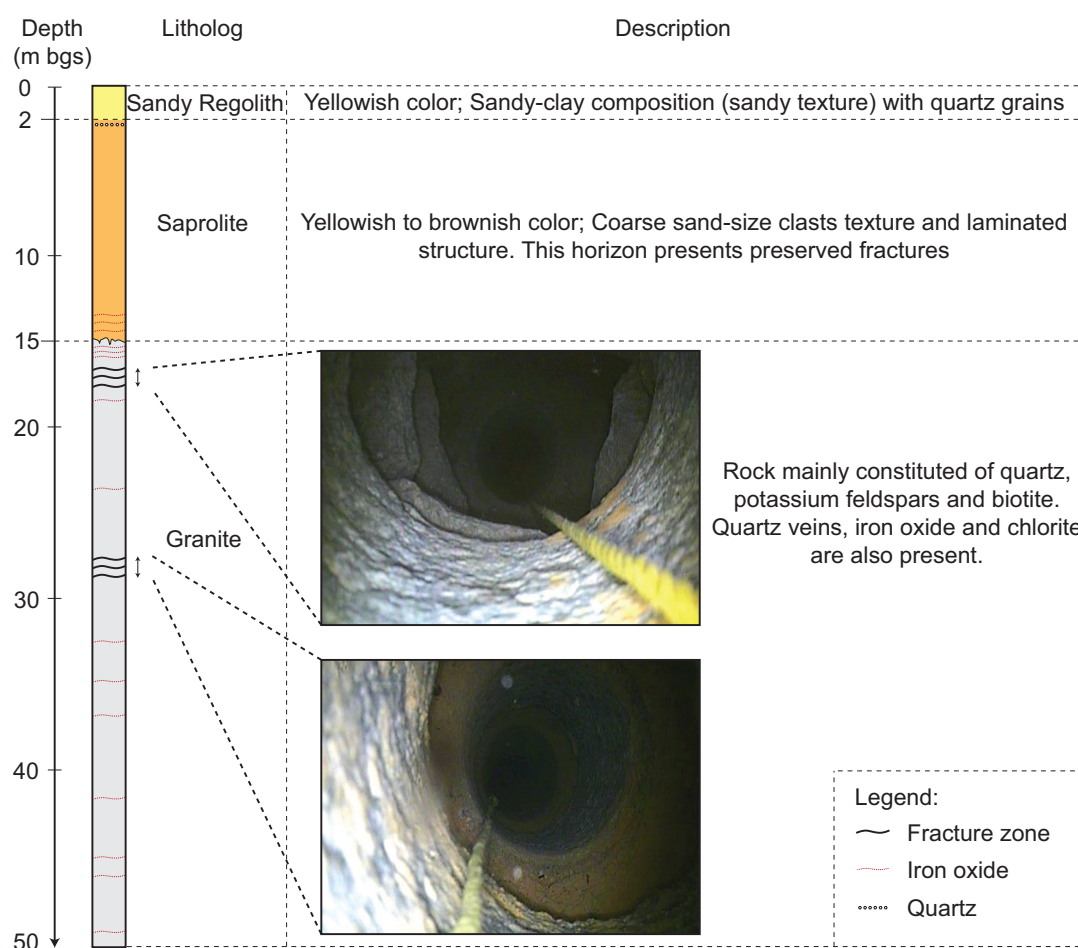


FIGURE 2.24 – Profil géologique type obtenu sur le forage CH3.

2.3.5 Conclusions

Hormis d'être unique en Inde et *a priori* unique à cette échelle sous un climat semi-aride, le site expérimental de Choutuppall présente plusieurs avantages non négligeables dans un contexte de surexploitation de la ressource en eau souterraine. Hormis certains forages, c'est-à-dire CH4, CH6 et CH9, ce site n'est pas directement influencé par les pompages fermiers journaliers (Viossanges, 2010). Par conséquent, il est très adapté au suivi piézométrique et à la mesure des variations journalières naturelles telles que les marées terrestres (Maréchal *et al.*, 2002) ou encore à la mise en place d'expériences scientifiques. Le réseau dense de forages d'observation facilite les expérimentations *in situ* puisqu'elles peuvent être mieux contraintes dans l'espace et dans le temps. Les expériences scientifiques peuvent ainsi être menées à différentes échelles d'observation comme celles du puits ou du réservoir et pour des durées importantes. La compréhension locale des processus hydrologiques – écoulement et transport – est donc facilitée à la fois par les effets diminués des pompages fermiers mais également par la densité importante de forages. En outre, du point de vue climatique et géologique, ce site est également représentatif de ce que l'on pourrait rencontrer ailleurs dans le monde, comme en Afrique, où le développement économique va accroître la pression sur la ressource en eau.

Chapitre 3

Structure des écoulements et propriétés hydrodynamiques

3.1 Introduction

La première partie de ce chapitre a pour objectif d'identifier les principales structures perméables et leurs distributions spatiales. La deuxième partie sera consacrée à l'évolution des propriétés hydrodynamiques selon la profondeur, incluant la roche altérée et le complexe granitique fracturé. Afin d'aboutir à cette caractérisation hydrodynamique, plusieurs méthodes hydrauliques ont été mises en place (essais de pompage, chocs hydrauliques, tests avec obturateurs et tests d'injection dans la zone non saturée) sous deux conditions hydrologiques permettant ainsi de comparer les comportements et les résultats. Toutes les méthodes utilisées ici sont relativement classiques en hydrogéologie et par conséquent, leurs principes ne seront pas rappelés mais tous les détails seront fournis dans les articles qui suivent. Toutefois, l'analyse des essais de pompage et le modèle semi-analytique de Butler (1988) utilisé pour l'interprétation des tests sont rappelés en annexe B.

3.2 Article : Groundwater flows in weathered crystalline rocks : Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity (Guihéneuf et al., Journal of Hydrology, 2014)

Groundwater flows in weathered crystalline rocks: impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity*

N. Guihéneuf^{a,b}, A. Boisson^a, O. Bour^b, B. Dewandel^c, J. Perrin^a, A. Dausse^a, M. Viossanges^a, S. Chandra^d, S. Ahmed^d and J.C. Maréchal^c

^aBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

^bOSUR, Géosciences Rennes, UMR6118 CNRS – Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

^cBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^dNational Geophysical Research Institute, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

Article published in Journal of Hydrology

*La numérotation des sections, des figures et des tableaux est relative à l'article.

Abstract

Groundwater in shallow weathered and fractured crystalline rock aquifers is often the only perennial water resource, especially in semi-arid region such as Southern India. Understanding groundwater flows in such a context is of prime importance for sustainable aquifer management. Here, we describe a detailed study of fracture properties and relate the hydraulic connectivity of fractures to groundwater flows at local and watershed scales. Investigations were carried out at a dedicated Experimental Hydrogeological Park in Andhra Pradesh (Southern India) where a large network of observation boreholes has been set up. Twenty-eight boreholes have been drilled in a small area of about 18 000 m² in which borehole loggings and hydraulic tests were carried out to locate the main flowing fractured zones and investigate fractures connectivity. Several hydraulic tests (nineteen slug tests and three pumping tests) performed under two water level conditions revealed contrasting behavior. Under high water level conditions, the interface including the bottom of the saprolite and the first flowing fractured zone in the upper part of the granite controls groundwater flows at the watershed-scale. Under low water level conditions, the aquifer is characterized by lateral compartmentalization due to a decrease in the number of flowing fractures with depth. Depending on the water level conditions, the aquifer shifts from a watershed flow system to independent local flow systems. A conceptual groundwater flow model, which includes depth-dependent fracture connectivity, is proposed to illustrate this contrasting hydrological behavior. Implications for watershed hydrology, groundwater chemistry and aquifer vulnerability are also discussed.

Keywords: fractures connectivity; groundwater flow; sustainable groundwater resources; hard rock; semi-arid region; vulnerability

1 Introduction

Groundwater in weathered and fractured crystalline aquifers constitutes the only available water resource in many areas, especially in arid and semi-arid regions (Gustafson and Krásný, 1994). In Southern India, since the Green Revolution of the 70's, the overexploitation of groundwater resources for agriculture, particularly to irrigate rice crops, has led to water table depletion (Dewandel et al., 2010; Maréchal, 2010; Maréchal et al., 2006; Perrin et al., 2011a; Reddy et al., 2009; Shah et al., 2003), and the deterioration of groundwater quality, especially fluoride contamination (Ayooob and Gupta, 2006; Perrin et al., 2011b; Pettenati et al., 2013). Understanding groundwater flows and transport processes in such a context is therefore of prime importance to reach a sustainable management of groundwater resources.

Fractured crystalline aquifers composed mainly of metamorphic and igneous rocks are subject to weathering processes, especially chemical weathering that leads to a typical profile with variable hydraulic conductivity and porosity (Acworth, 1987; Anand and Paine, 2002; Dewandel et al., 2006; Foster, 1984; Houston and Lewis, 1988; Jones, 1985; Larsson, 1984; Wright, 1992). Several studies have focused on the hydraulic properties of such systems and hydrogeological conceptual models have been proposed that include from top to bottom: weathered rock including the saprolite, fractured rock and fresh or un-fractured rock (Banks et al., 2009; Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Larsson, 1984; Maréchal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000; Wyns et al., 2004). Groundwater flow in such media is localized in a small part of the rock volume and is mainly controlled by fracture connectivity (Day-Lewis et al., 2000; Le Borgne et al., 2006; National Research Council, 1996; Paillet, 1998). Connectivity is dependent on the geometrical properties of the fracture network, i.e. the distribution of fracture lengths, fracture orientations as well as fracture density (Bour and Davy, 1998; de Dreuzay et al., 2001). Unfortunately, these geometrical properties are often difficult to estimate in the field, especially on a large-scale, since large amounts of data are required (National Research Council, 1996). An alternative approach consists of using a continuum approach (Courtois et al., 2010; Dewandel et al., 2012) to simplify these complex systems and upscale the hydraulic parameters. However, such continuum approaches usually assume that the system is relatively well-connected, at least on a large enough scale, to allow the point to point measurements of hydraulic properties to be regionalized.

In a relatively stable tectonic context like Southern India, fractures are mainly dilating fractures or joints (mode 1 opening-mode) (National Research Council, 1996) which in general provide permeability for groundwater flow. Near horizontal dilating fractures at shallow depths are commonly known as sheeting joints or exfoliation joints in intrusive igneous rocks such as granite (Bahat et al., 1999; Dale, 1923; Twidale, 1973). One particularity of these fractures is their development parallel to the surface of the plutonic body. From a structural point of view, it is generally acknowledged that fracture frequency decreases with depth in the first hundred meters below ground surface (Dale, 1923; Twidale, 1973). Several authors (Briz-Kishore, 1993; Dewandel et al., 2006; Howard et al., 1992) reported that the main flowing fractured zone is located in the upper part of the bedrock, just below the saprolite. Since fracture density is expected to decrease with depth (Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004), fracture connectivity should play an important role in groundwater flow, and may control fluxes at the watershed scale, at least at a given depth. However, the relationship between the geometrical specificities of fractures and groundwater flows at local and watershed scales, especially at depth, is not clearly understood.

Here, we describe a detailed study of geometrical and hydraulic properties of fractures that was carried out at different depths and on different scales to improve the conceptual model of groundwater flow in weathered crystalline aquifers at the site scale. This study took advantage of the Experimental Hydrogeological Park in Southern India where a set of observation boreholes have been drilled for scientific purposes. Several hydrogeological experiments at borehole and aquifer scales and under different hydrological conditions were done to estimate the hydraulic properties and main flow paths on the site. Finally, the implications of these results are discussed at watershed scale to investigate the consequences of fracture connectivity on watershed hydrogeology.

2 Hydrogeological context

2.1 Geological setting

The Experimental Hydrogeological Park (EHP) is situated near Choutuppall village in the Nalgonda district (Andhra Pradesh State, Southern India) 60 km to the south-east of Hyderabad (Latitude : $17^{\circ}17'47''\text{N}$; Longitude : $78^{\circ}55'12''\text{E}$) (Figure 1). The EHP was developed by the French Geological Survey (BRGM) and the National Geophysical Research Institute (NGRI) on the campus of NGRI in Choutuppall. The site is included in the SOERE H+ International hydrogeological sites network. The EHP is covered by sparse vegetation and characterized by a gentle slope towards the northeast of around 2%. The ground surface elevation measured at the center of EHP is about 365.5 m above mean sea level. Numerous farmlands, including rice fields, with pumping boreholes belonging to farmers, are present around the EHP.

About 66% of the Andhra Pradesh State is composed of an Archean granitic and gneissic complex (Figure 2). Locally, these formations may be intruded by dolerite dykes or quartz reefs (Dewandel et al., 2011; G.S.I., 1999, 2005; Perrin et al., 2011a). From a geomorphological viewpoint, the Nalgonda district is a gently undulating region with hummocky hills, boulders, ridges and inselbergs. The fracturing of granite is mainly characterized by dilating fractures. This kind of fracture displays specific characteristics and detailed descriptions of other sites in the world are given in Bahat et al. (1999); Dale (1923); Hencher et al. (2011); Jahns (1943); Twidale (1973); Vidal Romaní and Twidale (1999). It is generally accepted that dilating fracture can be slightly curved but are mostly horizontal, developing sub-parallel to the rock surface. Their spacing increases with depth from a few centimeters near the surface to a few meters, typically one to ten meters (Dale, 1923; Jahns, 1943). They can develop at up to one hundred meters depth (Jahns, 1943), and can display a lateral extension of more than one hundred meters (Hencher et al., 2011). These fractures may end in the fresh rock or by crossing other pre-existing fractures (Hencher et al., 2011). A few sub-vertical dilatant fractures can also be observed on several outcrops around EHP. Such outcrops which are relatively numerous and scattered over the watershed, can constitute isolated boulders extending into the saprolite or the granite surface. No evidence of faulting or tectonic activity has been observed in the area. The fracture orientations can be grouped into three families (Pira, 2009): N55-75, N130-155 and N165-175. Nevertheless, it remains difficult to relate or extrapolate such fracture orientations to bedrock fractures at depth.

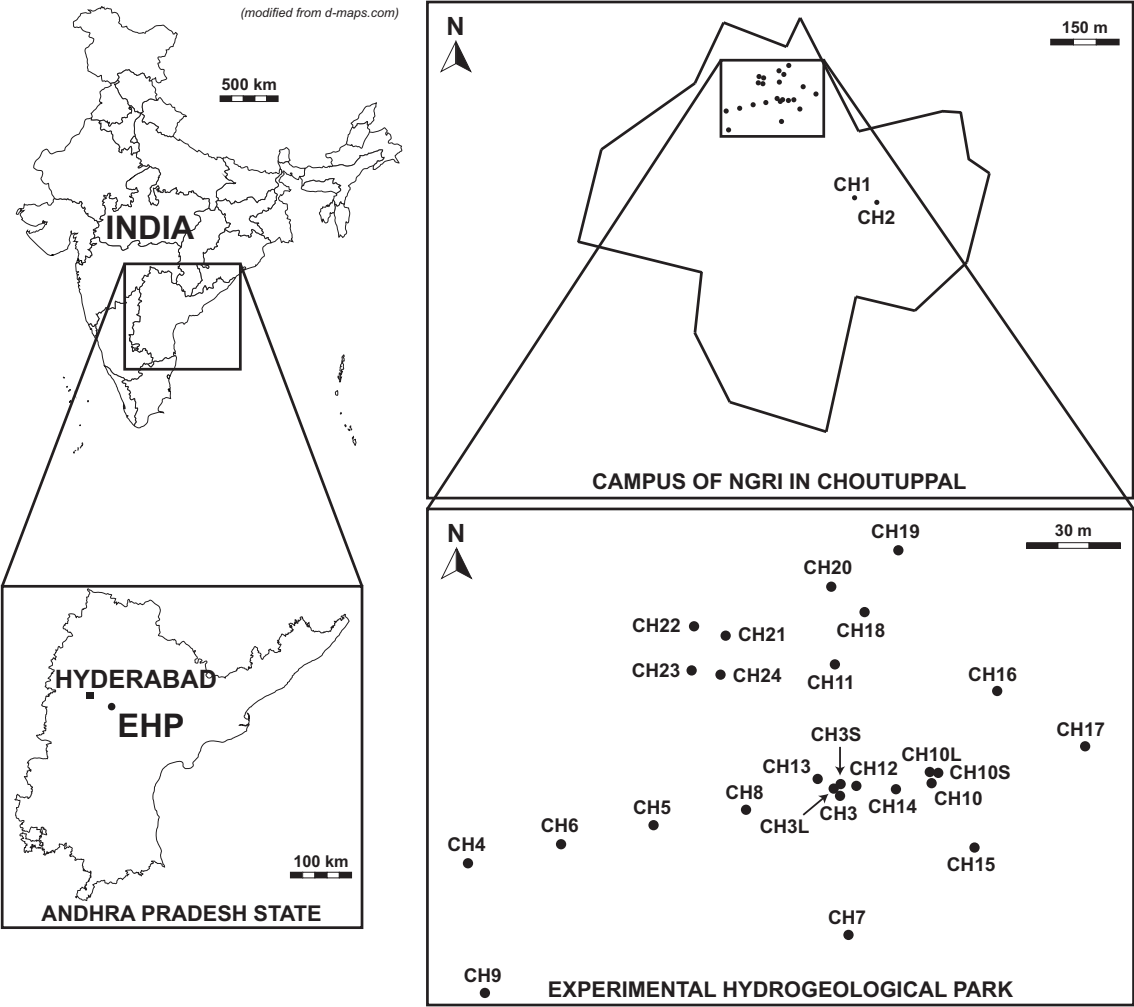


Figure 1: Location of the Experimental Hydrogeological Park (EHP) in Andhra Pradesh State, Southern India. On the right hand side, the location of the NGRI field campus is shown with the boreholes network.

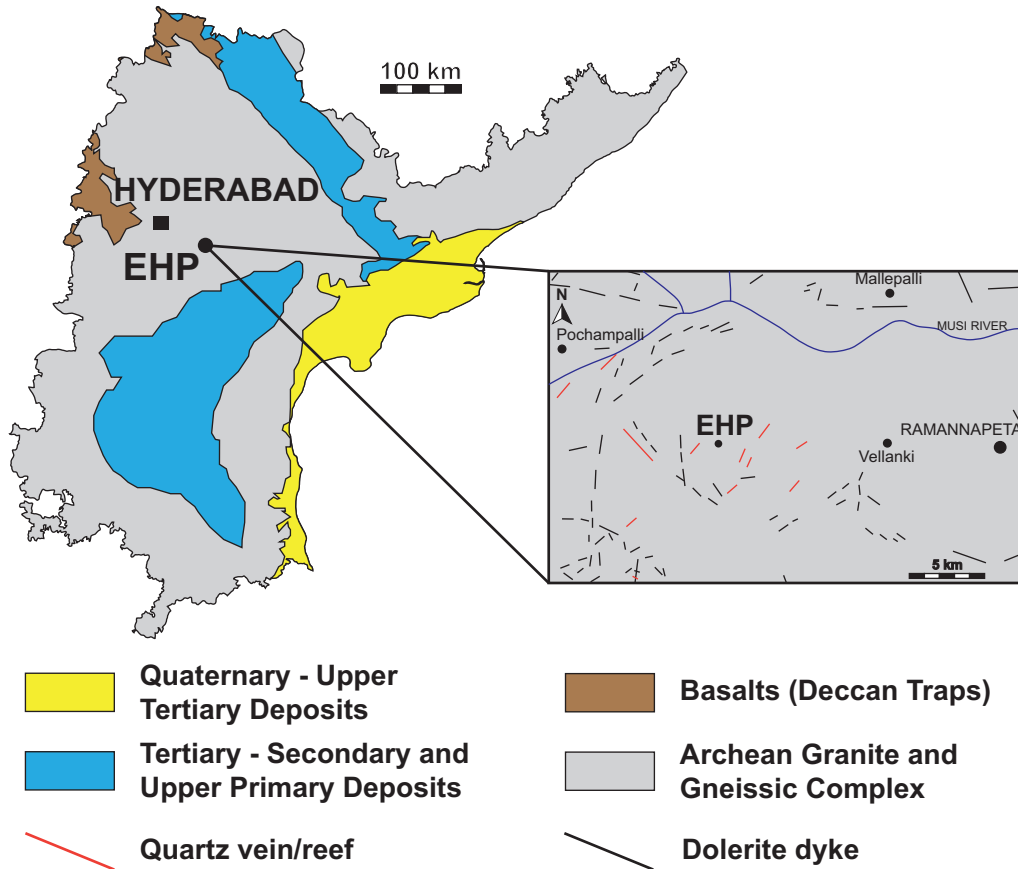


Figure 2: Geological map of Andhra Pradesh, Southern India. Zoom represents the part of Nalgonda district in Andhra Pradesh where EHP is located.

The EHP consists of twenty-eight boreholes of different depths (Table 1). The thickness of the saprolite, according to the information obtained from drilling, varies between thirteen to twenty-four meters. Note that some relatively fresh and very poorly fractured granite may be observed in few places within EHP. However, no boreholes have been drilled in these places. Six boreholes have been drilled into the saprolite (CH3-L, CH10-L, CH21, CH22, CH23 and CH24) at specific depths, not exceeding seventeen meters. Two boreholes cross cut the saprolite and the first eight meters of granite at about twenty-three meters depth (CH3-S and CH10-S). The other boreholes stop at fifty or seventy meters from the ground surface. All boreholes have been equipped with a plain casing extending into the saprolite. All of them were screened or open in front of the contact zone between the saprolite and fractured granite. Below the contact zone, all boreholes were uncased (i.e., open hole). Four boreholes into the saprolite (CH21 to CH24) were also uncased from the last two meters to allow specific experiments within the vadose zone. The boreholes configuration was chosen to allow characterizations focused on the lateral hydraulic connectivity of fractures.

Table 1: Boreholes characteristics of the Experimental Hydrogeological Park in Choutupal (Andhra Pradesh, Southern India). Boreholes location is provided in the UTM projected coordinate system. Borehole depth and casing depth are given in meters below ground surface.

Name of borehole	X	Y	Elevation	Borehole depth	Casing depth	Estimated saprolite's thickness
	(m)	(m)	(m amsl)	(m bgs)	(m bgs)	(m)
CH1	279075.05	1913316.12	365.69	73.20	23.90	24.00
CH2	279120.68	1913296.32	366.31	73.20	18.75	19.00
CH3	278906.31	1913534.27	365.63	50.30	14.20	14.70
CH3-L	278904.34	1913535.85	365.69	14.70	14.70	14.50
CH3-S	278906.66	1913536.81	365.58	22.80	14.60	14.70
CH4	278787.66	1913518.59	367.45	73.20	15.70	14.45
CH5	278846.82	1913527.63	366.66	73.20	17.30	16.45
CH6	278817.45	1913523.11	366.96	73.20	17.25	17.35
CH7	278909.21	1913502.31	365.11	61.00	15.90	14.10
CH8	278876.59	1913531.05	366.11	61.00	17.30	18.00
CH9	278793.33	1913488.97	367.87	73.10	13.70	13.00
CH10	278935.78	1913537.14	364.97	70.00	18.00	17.00
CH10-L	278935.11	1913539.79	364.82	16.50	16.50	16.50
CH10-S	278937.64	1913539.51	364.79	22.80	16.70	16.00
CH11	278904.75	1913564.44	365.70	56.40	21.00	19.50
CH12	278911.70	1913536.59	365.57	56.40	15.00	14.80
CH13	278899.41	1913538.17	365.82	51.85	16.00	16.00
CH14	278924.14	1913535.76	365.24	56.40	18.30	17.90
CH15	278949.36	1913522.31	364.60	56.40	18.30	17.90
CH16	278956.63	1913558.42	364.61	56.40	17.30	15.20
CH17	278984.66	1913545.60	364.11	50.30	15.50	14.70
CH18	278914.12	1913576.32	365.57	50.30	19.80	21.35
CH19	278925.00	1913590.53	365.31	45.70	16.70	22.85
CH20	278903.75	1913582.33	365.42	54.85	23.00	22.85
CH21	278870.10	1913570.95	365.96	12.95	10.95	-
CH22	278860.12	1913573.08	365.95	7.70	5.80	-
CH23	278859.24	1913563.11	366.06	11.20	9.05	-
CH24	278868.41	1913562.03	366.08	4.30	2.15	-

The typical geological profile obtained in the EHP by drilling cuttings analysis, follows the lithological description by Dewandel et al. (2006) which from top to bottom consists of:

- Red soil from the first decimeters to the first meter: rich in iron and/or aluminum oxides.
- Sandy regolith from about 1 to 3 m deep: yellowish color, sandy-clay composition, sandy texture with a lot of quartz grains.
- Saprolite from about 3 to 13 – 24 m deep, derived from in situ weathering of granite: yellowish to brownish color, coarse sand-size clasts texture and laminated structure. This horizon exhibits preserved fractures.
- Granite mainly constituted of quartz, potassium feldspars and biotite. Quartz veins, iron oxide and chlorite are also present. The upper part of the granite is highly weathered and fractured but the fracture frequency decreases rapidly with depth.

As a complement to the geological observations, some Electrical Resistivity Tomography profiles were performed at the EHP to image the possible presence of geological heterogeneities other than fractures in the sub-surface. Several geophysical cross-sections were obtained by using a Wenner-Schlumberger configuration. In particular, two ERT profiles of 450 m length crossing the EHP boreholes in west-east and south-north directions are presented in figure 3. These electrical resistivity profiles show an increase in resistivity with depth that more or less follows the weathering profile. Low resistivity values ($< 500 \Omega \text{ m}$) globally correspond to the saprolite while high resistivity values ($> 500 \Omega \text{ m}$), correspond to the granite. The interface between the saprolite and granite was determined from geological logs and is represented by dotted lines in figure 3. The electrical resistivity profiles did not reveal the presence of any vertical geological heterogeneity (dolerite dyke or quartz reef), but show that the thickness of the saprolite varies from place to place and increases northward.

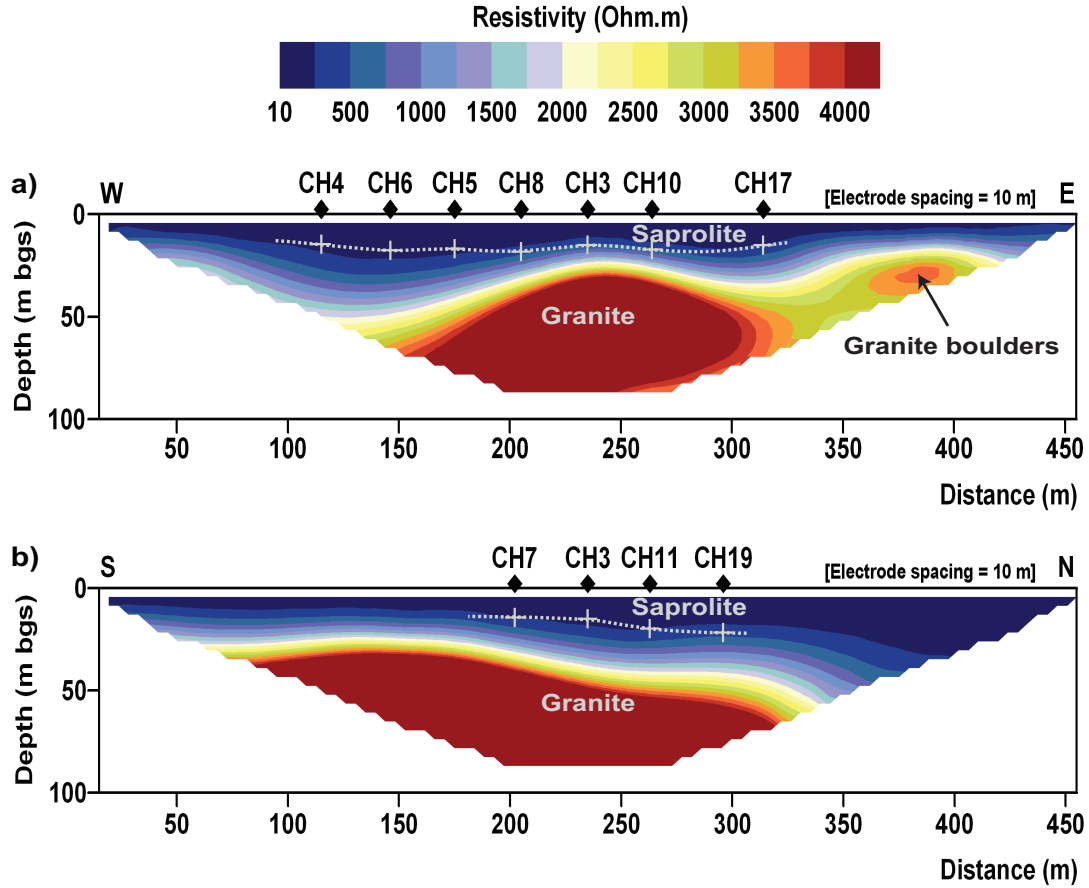


Figure 3: Electrical Resistivity Tomography obtained in a) west-east and in b) south-north directions. Dotted line represents the interface between saprolite and granite obtained from geological logs.

2.2 Hydrological setting

The Andhra Pradesh region is characterized by a semi-arid climate controlled by monsoons. The rainy season occurs from June to November and is composed of south-west and north-east monsoons. The south-west monsoon from June to September generally constitutes 80% of the rainfall. During the rainy season, a temporary streams network may appear in the EHP. Nevertheless, surface streams are most of the time absent, thus highlighting the role of groundwater flow in watershed hydrology. The mean annual rainfall in the Choutuppal area is 693 mm and the mean annual temperature is 28°C. The dry season occurs from December to May with a maximum temperature of 45°C.

In Andhra Pradesh, groundwater constitutes the main water resource for rural communities. To understand the functioning of these aquifers, various hydraulic parameters were determined in previous studies (Dewandel et al., 2006, 2011, 2012; Maréchal et al., 2003, 2004) from slug tests and pumping tests analysis. The mean equivalent hydraulic conductivity was between 10^{-6} and 10^{-4}ms^{-1} with a vertical anisotropy ($K_r/K_z = 10$; Maréchal et al. (2003, 2004)).

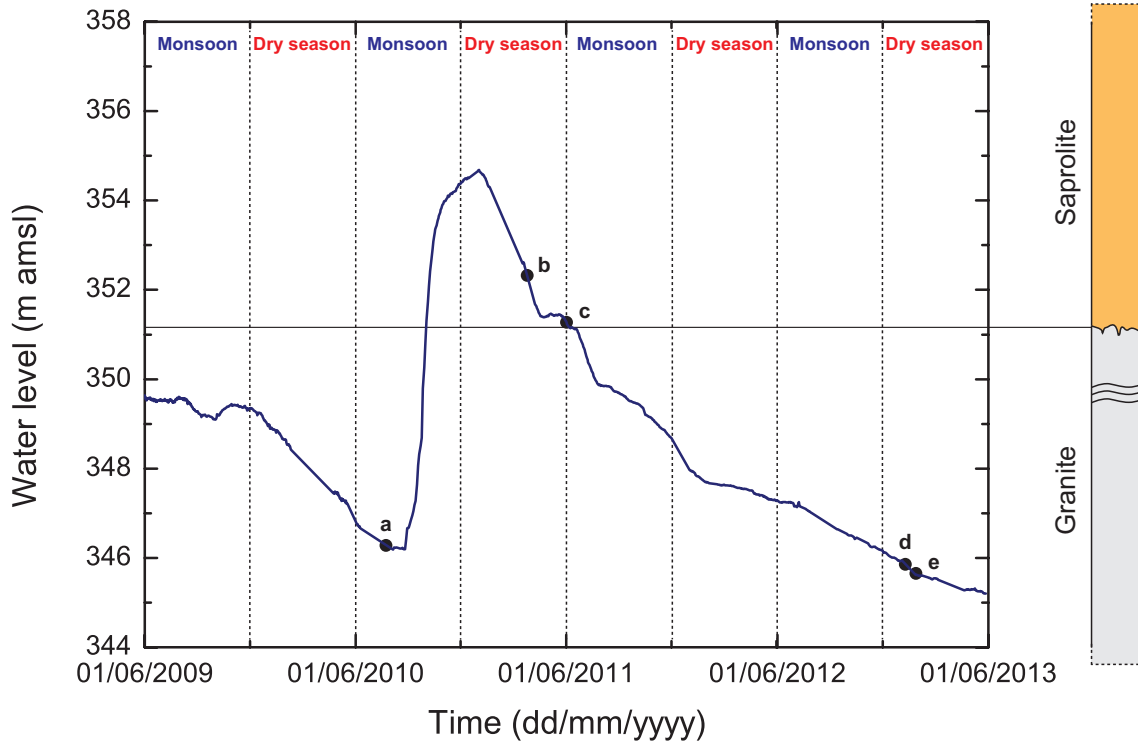


Figure 4: Changes in water level in the CH3 borehole. A zoom on a typical geological log is shown on the right. The ground surface elevation for CH3 borehole is 366.4 m (bgs) (Table 1). Letters indicate: a) the pumping test in CH3 at low water level conditions, b) the pumping test in CH3 at high water level conditions, c) the piezometric map of the watershed at high water level conditions, d) the piezometric map of the watershed at low water level conditions and e) the pumping test in CH11 at low water level conditions. Fractures are represented by black curved lines.

The changes in the water level in the CH3 borehole are compared with the geological log in figure 4. This hydrograph shows that during four years, only one monsoon significantly contributed to recharge the aquifer. After this significant recharge, the water level was above the granite, extending into the saprolite, for only a few months. Because of intensive pumping in the area surrounding the EHP, the saprolite remains unsaturated for most of the time. The spatial variations of the piezometric levels at the watershed scale are shown on figure 5. Two piezometric maps were drawn up under contrasting conditions, namely when the saprolite was partially saturated and when the water levels were quite low. Both piezometric maps were compiled in the dry seasons, therefore with no influence from rainfall recharge. The first one, under high water level conditions, was based on measurements carried out in June 2011 just before the beginning of the monsoon. The second one, under low water level conditions, was based on measurements performed in January 2013. The piezometric levels were measured four hours after irrigation pumping had stopped in order to avoid most of the local perturbations due to pumping. The piezometric map of 2011 shows a continuous hydraulic gradient indicating groundwater flow towards the north of the watershed that more or less follows the topography. Although the impact of the farmers pumping boreholes in the watershed during 2011 cannot be clearly identified, the piezometric level has globally decreased due to overexploitation. The piezometric map of 2013, when the saprolite was unsaturated, presents larger hydraulic gradient variations. In particular, the impact of pumping is clearly and readily apparent in a few places and no general groundwater flow direction can be defined at the watershed scale. This suggests that, when the water level is low, groundwater flows are restricted to the sub-compartments at greater depths. This is partly due to localized pumping but in some places the very sharp hydraulic variations also suggest a discontinuous medium (Figure 5) which may result from a decrease in fracture connectivity with depth. Hereafter, we focus on the impact of fracture connectivity and water level conditions on groundwater flows at EHP.

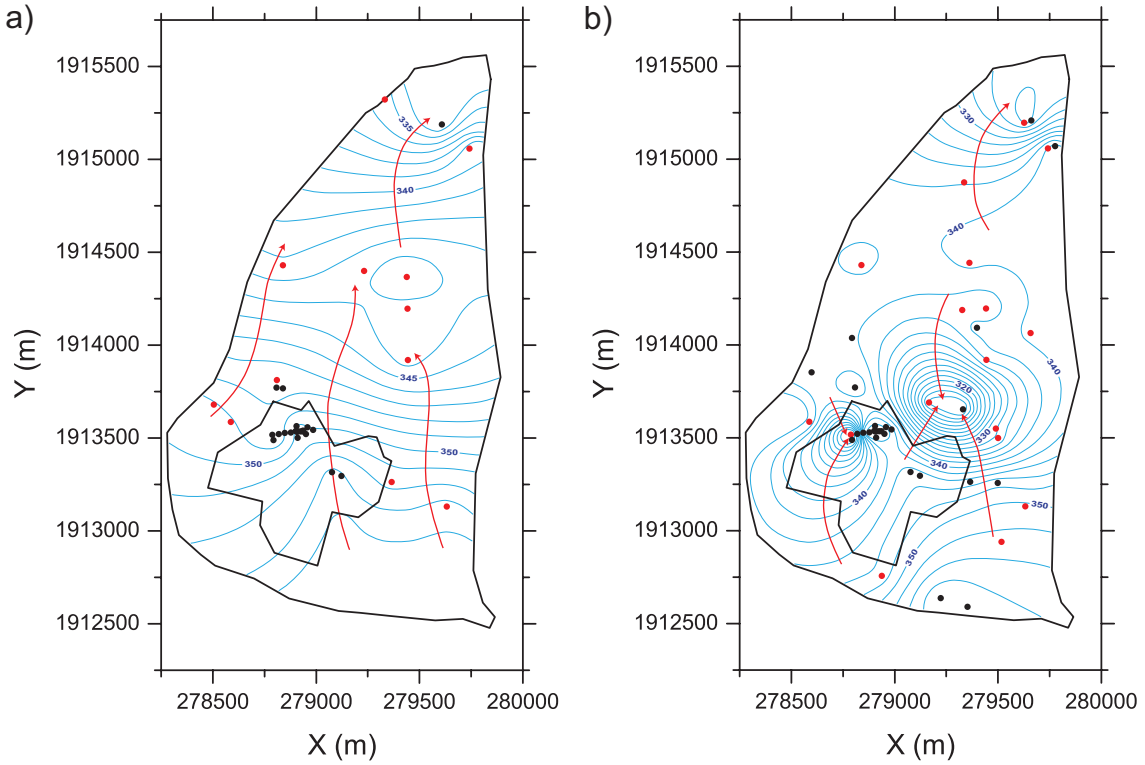


Figure 5: Piezometric maps at the watershed scale, in the UTM projected coordinate system, obtained under two water level conditions but during dry seasons: a) high water level map was obtained in June 2011 with 36 data points and b) low water level map was obtained in January 2013 with 50 data points. Red arrows represent interpreted general groundwater flow paths and red points represent the farmers boreholes used for daily pumping. CH4, within EHP, is also used occasionally for groundwater resource since 2012.

3 Methodology

We characterized the groundwater hydrology and fracture connectivity at EHP by using a combination of methods involving borehole logging and hydraulic tests. The main permeable fractures were located by logging the fluid properties using an OTT probe (Temperature, Specific Conductivity, pH, Dissolved Oxygen and Redox Potential) and CTD divers (Temperature and Specific Conductivity). Both instruments provide measurements with an accuracy of $\pm 0.1^\circ\text{C}$ for the temperature. Borehole logging was done sufficiently slowly to provide measurements every ten to twenty centimetres. Repeatability of the measurements has been systematically checked in all boreholes. The main permeable fractures were located by logging temperature in all EHP boreholes under ambient conditions (i.e. flowing naturally) as thermal anomalies in the geothermic gradient can indicate the presence of a

permeable fracture (Chatelier et al., 2011; Drury, 1984; Keys, 1990). In particular, the temperature anomalies or gradients may be related to vertical water circulation between permeable fractures within boreholes (Klepikova et al., 2011). The precise location of a fracture can be determined with this simple method in the presence of significant vertical flow when no significant variations of rock thermal conductivity are apparent (i.e. typically in the same geological formation). Note that this method may not detect some permeable fractures, despite their presence in the borehole, if the flow is too small or if a temperature contrast is absent. Hereafter, we present a few typical examples of temperature logs obtained at EHP. In addition, camera investigations were carried out in some boreholes (CH3, CH10, CH11, CH12 and CH13) to correlate the locations of fractures and flowing fractures detected from temperature logs and hydraulic tests. Geophysical logs such as the single-point resistance and caliper logs would also have been useful but were not available at the time of the study.

The distribution of local transmissivity and hydraulic conductivity was obtained by performing slug tests in fifteen EHP boreholes and applying the Bouwer and Rice (1976) method for homogeneous confined and unconfined aquifers with fully or partially penetrating borehole. Three cycles of injection/pumping were carried out on the most transmissive boreholes and one on the low transmissive boreholes. These results were compared with those obtained when the saprolite or/and the top of the fractured granite was saturated, by performing the slug tests in four boreholes (CH3, CH5, CH10 and CH16) under two water level conditions. Note that this simply provided order-of-magnitude estimates of the hydrodynamic parameters as some phenomena, such as non-radial flows, would be overlooked (Shapiro and Hsieh, 1998). Nevertheless, slug tests analysis provides a first approach to characterize the variability of hydraulic properties in such heterogeneous media.

Several pumping tests were performed on-site to characterize the hydrodynamic properties and geometry of the aquifer. The first pumping test, performed in CH3 when the water level was relatively low (19 m bgs, point a) in figure 4), lasted for three days with a discharge rate of $1.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Three observation boreholes (CH5, CH7 and CH8) and the pumping borehole, CH3, were monitored. The other boreholes had not been drilled at that time. The second pumping test in CH3 was performed when the water level was relatively high (13 m bgs, point b) in figure 4) for five days with a mean discharge rate of $6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Variations of discharge rate were monitored from 6.2 to $5.6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. In this second case, drawdown was monitored in seventeen boreholes. A final pumping test was performed in CH11 when the

water level was low (20 m bgs, point e) in figure 4). This pumping test was carried out for eleven days with a discharge rate of $0.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, and monitored on the fifteen boreholes. All these data about the pumping tests are summarized in table 2. The different discharge rates are related to the different transmissivities encountered for different water level conditions but also to the experimental design.

Table 2: Characteristics of the different pumping tests.

Pumping borehole	Initial water level (m bgs)	Pumping rate ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$)	Duration (h)	Sampling rate (s)	Number of observation boreholes	Date of the test
CH3	19.18	1.5	70	30	3	July 2010
CH3	13.18	6	105	40	16	March 2011
CH11	19.81	0.5	261	30	14	January 2013

Pumping test analysis is often difficult, especially in fractured media where the complex geometry of the fractures network produces highly heterogeneous flow patterns (Barker, 1988; Le Borgne et al., 2004). The derivatives method was introduced by Bourdet et al. (1983) to improve pumping test interpretation. This method consists of identifying flow patterns on derivative drawdown curves (Bourdet et al., 1983; Gringarten, 2008; Renard et al., 2009) and defining a hydrodynamic conceptual model. In our case, drawdowns were normalized by pumping rate so that all the pumping tests could be compared. The derivative method was then applied to identify an appropriate and consistent model for data interpretation.

According to indications provided by the derivative method, we then applied the semi-analytical solution for confined and non-uniform aquifers developed by Butler (1988). This semi-analytical solution considers a pumping borehole which fully penetrates the aquifer and is located in the centre of a circular disk of radius R , embedded in another reservoir of differing properties. The inner domain corresponding to the disk has a transmissivity T_1 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) and storage coefficient S_1 (-) while the outer domain has a transmissivity T_2 ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) and storage coefficient S_2 (-).

4 Results

4.1 Borehole scale investigations

The temperature logs obtained at EHP revealed a few flowing fractured zones (typically one or two) on each borehole. Figure 6 presents a typical temperature profile which varies from 30°C to 31°C. The local geothermal gradient, estimated from CH5 profile where very little and superficial temperature perturbations were observed, is relatively low ($0.018^{\circ}\text{C m}^{-1}$), but is in good agreement with another estimation ($0.0114^{\circ}\text{C m}^{-1}$) made by Akkiraju and Roy (2011) on the same site with deeper boreholes (about 300 m). These temperature logs also show one or two breaks that are characteristic of flowing fractured zones. The first zone is generally located near the bottom of the saprolite, in the first few meters of the upper part of the fractured granite. The second flowing fractured zone depends on the borehole location but can occur at the same depth in some boreholes, such as CH3, CH10 and CH12 (e.g. at about 25.5 to 27 m; figure 6). The locations of the flowing fractured zones determined from the temperature logs agreed very well with the borehole camera investigations. In general, they occurred a few meters below the bottom of the saprolite. The number of flowing fractures that appeared to contribute significantly to flow was quite low, indicating that groundwater flow was localized in only a few fractures.

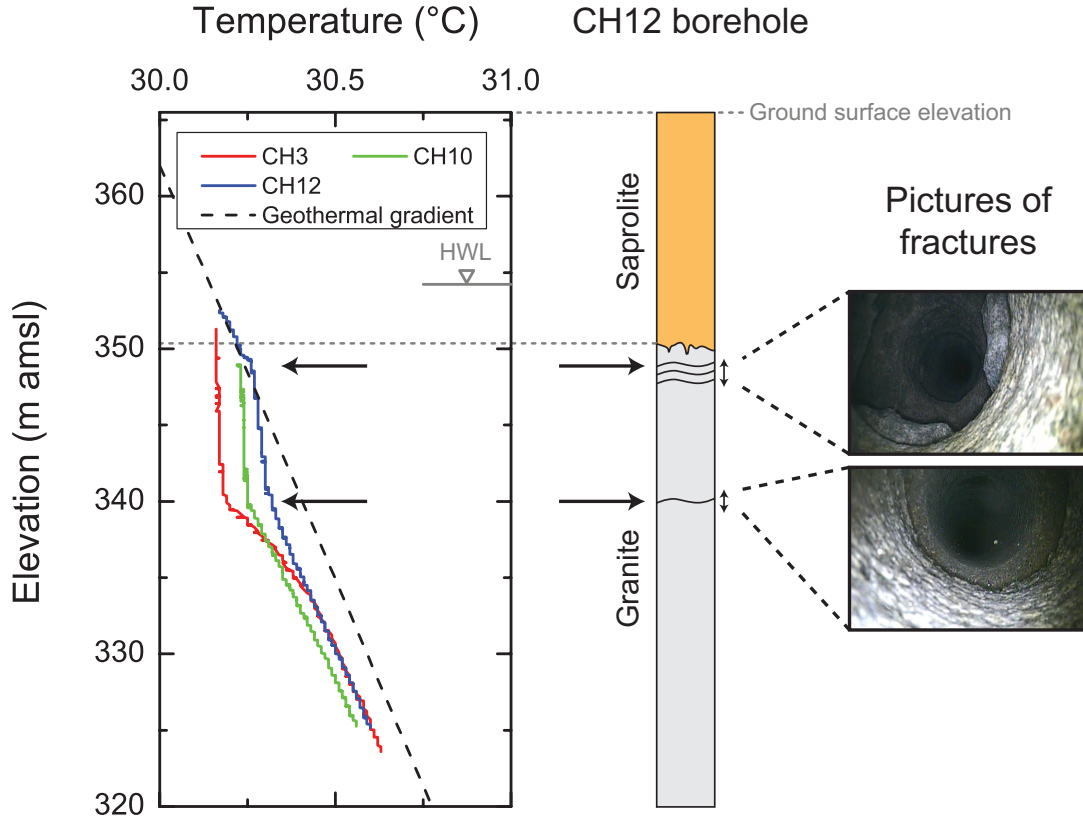


Figure 6: Typical temperature profiles in the CH3, CH10 and CH12 boreholes carried out under high water level conditions (HWL), related to geological log and fractures observed by borehole camera in CH12. All temperature profiles were obtained under ambient conditions (i.e. flowing naturally). The geothermal gradient is presented in dotted line and was obtained from CH5 temperature profile. The mean surface temperature is about 28°C. The main flowing fractures are indicated by black arrows.

Slug tests analysis using the Bouwer and Rice (1976) method revealed a relatively high transmissivity variability ranging over three orders-of-magnitude from 1.7×10^{-7} to $5.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. In addition, table 3 presents all the results in terms of equivalent hydraulic conductivity. To obtain transmissivity, we simply multiply the hydraulic conductivity by the saturated length of the open borehole. Figure 7 shows three typical data sets for the slug test injection obtained for boreholes CH8, CH10 and CH13 which displayed different hydraulic responses, ranging from high to low transmissivity. The fit to the data is in general quite good, except for the most transmissive responses where slight discrepancy may be observed, especially for late times (Figure 7). The transmissivities of the first flowing fractured zone ($T_{upperpart}$) were estimated from the difference between the transmissivities obtained under two water level conditions for the CH3, CH5 and CH10 boreholes (Table 3). The estimated mean transmissivities of the first flowing fractured zone, for these boreholes, were respectively $1.6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $6.3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $3.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Lower

transmissivity values were obtained for deeper flowing fractures (Table 3). The estimated equivalent hydraulic conductivities for the entire dataset are within the range of values obtained in previous studies (Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004) with a geometric mean at EHP of $1.4 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$.

Table 3: Transmissivities and equivalent hydraulic conductivities obtained by slug tests analysis with Bouwer and Rice (1976) methods. To obtain transmissivities, hydraulic conductivities were multiplied by the length of the open saturated boreholes.

Name of borehole	Initial water level (m bgs)	T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	K_{eq} (m s^{-1})	$T_{upperpart}$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
CH1	19.43	2.6×10^{-5}	5.4×10^{-7}	-
CH2	20.3	4.7×10^{-5}	8.8×10^{-7}	-
CH3	11.12	2.7×10^{-4}	8.0×10^{-6}	1.6×10^{-4}
	18.21	1.1×10^{-4}	3.3×10^{-6}	
CH5	18.77	6.5×10^{-6}	1.2×10^{-7}	6.3×10^{-6}
	21.32	1.7×10^{-7}	2.7×10^{-9}	
CH7	17.49	3.0×10^{-5}	6.9×10^{-7}	-
CH8	18.64	2.2×10^{-5}	5.2×10^{-7}	-
CH10	17.38	5.4×10^{-4}	1.0×10^{-5}	3.5×10^{-4}
	19.45	1.9×10^{-4}	3.8×10^{-6}	
CH11	18.19	1.1×10^{-4}	6.6×10^{-6}	-
CH12	18.03	1.9×10^{-4}	5.0×10^{-6}	-
CH13	18.32	7.0×10^{-5}	2.1×10^{-6}	-
CH14	17.71	2.3×10^{-5}	6.0×10^{-7}	-
CH15	16.85	1.3×10^{-4}	3.4×10^{-6}	-
CH16	16.63	1.6×10^{-4}	4.1×10^{-6}	-
	19.22	1.7×10^{-4}	4.5×10^{-6}	-
CH19	21.71	4.1×10^{-5}	1.7×10^{-6}	-
CH20	21.51	4.9×10^{-5}	1.5×10^{-6}	-
Geometric mean:		5.3×10^{-5}	1.4×10^{-6}	7.1×10^{-5}

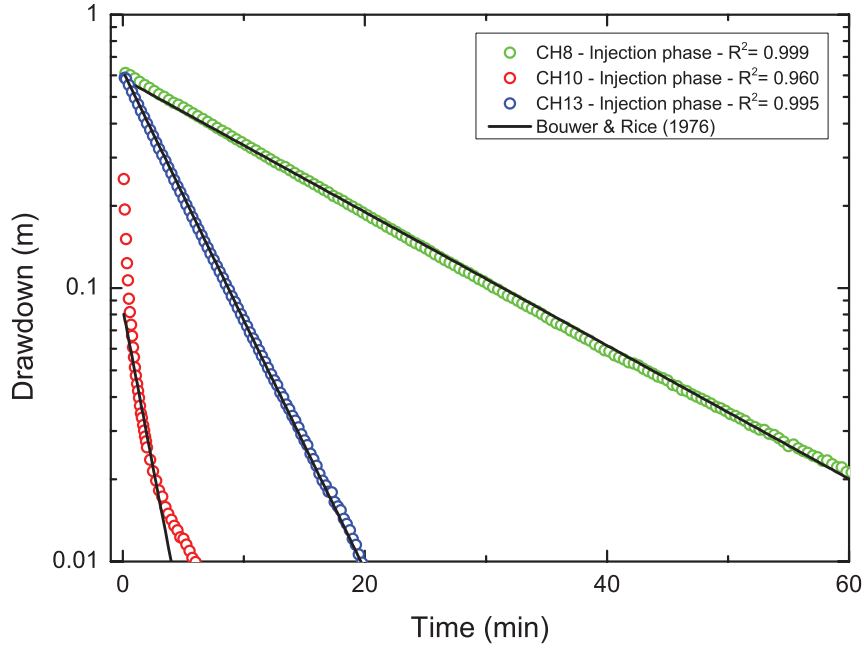


Figure 7: Example of injection phase obtained for slug tests in the CH8, CH10 and CH13 boreholes with interpretation according to the Bouwer and Rice (1976) method.

4.2 Pumping tests at the site scale

The pumping test carried out at CH3, when the water level was relatively high and the saprolite was partially saturated, led to significant hydraulic head variations in all nearby boreholes (Figure 8a). Conversely, the pumping test performed at CH11 (Figure 8b), when the water level was low, did not lead to hydraulic head variation in several boreholes (namely CH5, CH16, CH17, CH19 and CH20). Another pumping test performed in low water level conditions at CH3 cannot be fully compared with the previous tests as most of the boreholes had not been drilled at this time. Nevertheless, neither pumping tests at low water level led to any hydraulic head variations at CH5 whereas a reaction was observed under high water level conditions. Therefore, drawdowns appear to be dependent not only on the distance from the pumping borehole and the discharge rate, but also on the initial water level. This may be due to the dewatering under low water level conditions of better connected open fractures in the upper part of the granite. This suggests a decrease of the hydraulic connectivity with depth. Moreover, since the normalized drawdown was higher when the initial water level was low, this also implies that the transmissivity and/or storage coefficient also decreased with depth. Such observations rely on previous conceptual models of crystalline aquifer systems in semi-arid climate

(Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000), with saprolite contributing to storage whereas the fractured granite contributes to the transmissivity. This implies also that storativity will be quite reduced by the dewatering of the saprolite under low water level conditions.

Figure 9 shows, in a log – log plot, the normalized drawdown and derivative curves obtained for the two pumping tests in CH3 which exhibited contrasting hydrodynamic behavior. Grey dots represent the specific drawdown and derivative obtained when the initial water level was low (19 m bgs), i.e. four meters below the bottom of the saprolite. The derivative analysis of drawdown reveals linear flow from 0 to 1 h, followed by a transitional flow for up to 5 h of the pumping test, similar to spherical flow. After 5 h of pumping, the derivative curve indicates a pseudo-radial flow.

The second pumping test at CH3, when the initial water level was one meter above the bottom of the saprolite (13 m bgs), is represented as blue dots. Only the first part of the pumping test is shown since the first flowing fractured zone was dewatered after two days of pumping. In this case, the hydraulic response corresponded much more to a homogeneous system, as shown by the derivative analysis of drawdown (Figure 9). This shows a linear flow up to 10 h and then a pseudo-radial flow from 10 to 50 h of pumping. Whatever the hydrodynamic behavior, the transmissivity obtained during the pumping test under high water level conditions was higher than that obtained when the water level was initially low. Note that although not shown (for clarity) on figure 9, the normalized drawdown derivative becomes equal to the derivative of the pumping test at low water level once the upper flowing fractured zone has been dewatered.

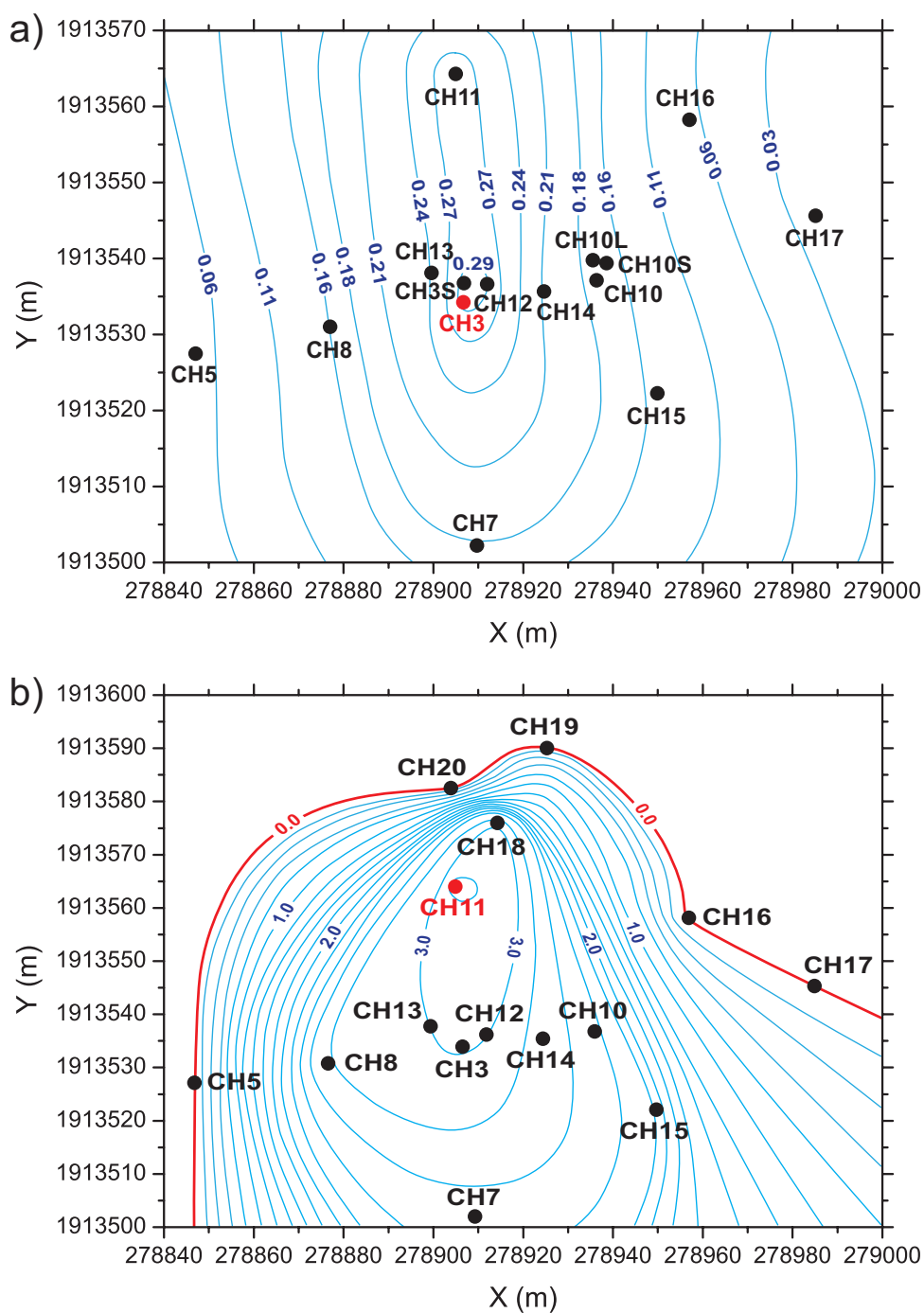


Figure 8: Specific drawdown ($\text{m per m}^3 \text{h}^{-1}$) maps at the EHP, in the UTM projected coordinate system, obtained 1000 min after starting the pumping tests: a) for CH3 pumping test performed at high water level and b) for CH11 pumping test performed at low water level.

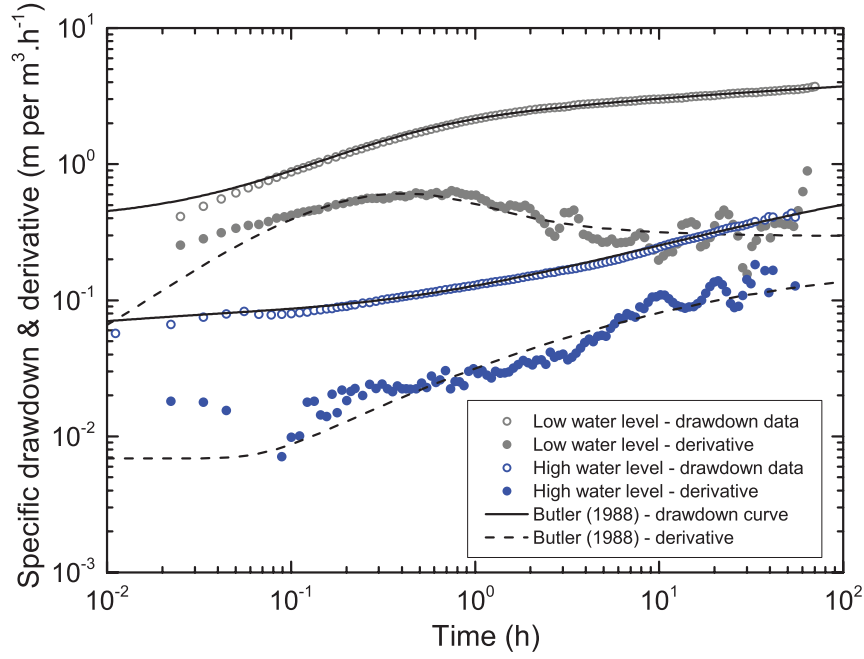


Figure 9: Normalized drawdown and derivative data obtained for CH3 pumping boreholes for the two pumping tests under low and high water level conditions. Butler (1988) model is represented by black line for drawdown curve and black dashed line for derivative curve.

Table 4: Computed parameters with R=12 m for pumping test performed in the CH3 borehole at low water level conditions in July 2010.

Name of borehole	Distance from pumping borehole (m)	s_{max} (m)	T_1 ($m^2 s^{-1}$)	S_1 (-)	T_2 ($m^2 s^{-1}$)	S_2 (-)
CH3	Pumping borehole	5.6	4.9×10^{-4}	3.3×10^{-4}	7.5×10^{-5}	6.3×10^{-6}
CH5	59.87	No reaction	-	-	-	-
CH7	32.09	4.21	4.9×10^{-4}	5.3×10^{-4}	9.4×10^{-5}	2.8×10^{-7}
CH8	29.9	5.12	4.9×10^{-4}	5.7×10^{-4}	7.5×10^{-5}	7.1×10^{-7}
Geometric mean:			4.9×10^{-4}	4.6×10^{-4}	8.1×10^{-5}	1.1×10^{-6}

To complement the analysis, we used the semi-analytical solution by Butler (1988) described in the previous section (Figure 9). The semi-analytical solution of Butler (1988) assumes radial flows, which is a limit of the model, but it could be used efficiently to estimate diffusivity contrast between both the inner and outer domains. This contrast of diffusivities between both domains can reproduce very well the drawdown evolution during pumping tests. This solution was chosen because it also very consistent with the hydraulic compartmentalization observed under low water level conditions (Figure 8b). Tables 4, 5 and 6 show all the computed parameters for fitting drawdown and derivative curves. The transmissivities obtained for the pumping test performed under high water level conditions range between 1.5×10^{-3} and $3.2 \times 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ for the inner domain and $1.3 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ for the outer domain. The transmissivities obtained for both pumping tests performed under low water level conditions range between 3.4×10^{-4} and $4.9 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ for the inner domain and between 4.9×10^{-5} and $9.4 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ for the outer domain. Modeling of the data set for all pumping tests also revealed variability of the storage coefficient values over a few orders of magnitude (Tables 4, 5 and 6). Nevertheless this parameter remained relatively stable for each domain for a specific water level condition. Furthermore the diffusivity values estimated under low water level conditions were greater than under high water level conditions mainly because of a decrease in storativity with depth.

The radius of the inner domain was fixed at 45 m for the pumping test at high water level (Figure 8b). The time for drawdown to reach the limit of the circular inner domain was about 3.7 min. For the pumping tests at low water level, it was necessary to fix the radius of the inner domain at 12 m to reproduce the data. Despite some uncertainty, this indicates that the extensions of the transmissive zones at depth are certainly much more limited.

All the results show that the bottom of the saprolite and the first fractured zone in the upper part of the granite are spatially well-connected and characterized by high transmissivity. At greater depths, the transmissivity and storage coefficients are lower. Moreover, the groundwater system is apparently more limited when the water level is below the upper part of the granite, resulting in a compartmented aquifer dependent on the water level conditions. For example, the boreholes CH4, CH6 and CH9 in the western part of EHP are highly influenced by farmers pumping whereas the other boreholes are not. In the following section, we provide a summary of our results and a comprehensive aquifer conceptual model at the site scale.

Table 5: Computed parameters with R=45 m for pumping test performed in the CH3 borehole at high water level conditions in March 2011.

Name of borehole	Distance from pumping borehole (m)	s_{max} (m)	T_1 (m ² s ⁻¹)	S_1 (-)	T_2 (m ² s ⁻¹)	S_2 (-)
CH1	275.8	No reaction	-	-	-	-
CH3	Pumping borehole	4.67	3.2×10^{-3}	1.4×10^{-3}	1.3×10^{-4}	6.3×10^{-3}
CH3-L	2.53	0.91	2.7×10^{-3}	5.6×10^{-3}	1.3×10^{-4}	5.6×10^{-3}
CH3-S	2.57	2.6	2.0×10^{-3}	1.1×10^{-3}	1.3×10^{-4}	5.0×10^{-3}
CH5	59.87	0.83	3.2×10^{-3}	1.4×10^{-3}	1.3×10^{-4}	4.5×10^{-2}
CH7	32.09	2.6	3.2×10^{-3}	1.0×10^{-2}	1.3×10^{-4}	3.2×10^{-3}
CH8	29.9	1.8	3.2×10^{-3}	2.5×10^{-3}	1.3×10^{-4}	1.4×10^{-2}
CH10	29.61	2.49	3.2×10^{-3}	6.9×10^{-4}	1.3×10^{-4}	1.3×10^{-2}
CH10-L	29.32	2.43	3.2×10^{-3}	3.0×10^{-3}	1.3×10^{-4}	1.0×10^{-2}
CH10-S	31.77	2.46	3.2×10^{-3}	7.2×10^{-4}	1.3×10^{-4}	1.3×10^{-2}
CH11	30.21	3.91	3.2×10^{-4}	4.1×10^{-5}	1.3×10^{-4}	6.3×10^{-3}
CH12	5.87	2.57	1.5×10^{-3}	4.1×10^{-5}	1.3×10^{-4}	5.6×10^{-3}
CH13	7.93	2.07	3.2×10^{-3}	3.1×10^{-4}	1.3×10^{-4}	7.1×10^{-3}
CH14	17.89	2.45	2.7×10^{-3}	3.6×10^{-3}	1.3×10^{-4}	5.0×10^{-3}
CH15	44.68	2.27	3.2×10^{-3}	7.4×10^{-4}	1.3×10^{-4}	1.4×10^{-2}
CH16	55.81	1.05	2.7×10^{-3}	1.3×10^{-4}	1.3×10^{-4}	2.2×10^{-2}
CH17	79.16	0.47	3.2×10^{-3}	7.4×10^{-4}	1.3×10^{-4}	2.8×10^{-2}
Geometric mean:			2.5×10^{-3}	8.4×10^{-4}	1.3×10^{-4}	9.7×10^{-3}

Table 6: Computed parameters with R=12 m for pumping test performed in the CH11 borehole at low water level conditions in January 2013.

Name of borehole	Distance from pumping borehole (m)	s_{max} (m)	T_1 (m ² s ⁻¹)	S_1 (-)	T_2 (m ² s ⁻¹)	S_2 (-)
CH3	30.21	2.14	3.4×10^{-4}	5.7×10^{-4}	4.9×10^{-5}	8.9×10^{-6}
CH5	68.64	No reaction	-	-	-	-
CH7	62.29	1.86	3.4×10^{-4}	5.7×10^{-4}	4.9×10^{-5}	7.1×10^{-6}
CH8	43.68	2.06	3.4×10^{-4}	8.2×10^{-4}	4.9×10^{-5}	7.1×10^{-6}
CH10	41.33	1.88	3.4×10^{-4}	6.2×10^{-4}	4.9×10^{-5}	1.4×10^{-5}
CH11	Pumping borehole	2.28	3.4×10^{-4}	1.3×10^{-3}	4.9×10^{-5}	1.3×10^{-4}
CH12	28.71	2.14	3.4×10^{-4}	6.8×10^{-4}	4.9×10^{-5}	8.9×10^{-6}
CH13	26.81	2.12	3.4×10^{-4}	5.7×10^{-4}	4.9×10^{-5}	1.3×10^{-5}
CH14	34.62	1.94	3.4×10^{-4}	9.0×10^{-4}	4.9×10^{-5}	1.4×10^{-5}
CH15	61.36	1.68	3.4×10^{-4}	3.3×10^{-4}	4.9×10^{-5}	1.6×10^{-5}
CH16	52.23	No reaction	-	-	-	-
CH17	82.1	No reaction	-	-	-	-
CH18	15.13	2.1	3.4×10^{-4}	5.7×10^{-4}	4.9×10^{-5}	3.5×10^{-5}
CH19	33.03	No reaction	-	-	-	-
CH20	17.91	No reaction	-	-	-	-
Geometric mean:			3.4×10^{-4}	6.5×10^{-4}	4.9×10^{-5}	1.5×10^{-5}

4.3 Results synthesis

The temperature loggings and borehole camera images show that the main flowing fractured zones are located just below the saprolite thus indicating hydraulic continuity in the lower saprolite and upper fractured zone. During high water level conditions, all boreholes were impacted by the pumping test in the CH3 borehole. Conversely, under low water level conditions, a certain number of boreholes were not impacted by the pumping tests performed in CH3 and CH11 thus indicating a segmentation of the aquifer and spatial discontinuity of deeper fractured zones. Figure 10 shows a map of the site with the different boreholes and the temperature logs for the different compartments under low water level conditions. Four different compartments, which are not hydraulically connected, can be defined from previous hydraulic tests. The limits between the different compartments are not always clearly defined, as is the case between compartments 2 and 4. However, under low water level conditions, the different compartments are disconnected from each other. Note that the changes in temperature with depth are also consistent within each compartment (Figure 10).

All this information is summarized in figure 11 as a detailed hydrogeological conceptual model at the site scale. This shows that the first flowing fractured zone, located in the upper part of the granite, is laterally well-connected throughout the site. This fractured zone is also well-connected with the bottom of the saprolite (Boisson et al., in preparation). Thus, under high water level conditions, all the boreholes are connected through the fracture network located in the upper part of the granite, in the few first meters below the saprolite. During low water level conditions, the boreholes remain connected if they intersect common deeper flowing fractures. Interestingly, the main flowing fractures within each compartment are located at approximately the same level. The limited extension of deeper flowing fractures results in hydraulic compartmentalization of the aquifer.

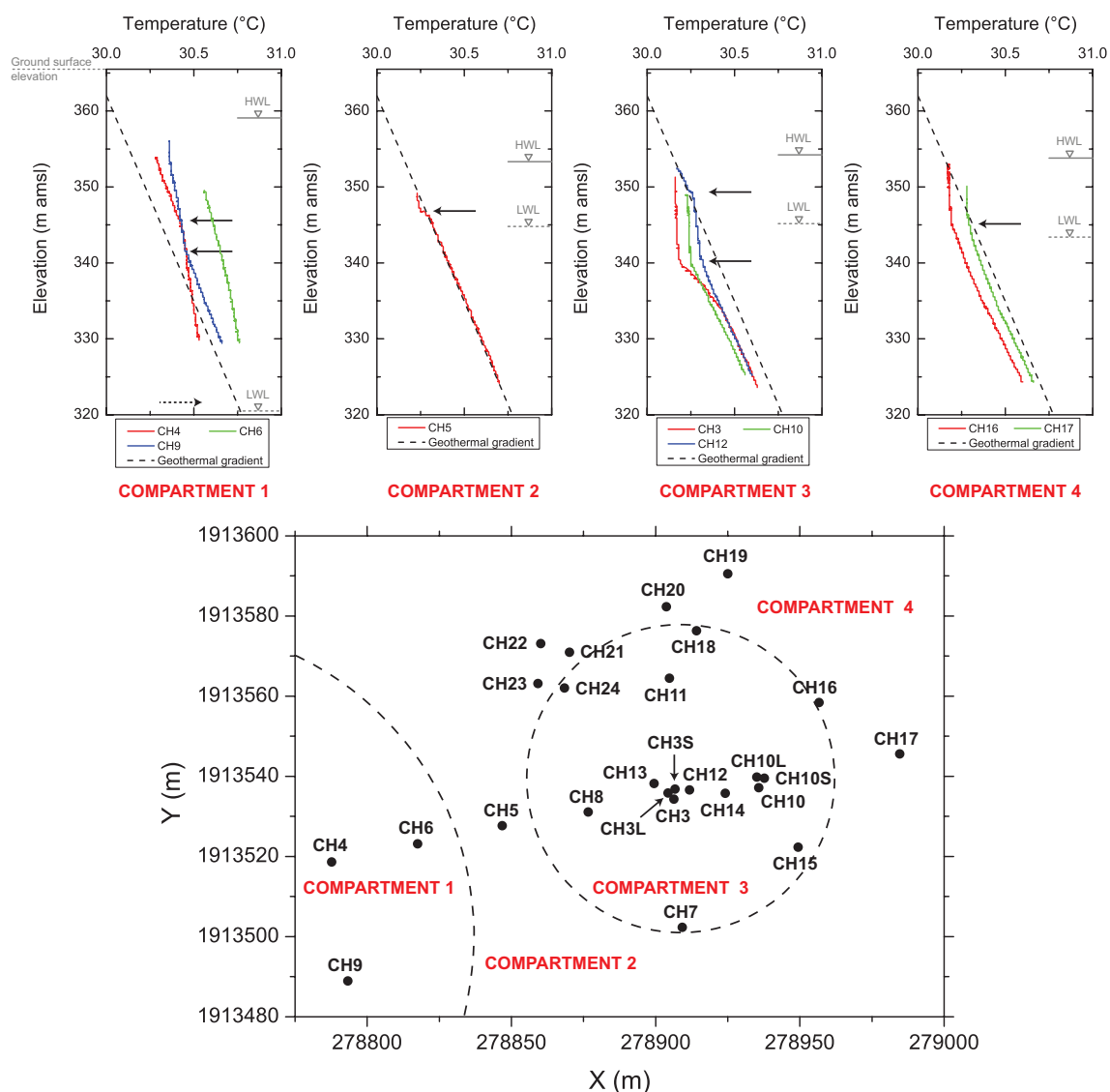


Figure 10: Hydraulic compartmentalization of the aquifer under low water level conditions (LWL) related to the location of deeper flowing fractures in the EHP thanks to temperature logging carried out under high water level conditions (HWL). Map is in the UTM projected coordinate system.

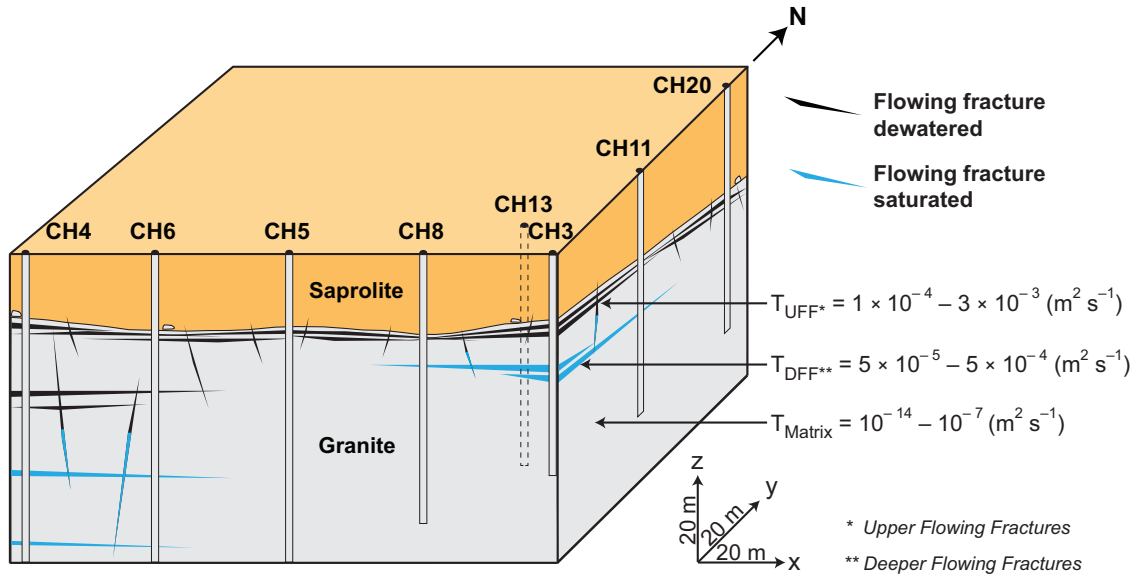


Figure 11: Hydrogeological conceptual model of the EHP under low water level conditions, where only the deeper flowing fractures are saturated. Upper flowing fractures are figured in dewatered conditions. The range of transmissivities is also provided for upper and deeper flowing fractures.

The estimated transmissivity of the main upper fractured zone varies from 1×10^{-4} to $3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ whereas the transmissivity of the deeper fractured zones is lower, with values ranging from 5×10^{-5} to $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The storage coefficient of the aquifer is also variable with higher values under high water level conditions (Table 4, 5 and 6). Although some values were certainly over-estimated or under-estimated due to the frequent difficulty of estimating the storage coefficient, especially in heterogeneous media (Meier et al., 1998), the saprolite should ensure storage while the fractures ensure the transmissive role of the aquifer (Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000). This indicates that the low water level below the saprolite represents critical conditions for the exploitation of groundwater resources.

5 Discussion

In the previous sections, we showed that the main transmissive and connected zone consists of a fractured zone a few meters thick, located below the saprolite on top of the fractured granite. Some permeable fractures may also be encountered at greater depths, up to 60 m, but with generally lower transmissivity and limited extension and continuity. In consequence, the geometry of this upper fractured zone will partly control the hydrology of the watershed. In particular, this explains why groundwater may flow over the entire watershed when the water level is sufficiently high whereas it may be restricted to a few compartments when the water level is below this permeable structure. Thus, groundwater flow is highly dependent on the depth of this interface in the watershed, which is highly variable.

Some outcrops of fresh or poorly fractured granite are present in many places within the watershed, clearly showing that this fractured zone is not present throughout the watershed. Figure 12 provides a schematic diagram of the potential geometry of this fractured zone in such a context, where its interruption can be due to the presence of inselbergs or very poorly fractured granite outcrops within the watershed. The hydrologic conditions are represented for two different states: under high water level conditions (Figure 12a) and under low water level conditions (Figure 12b). The permeable saturated reservoirs are also represented although their extension and complexity remains uncertain. In this model, the well-connected transmissive zone is constituted by the interface between saprolite and granite and by the first few flowing fractures observed in the upper part of the granite. The fracture network is certainly more complex in reality but, in this conceptual model, we simplify fracture geometry to the main flowing fracture zones. The well-connected transmissive zone mainly drives the groundwater flows under high water level conditions despite the presence of some inselbergs (Figure 12a). During low water level conditions, the groundwater flows are mostly restricted to compartments and the aquifer is partially disconnected at the watershed scale (Figure 12b). Depending on the water level, the groundwater flow shifts from a watershed flow system to local almost independent flow systems.

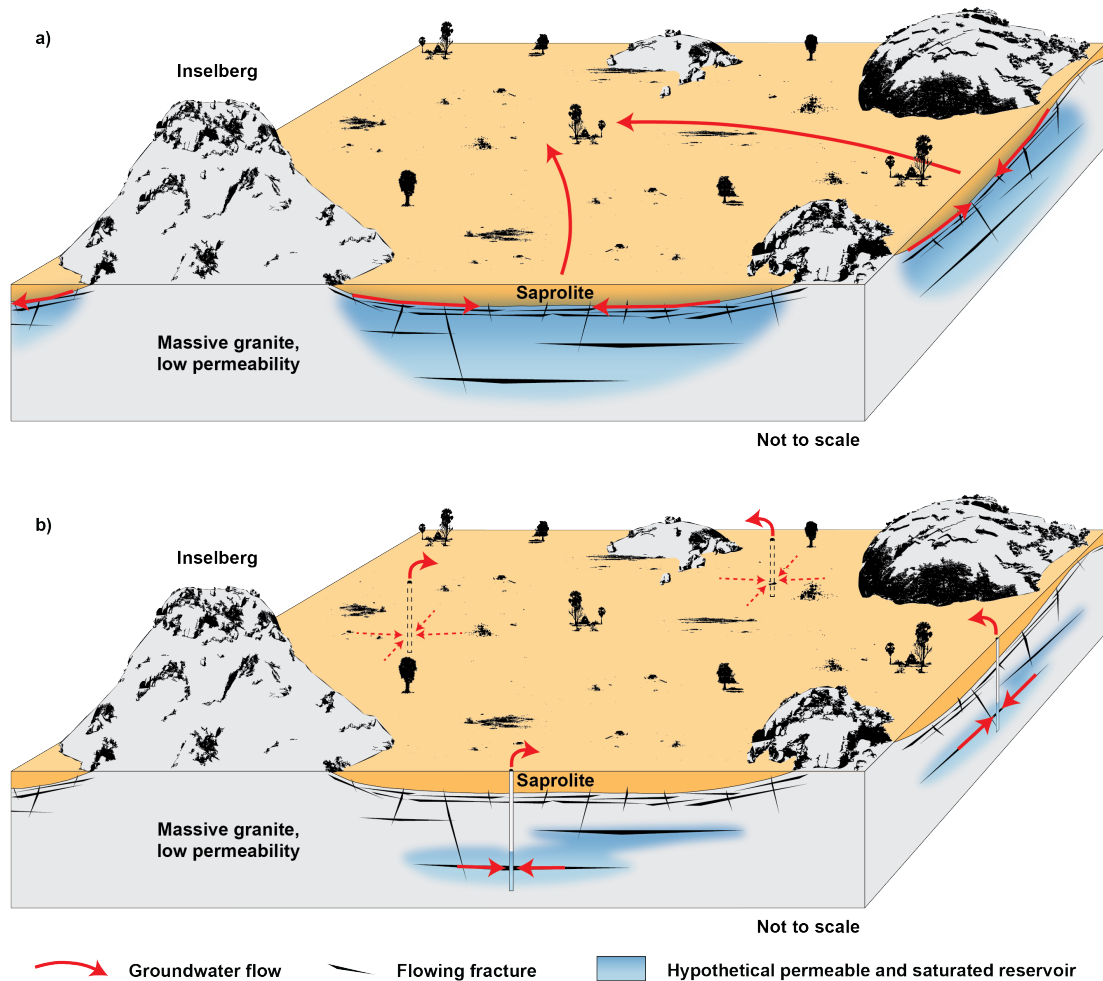


Figure 12: Conceptual groundwater flow model at the watershed-scale as a function of water level conditions: a) under high water level conditions b) under low water level conditions.

Other studies performed in the same region focused on the compartmentalization of the watershed due to geological structures such as a dyke (Perrin et al., 2011a) or quartz reef (Dewandel et al., 2011). We show here that the hydraulic compartmentalization in such media can also be linked to the limited extension of the deeper flowing fractures. Based on the borehole data and piezometric maps in Figure 5, the estimated length of the deeper flowing fractured zone is typically around one hundred meters in the main part of the site (i.e. compartment 3, Figure 10). Our estimation of the size of the compartments is consistent with reports showing that fracture length may attain more than hundred meters in such media (Hencher et al., 2011). To provide an order-of-magnitude of the characteristic length of these compartments, Figure 13 shows the variograms for the two piezometric maps obtained under high water level conditions (2011) and low water level conditions (2013) by applying the GDM tool (BRGM software, GDM (2001)). Such variograms are classically used in

geostatistics to analyse the spatial structuration of a given variable. In particular, it can be used to estimate the characteristic distance ("range") between the variable measurement locations over which the variable is not spatially correlated. The variogram under low water level conditions shows an estimated characteristic length of 345 m (range on spherical model – Figure 13) whereas no characteristic length could be estimated under high water level conditions, because of the topographic control of the piezometric map at the watershed-scale. Interestingly, a similar length (500 m) was found by Dewandel et al. (2012) during upscaling of hydraulic properties in analogous fractured granite in Andhra Pradesh and by Perrin et al. (2011a) based on hydrochemical signatures of aquifer compartments (400 – 500 m).

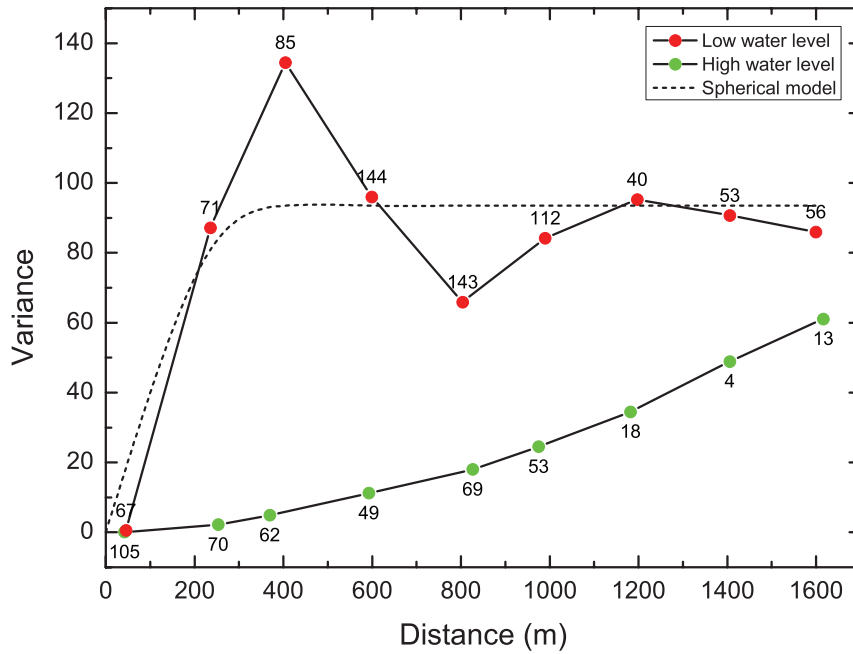


Figure 13: Variograms obtained for both piezometric maps at watershed scale under high water level conditions (2011) and under low water level conditions (2013) with spherical model.

Identification of the upper well-connected fractured zone as the main hydrogeological structure in the watershed is consistent with other studies carried out in similar weathered and fractured media. Most authors agree about the existence of a more permeable zone at the interface between the saprolite and the granite and in the upper part of the fractured granite (Acworth, 1987; Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Howard et al., 1992; Jones, 1985; Larsson, 1984; Wyns et al., 2004). The depth of this zone or interface is expected to vary from place to place due to the variations of weathering intensity or hardness of granite. This observation is also consistent with the geophysical imaging carried out by Braun et al. (2009) at the Mule Hole site on the Karnataka plateau which revealed the variable depth of the saprolite. Despite some possible variations in the thickness of the saprolite or depth of the main permeable zone, this groundwater conceptual model is expected to be also representative of other regions of India as at Maheshwaram (Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004) or in other areas also affected by sub-surface weathering and fracturing processes. Of course, the sensitivity to water level conditions will depend on both climate and anthropogenic pressure.

This hydrogeological conceptual model, which highlights the compartmentalization of the aquifer, should be taken into account in future groundwater and transport modeling of such media. The respective roles of the different fractured zones on groundwater flows will require an appropriate approach to take into account the specific heterogeneities (Hsieh, 1998; Sanchez-Vila et al., 1996). This is especially true for the prediction of contaminant transport where the connectivity of fractures will clearly affect time transfer and chemical processes including water rock-interaction. This hydrogeological model also implies a compartmentalization of residence times and groundwater ages (Ayraud et al., 2008). On the one hand, relatively short residence times should be expected due to low storage (Dewandel et al., 2012). But, on the other hand, much higher residence times should be expected in the deeper part of each compartment, in particular in deeper permeable fractures in which the hydraulic connections are poor. The water level conditions may also have major impacts on groundwater chemistry, especially when the watershed becomes somehow endorheic under low water level conditions. These changes in watershed hydrology may partly explain certain enrichments in anthropogenic or geogenic pollutants, such as fluoride, which have dramatically increased since the last ten years in Southern India (Perrin et al., 2011b; Pettenati et al., 2013).

More generally, this case study highlights the vulnerability of such groundwater resources to anthropogenic impacts and climate variability. In the present case, the critical situations encountered under low water level conditions led many farmers in the area to reduce watering and their irrigated rice cropping area. It also led to some agricultural changes with the development of crop lentils or cotton rather than rice. The boreholes of some farmers became dry due to the decline of water levels. This shows the need for groundwater management and protection in this area, in particular, in a country where demographic pressure is still increasing significantly and where groundwater resources are, in most Indian places, the main available water resource. The hydrogeological conceptual model proposed here illustrates how groundwater resources depend on the hydraulic connectivity of fractures which controls groundwater flows at local and watershed scales. Such a conceptual groundwater flow model may be of great help to better locate boreholes of higher productivity although productivity depends on fracture hydraulic properties which are highly variable in the sub-surface. It may allow also to define a critical depth for water level below which groundwater supply will depend only on local and limited resources. In addition, the knowledge of water levels combined with saprolite's depth at the watershed or regional scale, may allow to better analyze the possible inter-connection within or between watersheds for improving management and protection of groundwater resources. This will be certainly the topics of future studies.

6 Conclusions

This study of a shallow fractured crystalline aquifer shows a discontinuous hydrogeological system, which is revealed by low water level conditions. By focussing on fracture network connectivity, we were able to highlight the compartmentalization of the system. First, we showed that the permeable zone including the bottom of the saprolite and the upper part of the granite is laterally well-connected. At the watershed scale, groundwater flows mainly through this permeable zone. Then, we demonstrated that the hydraulic connectivity of fractures strongly decreases with depth and the limited extension of the deeper flowing fractures leads to a lateral compartmentalization of the aquifer when the groundwater level decreases. Depending on the water level conditions, the aquifer shifts from a watershed flow system to independent local flow systems.

This understanding of groundwater flows in such a context is of prime importance for sustainable aquifer management, in particular, in a country where demographic pressure is still increasing significantly and where groundwater constitutes the main available water resource. Such changes in groundwater flows illustrate the vulnerability rural communities in the area regarding the perennial access to groundwater resource for drinking water and irrigation purposes. This also illustrates the impacts of anthropogenic pressure and climate variability on groundwater resources availability. This hydrogeological compartmentalization, without any flow at the watershed scale under low water level conditions, has surely a significant impact on groundwater chemistry and contaminant transport which deserves specific investigations. Further work is needed to analyse in more details the link between hydrology and hydrochemistry at the watershed scale under these particular conditions. Of particular interest will be groundwater dating which should also reveal compartmentalization within the watershed as a function of depth. It will also be of interest to use geophysical imagery to investigate the specific morphology of the compartments at depth, in greater detail and in different areas.

Acknowledgements

This study has been carried out at the Indo-French Centre for Groundwater Research (BRGM-NGRI). This work has mainly benefited from CARNOT Institute BRGM funding. The Choutuppal Experimental Hydrogeological Park has also benefited from INSU support within the H+ observatory. The authors are very grateful to Mohammed Wajiduddin, David Villesseche, Irshad Hussain, Yata Muthyalu and Yata Ramesh for the field work and to Bernard Bourguin for geostatistical analysis. The authors also thank very much two anonymous reviewers and the associate editor for their very constructive and fruitful comments that greatly enhance the quality of the manuscript.

References

- Acworth, R. I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 20, 265–272.
- Akkiraju, V. V., Roy, S., 2011. Geothermal climate change observatory in south India 1: Borehole temperatures and inferred surface temperature histories. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 36, 1419–1427.
- Anand, R. R., Paine, M., 2002. Regolith Geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 49:1, 3–162.
- Ayoob, S., Gupta, A. K., 2006. Fluoride in drinking water: A review on the status and stress effects. *Critical Reviews In Environmental Science And Technology* 36, 433–487.
- Ayraud, V., Aquilina, L., Labasque, T., Pauwels, H., Molenat, J., Pierson-Wickmann, A.-C., Durand, V., Bour, O., Tarits, C., Le Corre, P., Fourre, E., Merot, P., Davy, P., 2008. Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Applied Geochemistry* 23, 2686–2707.
- Bahat, D., Grossenbacher, K., Karasaki, K., 1999. Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *Journal of Structural Geology* 21, 85–96.
- Banks, E. W., Simmons, C. T., Love, A. J., Cranswick, R., Werner, A. D., Bestland, E. A., Wood, M., Wilson, T., 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeology Journal* 17, 1969–1989.
- Barker, J., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* 24, 1796–1804.
- Boisson, A., Guihéneuf, N., Perrin, J., Bour, O., Dewandel, B., Dausse, A., Viossanges, M., Ahmed, M., Maréchal, J.-C., in preparation. Estimation of the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured crystalline rock aquifers by complementary methods.
- Bour, O., Davy, P., 1998. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research* 34, 2611–2622.
- Bourdet, D., Whittle, T. M., Douglas, A. A., Pirard, Y. M., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–101.
- Bouwer, H., Rice, R. C., 1976. Slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research* 12, 423–428.
- Braun, J.-J., Descloitres, M., Riotte, J., Fleury, S., Barbiero, L., Boeglin, J.-L., Violette, A., Lacarce, E., Ruiz, L., Sekhar, M., Kumar, M. S. M., Subramanian, S., Dupre, B., 2009. Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 73, 935–961.

- Briz-Kishore, B. H., 1993. Assessment of yield characteristics of granitic aquifers in South India. *Groundwater* 31, 921–928.
- Butler, J., 1988. Pumping tests in nonuniform aquifers - The radially symmetric case. *Journal of Hydrology* 101, 15–30.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *Journal of Hydrology* 400, 377–386.
- Chilton, P., Foster, S., 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal* 3, 36–49.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaire, F. D., Some, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater* 48, 269–283.
- Dale, T., 1923. *The Commercial Granites of New England*. United States Geological Survey, Bulletin 738. U.S. Government Printing Office.
- Day-Lewis, F. D., Hsieh, P. A., Gorelick, S. M., 2000. Identifying fracture-zone geometry using simulated annealing and hydraulic-connection data. *Water Resources Research* 36, 1707–1721.
- de Dreuzay, J., 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.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., 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., Lachassagne, P., Zaidi, F. K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology* 405, 474–487.
- Dewandel, B., Maréchal, J. C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., 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.
- Dewandel, B., Perrin, J., Ahmed, S., Aulong, S., Hrkál, Z., Lachassagne, P., Samad, M., Massuel, S., 2010. Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions: application to a rural watershed in South India. *Hydrological Processes* 24, 2784–2797.
- Drury, M., 1984. Borehole temperature logging for the detection of water-flow. *Geoexploration* 22, 231–243.
- Foster, S., 1984. African groundwater development - The challenges for hydrogeological science. *IAHS Publication* 144, 3–12.
- GDM, 2001. Geological information - modeling and display. Technical features of version 7.0.
URL <http://gdm.brgm.fr>

- Gringarten, A. C., 2008. From straight lines to deconvolution: The evolution of the state of the art in well test analysis. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering* 11, 41–62.
- G.S.I., 1999. Resources map of Nalgonda district, Andhra Pradesh. Geological and Minerals. Geological Survey of India.
- G.S.I., 2005. Geological and Mineral map of Andhra Pradesh. Geological Survey of India.
- Gustafson, G., Krásný, J., 1994. Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology* 2, 64–75.
- Hencher, S. R., Lee, S. G., Carter, T. G., Richards, L. R., 2011. Sheeting joints: Characterisation, shear strength and engineering. *Rock Mechanics And Rock Engineering* 44, 1–22.
- Houston, J., Lewis, R., 1988. The Victoria-Province drought relief project, II Borehole yield relationships. *Groundwater* 26, 418–426.
- Howard, K. W. F., Hughes, M., Charlesworth, D. L., Ngobi, G., 1992. Hydrogeologic evaluation of fracture permeability in crystalline basement aquifers of Uganda. *Applied Hydrogeology* 1, 55–65.
- Hsieh, P. A., 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geologic media. in *Scale dependence and scale invariance in hydrology*, 353–335.
- Jahns, R., 1943. Sheet structure in granites its origin and use as a measure of glacial erosion in New England. *Journal of Geology* 51, 71–98.
- Jones, M., 1985. The weathered zone aquifers of the basement-complex areas of Africa. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 18, 35–46.
- Keys, W., 1990. Borehole geophysics applied to ground-water investigations. In: USGS (Ed.), *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey Book 2*, 150.
- Klepikova, M., Le Borgne, T., Bour, O., Davy, P., 2011. A methodology for using borehole temperature-depth profiles under ambient, single and cross-borehole pumping conditions to estimate fracture hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 407, 145–152.
- Larsson, I., 1984. Ground water in hard rocks: project 8.6 of the International Hydrological Programme. Vol. 33 of *Studies and reports in hydrology*. UNESCO publication.
- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzay, J., Davy, P., Touchard, F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research* 40, 1–12.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., Caudal, J. P., 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, 347–359.
- Maréchal, J., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., Touchard, F., 2003. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 451–460.
- Maréchal, J.-C., 2010. Editor's message: the sunk cost fallacy of deep drilling. *Hydrogeology Journal* 18, 287–289.

- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F. K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329, 281–293.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., 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, W11508.
- Meier, P., Carrera, J., Sanchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. *Water Resources Research* 34, 1011–1025.
- National Research Council, 1996. *Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications*. The National Academies Press, Washington, D.C., p. 551.
- Paillet, F. L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research* 34, 997–1010.
- Perrin, J., Ahmed, S., Hunkeler, D., 2011a. The effects of geological heterogeneities and piezometric fluctuations on groundwater flow and chemistry in a hard-rock aquifer, southern India. *Hydrogeology Journal* 19, 1189–1201.
- Perrin, J., Mascré, C., Pauwels, H., Ahmed, S., 2011b. Solute recycling: An emerging threat to groundwater quality in southern India? *Journal of Hydrology* 398, 144–154.
- Pettenati, M., Perrin, J., Pauwels, H., Ahmed, S., 2013. Simulating fluoride evolution in groundwater using a reactive multicomponent transient transport model: Application to a crystalline aquifer of Southern India. *Applied Geochemistry* 29, 102–116.
- Pira, K., 2009. Characterization of the Experimental Hydrogeological Park (Choutuppall, India). Master thesis, University of Montpellier 2, France (in French).
- Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B. S., Reddy, A. G. S., 2009. Understanding hydrological processes in a highly stressed granitic aquifer in southern India. *Hydrological Processes* 23, 1282–1294.
- Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* 17, 589–600.
- Sanchez-Vila, X., Carrera, J., Girardi, J., 1996. Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology* 183, 1–22.
- Shah, T., Roy, A., Qureshi, A., Wang, J., 2003. Sustaining Asia's groundwater boom: An overview of issues and evidence. *Natural Resources Forum* 27, 130–141.
- Shapiro, A., Hsieh, P., 1998. How good are estimates of transmissivity from slug tests in fractured rock? *Groundwater* 36, 37–48.
- Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal* 8, 279–294.
- Twidale, C. R., 1973. On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics* 5, 163–187.
- Vidal Romaní, J., Twidale, C., 1999. Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. *Geomorphology* 31, 13–27.

- Wright, E. P., 1992 . The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. In: Wright, E.P., Burgess, W. (Eds.), Hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa 66, 1–27.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bulletin de la Société Géologique de France 175, 21–34.

3.3 Article : Estimation of the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured crystalline rock aquifers by complementary methods (Boisson et al., soumis)

Estimation of the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline rock aquifers: insights from a detailed study on an instrumented site*

A. Boisson^a, N. Guihéneuf^{a,b}, J. Perrin^a, O. Bour^b, B. Dewandel^c, A. Dausse^a, M. Viossanges^a, S. Ahmed^d and J.C. Maréchal^c

^aBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

^bOSUR, Géosciences Rennes, UMR6118 CNRS – Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

^cBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^dNational Geophysical Research Institute, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

Article submitted in Hydrogeology Journal

*La numérotation des sections, des figures et des tableaux est relative à l'article.

Abstract

Due to extensive irrigation, most crystalline aquifers of south India are overexploited. Structure of those aquifers is known and consist from top to bottom of a weathered saprolite followed by a fractured zone whose fracture density decrease with depth. However to achieve sustainable management, the evolution of hydrodynamic parameters (transmissivity and storage coefficient) by depth in this specific context should be quantified which is the aim of this study. Numerous investigations (falling head permeameter tests, injection tests, flowmeter profile, single-packer tests and pumping tests) were carried out in the unsaturated saprolite and saturated fractured granite. Results show that the saprolite, is poorly transmissive ($T_{fs} = 3 \times 10^{-7}$ to $8.5 \times 10^{-8} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and that the most conductive part of the aquifer corresponds to the bottom of the saprolite and the upper part of the fractured rock ($T = 1.0 \times 10^{-3}$ to $7.0 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$). The transmissivity along the profile is mostly controlled by two distinct conductive zones without apparent vertical hydraulic connection. The transmissivity and storage coefficient decrease with depth depending on the saturation of the main fracture zones and boreholes are not exploitable after a certain depth (27.5 m on the investigated section). The numerous investigations performed and their complementarity allows a complete quantification with depth of the hydrodynamic parameters along the weathering profile presented in a conceptual model. Four years long hydrograph observations which complete these investigations are shown to be relevant as a first order characterization of the media and diffusivity evolution with depth. The evolution of these hydrodynamic parameters along the profile has a great impact on groundwater prospecting, exploitation and transport properties in such crystalline rock aquifers.

Keywords: crystalline aquifer; India; transmissivity; connectivity; hydraulic tests

1 Introduction

Crystalline aquifers hydrodynamics are studied worldwide, as in Africa (Chilton and Foster, 1995; Courtois et al., 2010), Europe (Jiménez-Martínez et al., 2013; Le Borgne et al., 2006; Roques et al., 2014; Stober and Bucher, 2007; Wyns et al., 2004), America (Boutt et al., 2010; DesRoches et al., 2014; Paillet, 1998), Australia (Banks et al., 2009) or in India (Dewandel et al., 2006; Maréchal, 2010; Perrin et al., 2011a; Sukhija et al., 2006). Despite some exceptions (Jiménez-Martínez et al., 2013; Stober and Bucher, 2007) these aquifers have usually modest productivity rates (Chilton and Foster, 1995; Courtois et al., 2010; MacDonald et al., 2012). However, many countries in arid and semi-arid areas rely on them for irrigation and domestic uses as they are widespread. In India 60% of irrigation water comes from groundwater (Shah et al., 2003) with 26–28 million abstraction structures (Mukherji and Shah, 2005). This extensive use has already lead to significant water table depletion resulting from an unbalanced groundwater budget (Maréchal et al., 2006; Reddy et al., 2009) in a country where the water demand is expected to increase (Kumar et al., 2005). These aquifers are therefore of prime importance for supporting economic activities and livelihoods in rural communities (Aulong et al., 2012) where, as shown by Fishman et al. (2011), agricultural production is directly related to groundwater availability. A good understanding of these aquifer properties is crucial to develop management tools such as decision support tool (Dewandel et al., 2010), predictive modeling (Ferrant et al., 2014), and to control water quality in zones affected by important irrigation return flow (Perrin et al., 2011b; Pettenati et al., 2013).

Crystalline rock aquifers are mainly composed of metamorphic and magmatic rocks of precambrian or Archean ages and present in a tropical environment a typical weathering profile with variable hydraulic conductivity and porosity (Acworth, 1987; Dewandel et al., 2006; Gustafson and Krásný, 1994). Based on geological and hydrodynamic properties, the weathering profile is usually constituted from top to bottom by saprolite, fractured rock and fresh or un-fractured rock (Banks et al., 2009; Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004; Taylor and Howard, 2000; Wyns et al., 2004). Previous hydrogeological studies focusing on weathered crystalline aquifers have shown that groundwater flows predominantly in tens of meters of a thick higher-permeability zone ("active" zone) that overlies a deeper lower-permeability zone ("inactive" zone) hosting little flow (Mayo et al., 2003). Within this heterogeneous media, most of the flow is localized in fractures,

the hydraulic conductivity being dependent on the connectivity between the fractures (Guihéneuf et al., 2014).

Studies based on numerous boreholes, at the watershed scale (Dewandel et al., 2006; Drew et al., 2001; Maréchal et al., 2004) show that the conductive fracture frequency in the fractured zone and the well productivity decrease with depth. A recent study by Guihéneuf et al. (2014), also shows that the horizontal connectivity decreases with depth: where water levels are high (e.g. in the saprolite) a regional flow can be observed while in where water levels are low (e.g bottom of the fractured zone) the flow is controlled by the limited fracture connectivity with brutal disconnection of the boreholes which may lead to the compartmentalization of the aquifer. It is also noted in that study that various pumping tests showed that the overall transmissivity is significantly lower when the water levels are lower (transmissivity decreases by a factor of two for a decrease of water level of only 6 m) and that the flowing zone is often controlled by a very limited number of conductive fractures (one or two per borehole).

Given the implications of these observations, more detailed studies are needed to understand the vertical evolution of hydraulic properties in weathered and fractured crystalline rock aquifers. In particular, few investigations have been carried out on the unsaturated saprolite, and flow behavior remains difficult to predict due to limited data sets. Despite being often unsaturated the saprolite may be saturated at some locations or after strong monsoon events. In this case the saprolite is considered as an important storage reservoir. As well the saprolite hydrodynamic properties are of importance to properly estimate recharge processes. Secondly, most of the hydrogeological studies rely on averaging hydraulic data from numerous boreholes and to date limited characterization has been done at the local scale to investigate precisely how hydraulic properties vary by depth in weathered crystalline rocks aquifers in south Indian context. Description of how storage coefficient evolves by depth using direct local measurement is not yet available. Finally, while most studies concentrate on the more productive contact between saprolite and fractured zone, few data are available to describe fracture properties at greater depths although due to the spread of overexploitation the remaining accessible water lies in the deepest part of the boreholes.

The present study set out to address these needed points by a complete quantification of the hydrodynamic parameters along a vertical profile. In this study, detailed investigations are presented on (1) transmissivity and storage coefficient

evolution by depth, (2) hydrodynamic properties of the saprolite, and (3) detailed characterization of the interface between saprolite and fractured granite. The hydraulic parameters' vertical evolution is estimated for the full weathering profile, including the unsaturated saprolite. Quantification is obtained using complementary approaches, which include falling head borehole permeameter tests, packer tests, flowmeter hydraulic tests, temperature loggings, pumping tests and recession curve. Those hydraulic investigations are performed at a research site located in the Archean granite of India and consisting of a set of boreholes dedicated to hydrogeological experiments.

2 Study area

The Experimental Hydrogeological Park (EHP) is situated near Choutuppall village in Andhra Pradesh state, 60 km south-east of Hyderabad (Latitude : 17°17'47"N; Longitude : 78°55'12"E) (Figure 1). The EHP sits above Archean granite which represents about 66% of Andhra Pradesh state. The granitic formation can be intruded locally by geological discontinuities such as dyke or quartz reef (Dewandel et al., 2011; G.S.I., 2005; Perrin et al., 2011a) but the EHP does not present such discontinuities. Twenty eight boreholes were drilled at different depths and cross cut the weathered rock and the bedrock (Table 1). The typical geological profile in the EHP was obtained by drilling cuttings analysis and follows the lithological description by Dewandel et al. (2006). Figure 2 displays the geological profile of borehole CH3 which from top to bottom consists of two meters of sandy regolith and about fifteen meters of saprolite which overlies fractured granite. The saprolite is derived from *in situ* weathering of granite and can exhibit preserved and conductive fractures. This weathered rock presents a laminated structure mainly at the bottom of the saprolite. Soil is limited to a few centimetres (0–10 cm) of red soil with a sandy-clay composition typical of the soils of the region (de Condappa et al., 2008).

The Andhra Pradesh region has a semi-arid climate and a mean annual temperature of 28°C with a maximum of 45°C during the dry season. The Andhra Pradesh region is highly dependent on a variable monsoon which occurs from June to November with a mean annual rainfall in the Choutuppall area of 690 mm. This mean annual rainfall is often insufficient to replenish the intensively pumped groundwater resources for irrigation of agricultural lands. Water levels on the site are highly variable depending of the monsoon and usually range between 10 to 20 m below

ground surface. Water level monitoring at the EHP site for the past four years has shown that only one monsoon has significantly recharged the aquifer. Consequently, the water table has decreased drastically and the saprolite is usually unsaturated. A well hydrograph of the borehole CH3 for the period 2008–2013 will be presented later in the result section.

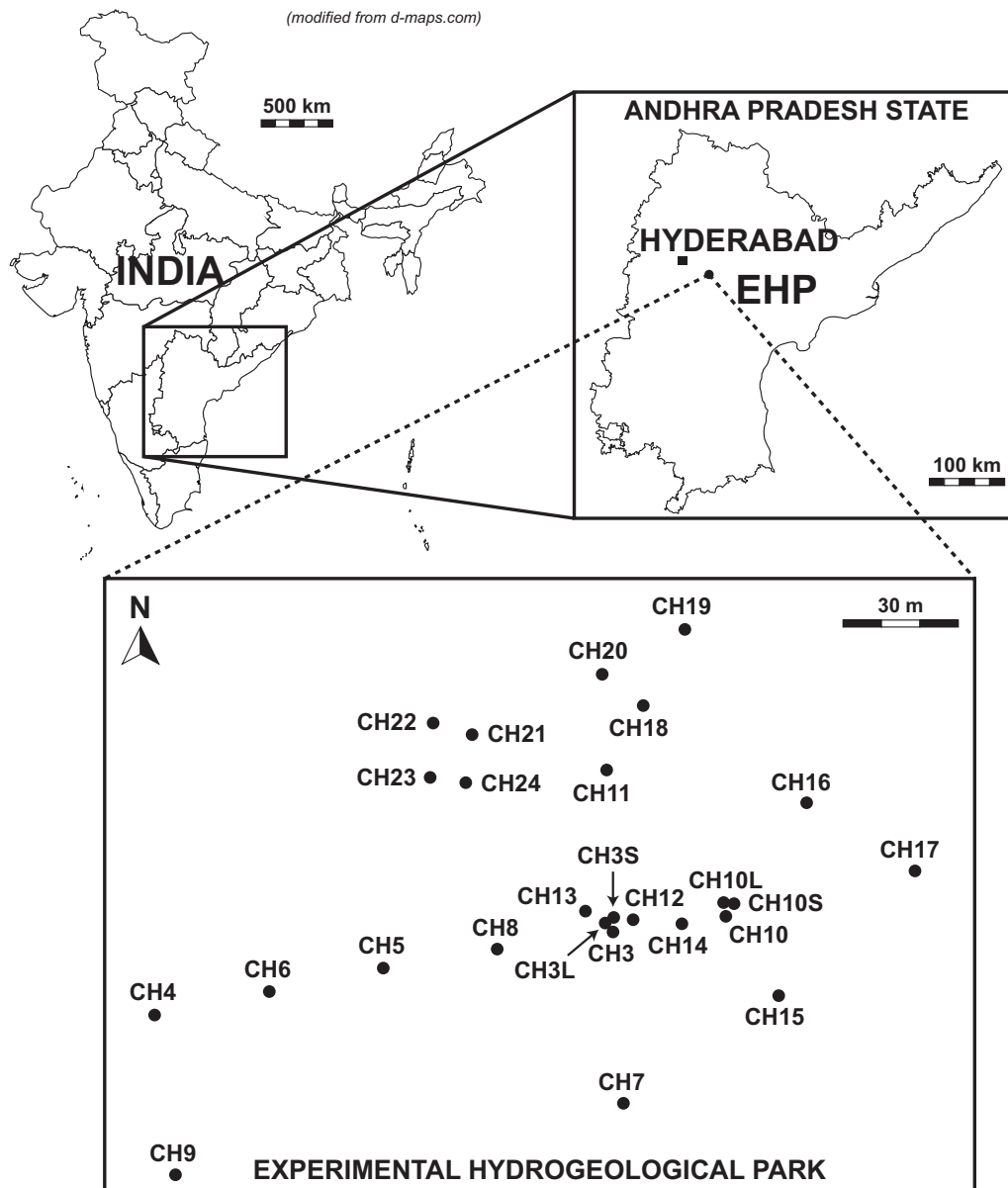


Figure 1: Location of the EHP within the NGRI Choutuppall campus (boundaries highlighted in black); the project piezometers are indicated by dots.

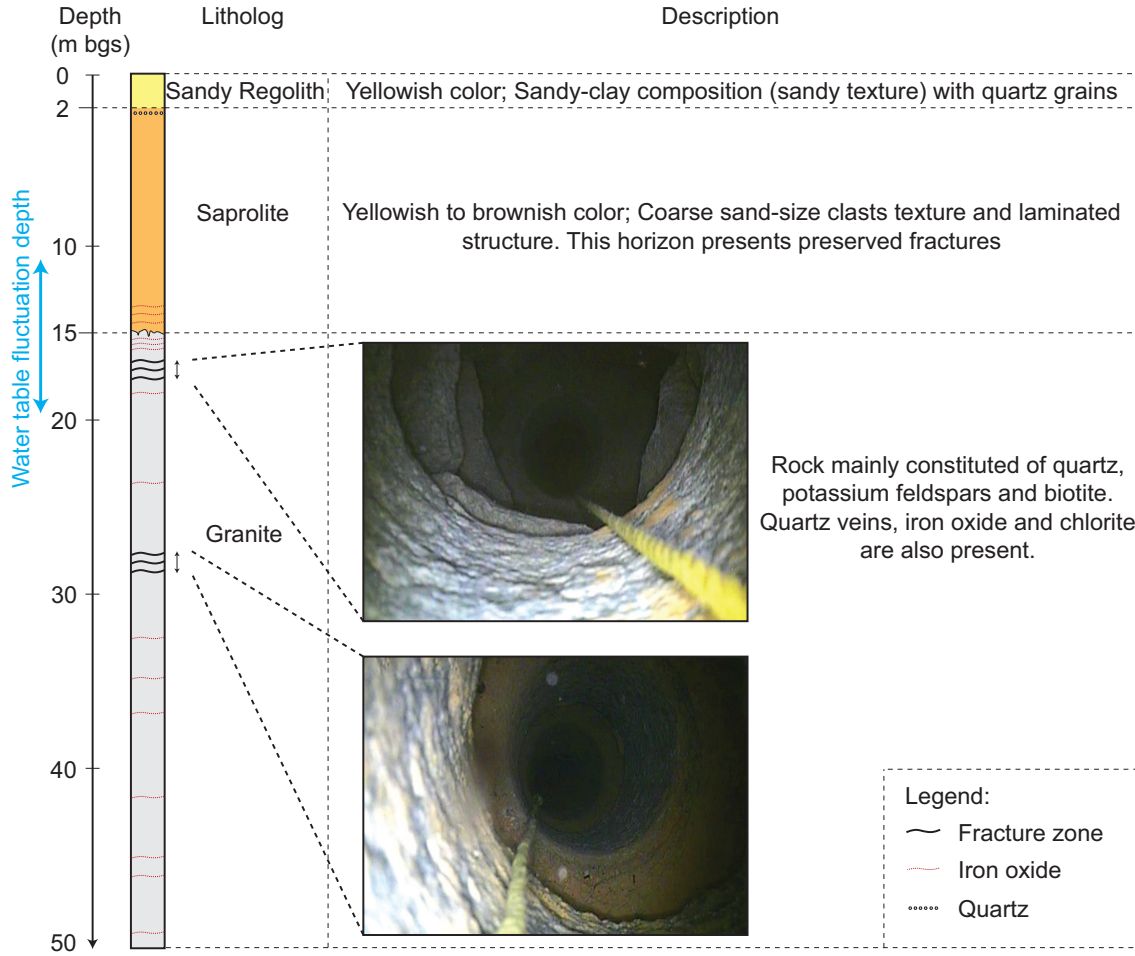


Figure 2: Geological log of CH3 borehole.

3 Methodology

Several investigation methods (falling-head borehole permeameter tests, flowmeter tests, temperature logging, packer tests and pumping tests (Table 2) were performed to locate in detail the main heterogeneities of the system and to determine the evolution of the hydrodynamic parameters (T , S) by depth in the unsaturated (saprolite) and saturated (bottom of saprolite and fractured) zones. Those experiments concentrate mostly on borehole CH3 (Figure 1 and 2).

Table 1: Boreholes characteristics of the Experimental Hydrogeological Park in Choutupal (Andhra Pradesh, Southern India). Boreholes location is provided in the UTM projected coordinate system. Borehole depth and casing depth are given in meters below ground surface. Drilling diameters are identical for all boreholes (210 mm in the saprolite and 165 mm in the granite). Casing diameter is 180 mm in all boreholes.

Name of borehole	X	Y	Elevation	Borehole depth	Casing depth	Estimated saprolite's thickness
	(m)	(m)	(m amsl)	(m bgs)	(m bgs)	(m)
CH1	279075.05	1913316.12	365.69	73.20	23.90	24.00
CH2	279120.68	1913296.32	366.31	73.20	18.75	19.00
CH3	278906.31	1913534.27	365.63	50.30	14.20	14.70
CH3-L	278904.34	1913535.85	365.69	14.70	14.70	14.50
CH3-S	278906.66	1913536.81	365.58	22.80	14.60	14.70
CH4	278787.66	1913518.59	367.45	73.20	15.70	14.45
CH5	278846.82	1913527.63	366.66	73.20	17.30	16.45
CH6	278817.45	1913523.11	366.96	73.20	17.25	17.35
CH7	278909.21	1913502.31	365.11	61.00	15.90	14.10
CH8	278876.59	1913531.05	366.11	61.00	17.30	18.00
CH9	278793.33	1913488.97	367.87	73.10	13.70	13.00
CH10	278935.78	1913537.14	364.97	70.00	18.00	17.00
CH10-L	278935.11	1913539.79	364.82	16.50	16.50	16.50
CH10-S	278937.64	1913539.51	364.79	22.80	16.70	16.00
CH11	278904.75	1913564.44	365.70	56.40	21.00	19.50
CH12	278911.70	1913536.59	365.57	56.40	15.00	14.80
CH13	278899.41	1913538.17	365.82	51.85	16.00	16.00
CH14	278924.14	1913535.76	365.24	56.40	18.30	17.90
CH15	278949.36	1913522.31	364.60	56.40	18.30	17.90
CH16	278956.63	1913558.42	364.61	56.40	17.30	15.20
CH17	278984.66	1913545.60	364.11	50.30	15.50	14.70
CH18	278914.12	1913576.32	365.57	50.30	19.80	21.35
CH19	278925.00	1913590.53	365.31	45.70	16.70	22.85
CH20	278903.75	1913582.33	365.42	54.85	23.00	22.85
CH21	278870.10	1913570.95	365.96	12.95	10.95	-
CH22	278860.12	1913573.08	365.95	7.70	5.80	-
CH23	278859.24	1913563.11	366.06	11.20	9.05	-
CH24	278868.41	1913562.03	366.08	4.30	2.15	-

Table 2: Experiments synthesis.

Experiment	Borehole	Depth (m)	Observation boreholes	Water level conditions	Expected information
Geological log	CH3	0-50	-	-	Geological structure and weathered zone identification
Camera logging	CH3	0-50	-	-	Geological structure and weathered zone identification
Logging (T°, EC)	CH3	0-50	-	High water level	Productive fracture localization
Flowmeter test	CH3	0-50	CH7, CH8	High water level	Productive fracture localization
Packer tests	CH3	15.5	CH7, CH8	High water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Packer tests	CH3	17.8	CH7, CH8	High water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Packer tests	CH3	21.5	CH7, CH8	Low water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Packer tests	CH3	24.5	CH7, CH8	Low water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Packer tests	CH3	27.5	CH7, CH8	Low water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Packer tests	CH3	30.5	CH7, CH8	Low water level	Local transmissivity and vertical connectivity
Pumping test	CH3	-	CH4 to CH8	High water level	Global transmissivity and connectivity
Pumping test	CH3	-	CH4 to CH8	Low water level	Global transmissivity and connectivity
Falling head borehole permeameter	CH24	4	-	Unsaturated	Unsaturated zone permeability
Falling head borehole permeameter	CH22	8	-	Unsaturated	Unsaturated zone permeability
Falling head borehole permeameter	CH23	10	-	Unsaturated	Unsaturated zone permeability
Falling head borehole permeameter	CH3L	15	-	Unsaturated	Unsaturated zone permeability

3.1 Unsaturated zone experiments

Before the overexploitation of groundwater resources in Southern India, dug wells were excavated to reach groundwater. Most dug wells were excavated only to the top of the fractured granite because of the hardness of the granite below. The dug wells on the outskirts of the EHP are usually dry. This allows a view of the vertical structure of the saprolite and the top of the fractured granite. A picture of a 16 m depth dug well (Figure 3a) with a schematic representation of the geological profile (Figure 3b) illustrates the weathering profile down to the top of the granite. The saprolite presents a laminated structure with preserved fractures which can contribute to preferential flow pathways (Dewandel et al., 2006; Perrin et al., 2011a). The top of the granite displays here several fractures which may contribute significantly to groundwater flow. However, it is actually quite difficult to clearly dissociate the bottom of the saprolite and the top of the fractured granite since the transition is progressive. Knowledge on the saprolite properties is currently limited. Since after some important monsoon events it may be saturated it is also an important constituent of the hydrodynamic system. Therefore the hydrodynamic properties are estimated in this study even if in unsaturated conditions at the time of the study. Note also that the saprolite is of major importance in recharge processes (both natural and artificial) in unsaturated conditions.

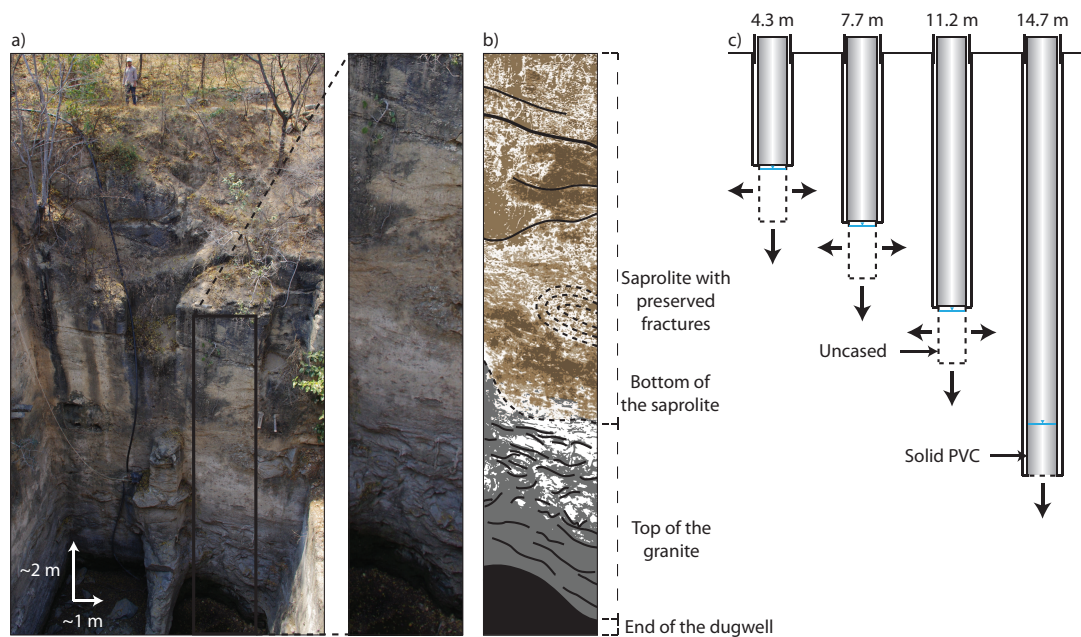


Figure 3: a) Pictures of a nearby dugwell b) Interpretation of the weathering profile c) Experimental protocol for falling-head borehole permeameter in the saprolite.

Table 3: Permeameter tests informations.

Borehole	Configuration	Depth (m)	T_{inj} (min)	V_{inj} (l)	H_0 (m)	$\varnothing$ (m)	$T_{infiltr}$ (min)
CH3L	Vertical	14.7	10	167	1.73	0.180	9.2
CH22	Vertical - radial	7.7	12	67	2.22	0.165	> 655
CH23	Vertical - radial	11.2	9	50	2.01	0.165	> 673
CH24	Vertical - radial	4.3	10	56	2.16	0.165	> 689

To estimate the variability of transmissivity with depth, four boreholes were drilled few days before the tests in February 2013 in the saprolite at various depths (Figure 3c – CH24: 4.3 m; CH22: 7.7 m; CH23: 11.2 m; CH3L 14.7 m) and falling-head borehole permeameters tests were conducted (Philip, 1993; Reynolds, 2010, 2011). Boreholes CH22, CH23 and CH24 were cased except for the last two meters allowing vertical and radial flows on the uncased section (Figure 3c). Borehole CH3L was drilled 14.7 m deep and equipped with a plain casing extending into the saprolite which allowed only vertical infiltration. The details of the tests are given in table 3.

The method of falling-head borehole permeameter test interpretation used was first proposed by Philip (1993) for lined boreholes and was recently extended by Reynolds (2011) for different borehole configurations (i.e. vertical discharge only, radial discharge only or combined vertical-radial discharge). This new analytical solution proposed by Reynolds (2011) allows estimating field-saturated hydraulic conductivity and sorptive number (measure of capillary suction) in an assumed homogeneous vadose zone. This method simply consists of monitoring the water level after the sudden injection of a volume of water into the borehole. It may result in an over- or under-estimation of field-saturated hydraulic conductivity compared to steady-flow methods (Reynolds, 2010, 2011). Nevertheless, this method was chosen in this study because it provides a first approach to estimate hydraulic conductivity of the saprolite when the expected low hydraulic conductivity makes controlled steady flow conditions difficult to reach. Moreover, the borehole drilling techniques available do not allowed to extract undisturbed saprolite samples with preserved structure to obtain accurate hydraulic conductivity estimates as requested for more conventional methods based on soil water content pressure head curves (Fredlund and Xing, 1994; Van Genuchten, 1980) or pedotransfer methods (Mbonimpa et al., 2002).

The interpretation of the tests is done using the Reynolds (2011) solution is defined as the following:

$$t = \frac{C_E r_2^2}{4r_0 K_{fs}} \tau_E \quad (1)$$

Where

$$\begin{aligned} \tau_E = & \left(1 + \frac{1}{2A_E}\right) \ln \left(\frac{A_E^3 - 1}{A_E^3 - \rho_E 3}\right) - \frac{3}{2A_E} \ln \left(\frac{A_E - 1}{A_E - \rho_E}\right) \\ & + \frac{\sqrt{3}}{A_E} \left[\tan^{-1} \left(\frac{A_E + 2\rho_E}{\sqrt{3}A_E}\right) - \tan^{-1} \left(\frac{A_E + 2}{\sqrt{3}A_E}\right) \right] \end{aligned} \quad (2)$$

$$C_E = const = 1 \quad (3)$$

$$A_E^3 = \frac{3r_2^2 (H_0 + \alpha^{*-1} + C_E G_E)}{4r_0^3 \Delta\theta} + 1; G_E = const \quad (4)$$

$$\rho_E^3 = \frac{3r_2^2 (H_0 - H_t)}{4r_0^3 \Delta\theta} + 1 \quad (5)$$

Where H_t [L] is the effective pressure head in the borehole screen at time t ($H_t = H_0$ at $t = 0$), r_2 the reservoir radius [L], L the permeable section of the screen wall and r_0 is defined as the following:

$$r_0 = \frac{a}{2} \quad (6)$$

for vertical discharge only,

$$r_0 = \left(\frac{a^2}{4} + \frac{aL}{2}\right)^{1/2} \quad (7)$$

and for combined and radial discharge. The solution is achieved through iterative adjustment of K_{fs} and α^* , by:

$$\min \left[\sum_{i=1}^n \left(t_i^{Data} - t_i^{Analy} \right)^2 \right] \quad (8)$$

3.2 Saturated zone experiments

3.2.1 Identification of conductive fracture zones (CFZ)

To locate the main permeable fractures, multi-parameters logging was used in all boreholes with CTD divers (Temperature and Specific Conductivity) and multi-parameters OTT probe (Temperature, Specific Conductivity, pH, Dissolved Oxygen and Redox Potential). Temperature profiles were mainly used to locate main permeable fractures and numerous results are presented in a previous study (Guihéneuf et al., 2014). Both instruments provide measurements with an accuracy of $\pm 0.1^\circ\text{C}$ and all profiles were performed in order to provide a measurement every ten to twenty centimeters. Replication of the measurements has been systematically checked in both up and down logging. If temperature anomalies in the temperature profile are measured during logging, these anomalies can indicate the presence of permeable fractures (Keys, 1990). The temperature anomalies or gradient may be related to vertical water circulation between permeable fractures within boreholes (Chatelier et al., 2011; Klepikova et al., 2011) but some permeable fractures may also not be detected if a temperature contrast is absent or if the flow is too low.

Because of some uncertainty in using temperature logging to locate the main permeable fractures, a single-borehole flowmeter test was also performed in borehole CH3. Even if single-borehole flowmeter tests provide better results in pumping conditions, the test was performed under injection because of typically low water table conditions, high sensitivity of the response to hydraulic perturbation (i.e. pumping or others hydraulic tests) and low number of conductive fractures. To detect the main conductive fracture zones, a propeller flowmeter with a detection limit of 0.025 m s^{-1} was used. The water level in borehole CH3 before the injection test was 17.5 m below ground surface and the injection was conducted with an injection rate of 68 l min^{-1} with measurements every 0.5 m.

Analysis of water level recession in borehole CH3 after a significant recharge in 2010 will be also presented as it highlights the location of the main flowing fractures detected with previous methods.

3.2.2 Estimation of hydrodynamic properties

To provide a depth-distribution of hydrodynamic properties of the main permeable fractures detected from temperature logging and single-borehole flowmeter tests, several single hydraulic-packer tests were conducted in borehole CH3 with short duration pumping tests. The protocol consists of separating two zones in the borehole by inflating a single packer and pumping below the packer in order to measure drawdown above and below the packer. Four single hydraulic-packer tests were performed in borehole CH3 between the main flowing fractures zones at depths of 15.5, 17.8, 21.5 and 24.5 m from the bottom of the packer below ground surface. Two single hydraulic-packer tests were also performed below the last flowing fractures at 27.5 and 30.5 m below ground surface to solicit the granite matrix and assess the possible presence of minor fractures. Both single hydraulic-packer tests at 15.5 and 17.8 m in depth were conducted under high water level conditions, when the water level was about 11 m below ground surface. The pumping durations were between two and three hours with a discharge rate of 0.4 and 1.7 m³ h⁻¹ respectively. The other tests were performed under low water level conditions meaning that the first conductive fracture zone was dewatered. As packer tests were carried out at different pumping rates, drawdowns were normalized to the pumping rate of 1 m³ h⁻¹ in order to facilitate comparison of results. Hydraulic responses in observation boreholes CH7 and CH8 will be also presented and interpreted for each depth. Details of the tests are given table 4.

Those tests are complemented with previous pumping tests analyzed in Guihéneuf et al. (2014). All single hydraulic-packer tests were interpreted with the Agarwal (1980) method and the Theis (1935) solution. Due to the particular shape of the derivative of the packer test at 17.8 m depth this test was analysed using the Butler (1988) solution. This solution considers a pumping borehole which fully penetrates the aquifer and is situated in the center of a disk of radius R corresponding to the inner domain. This inner domain is embedded in another reservoir, the outer domain, with different hydrodynamic properties (T and S). In order to compare all results, the same solution is used for every test for the single packer tests. All performed tests are summarized in table 2. This approach is further complemented by the observation of the recession of the water level in the CH3 borehole for four years.

Table 4: Packer test informations.

Solicited borehole	Observation boreholes	Packer depth	Water level	Zone	Section		Q	T_{test}
		(m)	(m)		From	to	(m ³ h ⁻¹)	(min)
CH3	CH7 - CH8	15.5	10.95	Above	10.95	15.5	0.40	80
CH3	CH7 - CH8	15.5	10.95	Below	16.50	50.3	1.77	80
CH3	CH7 - CH8	17.8	11.32	Above	11.32	17.8	1.77	220
CH3	CH7 - CH8	17.8	11.32	Below	18.50	50.3	1.77	220
CH3	CH7 - CH8	21.5	18.60	Above	18.60	21.5	1.18	115
CH3	CH7 - CH8	21.5	18.60	Below	22.50	50.3	1.18	115
CH3	CH7 - CH8	24.5	19.24	Above	19.24	24.5	1.12	43
CH3	CH7 - CH8	24.5	19.24	Below	25.50	50.3	1.12	43
CH3	CH7 - CH8	27.5	19.05	Above	19.50	27.5	1.08	20
CH3	CH7 - CH8	27.5	19.05	Below	28.50	50.3	1.08	20
CH3	CH7 - CH8	30.5	19.10	Above	19.00	30.5	0.80	10
CH3	CH7 - CH8	30.5	19.10	Below	31.50	50.3	0.80	10

4 Results

4.1 Unsaturated zone experiments

Figure 4 presents all falling-head borehole permeameter tests and their interpretations with the analytical solution of Reynolds (2011). The fitting parameters include the field-saturated hydraulic conductivities (K_{fs}), the sorptive number α^* (measure of capillary suction) and the parameter $\Delta\theta$, corresponding to the difference between the field-saturated and antecedent volumetric soil water contents. For all falling-head borehole permeameter tests, the parameters C_E (flow efficiency correction from spherical flow (Philip, 1993)) and G_E (gravity effect) were fixed respectively to 1 (no correction) and 0 (negligible effect) as assumed by the Reynolds (2011) solution. The analytical solution provides good fit of the data. For combined vertical-radial discharge, the field-saturated hydraulic conductivities (K_{fs}) for 4.3, 7.7 and 11.2 m depth tests were estimated respectively at 3.4×10^{-8} , 1.2×10^{-7} and $5.1 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ which represent equivalent transmissivities (T_{fs}) 8.5×10^{-8} , 3×10^{-7}

and $1.3 \times 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ (Table 5). For the falling-head borehole permeameter test with only vertical discharge carried out on borehole CH3L at 14.7 m depth, the field-saturated equivalent transmissivity was estimated at $8.1 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. This last value is significantly higher than the other field-saturated transmissivity values estimated at shallow depths. According to all falling-head borehole permeameter tests and their locations, the bottom of the saprolite and/or the top of the fractured granite appears more permeable than the upper part of the saprolite by a factor of two to three orders of magnitude. Other fitting parameters are given in table 5.

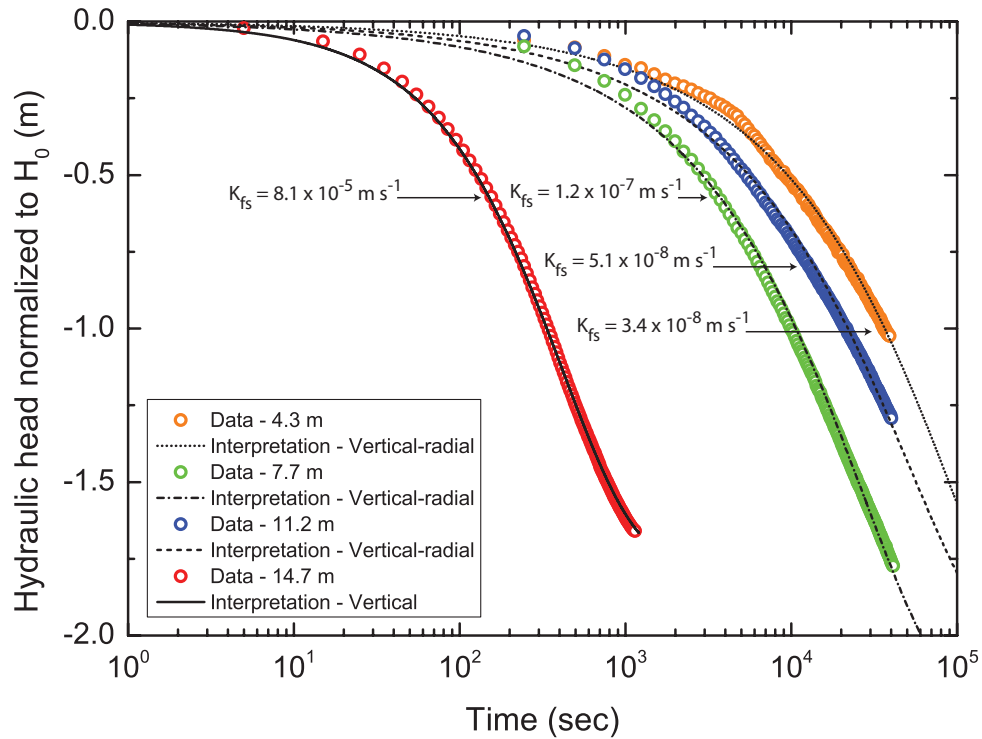


Figure 4: Normalized hydraulic head versus time during falling head borehole permeameter tests and model from Reynolds (2011).

Table 5: Falling head permeameter results.

Name of borehole	Depth (m)	Flow model	Fitted parameters			Assumed parameters	
			K_{fs} (m s^{-1})	$\Delta\theta$	α^* (m^{-1})	GE	CE
CH21	4	Vertical radial	3.4×10^{-8}	0.3	10	0	1
CH22	8	Vertical radial	1.2×10^{-7}	0.2	10	0	1
CH23	10	Vertical radial	5.1×10^{-8}	0.3	10	0	1
CH3L	15	Vertical	8.1×10^{-5}	0.1	10	0	1

4.2 Saturated zone experiments

4.2.1 Temperature logging

The local geothermal gradient, shown by a dashed line in figure 5, is estimated to be about $0.0185^\circ\text{C m}^{-1}$ from the CH5 profile where only small and superficial temperature perturbations were observed. This temperature gradient is higher than the one ($0.0114^\circ\text{C m}^{-1}$) measured at the same site in nearby boreholes at greater depth (100–300 m) by Akkiraju and Roy (2011). Nevertheless it agrees with the shallow ($< 50\text{m}$ deep) temperature gradient which is higher most probably due to a recent cooling of $\approx 1^\circ\text{C}$ over the past ≈ 39 years probably linked to local changes to surface vegetation (Akkiraju and Roy, 2011). The water temperature log in borehole CH3 shows a nil thermal gradient between 15 and 27 m depth (Figure 5). This temperature anomaly may be related to water circulation between permeable fractures located in this section of the borehole. This possible flow supposes the existence of a transmissive fracture at 27 m and a higher hydraulic head at the bottom of the saprolite compared to the deeper fracture. Additional tests as injection and flowmeter tests are needed to confirm this observation.

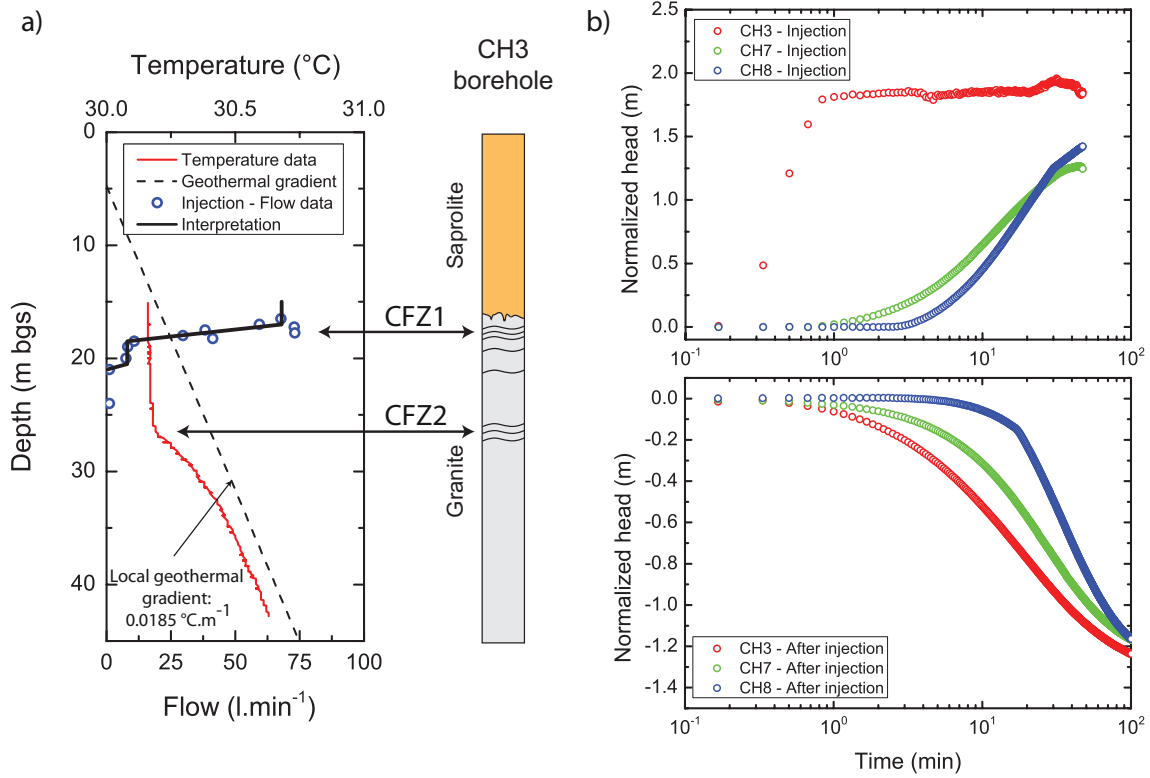


Figure 5: a) Flow and temperature measured in borehole CH3, b) Water level during injection in CH3, CH7 and CH8 ; c) Water level during recovery period after injection.

4.2.2 Injection and flowmeter test

The results obtained for the single-borehole flowmeter test carried out in borehole CH3 during the injection test and its recovery period are also presented in figure 5. The water level monitoring during the injection test is presented in figure 5b and shows a sudden rise followed by a direct stabilization at 15.7 m bgs (Figure 5a). This suggests the existence of a high conductive fracture zone (CFZ1) at this depth, able to evacuate the amount of water injected during the test ($Q_{inj} = 68 \ell \min^{-1}$). The location of this first conductive fracture zone is consistent with the observations from down-hole camera logging and with temperature profiles in borehole CH12 located a few meters away. The obtained flowmeter profile shows a steep decrease of the flow rate between 16.5 and 18.5 m in depth (Figure 5). No measurements were possible between 15.7 and 16.5 m but a continuity of the CFZ1 is supposed. Most of the injected water flows within the aquifer through this interval. Deeper, the vertical flow in the well suddenly decreases below the limit of detection at 21 m deep (CFZ2). Beyond this depth, no flow is measurable. Drawdown measurements in wells CH7 and CH8 (located 30 m away) exhibit a fast response of the aquifer

(Figure 5b) showing a good diffusivity between CH3 and these wells. Therefore, in this well and from this information, mostly two fracture zones are hydraulically active and the horizontal connection with nearby boreholes is shown.

4.2.3 Single-borehole hydraulic-packer tests

Normalized drawdowns (Figure 6) for the packer tests at 15.5, 17.8 and 21.5 m depth increased with the depth of investigation. Derivative and interpretation are presented figure (Figure 7). During the test at 24.5 m (not shown), the high draw-down led to a fast dewatering of the water level logger. Similarly, the pumping tests carried out below packer equipment at 27.5 and 30.5 m deep quickly dewatered the well. Those responses show that the transmissivity beyond 27.5 m is extremely low. Depth dependent transmissivity values have been computed on table 6. Those observations show that the transmissivities are high at the saprolite bottom / top of the granite but decrease quickly at deeper levels. It further shows that there is no major CFZ beyond 27.5 m depth.

The drawdowns observed above the packer while pumping below are high for the two upper tests done during high water level conditions (at 15.5 and 17.8 m). This suggests a good vertical hydraulic connectivity between both zones located above and below the packer. During tests with the packer located at a depth of 21.5 m or below, no drawdown is observable above the packer. These results indicate that local vertical connectivity exists at shallow depth (in CFZ1) while it does not exist deeper (in CFZ2). Note that the deeper tests were performed under low water level conditions while CFZ1 was unsaturated, which prevents conclusions about the vertical connectivity at the aquifer scale between CFZ2 and CFZ1.

During the packer tests in CH3 (Figure 6b), the surrounding boreholes CH7 and CH8 were monitored. During the packer test at 15.5 m no reaction in the surrounding borehole is observable due to a low pumping rate ($0.4 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$) and a short duration. However, during the injection test, for the flowmeter measurements, a quick and strong increase of the water level was observed (Figure 5) en hence connection between the wells exists. For the deeper tests, normalized drawdowns in CH7 and CH8 are similar and increase with the depth of investigation (Table 6). Measured maximum normalized drawdowns are about 0.07, 0.9 and 1.6 m when the packer is located respectively at 17.8, 21.5 and 24.5 m. It shows that despite a strong decrease of transmissivity a rapid response is always observable and hence horizontal

connectivity remains. Deeper, during the test at 27.5 m, only a small response is observable (7 cm). Reasons for the small drawdown or no reaction during the tests at 15.5 and 17.8 m and the tests at 27.5 and 30 m are different. For the upper tests the responses are controlled by the high transmissivity and storage coefficient with a low drawdown in CH3 (below 20 cm) and consequently in CH7 and CH8, while deeper the responses or lack of responses are controlled by a low transmissivity and connectivity (Figure 5c; high drawdown in CH3; above 1 m during those tests). No response for the test at 30 m shows the lack of significant horizontal fractures below this depth.

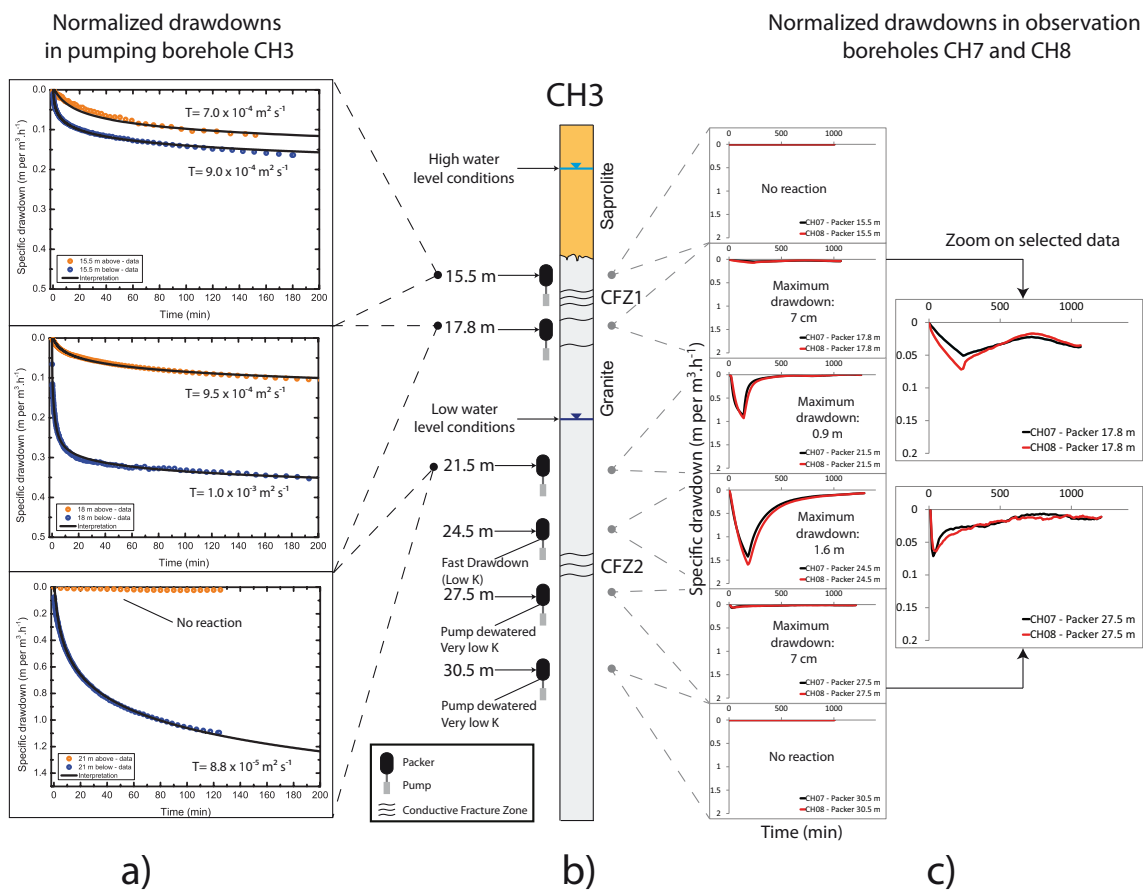


Figure 6: a) Normalized drawdown in pumping well (CH3) b) Hydrogeological logging of CH3 well with packer experiments location c) Normalized drawdown in observation boreholes during packer tests.

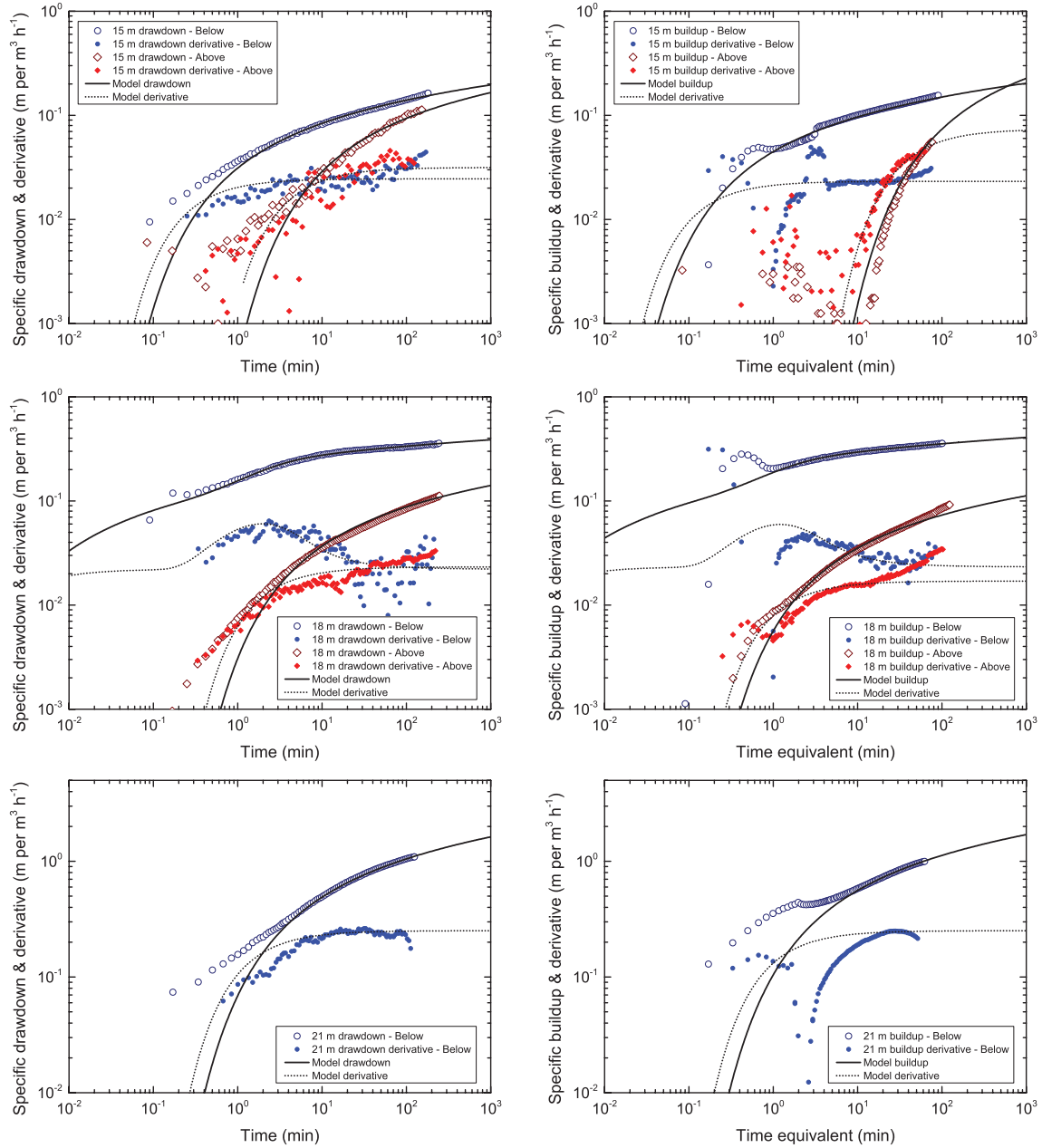


Figure 7: Specific drawdown, derivatives and interpretation of the packer tests.

Table 6: Calculated transmissivities and storage coefficients from packer tests (depth of the fractured zone bottom according to geological log). All tests were interpreted using Theis (1935) solution except the cases noted with "*" where Butler (1988) solution was used as suggested by the derivative shape. For this interpretation, first column indicate the inner domain while second column indicate the surrounding reservoir. For the borehole CH3, the upper row corresponds to drawdown interpretation while the low row corresponds to recovery interpretation.

Packer depth (m)	Initial water level (m)	Q ($\text{m}^3 \text{h}^{-1}$)	Zone	CH3		CH7		CH8	
				T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S (-)	T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S (-)	T ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)	S (-)
15.5	High	0.4	Above	7.0×10^{-4}	-				
				3.0×10^{-4}	-				
			Below	9.0×10^{-4}	-	n.a	n.a	n.a	n.a
17.8	High	1.77	Above	9.5×10^{-4}	-				
				1.3×10^{-3}	-				
			Below*	1.0×10^{-3}	5.1×10^{-2}	1.0×10^{-3}	4.8×10^{-4}	1.3×10^{-4}	8.0×10^{-4}
21.5	Low	1.18	Above	9.5×10^{-4}	-				
				8.8×10^{-5}	-				
			Below	8.8×10^{-5}	-	5.5×10^{-5}	1.1×10^{-4}	5.5×10^{-5}	1.1×10^{-4}
24.5	Low	1.12	Above	No reaction	-				
				2.7×10^{-5}	-	1.2×10^{-4}	2.3×10^{-5}	1.4×10^{-4}	
			Below	Low T	-				

4.2.4 Recession curve

The evolution of the water level in borehole CH3 from June 2009 to June 2013 is presented in Figure 8. During this period, among the four monsoon events only the 2010 rains significantly replenished the aquifer with an important rise of the water levels. After this replenishment, a long recession period occurred starting in December 2010. By locating on the figure the main features of the aquifer profile (bottom of the saprolite, main fractures identified in CFZ1), interestingly it appears that those major structures are located at each change of the recession slope. Since no pumping occurs directly on the site, the direct effect of the surrounding pumping is buffered by the aquifer media. The different recession slopes are dependent on the aquifer characteristics and the surrounding pumping in the different boreholes driven by cropping patterns. In 2011 the dominant crop in the area surrounding the EHP was paddy rice while in 2012 it was predominantly cotton production. During phase 1 noted in the figure, water levels are in the saprolite and all the conductive fracture zones are saturated. Due to water availability and easy extraction, pumping in the surrounding area is high, rice then being the main cultivated crop. During this period, since the extraction rate and the transmissivity are high a During phase 2, despite the fact that the saprolite is unsaturated and the water stock available is less high, the most transmissive zones are still accessible and a high pumping rate and quickly established equilibrium prevail. The slope remains steep. During phase 3, the main fractures of the conductive fracture zone (CFZ1) are unsaturated and therefore the equilibrium with the surrounding pumped area is assured only by a lower transmissivity zone (CFZ2) and is slowed. Dewatering of this upper conductive fracture zone at large scale should have reduced yield in adjacent agricultural wells and hence decreased the extracted volume, the farmers shifting from rice to cotton. During phase 4, the water levels are very low and hence the connectivity with the surrounding media is low (Guihéneuf et al., 2014). Change in water levels is then constrained by the low matrix transmissivity and the slope is less steep than previously.

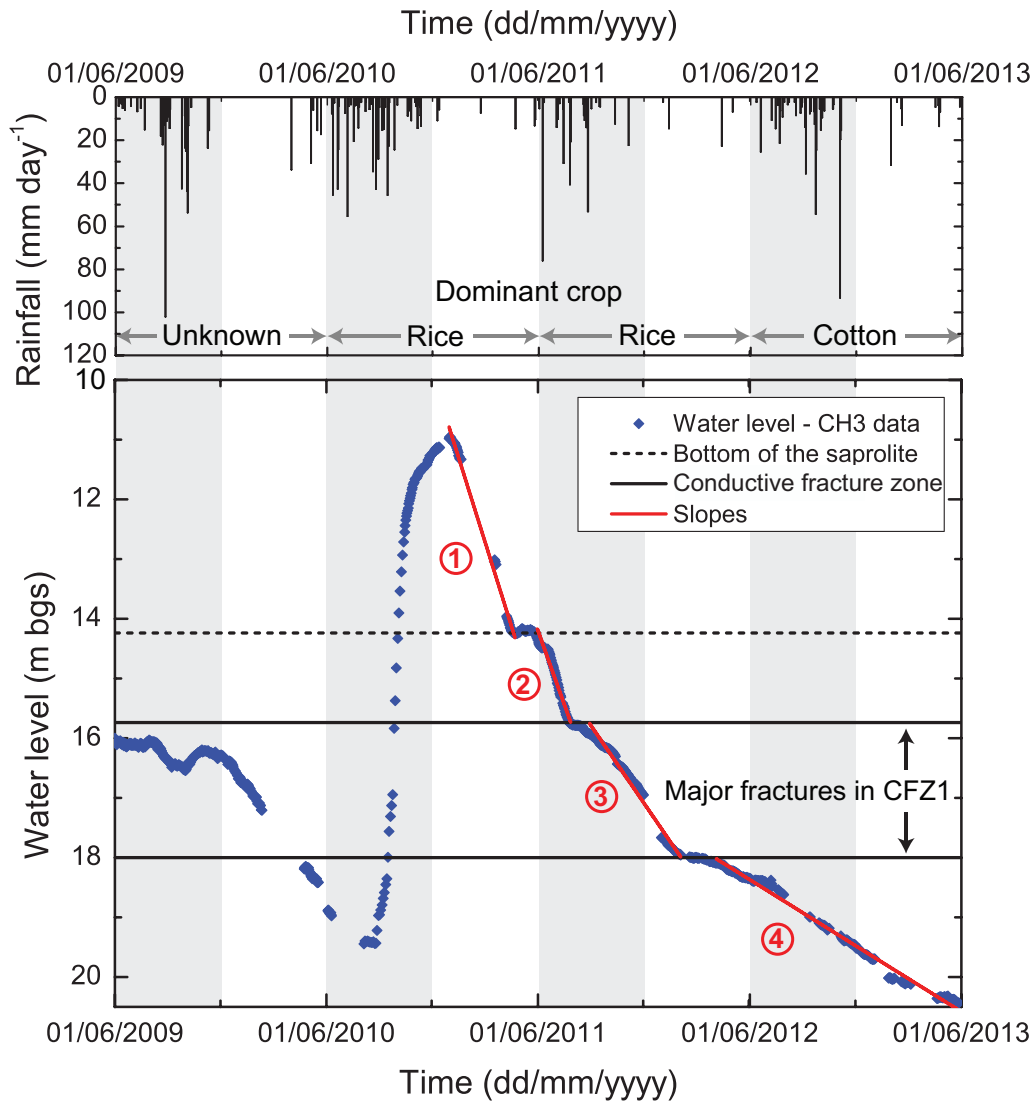


Figure 8: Water level evolution in borehole CH3. Changes in the recession slope are in accordance with geological observations.

As transmissivity decreases with depth, the recession slopes become less important. However, since the farmers adapt their crop production to the water availability (Aulong et al., 2012; Fishman et al., 2011) it is not possible to make a quantitative estimate of the transmissivity change although it could be a very interesting and cheap method to estimate hydraulic properties' variations by depth. This change reduces the water volume extracted. Moreover as the groundwater table drops more boreholes become dry or less productive and therefore fewer boreholes are used. This example clearly illustrates the direct impact of the evolution of the hydrodynamic parameters on irrigation practices and a need for an adequate knowledge of their evolution.

5 Discussion

5.1 Hydrodynamic profile

This study quantifies the vertical evolution of hydrodynamic parameters across layered zones. It is shown that such a complete quantification is a complex task which required complementary approaches and experiments in both saturated and unsaturated zones (Table 2). Results presented here are complemented with results from previous pumping tests on the same site (Guihéneuf et al., 2014). Synthesis of the information presented in figure 9 with the interpreted model as continuous line. This highlights a discontinuous repartition of the transmissive zones.

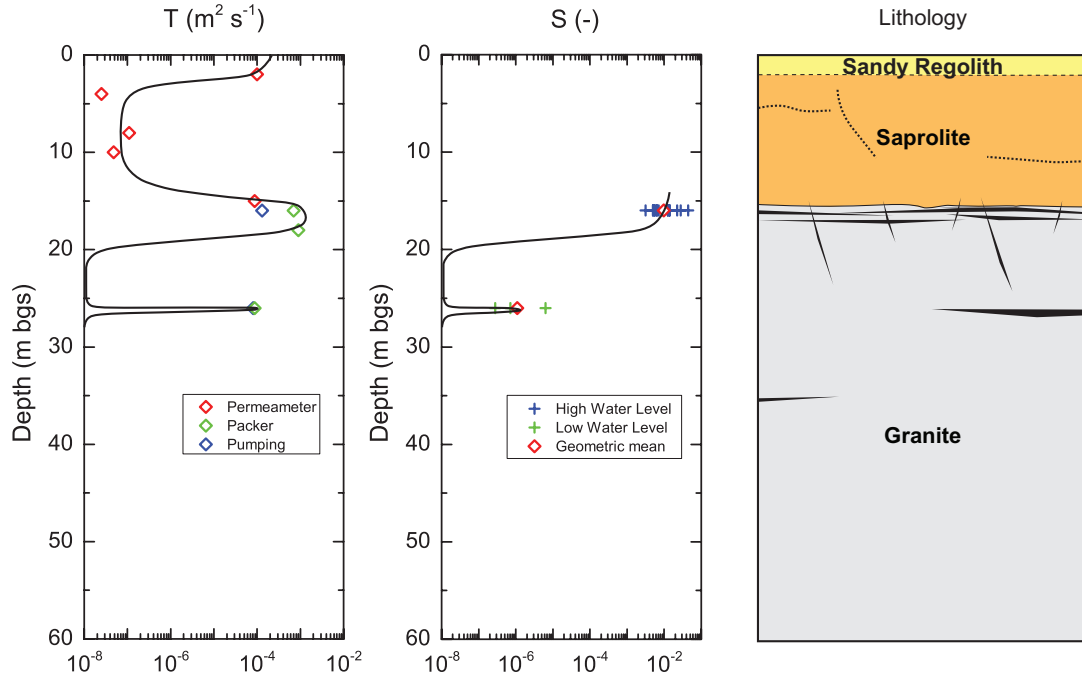


Figure 9: Typical transmissivity and storage coefficient profiles by depth from borehole CH3. Data points are obtained from several hydraulic tests. Continuous lines represent the conceptual model.

From top to bottom, numerous infiltration tests performed on the area (de Con-dappa (2005) on Maheshwaram watershed) show that the infiltration rate of the red soil present in the area is usually relatively high. According to our results, it decreases quickly in the saprolite to transmissivity values ranging from $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ to $8.5 \times 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ in the top 10 m (Figure 9). The low transmissivity of the saprolite often is related to clay content in the profile which is a result of the weathering

processes. Generally, saprolite is considered to be an interesting reservoir for water storage due to a porosity as high as 10% (White et al., 2001; Wyns et al., 1999) while the fractures ensure the transmissive role of the aquifer (Chilton and Foster, 1995; Dewandel et al., 2006). However, despite this general low transmissivity, preserved fractures in the saprolite could also be preferential flow pathways for water as suggested by Dewandel et al. (2006) and Perrin et al. (2011a). Nevertheless, most of the saprolite matrix is of low transmissivity.

The deepest permeameter test performed in borehole CH3L at a depth of 15 m exhibits a larger transmissivity ($8.1 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$). This test performed at the bottom of the saprolite marks the beginning of the fractured zone at the top of the granite whose delimitation is difficult to define exactly from the available information. This increase of transmissivity is confirmed in the saturated zone by the packer tests at 15.5 m and 17.8 m with measured transmissivities above the packer of $7.4 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ and $9.5 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ respectively and $9.0 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ and $1 \times 10^{-3} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ respectively below the packers. This section named here CFZ1 constitutes the most transmissive part of the profile (Figure 9). Presence of this CFZ2 is confirmed by injection/flowmeter tests (Figure 5b and 5c) and video camera (Figure 2). The similarity of the responses to pumping above and below the packer show that vertical flow may occur on this section of the profile. Pumping tests under high water level conditions assess this upper section of the profile and show that the storage coefficient is important with an estimated average of 9.7×10^{-3} (Guihéneuf et al., 2014). In the studied crystalline aquifer, the heterogeneous fracture zone at the contact just below the saprolite controls a large part of the aquifer properties/potential. Note that this highly conductive fractured zone, here a few meters thick, may reach, in cases of developed profiles, more than ten meters (Wyns et al., 2004).

Deeper, in CFZ2 between 24.5 and 27 m packer tests and pumping tests show a high transmissivity $7.5 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ but a low storage coefficient of 6.3×10^{-6} (Figure 9). This consideration is important as during the dry period only CFZ2 provides water. CFZ2 appears to be isolated from the rest of the system, at least at the investigated scale when CFZ1 is not saturated due to an impervious matrix. Those deep isolated fractures may appear deeper as in borehole CH4 (50 m bgs) or in CH6 (60–65 m bgs). However, the presence of deeper fractures has not been observed on the site below this depth. Although a vertical anisotropy was expected given that a ratio K_r/K_z of 10 was observed in the region (Maréchal et al., 2004), observation of an apparent vertical disconnection between those compartments is new.

However, the experimental flow conditions prevent a definite conclusion on vertical connectivity at large scale. Nevertheless, this contrast of local vertical connectivity into the upper CFZ1 and the deeper CFZ2 is in agreement with the hydrodynamic response of the aquifer to pumping tests in both zones. An unconfined type response ($S \approx 10^{-2}$) is observed into the CFZ1 given that the water level can fluctuate in vertical fractures. A confined response ($S \approx 10^{-5}$) is observed into the CFZ2 as the water is predominantly confined to horizontal fractures. The interpreted profile (Figure 9 – Continuous line) consider that the transmissivity between the two CFZ as well as the storage coefficient is very low since no increase was measured, no fracture were observed by both injection/flowmeter test. Therefore this part is considered as impervious matrix.

Despite the lack of observed vertical flow between CFZ1 and CFZ2, the reaction of boreholes CH7 and CH8 to solicitation (pumping or injection) indicate the presence of horizontal connectivity with dominant horizontal structures as previously observed (Dewandel et al., 2006; Guihéneuf et al., 2014; Maréchal et al., 2004). Deeper, the packer tests performed at 27.5 and 30 m show a negligible transmissivity but the small reaction on boreholes CH7 and CH8 indicate the presence of limited fractures. The granitic matrix was not directly quantified but the transmissivity should be less than $10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

The structure defined here with the presence of the major CFZ at a depth of 16 to 20 m is in full accordance with the results obtained by Dewandel et al. (2006) on the Maheshwaram watershed in the same region. Hydraulic conductivity ranging from $2.3 \times 10^{-4} \text{m s}^{-1}$ to $< 1 \times 10^{-8} \text{m s}^{-1}$ agreed also with previously cited estimates. The present study complements the conceptual model with (1) detailed estimation of the hydraulic parameters along a single borehole, (2) direct measurement of saprolite properties and (3) identification of deep fractures separated from the main CFZ. Those additions allow a clearer understanding of the evolution of well potential at varying depths.

5.2 Implications for groundwater management

Knowing this vertical structure and evolution of hydraulic properties, the influence of decreasing water levels can be better understood. During a significant drop in water level, several phenomena can occur. First, the well yield will decrease drastically as soon as the upper CFZ is dewatered (Perrin et al., 2011a). The notion of a critical water level then comes into play. The yield decrease during water table depletion is not a linear process but is step-controlled since it is dependent on discrete fractures.

Low water levels imply that before the rainy season the water level is often below the upper CFZ. Groundwater irrigated agriculture, the main activity in the area, may not be fully sustained at this period. Erratic monsoons control the recharge rate. If recharge is low, crops may fail, leading to economic and social stress during the following months. Maréchal (2010) described the common thinking in the region that drilling deeper boreholes would allow farmers to tap more water. The vertical profile identified here confirms that this is highly improbable and that deep drilling rarely provides more productive boreholes since it can tap only fractures of limited storage capacity. This fact leaves farmers with no other option than to adapt their cropping patterns to borehole yields (Aulong et al., 2012; Fishman et al., 2011). At present, very few water resources remain unexploited, due to the decrease of water levels and therefore borehole yields. A general change of cultivated crops in the area surrounding the study site is observable with a shift from rice (highly irrigated) to cotton (rain fed crop). In extreme cases when the boreholes run dry, farmers invest in increasing the number of boreholes and their depth, which in some cases may have led to bankruptcy and even suicides due to failure to produce enough water to sustain crops (Maréchal, 2010).

5.3 Perspectives

This study shows strong dependency of the water level on the boreholes yield and capacities. Knowledge of the media structure should be provided to farmers to allow a collective management including a crop planning dependent of the water level. In case of fractured crystalline rock aquifers, large monitoring programs are difficult to achieve since it requires large data quantity are necessary due to an important heterogeneity. Direct monitoring by farmer of the water levels can allow them to generate those data. Local guidelines with regulation on water extraction in case of low water levels can allow a safer management. Decision support tools as the one developed by Dewandel et al. (2010) help in this direction. To avoid misguided actions, and to allow efficient groundwater management and enhance farmer adaptability, further investigations on crystalline aquifer properties should be carried out. Due to the need for numerous techniques to prepare complete quantification as well as to the complexity of the hydrodynamic profile, such detailed characterization cannot be performed everywhere. For example packer tests are time consuming, and require preliminary characterization to be successful. However, this study shows that use of recession curves based on long term and high frequency monitoring provides a good, easy to use proxy for obtaining information on the saturated zone. Development of networks with such monitoring of water levels (both high frequency and long term) can be very helpful to generate relevant databases. However, more investigations are needed to interpret these data in the context of overexploited crystalline aquifer. One of the main difficulties compared to usual hydrograph analysis as commonly performed is that the discharge is not natural but is constrained by agricultural pumping whose accurate measurement on a large scale is difficult to obtain.

Further investigations on the saprolite, which has an increasing importance due to overexploitation, are also needed. This saprolite is most of the time unsaturated in large parts of South India. Flow processes within the unsaturated saprolite need to be clearly understood as they control recharge. Important buffer effects on recharge have been noticed in natural conditions (Ruiz et al., 2010) and for artificial recharge systems (Boisson et al., in press) despite in some cases rapid rise of water levels in boreholes due to heterogeneity and preserved fractures. Moreover, modeling studies on saprolite hydrodynamics remain scarce (Van der Hoven et al., 2003) and not specific to the Indian crystalline rocks and climate.

6 Conclusions

This study describes and quantifies the vertical evolution of hydraulic parameters on a weathered crystalline aquifer of south India through complementary approaches. The upper part (saprolite) has good storage coefficient but low transmissivity while the fractured zone has a higher transmissivity. The first meters of the fractured granite, just below the saprolite, appear to be the most productive zone despite limited vertical extension. Deeper, there are fewer horizontal fractures, with significant transmissivity and low storage coefficient, which seem disconnected due to an impervious matrix, but which may provide water. These deep fractures would be difficult to find through drilling, and attempts to do so would likely fail to yield much water.

The discontinuous nature of permeability variations by depth is well highlighted in this study. By showing the limited vertical connection existing in this deeper zone, this study adds important information concerning the conceptualization of such aquifers with a poorly fractured zone. The upper part of the fractured zone appears of prime importance as it controls the aquifer behavior because of an enhanced horizontal productivity and because of its good connection all over the watershed (Guihéneuf et al., 2014). All these elements are important for addressing actual problems of groundwater management in India, as overexploitation has led to lower water tables, loss in well yields, decrease of irrigated crops, energy losses, and chemical threats as well as the increase of aquifer compartmentalization.

Acknowledgements

This study has been carried out at the Indo-French Centre for Groundwater Research (BRGM–NGRI). This work has mainly benefited from CARNOT Institute BRGM funding. The Choutuppal Experimental Hydrogeological Park has also benefited from INSU support within the H+ observatory. Mr. M. Wajiduddin is kindly acknowledged for the field work. The authors are thankful to the reviewers for their constructive comments that greatly enhanced the quality of the manuscript.

References

- Acworth, R. I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 20, 265–272.
- Agarwal, R., 1980. A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data. SPE Paper 9289 presented at the 55th SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 21–24 September, Dallas, Texas.
- Akkiraju, V. V., Roy, S., 2011. Geothermal climate change observatory in south India 1: Borehole temperatures and inferred surface temperature histories. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 36, 1419–1427.
- Aulong, S., Chandra, B., Farnier, L., Galab, S., Guerrin, J., Himanshu, H., Prudhvikar Reddy, P., 2012. Are South Indian farmers adaptable to global change? A case in an Andhra Pradesh catchment basin. *Regional Environmental Change* 12, 423–436.
- Banks, E. W., Simmons, C. T., Love, A. J., Cranswick, R., Werner, A. D., Bestland, E. A., Wood, M., Wilson, T., 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeology Journal* 17, 1969–1989.
- Boisson, A., Baisset, M., Alazard, M., Perrin, J., Villesseche, D., Kloppmann, W., Chandra, S., Dewandel, B., Picot-Colbeaux, G., Ahmed, S., Maréchal, J.-C., in press. Comparison of surface and groundwater balance approaches in the evaluation of managed aquifer recharge structure: Case of a percolation tank in hard rocks aquifer in India Accepted in *Journal of Hydrology*.
- Boutt, D., Diggins, P., 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.
- Butler, J., 1988. Pumping tests in nonuniform aquifers - The radially symmetric case. *Journal of Hydrology* 101, 15–30.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. *Journal of Hydrology* 400, 377–386.
- Chilton, P., Foster, S., 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal* 3, 36–49.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaire, F. D., Some, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater* 48, 269–283.
- de Condappa, D., 2005. Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, France, 361.
- de Condappa, D., Galle, S., Dewandel, B., Haverkamp, R., 2008. Bimodal Zone of the Soil Textural Triangle: Common in Tropical and Subtropical Regions. *Soil Science Society of America Journal* 72 (1), 33–40.

- DesRoches, A., Danieleescu, S., Butler, K., 2014. Structural controls on groundwater flow in a fractured bedrock aquifer underlying an agricultural region of northwestern New Brunswick, Canada. *Hydrogeology Journal* 22, 1067–1086.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., 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., Lachassagne, P., Zaidi, F. K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology* 405, 474–487.
- Dewandel, B., Perrin, J., Ahmed, S., Aulong, S., Hrkál, Z., Lachassagne, P., Samad, M., Massuel, S., 2010. Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions: application to a rural watershed in South India. *Hydrological Processes* 24, 2784–2797.
- Drew, L., Schuenemeyer, J., Armstrong, T., Sutphin, D., 2001. Initial yield to depth relation for water wells drilled into crystalline bedrock: Pinardville Quadrangle, New Hampshire. *Groundwater* 39 (5), 676–684.
- Ferrant, S., Caballero, Y., Perrin, J., Gascoin, S., Dewandel, B., Aulong, S., Dazin, F., Ahmed, S., Maréchal, J.-C., 2014. Projected impacts of climate change on farmers' extraction of groundwater from crystalline aquifers in South India. *Scientific Reports* 4, 3697.
- Fishman, R., Siegfried, T., Raj, P., Modi, V., Lall, U., 2011. Over-extraction from shallow bedrock versus deep alluvial aquifers: Reliability versus sustainability considerations for India's groundwater irrigation. *Water Resources Research* 47.
- Fredlund, D., Xing, A., 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* 31, 521–532.
- G.S.I., 2005. Geological and Mineral map of Andhra Pradesh. Geological Survey of India.
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology* 511, 320–334.
- Gustafson, G., Krásný, J., 1994. Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology* 2, 64–75.
- Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., 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, 1–17.
- Keys, W., 1990. Borehole geophysics applied to ground-water investigations. In: USGS (Ed.), *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey Book 2*, 150.
- Klepikova, M., Le Borgne, T., Bour, O., Davy, P., 2011. A methodology for using borehole temperature-depth profiles under ambient, single and cross-borehole pumping conditions to estimate fracture hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 407, 145–152.

- Kumar, R., Singh, R., Sharma, K., 2005. Water resources of India. *Current Science India* 89 (5), 794–811.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., Caudal, J. P., 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, 347–359.
- MacDonald, A. M., Bonsor, H. C., Dochartaigh, B. E. O., Taylor, R. G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters* 7 - 024009, 7 pp.
- Maréchal, J.-C., 2010. Editor's message: the sunk cost fallacy of deep drilling. *Hydrogeology Journal* 18, 287–289.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F. K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329, 281–293.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., 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, W11508.
- Mayo, A., Morris, T., Peltier, S., Petersen, E., Payne, K., Holman, L., Tingey, D., Fogel, T., Black, B., Gibbs, T., 2003. Active and inactive groundwater flow systems: evidence from a stratified, mountainous terrain. *Geological Society of America Bulletin* 115 (12), 1456–1472.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R., Bussière, B., 2002. Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical and Geological Engineering* 20, 235–259.
- Mukherji, A., Shah, T., 2005. Groundwater socio-ecology and governance: a review of institutions and policies in selected countries. *Hydrogeology Journal* 13 (1), 328–345.
- Paillet, F. L., 1998. Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations. *Water Resources Research* 34, 997–1010.
- Perrin, J., Ahmed, S., Hunkeler, D., 2011a. The effects of geological heterogeneities and piezometric fluctuations on groundwater flow and chemistry in a hard-rock aquifer, southern India. *Hydrogeology Journal* 19, 1189–1201.
- Perrin, J., Mascré, C., Pauwels, H., Ahmed, S., 2011b. Solute recycling: An emerging threat to groundwater quality in southern India? *Journal of Hydrology* 398, 144–154.
- Pettenati, M., Perrin, J., Pauwels, H., Ahmed, S., 2013. Simulating fluoride evolution in groundwater using a reactive multicomponent transient transport model: Application to a crystalline aquifer of Southern India. *Applied Geochemistry* 29, 102–116.
- Philip, J., 1993. Approximate analysis of falling-head lined borehole permeameter. *Water Resources Research* 21, 1025–1033.
- Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B. S., Reddy, A. G. S., 2009. Understanding hydrological processes in a highly stressed granitic aquifer in southern India. *Hydrological Processes* 23, 1282–1294.

- Reynolds, W., 2010. Measuring soil hydraulic properties using a cased borehole permeameter: Steady flow analyses. *Vadose Zone Journal* 9, 637–652.
- Reynolds, W., 2011. Measuring soil hydraulic properties using a cased borehole permeameter: Falling head analysis. *Vadose Zone Journal* 10, 999–1015.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J., Longuevergne, L. and Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., Mougin, B., 2014. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology* 509, 42–54.
- Ruiz, L., Varma, M., Kumar, M., Sekhar, M., Maréchal, J.-C., D. M., Riotte, J., Kumar, S., Kumar, C., Braun, J.-J., 2010. Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India): Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology* 380, 460–472.
- Shah, T., Roy, A., Qureshi, A., Wang, J., 2003. Sustaining Asia's groundwater boom: An overview of issues and evidence. *Natural Resources Forum* 27, 130–141.
- Stober, I., Bucher, K., 2007. Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal* 15, 213–224.
- Sukhija, B. S., Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Bhattacharya, S. K., Jani, R. A., Kumar, D., 2006. Characterisation of recharge processes and groundwater flow mechanisms in weathered-fractured granites of Hyderabad (India) using isotopes. *Hydrogeology Journal* 14 (5), 663–674.
- Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal* 8, 279–294.
- Theis, C., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union Part 2*, 519–524.
- Van der Hoven, S., Solomon, D., Moline, G., 2003. Modeling unsaturated flow and transport in the saprolite of fractured sedimentary rocks: Effects of periodic wetting and drying. *Water Resources Research* 39 (7), 1186.
- Van Genuchten, M., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society Of America Journal* 44, 892–898.
- White, A., Bullen, T., Schulz, M., Blum, A., Huntington, T., Peters, N., 2001. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 65 (6), 847–869.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 21–34.
- Wyns, R., Gourry, J., Baltassat, J., Lebert, F., 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0–100 m) en contexte de socle altéré. Colloque GEOFCAN, 21–22 September 1999, Orléans Extended abstracts, 105–110, BRGM ed.

3.4 Discussion et perspectives

La caractérisation hydrodynamique des aquifères du socle cristallin du Sud de l'Inde a permis d'identifier les structures pertinentes et d'estimer leurs propriétés hydrauliques. Il apparaît qu'à l'échelle du bassin versant, la connectivité hydraulique est assurée par une interface de quelques mètres d'épaisseur regroupant la base de la saprolite et la tête du granite fracturé. Cette interface présente des propriétés intéressantes aussi bien du point de vue de sa perméabilité que de sa porosité, bien que celles-ci puissent être très variables spatialement. En revanche, la connectivité hydraulique semble fortement diminuer avec la profondeur en raison d'un nombre plus limité de fractures transmissives. De la même manière, la porosité du système diminue avec la profondeur. Dans les conditions de basses eaux, le système apparaît très discontinu latéralement et des compartiments plus ou moins isolés sont identifiables. Ces derniers sont assimilables à des amas de fractures plus transmissives relativement isolés dans l'espace, *a priori* similaire à ce qui a été observé sur le site de Mirror Lake aux États-Unis (Hsieh, 1998). Les longueurs de ces compartiments sont variables mais se situent visiblement aux alentours de quelques centaines de mètres.

La diminution générale de la quantité d'eau disponible suppose que les niveaux piézométriques oscillent depuis quelques années autour de cette interface saprolite – granite (Dewandel *et al.*, 2010). La forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations ainsi que l'exploitation intensive du milieu impliquent par conséquent des conditions hydrologiques très variables. Le passage d'écoulements de bassin versant à des écoulements plus localisés semble, *a priori*, relativement fréquent. Les écoulements souterrains sont donc fonction de la topographie mais également des niveaux piézométriques et de la profondeur de la saprolite qui peut être très variable dans l'espace. Plusieurs facteurs susceptibles d'avoir occasionné une telle géométrie de cette interface peuvent être cités comme la variabilité de la distribution des fractures impliquant un avancement plus ou moins important de l'altération, la variabilité spatiale de la composition du granite ou encore les différences de gradients hydrauliques (Anderson et Anderson, 2010).

Afin d'évaluer la variabilité de la profondeur de cette interface, la tomographie électrique semble relativement adaptée. Les contrastes lithologiques étant suffisamment importants, cette interface peut être défini dans certaines conditions par une valeur proche de $400 \Omega \text{ m}$ (Braun *et al.*, 2009). L'imagerie électrique offre également une bonne représentation de la géométrie des réservoirs. Cependant, cette méthode est intégratrice et ne permet pas d'obtenir suffisamment de détails pour évaluer le degré d'hétérogénéité de ce type de système, pourtant nécessaire à l'implantation d'un ouvrage productif. Malgré tout, cette technique se révèle très utile pour imager en trois dimensions la profondeur de l'interface saprolite – granite, dans le but, par exemple, de simuler les écoulements à l'échelle du bassin versant (Chaudhuri *et al.*, 2013). Une méthode plus récente, actuellement utilisée au NGRI, permet une imagerie haute résolution et en trois dimensions des propriétés de sub-surface. Cette méthode d'imagerie haute résolution, appelée SkyTem, utilise la technologie électromagnétique aéroportée pouvant cartographier des surfaces très importantes (Sørensen et Auken, 2004). Cependant, il reste toujours difficile de caractériser l'épaisseur de l'interface saprolite – granite à partir de ces méthodes géophysiques, bien que cette information soit également importante, pour la gestion de la ressource en eau. Toutefois, à partir des données de débitmétrie en forage, cette interface, également appelée zone de transition, peut-être estimer aux alentours de 1 à 3 m en moyenne (Dewandel *et al.*, 2006).

Parmi les questions qui restent pour le moment en suspens, il y a celle de la recharge du compartiment plus profond. De quelle manière ces compartiments se rechargent ? Est-ce grâce à quelques connexions assurées par des fractures sub-verticales ? Est-ce à travers la remontée de ces compartiments permettant des connexions avec l'interface saprolite – granite ? Ou encore, est-ce via simplement un réseau de fractures moins développé mais permettant d'assurer la connexion entre ces deux systèmes ? Les premiers résultats obtenus sur le site expérimental suggèrent que ces compartiments supérieur et inférieur sont très mal connectés verticalement. Cependant, il est possible que certaines fractures non identifiées puissent assurer la connexion ou bien que le compartiment inférieur remonte par endroit permettant la connexion avec le compartiment supérieur. Cette hypothèse peut être envisagée dans la mesure où cet amas de fractures transmissives semble suivre la base de la saprolite et pourrait être par endroits plus proche de la surface, comme par exemple au Sud du site expérimental. En effet, ce compartiment est situé à environ de 23 m de profondeur sur le puits CH7 tandis qu'il est localisé à 29 m sur le forage CH11. Cette

hypothèse reste cependant plus difficile à envisager pour les compartiments plus profonds rencontrés par exemple sur CH4, où les fractures sont situées à plus de 50 m de profondeur. Cette question pourrait être abordée à travers l'estimation des temps de résidence selon la profondeur, à l'aide par exemple des méthodes géochimiques de datation des eaux souterraines (Busenberg et Plummer, 1992, 2000). Pour cela, il serait nécessaire d'effectuer les prélèvements dans un milieu non exploité et si possible durant la foration afin d'éviter les mélanges. Par ailleurs, des précautions sont à prendre puisque cette donnée peut se révéler très sensible et intégratrice, il est donc nécessaire de la confronter à d'autres méthodes (Leray, 2012).

D'un point de vue hydrologique, ces systèmes altérés et fracturés peuvent dorénavant être divisés en trois composantes plus ou moins transmissives : la saprolite, l'interface saprolite – granite et les fractures transmissives en profondeur au sein du granite très peu perméable. Leurs distributions spatiales ainsi que leurs propriétés hydrauliques ont pu être identifiées, du moins en partie, mais leurs propriétés de transport n'ont pour le moment pas été étudiées. Pourtant ces informations peuvent s'avérer très utiles dans un contexte d'exploitation de la ressource en eau, notamment en permettant une estimation plus précise des temps de transfert d'un contaminant depuis la surface au puits d'exploitation. Au vu des conditions hydrologiques actuelles, les transferts dans la saprolite seront principalement verticaux. En revanche, au sein du reste du système, les transferts se feront majoritairement latéralement. La connectivité hydraulique de l'interface saprolite – granite étant assurée spatialement, cela devrait conduire *a priori* au transport de contaminants sur des distances relativement importantes. Cette interface présente visiblement une porosité plus grande et donc, à débit de pompage identique, les temps de transfert seront *a priori* plus longs comparés à ceux prédits dans les compartiments inférieurs. En conditions de basses eaux, les contaminants seront, d'une certaine manière, piégés dans le volume inférieur. La caractérisation des propriétés de transport à l'échelle du site nécessite des travaux complémentaires dans les trois compartiments du système, par exemple, en mettant en place des expériences de traçage de puits à puits, ou bien des expériences de traçage dans la saprolite en contexte non-saturé. Compte-tenu des conditions hydrologiques sur le site, et de la plus grande difficulté d'interprétation des traçages dans un milieu non-saturé, la caractérisation des propriétés de transport sera tout d'abord abordée dans le compartiment plus profond. Ces travaux sont présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

Propriétés de transport à l'échelle d'une fracture

4.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude des propriétés de transport des milieux cristallins fracturés soumis à l'altération profonde. L'objectif est d'identifier le rôle respectif de l'advection hétérogène et de la diffusion dans la matrice à l'échelle d'une fracture ou d'une zone de fractures à partir de l'analyse des courbes de restitution aux temps longs. Deux méthodes d'essais de traçage complémentaires ont été mises en place afin de tester le compartiment inférieur sur différentes échelles d'investigation. Suite à l'analyse des courbes de restitution en diagramme bi-logarithmique, un modèle d'interprétation a été choisi permettant ainsi d'interpréter les deux types de tests selon le même modèle conceptuel. Les solutions utilisées sont celles développées par Becker et Shapiro (2003) qui tiennent compte uniquement des processus advectifs. Ces solutions semi-analytiques sont présentées en annexe C.

4.2 Article : Identification of transport processes in fractured crystalline rock from different forced-gradient tracer experiments conducted in Southern India (Guihéneuf et al., en préparation)

Identification of transport processes in fractured crystalline rock from different forced-gradient tracer experiments conducted in Southern India*

N. Guihéneuf^{a,b}, O. Bour^b, A. Boisson^a, T. Le Borgne^b, M. W. Becker^c, B. Nigon^a, M. Wajiduddin^a, S. Ahmed^d and J.C. Maréchal^e

^aBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

^bOSUR, Géosciences Rennes, UMR6118 CNRS – Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France

^cDepartment of Geological Sciences, California State University Long Beach, Long Beach, California, 90840, United States

^dNational Geophysical Research Institute, Indo-French Center for Groundwater Research, Uppal Road, 500007 Hyderabad, India

^eBRGM, D3E, New Resource & Economy Unit, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

Article in preparation for Journal of Contaminant Hydrology

*La numérotation des sections, des figures et des tableaux est relative à l'article.

Abstract

Identifying dominant transport processes in fractured formation is of prime importance for aquifer restoration or for prediction of contaminants transfer in the subsurface. This question remains yet unknown in the overexploited fractured granite in Southern India while it could significantly lead to improvements in reactive transport modeling and aquifer management. In the present study, we realized forced-gradient tracer experiments to characterize physical solute transport processes in weathered and fractured granite of Southern India (Andhra Pradesh State). Both radially convergent and push-pull tracer experiments were achieved in the same flowing fractures zone in the Experimental Hydrogeological Park of Choutuppall developed in a small area. Radially convergent and push-pull tracer experiments were conducted with non-reactive tracers to focus on physical processes such as heterogeneous advection or matrix diffusion. Radially convergent tracer experiments were carried out for different distances between injection and pumping boreholes and for different flow configurations. Push-pull tracer experiments were performed at different scales of investigation with or without resting phase to investigate the impact of matrix diffusion.

All radially convergent tracer experiments have displayed a -2 power law slope on the late time behavior of the breakthrough curves that is clearly different of the late time behavior expected from matrix diffusion. Such power-law decay can be well modeled with transport models that only take into account heterogeneous advection. Push-pull tracer tests also suggest the impact of matrix diffusion to be negligible on the breakthrough curves as shown by 1) a long duration push-pull tracer experiment with different tracers 2) the comparison of pulse push-pull tracer experiments realized with and without resting phase that did not reveal a significant decline of peak concentration of late time behaviors between both experiments. In addition, we also showed that the power law exponent of late time breakthrough curve of push-pull tracer experiments varies as a function of the scale of investigation. The power law exponent increases as push time or injected volume increases, in opposition with model prediction. Although more modeling efforts are required to demonstrate if this behavior could be related to the coalescence of streamlines in push-pull configuration. These tracer experiments highlight the role of heterogeneous advection on the late-time breakthrough curve in weathered fractured crystalline rocks. Implications of our results are also discussed in terms of transport modeling aquifer and groundwater management.

Keywords: cross-hole tracer tests; single-well injection-withdrawal tracer test; conservative solute transport; channeling of fluid flow; hard rock; semi-arid region

1 Introduction

Understanding dominant transport processes in fractured formation is of prime importance for prediction of contaminants transfer from the subsurface or for selection of deep nuclear-waste repository (Berkowitz, 2002; Bodin et al., 2003). Groundwater flow in fractured reservoirs occur in small part of rock volume (National Research Council, 1996) and implies preferential flow paths that conduct contaminants very quickly from point to point (Tsang and Neretnieks, 1998). The complexity of fractures geometries such as connectivity can significantly affect solute transport because it can present high-permeability domains that can be separated by low-permeability domains (Day-Lewis et al., 2000). In general, high-permeability domains are recognized to be dominated by advection while low-permeability domains are characterized by diffusion of contaminants (National Research Council, 1996). Nevertheless, identifying the respective role of advection and diffusion processes remains a difficult task since many effects can impact on anomalous solute transport in fractured reservoir such as physical and chemical reactions between solute and rock material (Bodin et al., 2003). Considering non-reactive solute transport and excluding physical reactions like sorption process, mass-exchange processes in fractured formation can be conceptualized as (1) hydrodynamic dispersion and mass spreading at the fracture scale or into one pathway, (2) heterogeneous advection and mass spreading associated to adjacent advective pathways, and (3) matrix diffusion related to mass exchange between mobiles and immobile zones (Becker, 2003).

Many studies about contaminant transport rely on granitic formations because of their interest for deep nuclear-waste repository (Ohlsson and Neretnieks, 1995). Numerous of them have highlighted the importance of fluid flow channeling within fractures (see the review of Tsang and Neretnieks (1998)). Because of rough wall surfaces and tight fractures, path of least resistances can be formed and conduct water preferentially (Bourke, 1987; Hakami and Larsson, 1996; Neretnieks et al., 1982; Pyrak-Nolte et al., 1987). In some cases, it has been shown that only 20% of fracture plane conduct water into channels (Abelin et al., 1994; Bourke, 1987). Channeling effect may have also important impact on solute transport for larger distances (Abelin et al., 1991; de Dreuzy et al., 2012; Tsang et al., 1991). Heterogeneous advection induced by fluid flow channeling has been recognized to be the main solute transport process under forced-gradient tracer experiments in the fractured crystalline rocks in New Hampshire (Becker and Shapiro, 2000, 2003). Those authors have performed radially convergent and weak dipole experiments in the Mirror

Lake site by using different conservative tracers to quantify the impact of matrix diffusion. They have shown that all breakthrough curves have similar late time behavior and concluded that matrix diffusion have no significant impact. On the other hand, Hadermann and Heer (1996) carried out forced-gradient tracer experiments also with various conservative tracers in the Grimsel granite and have highlighted the impact of matrix diffusion. In particular, they have shown that some tracer tests were characterized by a power law slope of -1.5 in the breakthrough curve which is characteristic of matrix diffusion. Identifying the importance of matrix diffusion or heterogeneous advection on anomalous transport in fractured rocks appears still challenging to predict contaminant transfer in such media. Even if fresh plutonic rocks present low porosity close to 0.5%, weathering of the rock at the sub-surface and in the vicinity of the fracture will increase porosity which may in turn potentially increase matrix diffusion (Ohlsson and Neretnieks, 1995). This effect could be more important in highly weathered granite such as the Archean granite of Southern India (Dewandel et al., 2006). Moreover, dissolution and precipitation of mineral may smooth fracture walls and consequently reduce channeling effect as suggested by Sausse (2002).

In this study, we propose to characterize physical solute transport processes in weathered and fractured granite under forced-gradient tracer experiments. The identification of dominated transport processes remains yet very poorly studied in such media although predicting contaminants transfer could significantly help to aquifer management or aquifer restoration. Complementary tracer experiments were achieved at the Experimental Hydrogeological Park of Choutuppal (Andhra Pradesh, Southern India) where a large number of boreholes have been implemented for hydrogeological research. Radially convergent and push-pull tracer experiments were conducted with conservative tracers to neglect chemical reactions and focus only on physical processes as hydrodynamic dispersion and matrix diffusion. Implications of our results will be discussed in the Indian context, where the intensive exploitation of groundwater resource has generated a dramatic increase of fluoride concentration (Pettenati et al., 2013).

2 Identification of solute transport processes in fractured rock from field data

In general, radially convergent tracer tests have shown that solute transport in fractured media displays anomalous behavior which cannot be properly interpreted with classical solutions of the advection dispersion equation (ADE) (Moench, 1989; Welty and Gelhar, 1994). The scale dependence of dispersivity or the long tailing of breakthrough curves often suggests anomalous solute transport, so-called Non-Fickian transport (Berkowitz, 2002; Carrera, 1993). The asymmetric shape of breakthrough curves has especially attracted the attention although many effects can reproduce this anomalous behavior (Bodin et al., 2003).

Several authors have explained long breakthrough tailing in fractured formation with matrix diffusion process (Haggerty et al., 2000; Maloszewski and Zuber, 1990, 1993; Meigs and Beauheim, 2001; Moench, 1995). Matrix diffusion corresponds to mass exchanges between (1) mobile zones related to water movement in the fracture or in the channels and (2) immobile zones related to stagnant water in the porous rock matrix or in the fracture (Rasmuson and Neretnieks, 1986). Using numerous conservative tracers with different diffusion coefficients during same experiment (i.e. under forced or natural gradient experiments) is certainly one of the best approach to highlight the evidence of matrix diffusion (Callahan et al., 2000; Garnier et al., 1985; Jardine et al., 1999; Meigs and Beauheim, 2001; Shapiro, 2001) or to exclude those impact (Becker and Shapiro, 2000). Another approach consist to analyze the breakthrough tailing in order to identify for instance the power law slope of -1.5 which is characteristic of matrix diffusion (Hadermann and Heer, 1996; Haggerty et al., 2000; Shapiro et al., 2008).

Channeling of fluid flow has been recognized also to strongly impact solute transport in fractured formation as it produces heterogeneous advection (Becker and Shapiro, 2003; Tsang and Neretnieks, 1998). Geological heterogeneities in both porous and fractured media induce an important range of fluid flow velocities which affect breakthrough curve as it can produce a tailing close to a power law slope of -2 (Becker and Shapiro, 2000, 2003; Di Donato et al., 2003; Willmann et al., 2008). This behavior, so-called “slow advection” (Shapiro et al., 2008; Willmann et al., 2008) has been observed at early times in long breakthrough tailing then followed by a -1.5 power law slope at late time, characteristic of matrix diffusion in porous medium (Gouze et al., 2008; Le Borgne and Gouze, 2008) and suspected in fractured

formations (Shapiro et al., 2008).

To investigate dominant solute transport processes in geological formation, the use of several tracer experiments configuration such as push-pull and radially convergent tracer design, has been suggested to be very useful in order to reduce both the conceptual model and parameters uncertainty (Becker and Shapiro, 2003; Meigs and Beauheim, 2001; Nordqvist et al., 2012; Tsang, 1995). Push-pull tracer experiment, so-called single-well injection-withdrawal tracer test, has been recognized to be particularly suited as a diagnostic test to ascertain the presence of matrix diffusion (Tsang, 1995). For instance, matrix diffusion can be particularly evaluated when a resting phase is introduced between injection and pumping phase and lead to a decline of tailing in tracer recovery. This is especially true in the case of no tracer drift induced by natural gradient, where advective processes are expected to be theoretically reversible (Lessoff and Konikow, 1997). Choice of tracer is also crucial to investigate solute transport processes. Typically, an ideal conservative tracer should have (1) high solubility in water, (2) low detection limit, (3) low pH and temperature dependences, (4) negligible sorption processes, (5) chemical and biological stability and (6) no toxic for environment (Leibundgut et al., 2009).

In the present study, we have chosen to apply both radially convergent and push-pull tracer experiments in the same permeable fractured zone of the Experimental Hydrogeological Park. Various distances from injection points have been tested in both tracer experiments to allow effect of scale of investigation. Except one push-pull tracer tests, all of the experiments were achieved with fluorescein which is considered one of the best conservative fluorescent dye (Leibundgut et al., 2009). For the purpose of matrix diffusion and to complete information about this specific process, one long duration push-pull experiments was performed with a cocktail of fluorescein and sodium chloride. From late time breakthrough curves analysis, we have chosen the semi-analytical solutions developed by Becker and Shapiro (2003) to interpret both experiments with the same conceptual model. In the next part of this paper, we will describe more in details all methods and choices of the model.

3 Experimental setup and modeling approach

3.1 Experimental Site description

The Experimental Hydrogeological Park (EHP) is located in Andhra Pradesh state of Southern India under semi-arid climate, at about 60 km from Hyderabad (Figure 1). EHP has been developed into weathered and fractured Archean granite and consists on twenty-eight boreholes drilled at different depths (max. 70 m deep below ground surface) in a very small area. Numerous hydraulic tests performed on the site (Boisson et al., in preparation; Guihéneuf et al., 2014) allowed us to propose an hydrogeological conceptual model of the EHP (Figure 2). This crystalline rock is poorly fractured with few permeable fractures at depth. A first permeable fractures zone is localized at the top of the fractured granite, in general at 15 to 20 m deep below ground surface.

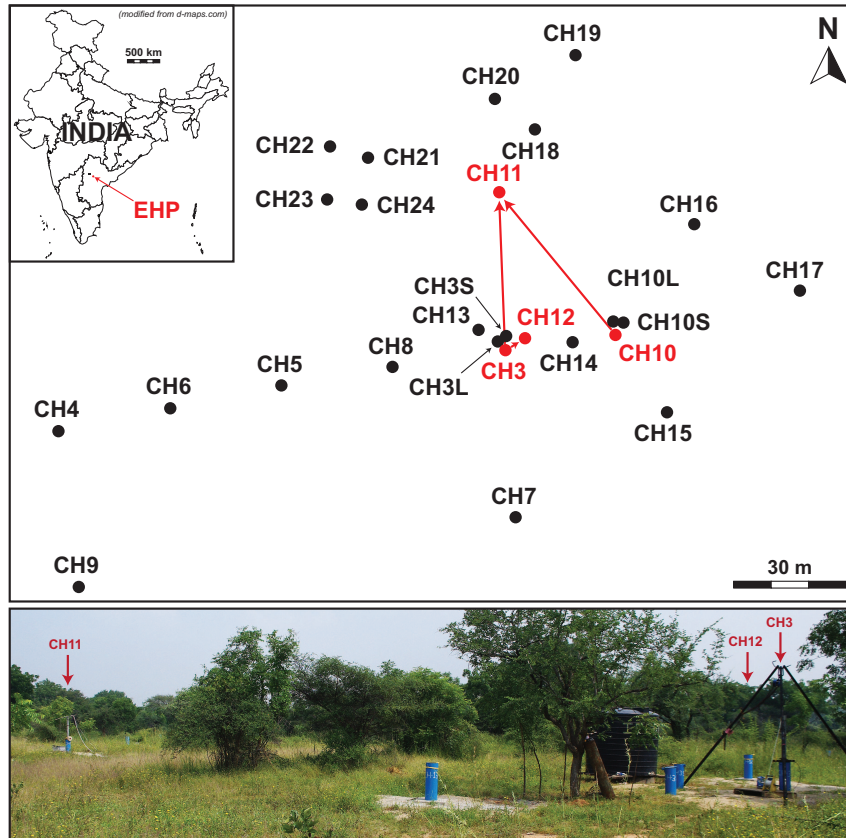


Figure 1: Location of the Experimental Hydrogeological Park (EHP) in the Andhra Pradesh state of Southern India. Zoom on the borehole location is providing with, in red, the borehole used for tracer experiments (i.e. radially convergent and push-pull tracer experiments).

Few other flowing fracture zones were identified at greater depth below ground surface, but in general these fractures are not connected all over the site. Due to overexploitation of groundwater resource and insufficient recharge, water level is often below the top of the granite. Under these low water level conditions, the compartmentalization of the aquifer has been highlighted due to limited extension of the deeper flowing fracture zones (Guihéneuf et al., 2014). This characteristic is particularly interesting for conducting tracer tests since it prevails the site to be impacted by ambient regional flow or farming pumping boreholes during the experiments. Consequently, solute transport has been investigated under forced-gradient tracer experiments into the deeper flowing fracture zones. We applied both radially convergent and push-pull tracer experiments under low water level conditions (Figure 2). We choose to achieve the tracer experiments around CH3 borehole where the deepest fracture zone is located between 25.5 and 27 meters and has been very well characterized thanks to many hydraulic tests (Guihéneuf et al., 2014).

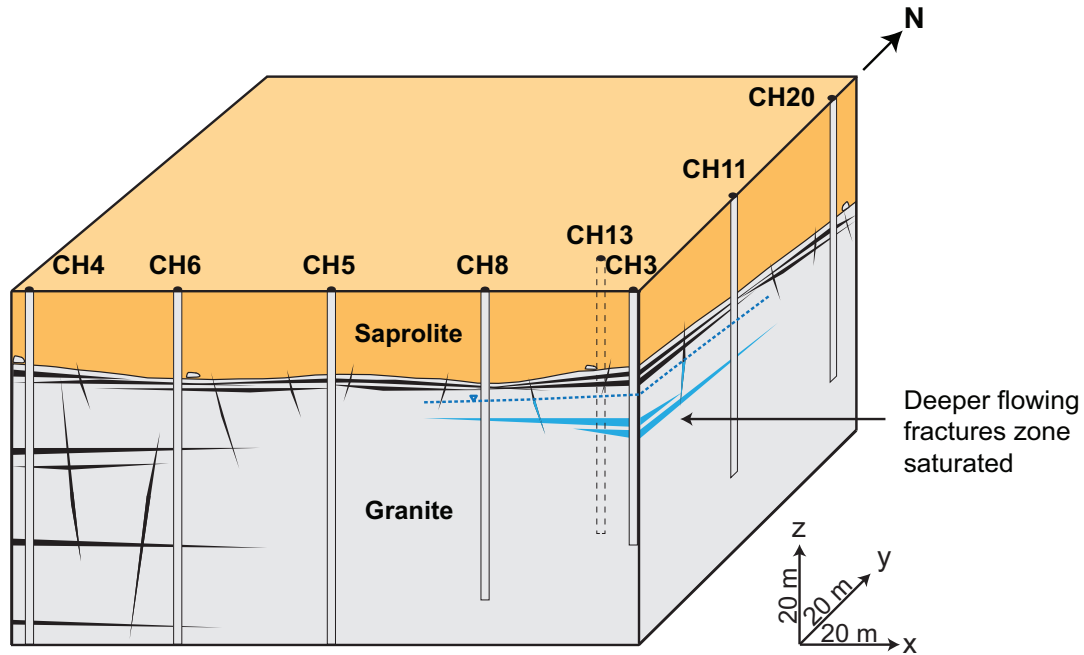


Figure 2: Conceptual hydrogeological model at EHP scale including main flowing fractures zones in the granite, modified from Guihéneuf et al. (2014).

3.2 Tracer used for the experiments

All tracer experiments were achieved with conservative fluorescent dye, named fluorescein or so-called uranine, to avoid chemical interactions with the host rock. Fluorescent dyes are particularly easy to use in the field because they can be measured continuously, for instance with a borehole fluorometer (Schnegg, 2002). Fluorescein was chosen because of (1) good water solubility (2) low detection limit (1×10^{-3} ppb) and (3) low toxicity (Leibundgut et al., 2009). Nevertheless, fluorescein presents pH dependence that may affect detection limit because of reducing intensity for a pH value less than 9 (Gerke et al., 2013; Leibundgut et al., 2009). Below this pH value, the fluorescent tracer loses intensity due to degradation of the compound by the break of some double bonds of the protons (Leibundgut et al., 2009). This effect is particularly important in low pH and when acidity variability of the medium is high. Besides, pH value measured in the EHP by boreholes logging was relatively constant with a value of about 6.8. In addition, calibration of borehole fluorometer has been done with water from the EHP to reduce pH dependence. Sorption processes between fluorescein and rock material can also strongly affect late time behavior in the breakthrough curves. Even so, fluorescein which has an anionic carboxylic group presents negligible sorption onto negatively charged sandstone or silica (Kasnavia et al., 1999; Sabatini, 2000). Consequently, feldspars or quartz near-surfaces should not react with fluorescein. Regarding the biotite near-surface, another important mineral in granitic rock, it has been shown by Bray et al. (2014) that under a pH value less than 9, due to removal of K, Mg, Al and Fe which are not charge conservative, the biotite near-surface results in a relative negative charge. Thus, sorption processes should not significantly impact tracer experiments performed with fluorescein in the fractured granite of the EHP.

3.3 Radially convergent tracer experiments

Three radially convergent tracer experiments were performed into the same fracture zone (i.e. the deeper permeable fracture zone under low water level conditions) for different flows configuration and at different distances between injection and pumping boreholes (Figure 3a). The experiments were achieved with low pumping rates due to the low permeability of the medium. The experiments last between few days to about two weeks for the longest one. The first radially convergent tracer experiment was conducted between CH3 (injection borehole) and CH12 (pumping

borehole) at a distance of 5.5 m for a pumping rate of $1.1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (Table 1). The second radially convergent tracer experiment was achieved between CH3 (injection borehole) and CH11 (pumping borehole) at a distance of 30 m for a pumping rate of $0.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (Table 1). The last radially convergent tracer experiment was achieved between CH10 (injection borehole) and CH11 (pumping borehole) at a distance of 41 m for a pumping rate of $0.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (Table 1). Tracer solution was injected in front of the fractures zone, at least two hours after start of the pumping, in steady-state hydraulic conditions. Because of low permeability of the fractures zone, injection rates were lowered as possible in order to provide an injection rate below the critical injection rate (Brouyère et al., 2008). Nevertheless, it was not possible for all radially convergent experiments. A single-packer was positioned in the injection borehole just below the flowing fractures zone to avoid a possible flush of the tracer at the bottom of the borehole (Figure 3a). A second single-packer was positioned between the shallow and deeper flowing fractures zones in the pumping borehole for two tracer experiments (i.e. CH3 to CH11 and CH10 to CH11) to pump only in the deeper fracture zone. However, the water level was sufficiently low at the time of the experiments, so that the upper permeable fracture zone was dewatered and never pumped.

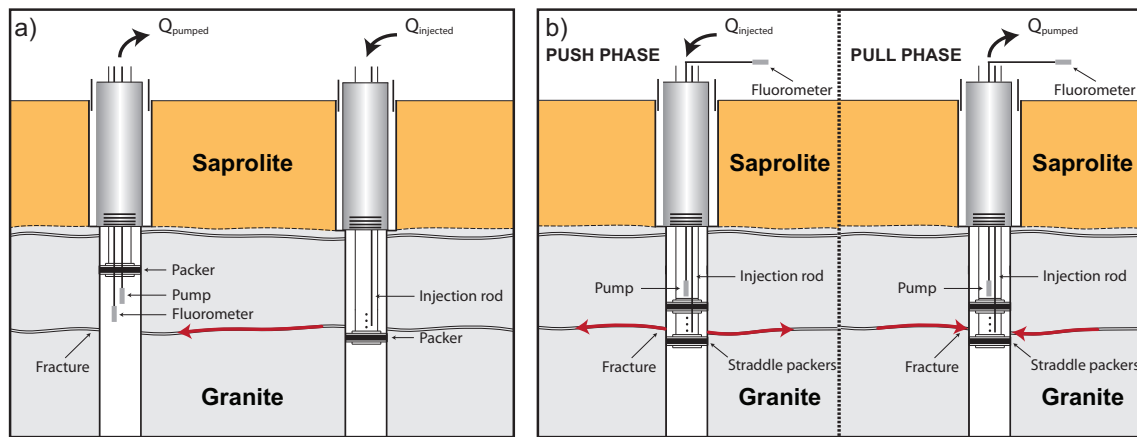


Figure 3: Forced-gradient tracer experiments performed in the Experimental Hydrogeological Park (Andhra Pradesh, Southern India) where (a) displays radially convergent protocol in the deeper flowing fractures zone between two boreholes, (b) illustrates the push and pull phase during push-pull tracer experiments.

Table 1: Characteristic of radially convergent tracer experiments performed in the EHP.

Name of experiment	Injection borehole	Pumping borehole	d (m)	Q_p (m ³ h ⁻¹)	Q_{inj} (m ³ h ⁻¹)	M_{inj} (g)	V_{inj} (l)	V_{chase} (l)
CH3 - CH12	CH3	CH12	5.5	1.1	0.47	1.0	62	20
CH3 - CH11	CH3	CH11	30.2	0.5	0.33	5.5	80	4
CH10 - CH11	CH10	CH11	41	0.5	0.43	3.0	80	4

3.4 Push-pull tracer experiments

Several push-pull tracer experiments were performed into the deeper flowing fractures zone between straddle packers (Figure 3b). To complement the dataset, we choose to achieve the push-pull tracer experiments in the injection boreholes that were used for radially convergent tests (i.e. CH3 and CH10). Because tracer is injected and extracted in the same borehole, mass tracer is expected to travel along approximately the same streamlines and to be sensitive mainly on matrix diffusion processes (Tsang, 1995). Except one push-pull tracer experiment which will be detailed below, all push-pull tracer experiments were conducted with fluorescein. Injection was achieved after injecting fresh water extracted previously from the formation, at the same rates. Two push times were fixed to investigate the impact of the scale of investigation. Push times were fixed to 14 min and 55 min and push-pull tracer experiments were achieved without or with resting phase. Note that all tracer solutions were injected during 5 min and then followed by a chaser for the rest of the push time. Resting phase of about 1 h has been introduced in some cases in order to measure a potential drift of tracer induced by natural hydraulic head gradient (Hall et al., 1991; Leap and Kaplan, 1988; Lessoff and Konikow, 1997). Such a resting phase should also allow to investigate the effect of matrix diffusion through a potential decline of peak concentration or breakthrough tailing (Tsang, 1995). All technical details, including injection and pumping rates or mass injected, are provided in table 2.

Table 2: Characteristic of push-pull tracer experiments performed in CH3 and CH10 boreholes. Note that all tracer solutions were injected during 5 min and then followed by a chaser for the rest of the push time.

Name of experiment	t_{push} (min)	Resting phase (min)	Q_{inj} (m ³ h ⁻¹)	Q_p (m ³ h ⁻¹)	M_{inj} (g)	V_{inj} (l)
CH3	14	-	0.60	0.53	6.0×10^{-2}	139
CH3	14	66	0.60	0.59	6.0×10^{-2}	139
CH3	55	69	0.60	0.59	2.1×10^{-1}	544
CH10	14	-	0.51	0.53	1.4×10^{-2}	121
CH10	14	66	0.52	0.53	1.3×10^{-2}	121
CH10	55	-	0.52	0.53	1.6×10^{-2}	477
CH10 _{fluorescein}	187	60	0.41	0.43	4.7×10^{-1}	1289
CH10 _{NaCl}	187	60	0.41	0.43	1483	1289

A long duration push-pull tracer experiment was performed between straddle packers into the same deeper fractures zone in CH10 borehole. To investigate the possible effect of matrix diffusion, this long duration push-pull tracer experiment was achieved with a continuous injection of 187 min (equivalent injected volume of 1289 l) with two conservative tracers, fluorescein and sodium chloride. Sodium chloride and fluorescein have different diffusion coefficients so that a comparison of the late time behaviors in the breakthrough curves should provide some information about diffusion processes (Becker and Shapiro, 2000; Garnier et al., 1985; Jardine et al., 1999). The diffusion coefficient for fluorescein is estimated at 4.2×10^{-6} cm² s⁻¹ (Casalini et al., 2011) in free water while it is about 1.6×10^{-5} cm² s⁻¹ for sodium chloride (Flury and Gimmi, 2002). Conductivity monitoring was achieved with a CTD Diver with an accuracy of 10 µS cm⁻¹. The probe was previously calibrated to convert conductivity data into sodium chloride concentrations. Conductivity background of groundwater from the EHP was taken into account in the breakthrough.

Testing matrix diffusion through the simultaneous injection of different tracers (Cvetkovic and Cheng, 2011; Nordqvist et al., 2012) requires that both tracers behave independently from each other. Thus, diffusion of fluorescein should not be masked by density effects induced by salt, and interactions when measuring the concentrations of each tracers, or sorption effects between tracer compounds should be both negligible. Regarding the first point, a density contrast of 1.15×10^{-3} between groundwater and the tracer solution used for this experiment may significantly affect tracer dispersion (Tenchine and Gouze, 2005). Nevertheless, Becker (2003) has shown that, under forced hydraulic conditions, density contrast of 1.31×10^{-2} between two tracer experiments conducted in fractured crystalline bedrock did not affect significantly the breakthrough curves. The second point which is important to consider for this push-pull experiment is the possible effect of sodium chloride on fluorescence measurements. Magal et al. (2008) have investigated this effect of highly saline groundwater on the use of fluorescent dyes, as fluorescein. They found that fluorescence intensity of fluorescein was unaffected by the solution salinity. They also investigated the sorption of dyes on natural sediments and pure minerals for high salinities. They found that fluorescein has a moderate sorption affinity and can be used at salinities up to 110 g l^{-1} of chloride. In our case, chloride concentration was about 0.5 g l^{-1} which was relatively low, so additional sorption effect onto fluorescein should not be significant for this experiment. To compare this long-duration test with the others pulse push-pull tests, we applied derivative on the breakthrough curve to provide an equivalent pulse injection.

3.5 Modeling of breakthrough curves

Many models can be used to model and interpret breakthrough curves (Becker and Shapiro, 2003; Berkowitz et al., 2008; Haggerty et al., 2000; Maloszewski and Zuber, 1990, 1993; Moench, 1995). Since our approach is based on the analysis of late time behavior, we choose here to use the multipath semi-analytical model developed by Becker and Shapiro (2003) which considers that tailing in the breakthrough curve is produced by heterogeneous advection induced by a large range of fluid flow velocities related to the variability of fracture apertures. In this model, tracer mass will travel within the fractured formation along individual channels of variable apertures. The apertures of individual channels are mathematically conceptualized according to the cubic law (Tsang, 1992) in order to reduce the number of independent parameters to model breakthrough curves. In each channel, the total tracer mass is proportional

to the cube of the mean aperture of the channel and the rate of transport of that mass is proportional to the square of the mean aperture of the channel (Becker and Shapiro, 2003). In the case of heterogeneous advection, the summation of individual breakthrough curves is expected to lead to a -2 power law slope on late time behavior in the final breakthrough curve in radially convergent case. This semi-analytical solution for radially convergent experiments is formulated as the summation of a first-passage-time transfer function in Laplace space (Becker and Charbeneau, 2000; Becker and Shapiro, 2003) which can numerically be inverted in the time-domain by de Hoog et al. (1982) algorithm, for instance, with a matlab code developed by Hollenbeck (1999).

The procedure for the interpretation of push-pull experiments is a bit different because the tracer mass diverges before converging along approximately the same streamlines. To take into account that conditions, the model considers a radially divergent transport tracer followed immediately by a convergent transport tracer (Becker and Shapiro, 2003). A density probability function is first calculated according to the solution given by Moench and Ogata (1981) for a continuous injection. If no resting phase is introduced between the push and pull phases, the arrival at the borehole after injection (i.e. start of pumping) is considered as the summation of the first-passage-times from all particles resulting from the probability density function (Becker and Shapiro, 2003).

The semi-analytical model for push-pull tracer experiments developed by Becker and Shapiro (2003) assumes that hydrodynamic dispersion occurs within each flow path characterized by an average velocity related to the mean fracture aperture. The shape of the breakthrough is proportional to the average linear velocity. Small mean fracture apertures, so high velocity, leads to more dispersion while larger apertures are expected to lead to less disperse breakthrough. As a consequence, it is not possible with the model to distinguish the relative role of dispersivity and mean fracture aperture (Becker and Shapiro, 2003). Thus, only one fitting parameter, τ_{push} , is considered in the push-pull model. The relation between τ_{push} parameter, dispersivity α and mean fracture aperture H is given by:

$$\tau_{push} = \frac{t_{push}}{\alpha^2} \frac{Q}{2\pi H} \quad (1)$$

Where t_{push} is the duration of the push phase and Q is the injection/pumping rate. In practice, when fitting the break-through curves, a good prediction is obtained by considering only about 10 individual pathways. The dispersivity α may be deduced

a posteriori from the above equation if the mean fracture aperture H is known.

The multipath semi-analytical model developed by Becker and Shapiro (2003) has been successfully applied to model convergent tracer tests and short time duration push-pull tests on the Mirror Lake site (Becker and Shapiro, 2003). It allowed demonstrating the dominant role of hydrodynamic dispersion on solute transport for these tracer tests. In the following we do justify its use for interpreting the different tracer tests achieved on EHP, although it is not taking into account matrix diffusion.

4 Results

4.1 Interpretation of tracer experiments

4.1.1 Radially convergent experiments

Figure 4 present, in log-log diagram, the breakthrough curves for the three radially convergent tracer experiments performed with fluorescein in the same deeper flowing fractures zone. Except for the tracer experiment carried out between CH3 (injection borehole) and CH12 (pumping borehole), all radially convergent experiments were achieved with mass recovery of more than 80% (Table 3). The breakthrough curve obtained for the tracer experiment performed between CH3 and CH12 boreholes was not fully recorded because of the saturation of the borehole fluorometer for the higher concentrations (> 400 ppb). Consequently, mass recovery calculated for this tracer experiments is about 76% but, should be in reality much more than 80%.

The transfer times of all radially convergent tracer experiments were relatively short given the pumping rates. Table 3 gives the first and peak arrival times for all tracer experiments performed in the EHP. A short transfer time of tracer is induced by high velocities in the fractures implying low equivalent fracture apertures (or low porosity). By applying the cubic law (Tsang, 1992) from the range of transmissivities obtained by slug tests and pumping tests (Guihéneuf et al., 2014), hydraulic fracture apertures were estimated to be less than 1 mm for the fracture used in these experiments.

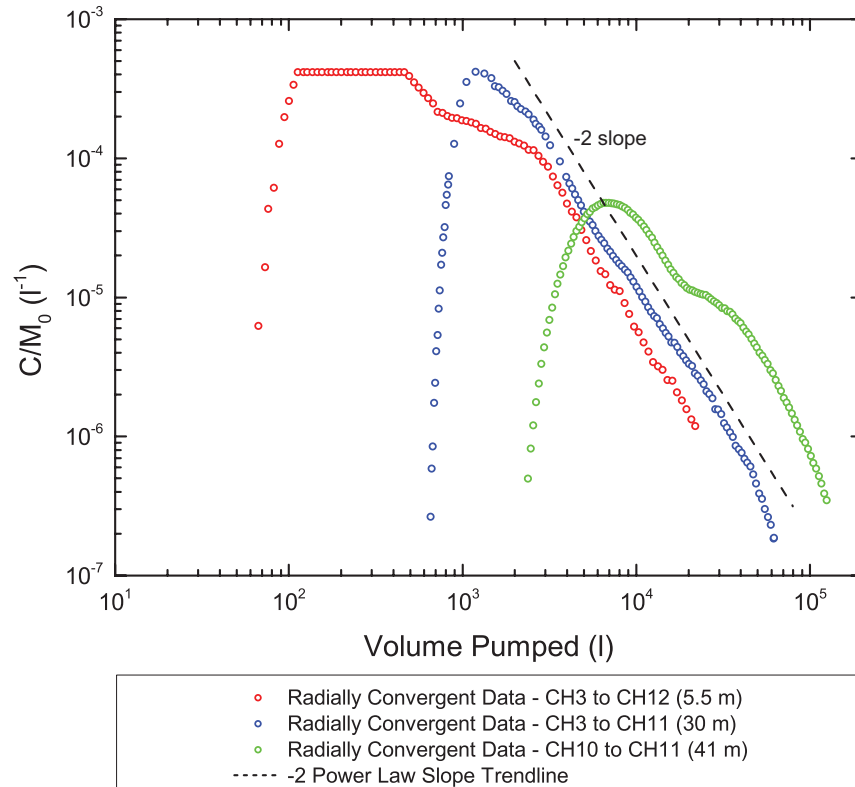


Figure 4: Normalized breakthrough curves obtained for radially convergent tracer experiments performed in the EHP under different flows configuration and distances between boreholes.

Table 3: Primary results of radially convergent tracer experiments performed in the EHP.

Name of experiment	First arrival time (min)	Peak arrival time (min)	Mass recovery (%)	Breakthrough duration (h)
CH3 - CH12	2	-	75.7	20
CH3 - CH11	75	142	92.4	124
CH10 - CH11	246	831	80.2	249

Two radially convergent experiments (i.e. CH3 to CH12 at 5.5 m between boreholes and CH10 to CH11 at 41 m between boreholes) present an inflexion suggesting the existence of, at least, two main independent flow pathways and thus a highly channelized transport. Channelized transport is well known in fractured media and can induce multiple peaks in the breakthrough curves (Tsang and Neretnieks, 1998). Channeling effect or heterogeneous advection may be present at the fracture network scale but also within a single fracture (de Dreuzy et al., 2012).

The late time behaviors of the breakthrough curves for all radially convergent tracer experiments performed in the EHP are characterized by a similar power law slope of -2 (Figure 4). These late time behaviors are observed in a log-log diagram for at least two orders of magnitude in concentration and one order of magnitude in time. Moreover, this late time behavior is observed for tracer experiments performed at different distances between injection and pumping boreholes and for different flow configurations (i.e. different pumping rates). This suggests that tracer mass injection protocol did not lead to some possible artifacts on the breakthrough curves. It is indeed very unlikely that the injection protocol prevails for the late time behaviors of the breakthrough curves whatever the distance between boreholes or whatever injection or pumping rates. On the opposite, this suggests the result of heterogeneous advective flows as shown previously by Becker and Shapiro (2000, 2003) that also have identified a power law slope of -2 in their dataset. Such late-time behavior was interpreted through multipath approach without significant matrix diffusion.

4.1.2 Push-pull experiments

Pulse push-pull experiments All push-pull tracer experiments realized with fluorescein were achieved with a mass recovery of more than or close to 80%, according to the range of the measurements of the borehole fluorometer, typically between 1 and 400 ppb (Table 4). Figure 5 (a and b) present, in log-log plot, the breakthrough curves obtained for push-pull experiments performed in CH3 and CH10 boreholes with a push time of 14 min (or injected volume of, respectively, 139 and 121 l, table 2). These push-pull tracer experiments, realized with fluorescein and between straddle packers, were achieved with and without resting phase of about 1 h. The late time behaviors in the breakthrough curves, with and without resting phase, present similar power law slope close to -3. Consequently, resting phase did not affect significantly the late time behaviors in the breakthrough curves, and no significant drift or decline of tracer concentrations are observed during the experiments.

Table 4: Primary results of push-pull tracer experiments performed in CH3 and CH10 boreholes.

Name of experiment	tpush (min)	Resting phase (min)	Peak arrival time (min)	Mass recovery (%)	Breakthrough duration (h)
CH3	14	-	14.8	83.8	2.1
CH3	14	66	16.0	87.6	2.5
CH3	55	69	50.3	81.8	9.7
CH10	14	-	10.5	85.8	1.1
CH10	14	66	9.3	89.2	1.2
CH10	55	-	43.1	78.2	3.0
CH10 _{fluorescein}	187	60	60.0	78.3	44.3
CH10 _{NaCl}	187	60	72.0	71.0	16.0

To investigate the effect of the scale of investigation, figure 6 present the breakthrough curves obtained for push-pull experiments carried out in CH3 and CH10 boreholes for two different push times (or injected volume at constant injection rate). We present the push-pull tracer experiments achieved in CH3 borehole with a resting phase (Figure 6a) and in CH10 borehole without resting phase (Figure 6b). These tracer tests were performed firstly with a push time of 14 min (showed previously in figure 5) and secondly with a push time of 55 min. For the push-pull tracer experiments performed in CH3 borehole, the equivalent injected volume for these push times was respectively 139 l and 544 l (Table 2). For the push-pull tracer experiments realized in CH10 borehole, the equivalent injected volume was 121 l and 477 l for these push times (Table 2). The late time behaviors for these push-pull experiments follow a power law slope close to -3 for a push time of 14 min and a power law slope close to -2.5 for a push time of 55 min (with or without resting time). Consequently, late time behavior in the breakthrough curves appears not dependent of the resting time of tracer in the formation which is expected to increase the impact of matrix diffusion. However, power law exponent decreases as push time increases and seems to depend more of the scale of investigation.

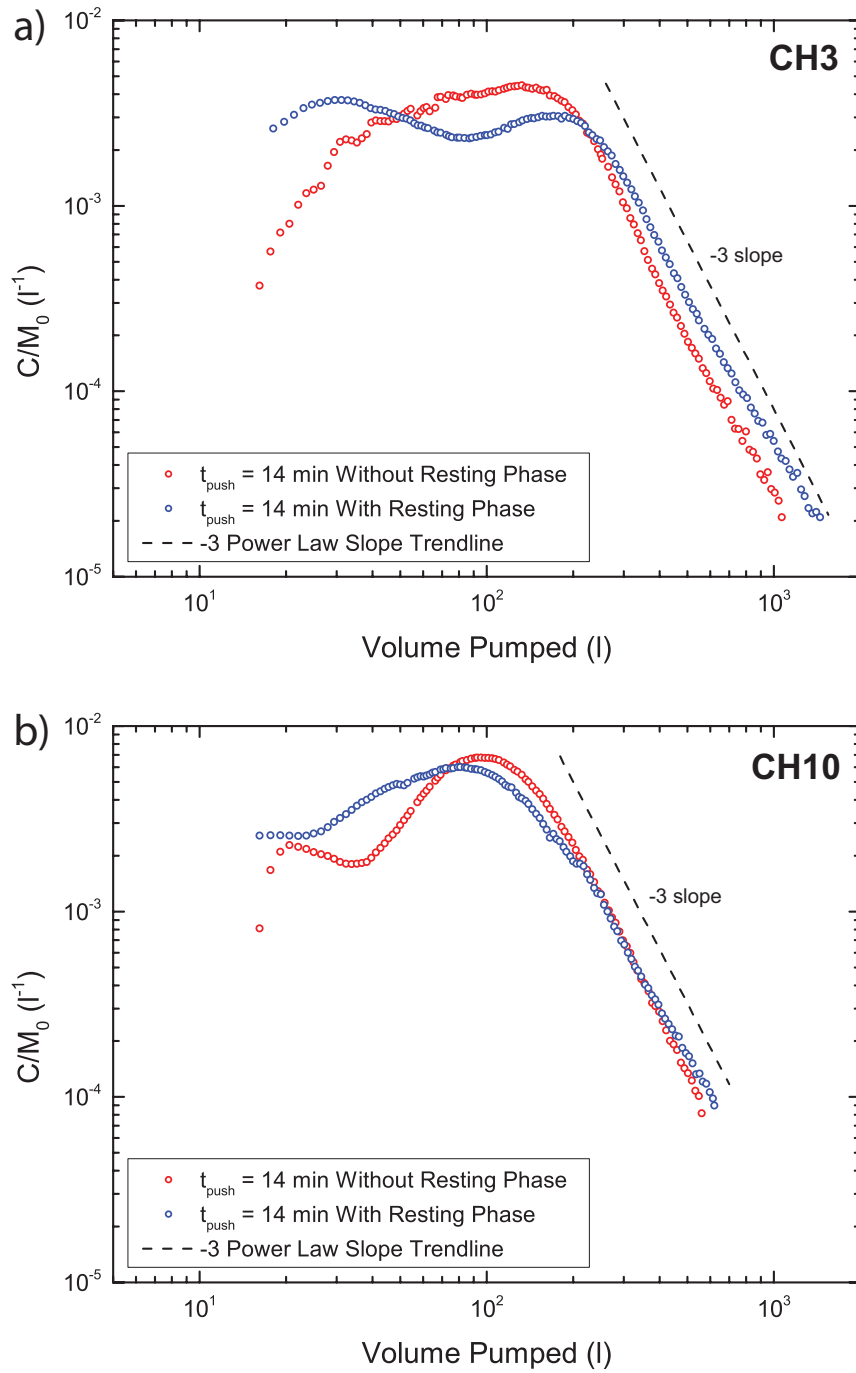


Figure 5: Normalized breakthrough curves obtained for push-pull tracer experiments performed for push time of 14 min with and without resting phase of about 1 h (a) in CH3 borehole and (b) in CH10 borehole.

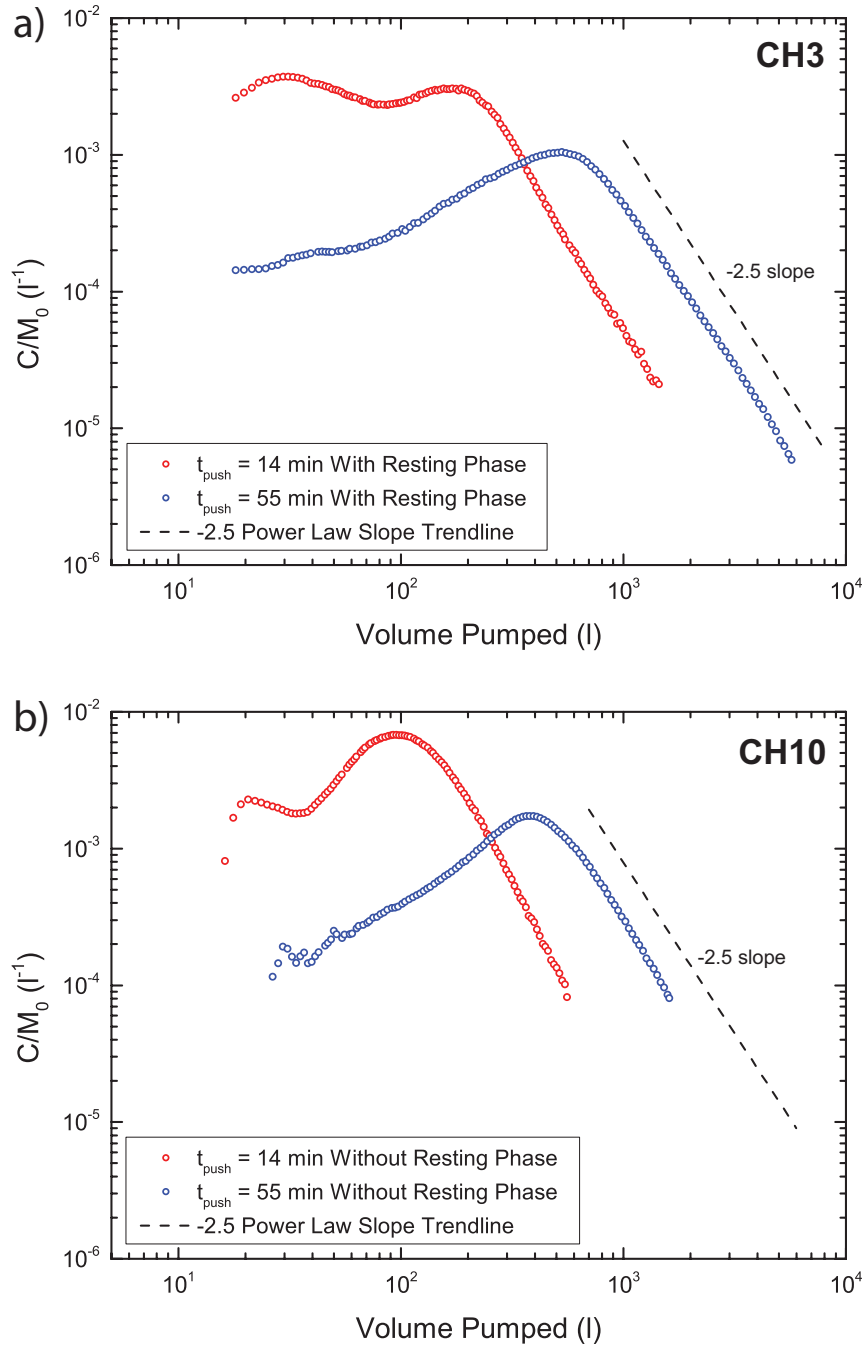


Figure 6: Normalized breakthrough curves obtained for push-pull tracer experiments performed (a) for push time of 14 min and 55 min with resting phase of about 1 h in CH3 borehole and (b) for push time of 14 min and 55 min without resting phase in CH10 borehole.

Long duration push-pull experiment To estimate the impact of diffusion, we also performed one long duration push-pull tracer experiment with two conservative tracers of different diffusion coefficients. The tracers experiment was carried out with a cocktail of fluorescein and sodium chloride. The continuous injection of tracers was achieved during 187 min (equivalent of 1289 l) between straddle packers. The mass recovery for the fluorescein was 78.3% and 71% for the sodium chloride (Table 4).

In figure 7, the breakthrough curves obtained for both tracers are presented after applying derivative to provide an equivalent pulse injection. The late time behaviors in the breakthrough curves were both similar and close to a power law slope of -2.3. This late time behavior confirm that, for enough larger scales, the power law exponent of the late time behavior decreases as push time increases. Mass recovery for sodium chloride and fluorescein were relatively important (Table 4), and comparable to other push-pull experiments performed with only fluorescein. As previously formulated, density effect may affect this experiment but should be rule out under forced gradient conditions (Becker and Shapiro, 2003). In addition, mass recovery results suggest also that density contrast have a negligible impact on breakthrough curves in the present case. Moreover, the similar breakthrough curves observed for the two tracers with different diffusion coefficients suggest that matrix diffusion do not have a significant impact in the breakthrough curves at least for the duration of the experiments.

Although concentrations measured during all experiments did not go down below 1 ppb (the limit of measurement for our borehole fluorometer), all results did not led to the classical power law decay of late time behaviors expected for matrix diffusion that is characterized by an exponent of -1.5 (Hadermann and Heer, 1996; Haggerty et al., 2000). On the opposite, we obtained significantly higher values of the power-law slope. Moreover, since similar breakthrough curves were observed for two tracers with different diffusion coefficients, this suggests that matrix diffusion should not be significant for the solute transport experiments achieved on EHP, at least for the duration of the experiments.

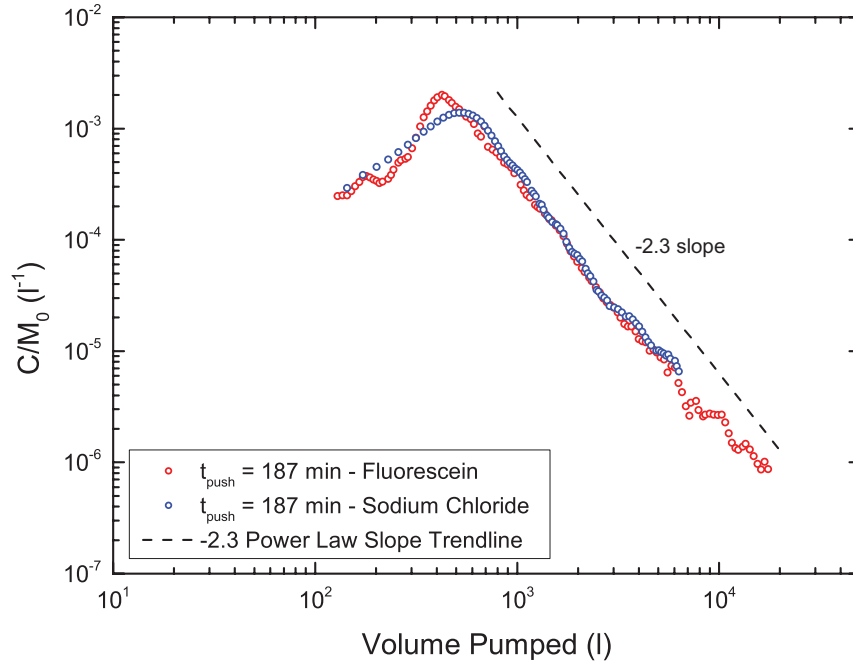


Figure 7: Normalized derivative breakthrough curves obtained for long duration push-pull tracer experiment performed in CH10 borehole with fluorescein and sodium chloride for push time of 187 min.

4.2 Modeling approach

4.2.1 Justification of the model used and hypothesis

The previous results obtained suggest the impact of matrix diffusion to be negligible on the breakthrough curves. The long duration push-pull tracer experiment suggests indeed no significant impact of matrix diffusion, at least for the duration of the test and for the tracers used (diffusion coefficients, size of particles). Secondly, the comparison of pulse push-pull tracer experiments realized with and without resting phase did not reveal significant decline of peak concentration of late time behaviors between both experiments. Thirdly, the late time behavior in the breakthrough curves for all radially convergent experiments under different flow configurations has followed a -2 power law slope. This characteristic late time behavior is clearly different of the late time behavior expected from matrix diffusion. As shown in the following section, it can be well modeled through the multipath semi-analytical model developed by Becker and Shapiro (2003) without taking into account of matrix diffusion.

4.2.2 Modeling of the radially convergent experiments

Figure 8 present the modeling of the tracer experiment performed between CH3 (injection borehole) and CH11 (pumping borehole) through the multipath model developed by Becker and Shapiro (2003). We also provide the simulation through a first-passage-time model according to Becker and Charbeneau (2000) in order to compare models predictions with same dispersivity and effective volume of the formation. The simulation obtained through that multipath approach can successfully interpret the whole breakthrough curve. On the other hand, the simulation through the first-passage-time model is, of course, unsatisfying for the late time behavior.

The inflexion in the breakthrough curves observed for two others radially convergent experiments (i.e. CH3 to CH12 and CH10 to CH11) cannot be simulated correctly through that multipath model. Nevertheless, the late time behavior of -2 power law slope can be simulated and transport parameters estimated (i.e. dispersivity and effective volume of the formation – or effective porosity). Figure 9 present the simulations obtained for the tracer experiments performed between CH3 and CH12 (5.5 m of distance) and between CH10 and CH11 (41 m of distance) with multipath and first-passage-time models. All results are presented in table 5 and provide dispersivities quite lows (2m) and an estimated equivalent aperture for a single fracture of about 1 to 2 mm (calculated from the effective volume of the formation).

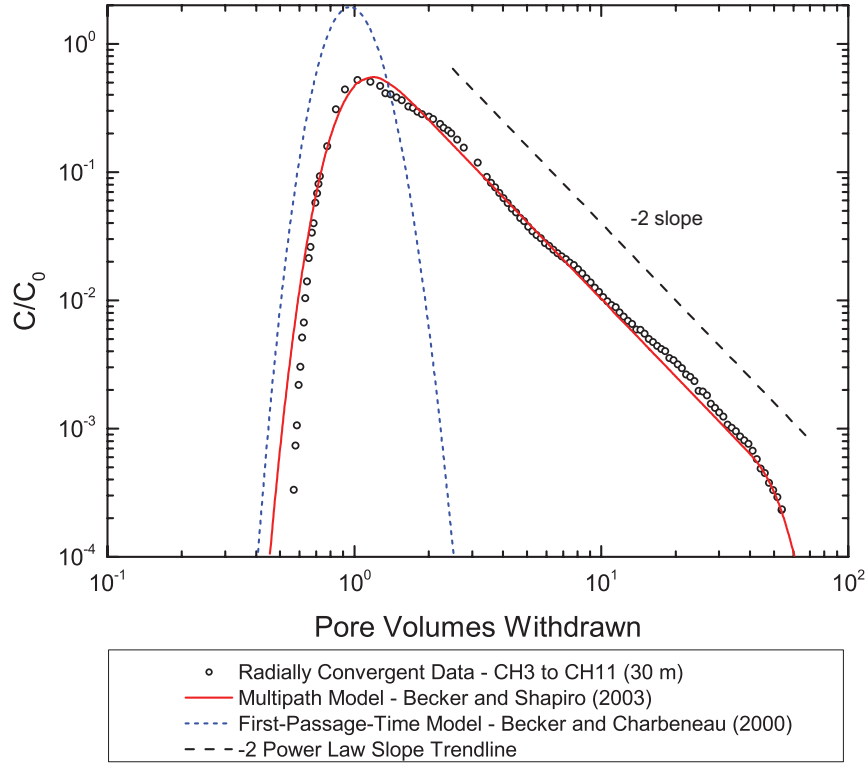


Figure 8: Normalized breakthrough curves obtained for radially convergent tracer experiment performed between CH3 (injection borehole) and CH11 (pumping borehole) and simulations obtained with the first-passage-time model (Becker and Charbeneau, 2000) and multipath model (Becker and Shapiro, 2003).

Table 5: Simulations results of radially convergent tracer experiments performed in the EHP. Total swept volume is assumed to be $\pi d^2 e$ with d corresponds to the distance between borehole and e the thickness of injection zone equivalent to 2 m here.

Name of experiment	α	Effective volume	Total swept volume	Effective porosity	Volume equivalent aperture
	(m)	(m ³)	(m ³)	(-)	(m)
CH3 - CH12	0.4	0.22	190	1.2×10^{-3}	2.3×10^{-3}
CH3 - CH11	0.5	1.15	5731	2.0×10^{-4}	4.0×10^{-4}
CH10 - CH11	1.8	6.00	10562	5.7×10^{-4}	1.1×10^{-3}

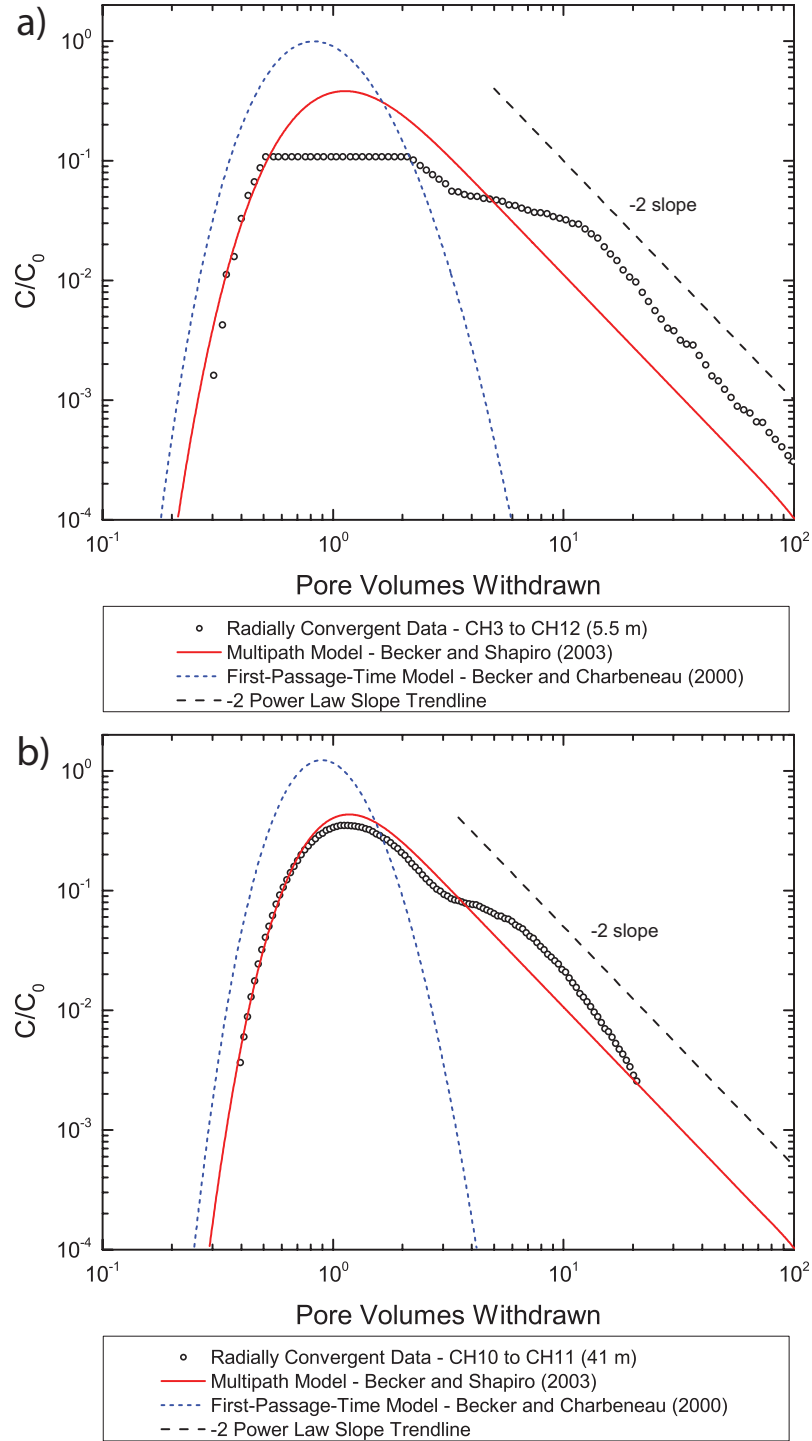


Figure 9: Normalized breakthrough curves obtained for radially convergent tracer experiments performed (a) between CH3 (injection borehole) and CH12 (pumping borehole) and (b) between CH10 (injection borehole) and CH11 (pumping borehole). Simulations obtained with the first-passage-time model (Becker and Charbeneau, 2000) and multipath model (Becker and Shapiro, 2003) are represented in both diagrams.

4.2.3 Modeling of push-pull experiments

The comparison between the model and the breakthrough curves obtained for push-pull tests is less satisfactory. Figure 10 present the simulations and the breakthrough curves for the push-pull tracer experiments carried out in CH10 boreholes for a push time of 14 min (Figure 10a) and 55 min (Figure 10b). For the push time of 14 min, the best fit obtained by adjusting τ_{push} parameter correspond to a model prediction with a power law slope closed to -3.7 while the power law slope shown by the data set is about -3. The discrepancy between the data and the model is even greater for the simulation applied for the push-pull tracer experiment performed with a push time of 55 min. The model predicts a power law slope close to -4.8 while data set provides a power law slope of -2.5. Figure 11 presents the simulations and the breakthrough curves obtained for the push-pull tracer experiments carried out in CH3 borehole for a push time of 14 min (Figure 11a) and 55 min where a resting phase was introduced (Figure 11b). The same discrepancy between model predictions and data set is highlighted. Table 6 provides all results for all push-pull tracer experiments performed in CH3 and CH10 boreholes. According to the equivalent aperture of a single fracture obtained by radially convergent tracer experiments, the dispersivities obtained for the push-pull tracer experiments were about 0.12 m for CH3 borehole and 0.15 m for CH10 borehole (Table 6). The dispersivity value obtained for the long duration push-pull tracer experiment in CH10 borehole has been estimated at 0.22 m.

Table 6: Simulations results of push-pull tracer experiments performed in CH3 and CH10 boreholes.

Name of experiment	τ_{push} (-)	α (m)
CH3	1090	0.12
CH3	1210	0.12
CH3	3770	0.13
CH10	780	0.15
CH10	750	0.15
CH10	2960	0.15
CH10 _{fluorescein}	3900	0.22
CH10 _{NaCl}	3900	0.22

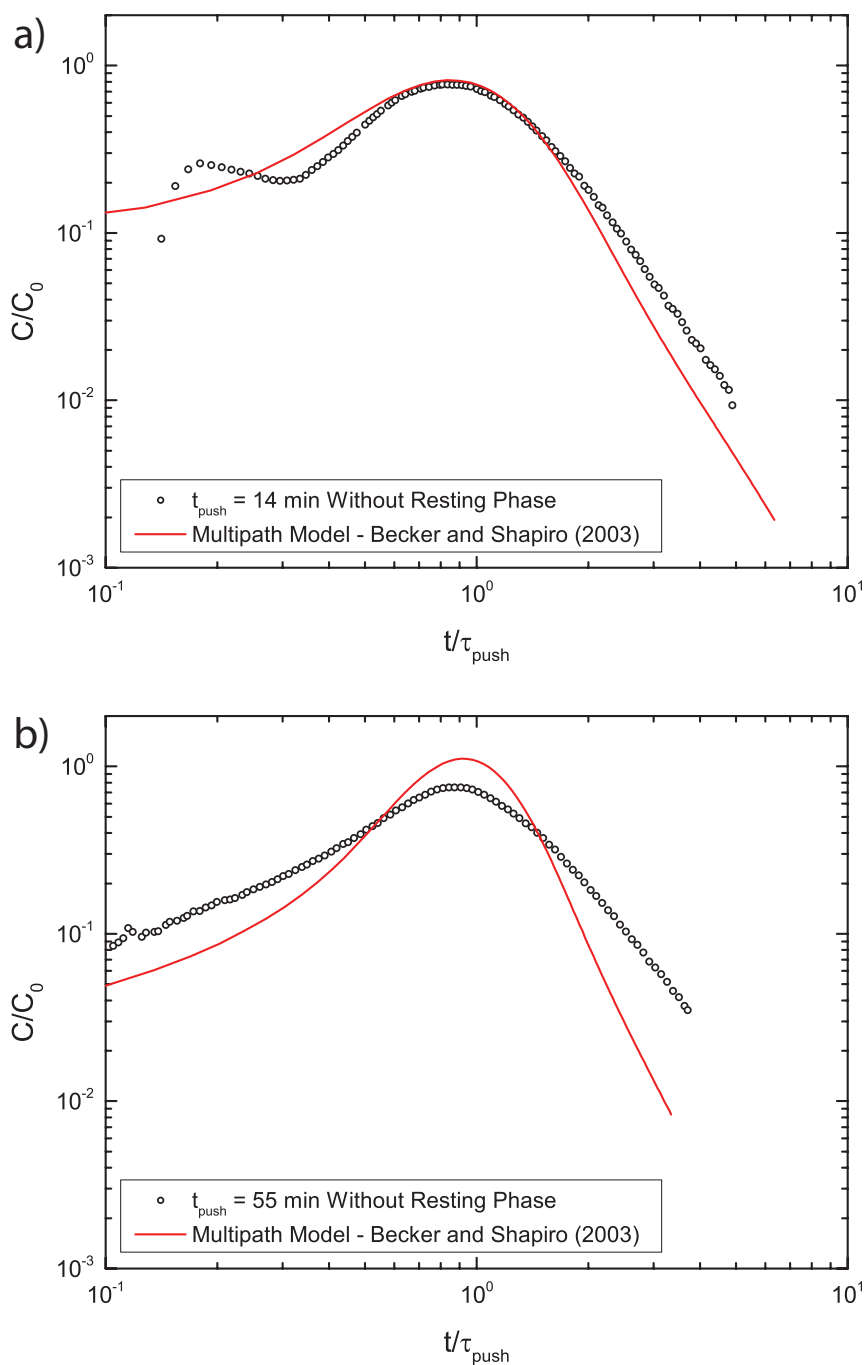


Figure 10: Normalized breakthrough curves obtained for push-pull tracer experiments performed in CH10 borehole without resting phase for (a) push time of 14 min and (b) push time of 55 min. Simulations obtained with multipath model of Becker and Shapiro (2003) is represented in red line.

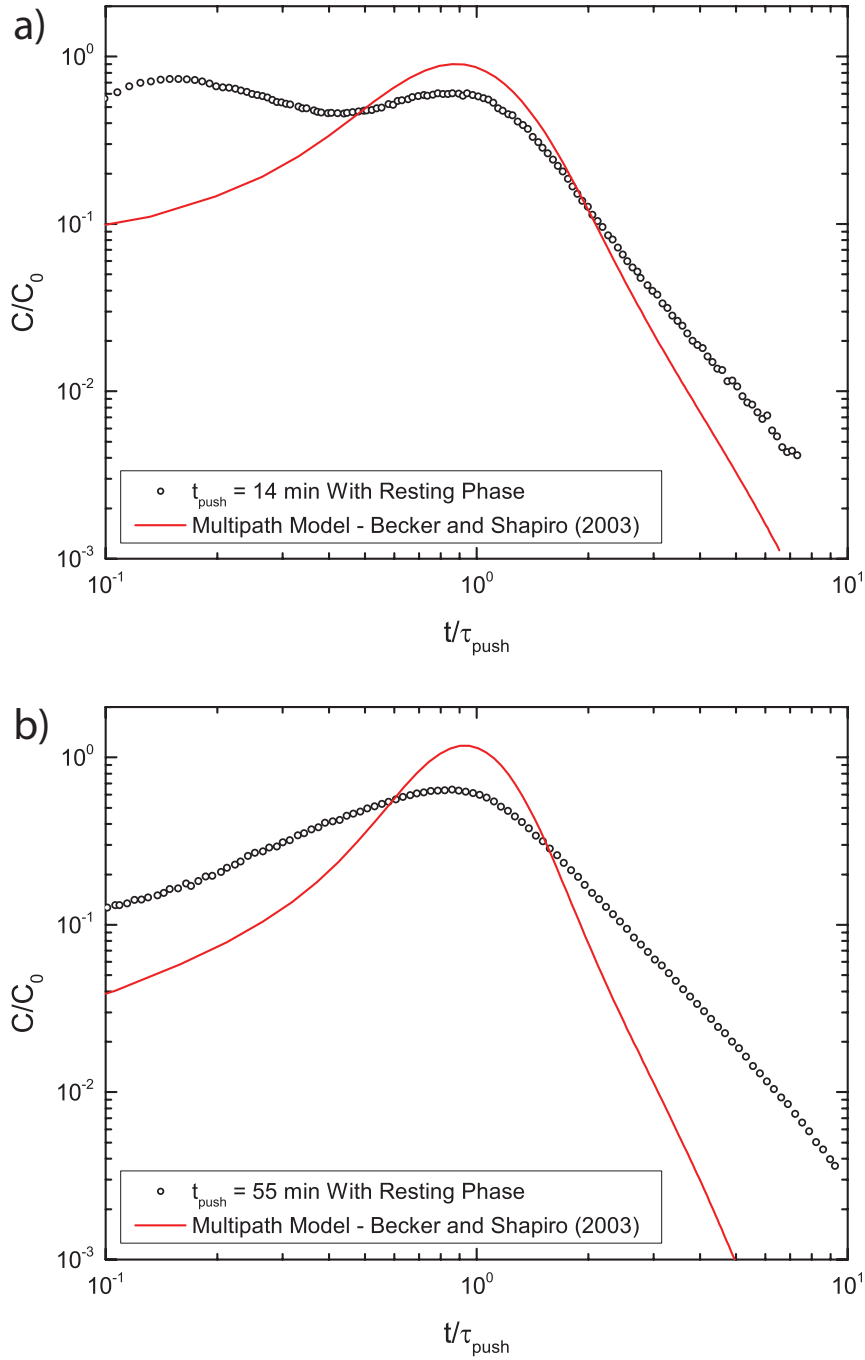


Figure 11: Normalized breakthrough curves obtained for push-pull tracer experiments performed in CH3 borehole with resting phase of about 1 h for (a) push time of 14 min and (b) push time of 55 min. Simulations obtained with multipath model of Becker and Shapiro (2003) is represented in red line.

A clear discrepancy is observed between the model and the dataset. The model used suggests an increase of the slope of the late time breakthrough curves while dataset suggest the opposite. This confirms previous results obtained by (Becker and Shapiro, 2003) from one large push-pull test. In the following section, we discuss the possible dominant transport processes and present some suggestions to explain such a discrepancy between the data and the model for the push-pull tracer tests.

5 Discussion

5.1 Dominant transport process

The breakthrough curves of radially convergent tracer experiments carried out in the deeper fractures zone in the Archean granite of the EHP are presenting a -2 power law slope on the late time behavior. This late time behavior, which has been also identified by Becker and Shapiro (2000, 2003) at Mirror Lake Fractured Rock Research Site at New Hampshire, has been interpreted as typical of heterogeneous advection. In our study, impact of matrix diffusion was indeed found to be negligible and the asymmetric shape of the breakthrough curves can be explained by only heterogeneous advection. A similar late time behavior close to a -2 power law slope has been also reported by numerical simulations and also attributed to heterogeneous advection (Di Donato et al., 2003; Willmann et al., 2008). To predict a -2 power law slope, the multipath approach developed by Becker and Shapiro (2003) assumes that channels are virtually independent and that the cubic law controls tracer breakthrough since tracer dispersion in each channel depends on the average velocity which is related to the mean fracture aperture. In the present study, the multipath model provides also a very satisfactorily model to match radially convergent breakthrough curves. Since a similar late time behavior has been observed for both tracers used during a long duration push-pull tests and because resting phase did not affect significantly the breakthrough, it seems that matrix diffusion is negligible. Thus, all results are suggesting a dominant impact of heterogeneous advection, with negligible matrix diffusion, at least for the duration of the tests. In the literature, fluid flow channeling, which induces heterogeneous advection, has been often reported in fractured crystalline rock (Abelin et al., 1994; Tsang and Neretnieks, 1998). Since plutonic rocks display very low porosity values with a drastic decrease with depth (Ohlsson and Neretnieks, 1995), it is not surprising that

channeling effects and heterogeneous advection may be a dominant solute transport process in fractured crystalline rocks.

Nevertheless, such results are more surprising in shallow weathered crystalline rock. Weathering process of fracture walls should increase porosity in the vicinity of the fracture and thus increase effect of matrix diffusion (Ohlsson and Neretnieks, 1995). Moreover, as suggested by Sausse (2002), an increasing degree of rock alteration is expected to smooth surface asperities of fracture and thus limit channeling effect. Our observations may be related to the fact that the duration of our experiments are too small to observe significant matrix diffusion or that matrix diffusion occurs only very close to the fracture walls (Ohlsson and Neretnieks, 1995). The “anionic exclusion” proposed by Ohlsson and Neretnieks (1995) may also explain partly why matrix diffusion is limited. According to these authors, negatively charged tracer such as fluorescein cannot access to the whole pore space because of electrostatic repulsion between species and negatively charged fracture wall surfaces. Ideally, this hypothesis may be excluded in the future by conducting experiments with neutral non-sorbing tracer in the same flowing fractures zone. Becker and Shapiro (2003) have also suggested that if channels into fractured formation tend to lengthen as flow velocities increases (Parney and Smith, 1995), under-forced gradient conditions, this phenomenon may produce more channeled flow and heterogeneous advection than would exist under natural gradients. However, without complementary tracer tests that would confirm the present results, it seems that the tailing of the breakthrough curves is mainly due to heterogeneous advection process.

5.2 Modeling push-pull tests

The model of Becker and Shapiro (2003) for the push-pull tracer experiment predicts power law exponent increases as push time increases while our data set provides the opposite, that is a power law exponent decreases as push time increases. The different late time behaviors between model predictions and data set should be related to the scale of investigation. The model provides a good prediction for a relative small scale whereas, for larger scale, more discrepancy is observed between model prediction and data set. This discrepancy was also observed by Becker and Shapiro (2003) for the larger injected volume. The experimental data present indeed a much larger increase of the variance of time arrivals with scale than the one predicted by the model. One possibility to explain this behavior may come from the coalescence of pathways at greater scale. Hence each channel would be not fully independent

and could interact to each other after a certain distance away of the borehole. For instance, figure 12 presents a conceptual flow streamlines during both push and pull phases where pathways are no more independent at greater scale. Thus, the possibility of mass exchanges by diffusion or local dispersion at intersections between streamlines may lead to irreversible heterogeneous advection. The coalescence of flow channels has been highlighted by Bourke (1987) in the Cornish granite by showing haematite staining. This effect has more impact for larger scale of investigation because of the increasing probability with scale to intersect and change streamline. In the absence of significant matrix diffusion, other explanations may involve a scale-dependency of dispersion process. For instance, the flow distribution may be also correlated in such a way that it is difficult to sample the whole velocity distribution from small-scale push-pull tests. It may also come from the geometry of push-pull tests that may involve a limited number of channels of high velocities at small scales and a larger number of independent channels having much smaller velocities at larger scale. In any case, it is interesting to confirm some experimental results previously obtained by Becker and Shapiro (2003) about an increase of heterogeneous dispersion with scale. More modeling should be done in the future to test numerically which may be the reasons for such observations (Kang et al., Submitted).

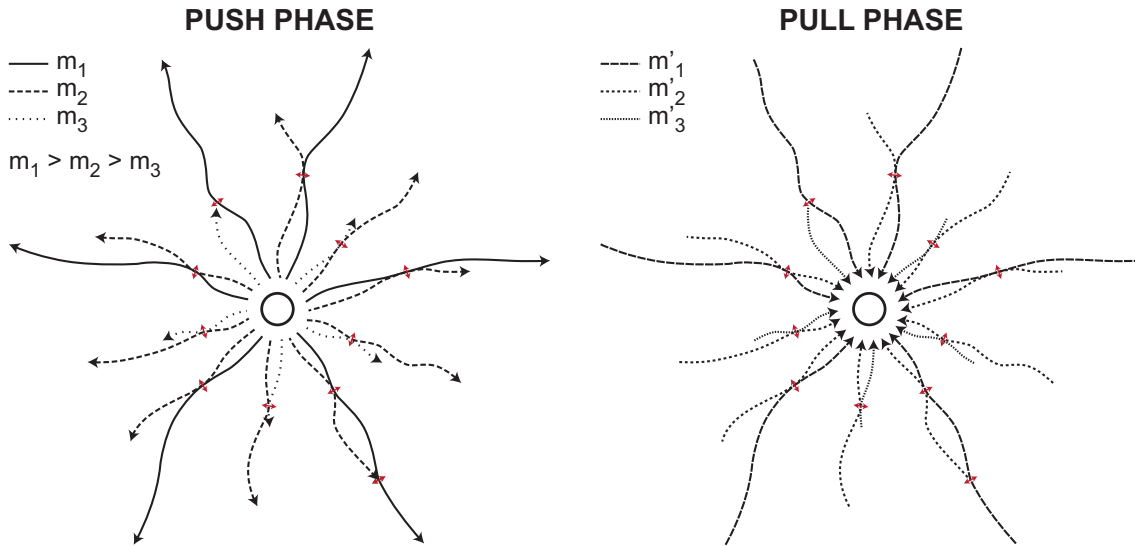


Figure 12: Conceptual flow streamlines during push-pull tracer experiment in both pull and push phases. The flow streamlines can interact to each other by molecular diffusion (red arrow) then induce non-reversible heterogeneous advection. Total mass for each idealized streamlines is given by m_1 , m_2 and m_3 for push phase which are different than m'_1 , m'_2 and m'_3 that correspond to pull phase.

5.3 Hydraulic properties of weathered crystalline rocks and groundwater management

The intensive groundwater exploitation in Southern India since the seventies has led to water table depletion and groundwater quality deterioration, especially characterized by an increase of fluoride concentration. To explain such an increase, Perrin et al. (2011b) and Pettenati et al. (2013) have highlighted the possible role of irrigation. Firstly, the overexploitation of the reservoir under semi-arid climate for water irrigation leads to high evaporation that implies an increase of solute concentrations in the groundwater reservoir (Perrin et al., 2011b). Secondly, irrigation process leads also to “return flow” (re-infiltration towards the groundwater reservoir) that may increase fluoride concentration through associated precipitation/dissolution reactions in the thick unsaturated zone (Pettenati et al., 2013). This implies a small volume of the groundwater reservoir with favorable conditions for “return flow” to be a dominant process and partly control chemical reactions.

The transport parameters obtained for radially convergent experiments, such as the peak arrival times in the breakthrough curves, suggest a quite small effective volume of the formation, estimated about a maximum of 6 m^3 for the largest tracer experiment. The resting phases included during push-pull tracer experiments have shown no significant drift of tracer and thus, no significant effect of natural gradient during tracer experiments. This last point is particularly consistent with the compartmentalization of the reservoir that is observed under low water level conditions and that comes from a decrease of fractures connectivity (Guihéneuf et al., 2014). As a consequence, low water level conditions imply an insulated reservoir and no or few water mixing with surrounded reservoirs. Such conditions are expected to enhance the role of “return flow” on fluoride concentrations. It would be particularly interesting to complement this last point with tracer tests to characterize the transport properties of the thick unsaturated zone of weathered crystalline rocks.

6 Conclusions

Radially convergent and push-pull tracer experiments were performed in the deeper flowing fracture zones in the EHP granite of Andhra Pradesh (Southern India) to identify dominant physical solute transport processes. Radially convergent tracer experiments have displayed a -2 power law slope on the late time behavior in the breakthrough curve. This asymmetric shape on the breakthrough curves has been successfully interpreted through the multipath model developed by Becker and Shapiro (2003) that assumes that solute transport may be only modelled through advection and dispersion in individual pathways characterized by different average flow velocities. Push-pull tracer experiments have confirmed that matrix diffusion could be neglected for the duration of tracer tests. In addition, push-pull tracer experiments performed at different scales permit to bring out the non-reversible heterogeneous advection as a function of scale of investigation. This particular behavior, which has been partly noticed by Becker and Shapiro, may come from the coalescence of the streamlines at larger scale that may induce some solute exchanges at the streamlines intersections. More modeling efforts are nevertheless still necessary to quantify the possible causes of this scaling behavior.

Acknowledgements

This study has been carried out at the Indo-French Centre for Groundwater Research (BRGM-NGRI). This work has mainly benefited from CARNOT Institute BRGM funding. The Choutuppal Experimental Hydrogeological Park has also benefited from INSU support within the H+ observatory. The authors are very grateful to Mathieu Viossanges, David Villesseche, Irshad Hussain, Yata Muthyalu and Yata Ramesh for the field work.

References

- Abelin, H., Birgersson, L., Moreno, L., Widen, H., Agren, T., Neretnieks, I., 1991. A large-scale flow and tracer experiment in granite 2. Results and interpretation. *Water Resources Research* 27, 3119–3135.
- Abelin, H., Birgersson, L., Widen, H., Agren, T., Moreno, L., Neretnieks, I., 1994. Channeling experiments in crystalline fractured rocks. *Journal of Contaminant Hydrology* 15, 129–158.
- Becker, M., 2003. Effect of tracer buoyancy on tracer experiments conducted in fractured crystalline bedrock. *Geophysical Research Letters* 30 (3), 1116.
- Becker, M., Charbeneau, R., 2000. First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow. *Journal of Contaminant Hydrology* 40, 299–310.
- Becker, M., Shapiro, A., 2000. Tracer transport in fractured crystalline rock: Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research* 36, 1677–1686.
- Becker, M., Shapiro, A., 2003. Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research* 39, 1024.
- Berkowitz, B., 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25, 861–884.
- Berkowitz, B., Emmanuel, S., Scher, H., 2008. Non-Fickian transport and multiple-rate mass transfer in porous media. *Water Resources Research* 44, W03402.
- Bodin, J., Delay, F., de Marsily, G., 2003. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 1. fundamental mechanisms. *Hydrogeology Journal* 11, 418–433.
- Boisson, A., Guihéneuf, N., Perrin, J., Bour, O., Dewandel, B., Dausse, A., Viossanges, M., Ahmed, M., Maréchal, J.-C., in preparation. Estimation of the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured crystalline rock aquifers by complementary methods.
- Bourke, P. J., 1987. Channeling of flow through fractures in rock. in *GEOVAL-87 International Symposium Swed. Nucl. Power Insp. (SKI)*, Stockholm, p. 10.
- Bray, A. W., Benning, L. G., Bonneville, S., Oelkers, E. H., 2014. Biotite surface chemistry as a function of aqueous fluid composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 128, 58–70.
- Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Goderniaux, P., Dassargues, A., 2008. A new tracer technique for monitoring groundwater fluxes: The Finite Volume Point Dilution Method. *Journal of Contaminant Hydrology* 95, 121–140.
- Callahan, T., Reimus, P., Bowman, R., Haga, M., 2000. Using multiple experimental methods to determine fracture/matrix interactions and dispersion of nonreactive solutes in saturated volcanic tuff. *Water Resources Research* 36, 3547–3558.

- Carrera, J., 1993. An overview of uncertainties in modeling groundwater solute transport. *Journal of Contaminant Hydrology* 13, 23–48.
- Casalini, T., Salvalaglio, M., Perale, G., Masi, M., Cavallotti, C., 2011. Diffusion and aggregation of sodium fluorescein in aqueous solutions. *Journal of Physical Chemistry B* 115, 12896–12904.
- Cvetkovic, V., Cheng, H., 2011. Evaluation of single-well injection-withdrawal tests in Swedish crystalline rock using the Lagrangian travel time approach. *Water Resources Research* 47, W02527.
- Day-Lewis, F. D., Hsieh, P. A., Gorelick, S. M., 2000. Identifying fracture-zone geometry using simulated annealing and hydraulic-connection data. *Water Resources Research* 36, 1707–1721.
- de Dreuzay, J.-R., Méheust, Y., Pichot, G., 2012. Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research* 117, B11207.
- de Hoog, F., Knight, J., Stokes, A., 1982. An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing* 3, 357–366.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., 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.
- Di Donato, G., Obi, E., Blunt, M., 2003. Anomalous transport in heterogeneous media demonstrated by streamline-based simulation. *Geophysical Research Letters* 30 (12), 1608.
- Flury, M., Gimmi, T., 2002. Solute diffusion, in *Methods of soil analysis, Part 4, Physical methods*, edited by J. H. Dane, and G. C. Topp. Soil Science Society of America, Madison, Wi, pp. 1323–1351.
- Garnier, J., Crampon, N., Preaux, C., Porel, G., Vreulx, M., 1985. Tracing C-13, H-2, I- and Uranine through the Senonian chalk aquifer (Bethune, France) using a two-well method. *Journal of Hydrology* 78, 379–392.
- Gerke, K. M., Sidle, R. C., Mallants, D., 2013. Criteria for selecting fluorescent dye tracers for soil hydrological applications using Uranine as an example. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 61, 313–325.
- Gouze, P., Le Borgne, T., Leprovost, R., Lods, G., Poidras, T., Pezard, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media: 1. Multiscale measurements using single-well injection withdrawal tracer tests. *Water Resources Research* 44, W06426.
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J., 2014. Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology* 511, 320–334.
- Hadermann, J., Heer, W., 1996. The Grimsel (Switzerland) migration experiment: Integrating field experiments, laboratory investigations and modelling. *Journal of Contaminant Hydrology* 21, 87–100.

- Haggerty, R., McKenna, S., Meigs, L., 2000. On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. *Water Resources Research* 36, 3467–3479.
- Hakami, E., Larsson, E., 1996. Aperture measurements and flow experiments on a single natural fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 33, 395–404.
- Hall, S., Luttrell, S., Cronin, W., 1991. A method for estimating effective porosity and groundwater velocity. *Groundwater* 29, 171–174.
- Hollenbeck, K. J., 1999. INVLAP.M: A matlab function for numerical inversion of Laplace transforms by the de Hoog algorithm.
URL http://www.mathworks.com/matlabcentral/answers/uploaded_files/1034/invlap.m
- Jardine, P., Sanford, W., Gwo, J., Reedy, O., Hicks, D., Riggs, J., Bailey, W., 1999. Quantifying diffusive mass transfer in fractured shale bedrock. *Water Resources Research* 35, 2015–2030.
- Kang, P., Le Borgne, T., Dentz, M., Bour, O., Juanes, R., Submitted. Impact of flow correlation and heterogeneity on transport in fractured rocks: Field evidence and theoretical model. *Water Resources Research*.
- Kasnavia, T., Vu, D., Sabatini, D., 1999. Fluorescent dye and media properties affecting sorption and tracer selection. *Groundwater* 37, 376–381.
- Le Borgne, T., Gouze, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media: 2. Model validation from measurements at different scales. *Water Resources Research* 44, W06427.
- Leap, D., Kaplan, P., 1988. A single-well tracing method for estimating regional advective velocity in a confined aquifer: Theory and preliminary laboratory verification. *Water Resources Research* 24, 993–998.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C., 2009. *Tracers in Hydrology*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Lessoff, S., Konikow, L., 1997. Ambiguity in measuring matrix diffusion with single-well injection/recovery tracer tests. *Groundwater* 35, 166–176.
- Magal, E., Weisbrod, N., Yakirevich, A., Yechieli, Y., 2008. The use of fluorescent dyes as tracers in highly saline groundwater. *Journal of Hydrology* 358, 124–133.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1990. Mathematical-modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks. *Water Resources Research* 26, 1517–1528.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1993. Tracer experiments in fractured rocks: Matrix diffusion and the validity of models. *Water Resources Research* 29, 2723–2735.
- Meigs, L., Beauheim, R., 2001. Tracer tests in a fractured dolomite 1. Experimental design and observed tracer recoveries. *Water Resources Research* 37, 1113–1128.
- Moench, A. F., 1989. Convergent radial dispersion: A Laplace transform solution for aquifer tracer testing. *Water Resources Research* 25, 439–447.

- 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.
- Moench, A. F., Ogata, A., 1981. A numerical inversion of the Laplace transform solution to radial dispersion in a porous-medium. *Water Resources Research* 17, 250–252.
- National Research Council, 1996. *Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications*. The National Academies Press, Washington, D.C., p. 551.
- Neretnieks, I., Eriksen, T., Tahtinen, P., 1982. Tracer movement in a single fissure in granitic rock - Some experimental results and their interpretation. *Water Resources Research* 18, 849–858.
- Nordqvist, R., Hjerne, C., Andersson, P., 2012. Single-well and large-scale cross-hole tracer experiments in fractured rocks at two sites in Sweden. *Hydrogeology Journal* 20, 519–531.
- Ohlsson, Y., Neretnieks, I., 1995. Literature survey of matrix diffusion theory and of experiments and data including natural analogues. Technical Report 95-12, 89 pp., Swed. Nucl. Fuel and Waste Manage. Co., Stockholm.
- Parney, R., Smith, L., 1995. Fluid velocity and path length in fractured media. *Geophysical Research Letters* 22, 1437–1440.
- Perrin, J., Mascré, C., Pauwels, H., Ahmed, S., 2011b. Solute recycling: An emerging threat to groundwater quality in southern India? *Journal of Hydrology* 398, 144–154.
- Pettenati, M., Perrin, J., Pauwels, H., Ahmed, S., 2013. Simulating fluoride evolution in groundwater using a reactive multicomponent transient transport model: Application to a crystalline aquifer of Southern India. *Applied Geochemistry* 29, 102–116.
- Pyrak-Nolte, L., Myer, L., Cook, N., Witherspoon, P., 1987. Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. in 6th international congress on rock mechanics, edited by G. Herget, and S. Vongpaisal Balkema, Rotterdam (The Netherlands), pp. 224–231.
- Rasmuson, A., Neretnieks, I., 1986. Radionuclide transport in fast channels in crystalline rock. *Water Resources Research* 22, 1247–1256.
- Sabatini, D., 2000. Sorption and intraparticle diffusion of fluorescent dyes with consolidated aquifer media. *Groundwater* 38, 651–656.
- Sausse, J., 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, France). *Tectonophysics* 348, 169–185.
- Schnegg, P., 2002. An inexpensive field fluorometer for hydrogeological tracer tests with three tracers and turbidity measurement. XXXII IAH and ALHSUD Congress Groundwater & Human Development.
- Shapiro, A., 2001. Effective matrix diffusion in kilometer-scale transport in fractured crystalline rock. *Water Resources Research* 37, 507–522.

- Shapiro, A. M., Renken, R. A., Harvey, R. W., Zygnerski, M. R., Metge, D. W., 2008. Pathogen and chemical transport in the karst limestone of the Biscayne aquifer: 2. Chemical retention from diffusion and slow advection. *Water Resources Research* 44, W08430.
- Tenchine, S., Gouze, P., 2005. Density contrast effects on tracer dispersion in variable aperture fractures. *Advances in Water Resources* 28, 273–289.
- Tsang, C., Neretnieks, I., 1998. Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* 36, 275–298.
- Tsang, C., Tsang, Y., Hale, F., 1991. Tracer transport in fractures - Analysis of field data based on a variable-aperture channel model. *Water Resources Research* 27, 3095–3106.
- Tsang, Y., 1992. Usage of "equivalent apertures" for rock fractures as derived from hydraulic and tracer tests. *Water Resources Research* 28, 1451–1455.
- Tsang, Y. W., 1995. Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. *Geophysical Research Letters* 22, 1421–1424.
- Welty, C., Gelhar, L., 1994. Evaluation of longitudinal dispersivity from nonuniform flow tracer tests. *Journal of Hydrology* 153, 71–102.
- Willmann, M., Carrera, J., Sanchez-Vila, X., 2008. Transport upscaling in heterogeneous aquifers: What physical parameters control memory functions? *Water Resources Research* 44, W12437.

4.3 Discussion et perspectives

L'investigation des propriétés de transport à l'échelle d'une fracture ou d'une zone de fractures du compartiment inférieur via deux méthodes de traçage artificiel a permis de mettre en évidence l'effet prédominant de l'advection hétérogène sur le transport anormal de soluté. Aux échelles de temps des expériences, l'effet de la diffusion dans la matrice peut être *a priori* négligé. Les parois des fractures semblent suffisamment rugueuses pour générer des chemins d'écoulement préférentiels et conduire à l'advection hétérogène. L'irréversibilité de ce processus en push-pull, mise en évidence grâce aux tests menés à différentes échelles d'investigation au sein de cette même zone de fractures, peut être expliquée par la convergence des chemins préférentiels à partir d'une certaine distance du puits d'injection.

Au travers des interprétations des essais de traçage entre forages, la dispersivité semble également être dépendante de la distance d'investigation. Comme le suggèrent de nombreuses études, une augmentation de la dispersivité avec l'échelle est observée (Zhou *et al.*, 2007). Les interprétations, selon le modèle de Becker et Shapiro (2003), permettent l'estimation de l'ouverture moyenne de transport qui est relativement faible dans ce système, de l'ordre du millimètre. Cette valeur est toutefois cohérente avec celles obtenues par Becker et Shapiro (2003) sur le site de Mirror Lake aux États-Unis, où une ouverture de transport d'environ 1 mm fut estimée. En conditions de basses eaux, il apparaît donc un réservoir fermé présentant un volume effectif très faible.

Plusieurs aspects techniques peuvent cependant être discutés. Le premier concerne le protocole d'injection utilisé dans cette étude. Bien qu'il ne semble pas affecter outre mesure les résultats, il peut toutefois être amélioré. La faible transmissivité des fractures en profondeur rend l'injection délicate. En particulier, afin de ne pas dépasser le débit critique d'injection (Brouyère *et al.*, 2008), il est nécessaire d'injecter le traceur à des débits très faibles. Une alternative serait par exemple de procéder à une injection passive. Le faible nombre de fractures en profondeur facilite leur isolement. En l'occurrence, obturer les fractures serait tout à fait réalisable. Un protocole d'injection inspiré de celui de Shapiro et Hsieh (1996) pourrait être envisagé. Nous pourrions utiliser un double obturateur afin de créer une chambre d'injection isolée du système en obturant la fracture transmissive dans lequel nous souhaitons injecter le soluté. Après la mise en pompage, l'injection du traceur pourrait être réalisée à

l'intérieur de la chambre d'injection sans que celui-ci pénètre dans la formation. Le mélange pourrait alors être correctement effectué en créant une boucle de recirculation par un système d'injection et de pompage. En dégonflant l'obturateur inférieur après une certaine durée de pompage, l'injection se ferait de manière passive par différence de charges hydrauliques. En conditions de basses eaux, le rabattement observé après 3 h de pompage est d'environ 1 m au puits d'observation CH3, pour un débit de $0.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ au puits de pompage CH11 situé à 30 m. Une telle différence de charge permettrait l'injection d'un volume de l'ordre de dix litres pendant environ cinq minutes. En regonflant l'obturateur, l'injection pourrait alors être stoppée sans risque d'injection continue, via la présence d'une zone morte (Becker et Charbeneau, 2000). Un dispositif de recirculation par l'injection d'eau sans traceur et l'extraction du soluté permettrait ensuite le nettoyage de la chambre d'injection.

L'autre aspect technique à discuter est l'utilisation de la fluorescéine comme unique traceur artificiel. En particulier, celle-ci est considérée comme non-sorbante mais est chargée négativement, de la même manière que les principaux minéraux constituant le granite. Ohlsson et Neretnieks (1995) suggèrent que l'utilisation de traceurs conservatifs ayant la même charge que le milieu investigué pourrait entraîner un processus d'exclusion ionique. Le traceur serait repoussé par les pores de la roche, limitant ainsi la diffusion dans la matrice. Ils recommandent entre autres l'utilisation de traceur non-sorbant neutre pouvant, *a priori*, diffuser plus facilement dans la roche. Un exemple qui pourrait illustrer cet effet d'exclusion ionique serait celui donné par Hadermann et Heer (1996). Les auteurs ont procédé à des tests de traçage entre puits dans le granite de Grimsel en Suisse à l'aide de différents traceurs artificiels. Ces tests ont été réalisés pour des distances comprises entre 2 et 5 m avec des débits d'extraction relativement faibles, de l'ordre de 150 ml min^{-1} . Les traceurs neutres ont montré une pente de -1.5 sur la courbe de restitution. En revanche, l'utilisation de la fluorescéine pour l'un des tests a montré une pente différente, proche de -2. Dans ce cas, la pente pourrait être un comportement intermédiaire de la diffusion dans la matrice. Ceci est donc révélateur de la difficulté d'appréhender ces questions de transport de contaminants dans les milieux hétérogènes. Bien que le type de traceur utilisé ainsi que les conditions de forçage puissent être des facteurs limitants pour mettre en évidence la diffusion dans la matrice (Becker et Shapiro, 2003 ; Ohlsson et Neretnieks, 1995), l'advection hétérogène reste, quoi qu'il en soit, un processus significatif sur le transport de solutés dans ce type de fracture et doit être pris en considération dans la modélisation.

Nous avons vu également que le modèle semi-analytique développé par Becker et Shapiro (2003) pour l'interprétation des essais de push-pull était limité à une certaine échelle d'investigation. Cette limitation avait préalablement été identifiée par Becker et Shapiro (2003) qui avaient réalisé trois tests à différents volumes d'injection (20, 40 et 60 l). La simulation directe effectuée sur le dernier avait notamment été non concluante. Les essais de push-pull réalisés dans notre étude poursuivent d'une certaine manière cette observation et montrent qu'il est nécessaire de faire appel à d'autres processus pour expliquer les comportements. Une des hypothèses avancées ici est la possibilité d'avoir des interactions entre les différentes lignes de flux. En l'occurrence, la convergence des lignes d'écoulement permettrait des échanges de masse, générant ainsi des processus advectifs irréversibles. À ce stade, cette hypothèse n'a pas encore été vérifiée mais pourrait l'être grâce à la modélisation. Par exemple, un modèle récent a été développé par Kang *et al.* (Submitted) et tient compte à la fois des processus advectifs dans un réseau de liens et de l'échange de masse par diffusion à l'intersection de ces liens. Ce modèle pourrait constituer une première étape pour expliquer nos observations et valider cette hypothèse. Il serait également intéressant de tester d'autres hypothèses à travers la modélisation, par exemple, en tenant compte d'un effet d'échelle sur la dispersivité.

Il est par ailleurs nécessaire de compléter cette étude par des tests de traçage au niveau de l'interface saprolite – granite ou encore dans la saprolite. Cela permettrait d'obtenir des valeurs de porosité efficace et donc de mieux quantifier les temps de transfert et les stocks d'eau disponibles dans ces compartiments. En particulier, les tests d'injection réalisés dans la saprolite révèlent des perméabilités très faibles. Cela suggère que les temps de transfert de la surface du sol vers l'aquifère peuvent être relativement importants dans le cadre par exemple d'une pollution accidentelle. Cependant, certaines études révèlent la présence de fractures préservées pouvant être des vecteurs préférentiels pour le fluide, ce qui pourrait diminuer les temps de transfert (Dewandel *et al.*, 2006 ; Perrin *et al.*, 2011a). Actuellement, peu d'études de transport ont été réalisées dans la saprolite dans un contexte d'altération profonde (Taylor *et al.*, 2010), pourtant la compréhension des processus de transport dans ces milieux est primordiale puisqu'elle contrôle quasiment l'intégralité du transfert de contaminants depuis la surface aux puits d'exploitation. Ceci est d'autant plus important dans des contextes comme celui-ci où les aquifères de sub-surface constituent la principale ressource en eau pour des millions d'individus. Par ailleurs, il existe un certain nombre de modèles géochimiques simulant par exemple l'altération aux

temps longs (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006) ou encore la réactivité du milieu à travers les processus de « return flow » (Perrin *et al.*, 2011b ; Pettenati *et al.*, 2013), toutefois, très peu de données de transport sont disponibles pour contraindre ces modèles.

Conclusions et perspectives générales

5.1 Conclusions générales

Les objectifs principaux de cette thèse étaient, dans un premier temps, d'identifier l'organisation des structures pertinentes ainsi que leur rôle sur les écoulements dans les aquifères cristallins fracturés et altérés dans un contexte semi-aride. Le deuxième objectif était de quantifier les propriétés hydrauliques de ces structures selon la profondeur dans le but de fournir des paramètres d'entrée pour la modélisation future. Enfin, la dernière partie de ce travail avait pour but de caractériser les propriétés de transport de ces milieux et notamment d'identifier le rôle respectif de l'advection hétérogène et de la diffusion dans la matrice sur le transport de solutés.

La première partie de cette thèse montre que ces milieux sont particulièrement discontinus et que la variabilité spatiale des hétérogénéités joue un rôle très important sur l'organisation des écoulements. L'interface incluant la partie supérieure du granite fracturé et la base de la saprolite semble contrôler les écoulements à l'échelle du bassin versant puisque sa connectivité est assurée spatialement. Cette interface peut également remonter localement à la surface topographique, matérialisée notamment par la présence d'inselbergs ou d'autres affleurements, jouant de ce fait un rôle de barrière hydraulique. Les fractures transmissives en profondeur apparaissent en revanche beaucoup moins bien connectées entre elles, en tout cas latéralement. En conditions de basses eaux, cela mène à une compartimentation hydraulique du milieu, induite par des amas de fractures plus transmissives relativement isolés dans

une matrice très peu perméable. Ce constat semble très similaire à ce qui a été observé auparavant sur le site de Mirror Lake aux États-Unis où quelques amas de fractures plus transmissives ont été identifiés (Day-Lewis *et al.*, 2000 ; Hsieh, 1998). Sur ce site, les amas de fractures apparaissent moins étendus, d'une longueur inférieure à cent mètres. Dans notre cas, la longueur des compartiments est variable et se situe visiblement entre une et plusieurs centaines de mètres. La diminution de la connectivité hydraulique de fractures observée sur le site expérimental de Choutuppall est également cohérente avec de nombreuses observations géologiques qui suggèrent une diminution de la fréquence de fracturation avec la profondeur (Dale, 1923 ; Holzhausen, 1989 ; Jahns, 1943 ; Maréchal *et al.*, 2004). Cette diminution de la connectivité avec la profondeur prend d'autant plus de sens dès lors que les fractures sont proches de l'horizontale ou légèrement incurvées.

Les différentes méthodes hydrauliques appliquées dans la zone saturée et non saturée du réservoir du site expérimental de Choutuppall ont permis de quantifier les propriétés hydrauliques des principales structures pertinentes identifiées préalablement. La représentation détaillée de ces propriétés selon la profondeur permet de mettre en avant le rôle particulier de l'interface saprolite – granite. Sa perméabilité ainsi que sa porosité sont relativement intéressantes pour ce contexte où le socle est très peu fracturé et où la productivité moyenne des puits est très faible, caractérisée par des débits d'exploitation souvent inférieurs à $10 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. De nombreuses études suggèrent que la saprolite assure le rôle capacitif et les fractures le rôle transmissif du réservoir (Chilton et Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Taylor et Howard, 2000 ; Wyns *et al.*, 2004). Nous montrons que cette interface peut assurer ces deux rôles et par conséquent, représente un niveau critique de la piézométrie à ne pas franchir dans la perspective d'une gestion durable de la ressource en eau. En dessous de cette zone, le nombre de fractures transmissives diminue drastiquement, limitant également la capacité du réservoir à stocker l'eau. L'intérêt de forer plus en profondeur est donc d'autant plus limité (Maréchal, 2010) bien que parfois, certaines fractures relativement transmissives puissent être rencontrées à 50 – 60 m de profondeur. Elles peuvent en effet fournir des débits relativement élevés pour le contexte, jusqu'à $10 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

Les propriétés de transport dans ces milieux cristallins fracturés ont pour la première fois été étudiées en Inde du Sud. Deux méthodes complémentaires d'essais de traçage (radial convergent et push-pull) ont permis d'identifier *in situ* le rôle prédominant de l'advection hétérogène sur le transport anormal de soluté à l'échelle de fractures plus transmissives. Bien que les processus d'altération jouent un rôle important dans ce contexte et qu'en principe, l'altération des parois des fractures devrait être plus avancée augmentant ainsi leur porosité (Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Ohlsson et Neretnieks, 1995), la diffusion dans la matrice peut être *a priori* négligée, au moins sur les échelles de temps des expériences. Les courbes de restitution obtenues au travers des essais entre puits montrent une pente de -2 aux temps longs, pouvant être correctement simulée via un modèle tenant uniquement compte de processus advectifs (Becker et Shapiro, 2003). Les essais de push-pull réalisés avec ou sans phase d'attente ainsi que celui effectué avec deux traceurs aux coefficients de diffusion différents montrent de même que la diffusion dans la matrice peut être négligée pour les temps des expériences. Cependant, les différences entre les données obtenues en push-pull et les prédictions du modèle de Becker et Shapiro (2003) suggèrent que les processus advectifs ne sont pas totalement réversibles. L'hypothèse avancée ici est qu'il puisse y avoir des interactions entre les lignes d'écoulements à partir d'une certaine échelle comme la montre la photographie en figure 1.8 (Bourke, 1987). Toutefois, il reste nécessaire de valider cette hypothèse à travers la modélisation (Kang *et al.*, Submitted).

Les volumes effectifs calculés à partir des essais entre puits montrent une capacité de stockage très limitée en profondeur, en tout cas pour le compartiment du site expérimental. Le nombre restreint de fractures transmissives permet le transport de solutés très rapide d'un point à un autre. En revanche, la compartimentation du milieu induite par une faible connectivité hydraulique du réseau de fractures en profondeur ainsi qu'une très faible perméabilité de la matrice, implique nécessairement un temps de transfert beaucoup plus important entre chaque compartiment. En conditions de basses eaux, le mélange avec les eaux des compartiments avoisinants est donc plus limité, ce qui devrait favoriser les échanges verticaux et donc, en principe, accentuer l'effet des processus de « return flow » responsables de la salinisation des réservoirs ou encore l'augmentation des concentrations en fluor (Perrin *et al.*, 2011b ; Pettenati *et al.*, 2013). Cela implique une vulnérabilité quantitative et qualitative d'autant plus forte aux variations spatiales et temporelles des précipitations et à la pression anthropique toujours croissante. Cette vulnérabilité est également

accentuée par le nombre extrêmement élevé de points d'entrée dans le système, soit les nombreux forages et puits ouverts.

Nous avons vu également que la raison principale de la dégradation de la qualité et de la quantité d'eau disponible était la riziculture, nécessitant des volumes d'eau très importants et favorisant les processus de « return flow ». Bien que ces systèmes complexes soient de mieux en mieux compris, il apparaît nécessaire, en plus de souligner les causes et les conséquences de l'exploitation intensive, de proposer des solutions viables pour une gestion durable de la ressource en eau souterraine. De fait, passer à une culture moins gourmande en eau est certainement une des alternatives les plus réalistes. La carte présentée en figure 2.3 illustre la répartition des principales cultures en Inde (Devineni *et al.*, 2013). Il apparaît clairement que les autres céréales sont peu cultivées en Andhra Pradesh. Pourtant, certaines d'entre elles sont très peu gourmandes en eau. En particulier, le mil, qui est très cultivé dans les régions semi-arides comme au Sahel en Afrique (Velluet, 2014), pourrait constituer une alternative intéressante pour l'Andhra Pradesh, bien que la monoculture ne soit évidemment pas préconisée. Cette alternative nécessite cependant une étude socio-économique approfondie pour estimer l'impact d'un tel changement sur les populations.

5.2 Perspectives générales

La prise en compte de ces structures dans la modélisation serait intéressante pour prédire l'évolution de la ressource en eau selon les conditions hydrologiques ou bien pour modéliser le transport, notamment réactif, dans ces systèmes cristallins fracturés et altérés soumis à une forte pression anthropique. En l'occurrence, nous avons vu que la tomographie électrique était une approche appropriée pour estimer la profondeur de l'interface saprolite – granite et sa variabilité en trois dimensions. Il apparaît donc aisé de prendre en compte les premières composantes du système dans la modélisation, soit la saprolite et l'interface avec le granite. Par ailleurs, les compartiments sous-jacents sont plus difficiles à prendre en considération bien qu'il soit toutefois possible de les intégrer de manière déterministe. Par exemple, une étude récente a simulé l'impact du « return flow » sur la salinisation des aquifères (Perrin *et al.*, 2011b). Il serait notamment intéressant de poursuivre ce travail en prenant en compte ces structures, en particulier les compartiments sous-jacents afin d'évaluer leur effet en conditions de basses eaux. Dans ces conditions particulières, le

système fonctionne comme un réservoir fermé et donc un impact plus important des processus de « return flow » est attendu. Il en est, *a priori*, de même pour l'évolution des concentrations en fluor.

Une question à laquelle il serait intéressant de répondre est la représentativité de ces résultats, du moins à l'échelle de l'Inde du Sud. Grâce aux prélèvements chimiques réalisés sur le bassin versant du village de Sangapur, situé au Nord de la ville d'Hyderabad, Perrin *et al.* (2011a) ont mis en évidence la présence de quatre compartiments en conditions de basses eaux, ce qui est tout à fait cohérent avec les observations de Choutuppal. Toutefois, extrapoler ces résultats à l'échelle de l'Inde du Sud reste une question encore ouverte et délicate. En particulier, la compartimentation n'a pas été observée sur le site de Maheshwaram (Dewandel *et al.*, 2006 ; Maréchal *et al.*, 2004). Par ailleurs, et dans un autre contexte, il est intéressant de constater de fortes similitudes entre le site expérimental de Choutuppal et le site de Mirror Lake aux États-Unis implantés tous deux dans des systèmes cristallins fracturés. Bien que ces milieux soient différents de par leur histoire géologique, le premier étant sous un contexte d'altération profonde et le deuxième présente un recouvrement de dépôts glaciaires (Hsieh, 1998), tous deux présentent des amas de fractures transmissives plus ou moins isolés spatialement ainsi que des propriétés de transport similaires au niveau du compartiment profond. Notons par ailleurs que le site de Mirror Lake ne présente pas d'interface connectée à l'échelle du bassin versant, contrairement à Choutuppal. Il serait par conséquent intéressant de pousser l'analyse pour établir le lien existant entre ces deux systèmes. Les observations laissent supposer que ce lien pourrait être le mode de fracturation. Nous avons vu en chapitre d'introduction que la fracturation en tension pouvait être occasionnée par de larges contraintes compressives parallèles à la surface topographique (Bahat *et al.*, 1999 ; Dale, 1923 ; Hencher *et al.*, 2011 ; Holzhausen, 1989 ; Mandl, 2005 ; Martel, 2006 ; Twidale, 1973). De la même manière, la topographie jouerait un rôle important dans la formation de ces joints (Martel, 2006 ; Miller et Dunne, 1996 ; Slim, 2013). Une étude comparative serait donc envisageable en tenant compte de ces effets afin de simuler la mise en place de la fracturation dans ces deux systèmes. Cela permettrait d'affiner l'étude de compartimentation hydraulique en étudiant par exemple l'effet des contraintes sur la taille des compartiments.

Pour finir, de nombreux travaux se tournent actuellement vers l'étude des processus d'altération, entre autre des milieux cristallins (Buss *et al.*, 2008 ; Fletcher *et al.*, 2006). Une des difficultés réside visiblement dans la prise en compte des fractures

dans la dynamique des systèmes et des processus. En effet, ces fractures jouent bien évidemment un rôle très important dans les écoulements souterrains et par conséquent favorisent les interactions eau – roche localement. Le site de Choutuppall se prête particulièrement bien à la compréhension de ces systèmes puisqu’il fournit une vision relativement détaillée de la fracturation en profondeur. En conséquence, il pourrait être envisagé de simuler à des échelles de temps plus importantes l’évolution et la dynamique d’altération de ces systèmes connaissant les gradients hydrauliques et la structure des écoulements.

Bibliographie

- Abelin, H., Birgersson, L., Gidlund, J., Neretnieks, I., 1991a. A large-scale flow and tracer experiment in granite 1. Experimental-design and flow distribution. *Water Resources Research* 27, 3107–3117.
- Abelin, H., Birgersson, L., Moreno, L., Widen, H., Agren, T., Neretnieks, I., 1991b. A large-scale flow and tracer experiment in granite 2. Results and interpretation. *Water Resources Research* 27, 3119–3135.
- Abelin, H., Birgersson, L., Widen, H., Agren, T., Moreno, L., Neretnieks, I., 1994. Channeling experiments in crystalline fractured rocks. *Journal of Contaminant Hydrology* 15, 129–158.
- Acworth, R. I., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 20, 265–272.
- Akkiraju, V. V., Roy, S., 2011. Geothermal climate change observatory in south India 1 : Borehole temperatures and inferred surface temperature histories. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 36, 1419–1427.
- Amini, M., Abbaspour, K. C., Berg, M., Winkel, L., Hug, S. J., Hoehn, E., Yang, H., Johnson, C. A., 2008a. Statistical Modeling of Global Geogenic Arsenic Contamination in Groundwater. *Environmental Science and Technology* 42 (10), 3669–3675.
- Amini, M., Mueller, K., Abbaspour, K. C., Rosenberg, T., Afyuni, M., Møller, K., Sarr, M., Johnson, C. A., 2008b. Statistical Modeling of Global Geogenic Fluoride Contamination in Groundwaters. *Environmental Science and Technology* 42 (10), 3662–3668.
- Anand, R. R., Paine, M., 2002. Regolith Geology of the Yilgarn Craton, Western Australia : implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 49 :1, 3–162.
- Anderson, R., Anderson, S., 2010. *Geomorphology : The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Anderson, S., von Blanckenburg, F., White, A., 2007. Physical and chemical controls on the Critical Zone. *Elements* 3, 315–319.
- Andersson, P., Byegård, J., Tullborg, E.-L., Doe, T., Hermanson, J., Winberg, A., 2004. In situ tracer tests to determine retention properties of a block scale fracture network in granitic rock at the Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden. *Journal of Contaminant Hydrology* 70, 271–297.

- Aulong, S., Chandra, B., Farnier, L., Galab, S., Guerrin, J., Himanshu, H., Prudhvi-kar Reddy, P., 2012. Are South Indian farmers adaptable to global change? A case in an Andhra Pradesh catchment basin. *Regional Environmental Change* 12, 423–436.
- Ayoob, S., Gupta, A. K., 2006. Fluoride in drinking water : A review on the status and stress effects. *Critical Reviews In Environmental Science And Technology* 36, 433–487.
- Bahat, D., Grossenbacher, K., Karasaki, K., 1999. Mechanism of exfoliation joint formation in granitic rocks, Yosemite National Park. *Journal of Structural Geology* 21, 85–96.
- Banfield, J., Eggleton, R., 1988. Transmission electron microscope study of biotite weathering. *Clays and Clay Minerals* 36 (1), 47–60.
- Banks, E. W., Simmons, C. T., Love, A. J., Cranswick, R., Werner, A. D., Bestland, E. A., Wood, M., Wilson, T., 2009. Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction : a conceptual model (Australia). *Hydrogeology Journal* 17, 1969–1989.
- Barbiéro, L., Parate, H., Descloitres, M., Bost, A., Furian, S., Kumar, M., Kumar, C., Braun, J.-J., 2007. Using a structural approach to identify relationships between soil and erosion in a semi-humid forested area, South India. *Catena* 70, 313–329.
- Barker, J., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* 24, 1796–1804.
- Bazilevskaya, E., Lebedeva, M., Pavich, M., Rother, G., Parkinson, D., Cole, D., Brantley, S., 2013. Where fast weathering creates thin regolith and slow weathering creates thick regolith. *Earth Surface Processes Landforms* 38, 847–858.
- Becker, M., Charbeneau, R., 2000. First-passage-time transfer functions for groundwater tracer tests conducted in radially convergent flow. *Journal of Contaminant Hydrology* 40, 299–310.
- Becker, M., Shapiro, A., 2000. Tracer transport in fractured crystalline rock : Evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Water Resources Research* 36, 1677–1686.
- Becker, M., Shapiro, A., 2003. Interpreting tracer breakthrough tailing from different forced-gradient tracer experiment configurations in fractured bedrock. *Water Resources Research* 39, 1024.
- Bergbauer, S., Martel, S., 1999. Formation of joints in cooling plutons. *Journal of Structural Geology* 21, 821–835.
- Berkowitz, B., 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media : A review. *Advances in Water Resources* 25, 861–884.
- Berkowitz, B., Emmanuel, S., Scher, H., 2008. Non-Fickian transport and multiple-rate mass transfer in porous media. *Water Resources Research* 44, W03402.
- Bernard, S., 2005. Caractérisation hydrodynamique des réservoirs carbonatés fracturés : Application au site expérimental hydrogéologique (SEH) de l'université de Poitiers. Thèse de doctorat, Université de Poitiers, France, p. 180.

- Blackwelder, E., 1925. Exfoliation as a phase of rock weathering. *The Journal of Geology* 33 (8), 793–806.
- Blessent, D., Jorgensen, P., Therrien, R., 2014. Comparing Discrete Fracture and Continuum Models to Predict Contaminant Transport in Fractured Porous Media. *Groundwater* 52 (1), 84–95.
- Bodin, J., Delay, F., de Marsily, G., 2003. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability : 1. fundamental mechanisms. *Hydrogeology Journal* 11, 418–433.
- Boisson, A., Nattorp, A., Sandhu, C., Kumar, D., Grützmacher, G., Kaur, H., Mehrotra, I., Elango, L., Ronghang, M., Sajil Kumar, P., Kumar, P., Ahmed, S., Asolekar, S., Sharma, S., Grischek, T., Wintgens, T., 2013a. Review of the Post-treatment Applied to Natural Treatment Systems in India and Critical Water Quality. Saph Pani project - Enhancement of natural water systems and treatment methods for safe and sustainable water supply in India Deliverable 4.1, p. 77.
- Boisson, A. de Anna, P., Bour, O., Le Borgne, T., Labasque, T., Aquilina, L., 2013b. Reaction chain modeling of denitrification reactions during a push-pull test. *Journal of Contaminant Hydrology* 148, 1–11.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N. E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* 39, 347–383.
- Bour, O., 1997. Transferts de fluides dans les milieux fracturés - Effets d'échelle. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France Géosciences Rennes, p. 288.
- Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research* 33, 1567–1583.
- Bour, O., Davy, P., 1998. On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research* 34, 2611–2622.
- Bourdet, D., Whittle, T. M., Douglas, A. A., Pirard, Y. M., 1983. A new set of type curves simplifies well test analysis. *World Oil* 196, 95–101.
- Bourke, P. J., 1987. Channeling of flow through fractures in rock. in *GEOVAL-87 International Symposium Swed. Nucl. Power Insp. (SKI), Stockholm*, p. 10.
- Boussinesq, J., 1868. Mémoire sur l'influence des frottements dans les mouvements réguliers des fluides. *Journal de mathématiques pures et appliquées 2 ième série tome 13*, p. 377–424.
- Bradley, W., 1963. Large-scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin* 74, 519–528.
- Brantley, S., Goldhaber, M., Ragnarsdottir, K., 2007. Crossing disciplines and scales to understand the Critical Zone. *Elements* 3, 307–314.
- Braun, J.-J., Descloitres, M., Riotte, J., Fleury, S., Barbiero, L., Boeglin, J.-L., Violette, A., Lacarce, E., Ruiz, L., Sekhar, M., Kumar, M. S. M., Subramanian, S., Dupre, B., 2009. Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies : Mule Hole gneissic watershed, South India. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 73, 935–961.

- Briz-Kishore, B. H., 1993. Assessment of yield characteristics of granitic aquifers in South India. *Groundwater* 31, 921–928.
- Brouyère, S., Batlle-Aguilar, J., Goderniaux, P., Dassargues, A., 2008. A new tracer technique for monitoring groundwater fluxes : The Finite Volume Point Dilution Method. *Journal of Contaminant Hydrology* 95, 121–140.
- Brown, S. R., 1987. Fluid flow through rock joints : The effect of surface roughness. *Journal of Geophysical Research* 92 (B2), 1337–1347.
- Bulter, J. J. J., Liu, W. Z., 1991. Pumping tests in non-uniform aquifers – the linear strip case. *Journal of Hydrology* 128, 69–99.
- Busenberg, E., Plummer, L. N., 1992. Use of Chlorofluorocarbons (CCl₃F and CCl₂F₂) as Hydrologic Tracers and Age-Dating Tools : The Alluvium and Terrace System of Central Oklahoma. *Water Resources Research* 28 (9), 2257–2283.
- Busenberg, E., Plummer, L. N., 2000. Dating young groundwater with sulfur hexafluoride : Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride. *Water Resources Research* 36 (10), 3011 – 3030.
- Buss, H., Sak, P., Webb, S., Brantley, S., 2008. Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo Mountains, Puerto Rico : Coupling oxidation, dissolution, and fracturing. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 72, 4488–4507.
- Butler, J., 1988. Pumping tests in nonuniform aquifers - The radially symmetric case. *Journal of Hydrology* 101, 15–30.
- Cacas, M., Ledoux, E., de Marsily, G., Barbreau, A., Calmels, P., Gaillard, B., Margritta, R., 1990a. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network - Calibration and Validation 2. The transport model. *Water Resources Research* 26, 491–500.
- Cacas, M., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., Peaudecerf, P., 1990b. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network - Calibration and Validation 1. The flow model. *Water Resources Research* 26, 479–489.
- Callahan, T., Reimus, P., Bowman, R., Haga, M., 2000. Using multiple experimental methods to determine fracture/matrix interactions and dispersion of nonreactive solutes in saturated volcanic tuff. *Water Resources Research* 36, 3547–3558.
- Cantor, K. P., 1997. Drinking water and cancer. *Cancer Causes and Control* 8, 292–308.
- Carrera, C., Martinez-Landa, L., 2000. Mixed discrete-continuum models : A summary of experiences in test interpretation and model prediction. in *dynamics of fluid in fractured rock*, edited by B. Faybishenko, P.A. Witherspoon, and S.M. Benson AGU, Washington, DC, pp. 251–266.
- Carrera, J., 1993. An overview of uncertainties in modeling groundwater solute transport. *Journal of Contaminant Hydrology* 13, 23–48.
- Chandra, S., Nagaiah, E., Raju, K., Ahamaduddin, M., Kumar, D., Ali, S., Ahmed, S., 2008. Establishment of hydrogeological park at Choutuppal, Nalgonda District, AP : Electrical resistivity tomography survey Phase I. IFCGR Technical Report - Unpublished, 27 pp.

- Chaudhuri, A., Sekhar, M., Descloitres, M., Godderis, Y., Ruiz, L., Braun, J., 2013. Constraining complex aquifer geometry with geophysics (2-D ERT and MRS measurements) for stochastic modelling of groundwater flow. *Journal of Applied Geophysics* 98, 288–297.
- Chilton, P., Foster, S., 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal* 3, 36–49.
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 73 (21), 233–240.
- Cook, N. G. W., 1992. Jaeger Memorial Dedication Lecture - Natural joints in rock : Mechanical, hydraulic and seismic behaviour and properties under normal stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 29 (3), 198–223.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaire, F. D., Some, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater* 48, 269–283.
- Cvetkovic, V., Cheng, H., 2011. Evaluation of single-well injection-withdrawal tests in Swedish crystalline rock using the Lagrangian travel time approach. *Water Resources Research* 47, W02527.
- Dale, T., 1923. *The Commercial Granites of New England*. United States Geological Survey, Bulletin 738. U.S. Government Printing Office.
- Darcel, C., 2002. *Corrélations dans les réseaux de fractures : caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, p. 234.
- Darcel, C., Bour, O., Davy, P., de Dreuzy, J. R., 2003. Connectivity properties of two-dimensional fracture networks with stochastic fractal correlation. *Water Resources Research* 39 (10), 1272.
- Davis, S. N., Turk, L. J., 1964. Optimum depth of wells in crystalline rocks. *National Water Well Exposition*, San Francisco, California, p. 6–11.
- Day-Lewis, F. D., Hsieh, P. A., Gorelick, S. M., 2000. Identifying fracture-zone geometry using simulated annealing and hydraulic-connection data. *Water Resources Research* 36, 1707–1721.
- de Condappa, D., 2005. *Étude de l'écoulement d'eau à travers la Zone Non-Saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, France, 361 pp.
- de Dreuzy, J., 1999. *Analyse des propriétés hydrauliques des réseaux de fractures*. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, 116 p.
- de Dreuzy, J., Davy, P., Bour, O., 2001a. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 1. Effective connectivity. *Water Resources Research* 37, 2065–2078.

- de Dreuzy, J., Davy, P., Bour, O., 2001b. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resources Research* 37, 2079–2095.
- de Dreuzy, J.-R., Méheust, Y., Pichot, G., 2012. Influence of fracture scale heterogeneity on the flow properties of three-dimensional discrete fracture networks (DFN). *Journal of Geophysical Research* 117, B11207.
- de Golbéry, L., Chappuis, A., 2012. The Atlas "Water Resources de l'Andhra Pradesh" - Test of visual presentation for informations used by users and managers of water resources from a state of India. *Cartes & géomatique - Journées d'étude du Comité français de cartographie (CFC)*, Besançon, France 213, 103–106.
- de Hoog, F., Knight, J., Stokes, A., 1982. An improved method for numerical inversion of Laplace transforms. *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing* 3, 357–366.
- Devineni, N., Perveen, S., Lall, U., 2013. Assessing chronic and climate-induced water risk through spatially distributed cumulative deficit measures : A new picture of water sustainability in India. *Water Resources Research* 49, 1–11.
- Dewandel, B., Aunay, B., Maréchal, J.-C., Roques, C., Bour, O., Mougin, B., Aquilina, L., 2014. Analytical solutions for analysing pumping tests in a sub-vertical and anisotropic fault zone draining shallow aquifers. *Journal of Hydrology* 509, 115–131.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., 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., Lachassagne, P., Zaidi, F. K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers : Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology* 405, 474–487.
- Dewandel, B., Maréchal, J. C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., 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.
- Dewandel, B., Perrin, J., Ahmed, S., Aulong, S., Hrkal, Z., Lachassagne, P., Samad, M., Massuel, S., 2010. Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions : application to a rural watershed in South India. *Hydrological Processes* 24, 2784–2797.
- Di Donato, G., Obi, E., Blunt, M., 2003. Anomalous transport in heterogeneous media demonstrated by streamline-based simulation. *Geophysical Research Letters* 30 (12), 1608.
- Dorn, C., Linde, N., Le Borgne, T., Bour, O., Klepikova, M., 2012. Inferring transport characteristics in a fractured rock aquifer by combining single-hole ground-penetrating radar reflection monitoring and tracer test data. *Water Resources Research* 48, W11521.
- Fawell, J., Bailey, K., Chilton, J., Dahi, E., Fewtrell, L., Magara, Y., 2006. Fluoride in Drinking-water. WHO Drinking-water Quality Series IWA Publishing, London, p. 144.

- Ferrant, S., Caballero, Y., Perrin, J., Gascoin, S., Dewandel, B., Aulong, S., Dazin, F., Ahmed, S., Maréchal, J.-C., 2014. Projected impacts of climate change on farmers' extraction of groundwater from crystalline aquifers in South India. *Nature Scientific Reports* 4, 3697.
- Fletcher, R., Buss, H., Brantley, S., 2006. A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 444–457.
- Fletcher, R., Pollard, D., 1981. Anticrack model for pressure solution surfaces. *Geology* 9, 419–424.
- Foster, S., 1984. African groundwater development - The challenges for hydrogeological science. *IAHS Publication* 144, 3–12.
- Foster, S. S. D., Chilton, P. J., 2003. Groundwater : the processes and global significance of aquifer degradation. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 358, 1957–1972.
- Foucault, A., Raoult, J., 2005. *Dictionnaire de géologie*.
- Garnier, J., Crampon, N., Preaux, C., Porel, G., Vreulx, M., 1985. Tracing C-13, H-2, I- and Uranine through the Senonian chalk aquifer (Bethune, France) using a two-well method. *Journal of Hydrology* 78, 379–392.
- Gelhar, L., Welty, C., Rehfeldt, K., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research* 28 (7), 1955–1974.
- Gilbert, G. K., 1904. Domes and Dome Structures of the High Sierra. *Geological Society of America Bulletin* 15, 29–36.
- Gouze, P., Le Borgne, T., Leprovost, R., Lods, G., Poidras, T., Pezard, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media : 1. Multiscale measurements using single-well injection withdrawal tracer tests. *Water Resources Research* 44, W06426.
- Govil, P., Sorlie, J., Sujatha, D., Krishna, A., Murthy, N., Rama Mohan, K., 2012. Assessment of heavy metal pollution in lake sediments of Katedan Industrial Development Area, Hyderabad, India. *Environmental Earth Sciences* 66, 121–128.
- Gringarten, A. C., 2008. From straight lines to deconvolution : The evolution of the state of the art in well test analysis. *SPE Reservoir Evaluation & Engineering* 11, 41–62.
- G.S.I., 1999. Resources map of Nalgonda district, Andhra Pradesh. Geological and Minerals. Geological Survey of India.
- G.S.I., 2005. Geological and Mineral map of Andhra Pradesh. Geological Survey of India.
- Guimerà, J., Carrera, J., 2000. A comparison of hydraulic and transport parameters measured in low-permeability fractured media. *Journal of Contaminant Hydrology* 41, 261–281.
- Gustafson, G., Krásný, J., 1994. Crystalline rock aquifers : Their occurrence, use and importance. *Applied Hydrogeology* 2, 64–75.

- Hadermann, J., Heer, W., 1996. The Grimsel (Switzerland) migration experiment : Integrating field experiments, laboratory investigations and modelling. *Journal of Contaminant Hydrology* 21, 87–100.
- Haggerty, R., 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., Meigs, L., 2000. On the late-time behavior of tracer test breakthrough curves. *Water Resources Research* 36, 3467–3479.
- Hakami, E., Larsson, E., 1996. Aperture measurements and flow experiments on a single natural fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 33, 395–404.
- Hall, S., Luttrell, S., Cronin, W., 1991. A method for estimating effective porosity and groundwater velocity. *Groundwater* 29, 171–174.
- Hancock, P., Engelder, T., 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin* 101, 1197–1208.
- Harvey, C., Ashfaq, K., Yu, W., Badruzzaman, A.B.M. and Ali, M. A., Oates, P., Michael, H., Neumann, R., Beckie, R., Islam, S., Ahmed, M., 2006. Groundwater dynamics and arsenic contamination in Bangladesh. *Chemical Geology* 228, 112–136.
- Hencher, S. R., Lee, S. G., Carter, T. G., Richards, L. R., 2011. Sheeting joints : Characterisation, shear strength and engineering. *Rock Mechanics And Rock Engineering* 44, 1–22.
- Hollenbeck, K. J., 1999. INVLAP.M : A matlab function for numerical inversion of Laplace transforms by the de Hoog algorithm.
URL http://www.mathworks.com/matlabcentral/answers/uploaded_files/1034/invlap.m
- Holzhausen, G., 1989. Origin of sheet structure, 1. Morphology and boundary conditions. *Engineering Geology* 27, 225–278.
- Howard, K. W. F., Hughes, M., Charlesworth, D. L., Ngobi, G., 1992. Hydrogeologic evaluation of fracture permeability in crystalline basement aquifers of Uganda. *Applied Hydrogeology* 1, 55–65.
- Hsieh, P. A., 1998. Scale effects in fluid flow through fractured geologic media. in *Scale dependence and scale invariance in hydrology*, 353–335.
- Illman, W. A., 2006. Strong field evidence of directional permeability scale effect in fractured rock. *Journal of Hydrology* 319, 227–236.
- Istok, J. D., Humphrey, M. D., Schroth, M. H., Hyman, M. R., O'Reilly, K. T., 1997. Single-well, "Push-Pull" test for in situ determination of microbial activities. *Groundwater* 35 (4), 619–631.
- Jacks, G., Bhattacharya, P., Chaudhary, V., Singh, K., 2005. Controls on the genesis of some high-fluoride groundwaters in India. *Applied Geochemistry* 20, 221–228.

- Jahns, R., 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., Sanford, W., Gwo, J., Reedy, O., Hicks, D., Riggs, J., Bailey, W., 1999. Quantifying diffusive mass transfer in fractured shale bedrock. *Water Resources Research* 35, 2015–2030.
- Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., 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, 1–17.
- Jones, M., 1985. The weathered zone aquifers of the basement-complex areas of Africa. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 18, 35–46.
- Kang, P., Le Borgne, T., Dentz, M., Bour, O., Juanes, R., Submitted. Impact of flow correlation and heterogeneity on transport in fractured rocks : Field evidence and theoretical model. *Water Resources Research*.
- Király, L., 1971. Groundwater flow in heterogeneous, anisotropic fractured media : a simple two-dimensional electrical analog. *Journal of Hydrology* 12, 255–261.
- Kiraly, L., 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. in *Hydrogeology of karstic terrains I* edited by A. Burger and L. Dubertret, International Association of Hydrogeologists, ser. B, 3, 53–67.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15 (3), 259–263.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* 23, 145–161.
- Larsson, I., 1984. Ground water in hard rocks : project 8.6 of the International Hydrological Programme. Volume 33 de *Studies and reports in hydrology*. UNESCO publication.
- Le Borgne, T., Bour, O., de Dreuzay, J., Davy, P., Touchard, F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers : Insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research* 40, 1–12.
- Le Borgne, T., Bour, O., Paillet, F. L., Caudal, J. P., 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, 347–359.
- Le Borgne, T., Gouze, P., 2008. Non-Fickian dispersion in porous media : 2. Model validation from measurements at different scales. *Water Resources Research* 44, W06427.
- Le Goc, R., 2009. Caractérisation et modélisation des écoulements dans les milieux fracturés. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, p. 237.
- Leap, D., Kaplan, P., 1988. A single-well tracing method for estimating regional advective velocity in a confined aquifer : Theory and preliminary laboratory verification. *Water Resources Research* 24, 993–998.
- Leibundgut, C., Maloszewski, P., Külls, C., 2009. *Tracers in Hydrology*. Wiley-Blackwell.

- Leray, S., 2012. Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau - Apport des données d'âge de l'eau. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France, 204 p.
- Leray, S., de Dreuz, J.-R., Bour, O., Bresciani, E., 2013. Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology* 481, 64–75.
- Long, C., Billau, D., 1987. From Field data to fracture network modelling : an example incorporating spatial structure. *Water Resources Research* 23 (7), 1201–1216.
- Lunati, I., Kinzelbach, W., Sorensen, I., 2003. Effects of pore volume-transmissivity correlation on transport phenomena. *Journal of Contaminant Hydrology* 67, 195–217.
- MacDonald, A. M., Bonsor, H. C., Dochartaigh, B. E. O., Taylor, R. G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters* 7 - 024009, 7 pp.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1990. Mathematical-modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks. *Water Resources Research* 26, 1517–1528.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1993. Tracer experiments in fractured rocks : Matrix diffusion and the validity of models. *Water Resources Research* 29, 2723–2735.
- Mandl, G., 2005. *Rock Joints : The Mechanical Genesis*.
- Maréchal, J., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., Touchard, F., 2003. Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. *Comptes Rendus Geoscience* 335, 451–460.
- Maréchal, J.-C., 2010. Editor's message : the sunk cost fallacy of deep drilling. *Hydrogeology Journal* 18, 287–289.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F. K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology* 329, 281–293.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., 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, W11508.
- Maréchal, J.-C., Sarma, M. P., Ahmed, S., Lachassagne, P., 2002. Establishment of earth tide effect on water-level fluctuations in an unconfined hard rock aquifer using spectral analysis. *Current Science* 83 (1), 61–64.
- Maréchal, J.-C., Varma, M., Riotte, J., Vouillamoz, J.-M., Kumar, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Braun, J.-J., 2009. Indirect and direct recharges in a tropical forested watershed : Mule Hole, India. *Journal of Hydrology* 364, 272–284.
- Martel, S., 2006. Effect of topographic curvature on near-surface stresses and application to sheeting joints. *Geophysical Research Letters* 33, L01308.

- Masuda, H., Shinoda, K., Okudaira, T., Takahashi, Y., Noguchi, N., 2012. Chlorite – source of arsenic groundwater pollution in the Holocene aquifer of Bangladesh. *Geochemical Journal* 46, 381–391.
- Méheust, Y., Schmittbuhl, J., 2001. Geometrical heterogeneities and permeability anisotropy of rough fractures. *Journal of Geophysical Research* 106 (B2), 2089–2102.
- Meigs, L., Beauheim, R., 2001. Tracer tests in a fractured dolomite 1. Experimental design and observed tracer recoveries. *Water Resources Research* 37, 1113–1128.
- Miller, D., Dunne, T., 1996. Topographic perturbations of regional stresses and consequent bedrock fracturing. *Journal of Geophysical Research* 101 (D11), 25523–25536.
- 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.
- Moench, A. F., Ogata, A., 1981. A numerical inversion of the Laplace transform solution to radial dispersion in a porous-medium. *Water Resources Research* 17, 250–252.
- Mondal, N. C., Prasad, R. K., Saxena, V. K., Singh, Y., Singh, V. S., 2009. Appraisal of highly fluoride zones in groundwater of Kurmapalli watershed, Nalgonda district, Andhra Pradesh (India). *Environmental Earth Sciences* 59, 63–73.
- Moreno, L., Tsang, Y., Tsang, C., Hale, F., 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.
- Mortimer, L., Aydin, A., Simmons, C., Love, A., 2011. Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers ? *Journal of Hydrology* 399, 185–200.
- Nadan, B. J., Engelder, T., 2009. Microcracks in New England granitoids : A record of thermoelastic relaxation during exhumation of intracontinental crust. *Geological Society of America Bulletin* 121, 80–99.
- National Research Council, 1996. *Rock Fractures and Fluid Flow : Contemporary Understanding and Applications*. The National Academies Press, Washington, D.C., p. 551.
- National Research Council, 2001. *Basic Research Opportunities in Earth Science*. The National Academies Press, Washington, D.C., p. 154.
- Navarre-Sitchler, A., Cole, D., Rother, G., Jin, L., Buss, H., Brantley, S., 2013. Porosity and surface area evolution during weathering of two igneous rocks. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 109, 400–413.
- Negrel, P., Pauwels, H., Dewandel, B., Gandolfi, J., Mascré, C., Ahmed, S., 2011. Understanding groundwater systems and their functioning through the study of stable water isotopes in a hard-rock aquifer (Maheshwaram watershed, India). *Journal of Hydrology* 397, 55–70.

- Neretnieks, I., 2007. Single well injection withdrawal tests (SWIW) in fractured rock : Some aspects on interpretation. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management SKB R-07-54, p. 52.
- Neretnieks, I., Eriksen, T., Tahtinen, P., 1982. Tracer movement in a single fissure in granitic rock - Some experimental results and their interpretation. *Water Resources Research* 18, 849–858.
- Nordqvist, R., Hjerne, C., Andersson, P., 2012. Single-well and large-scale cross-hole tracer experiments in fractured rocks at two sites in Sweden. *Hydrogeology Journal* 20, 519–531.
- Ohlsson, Y., Neretnieks, I., 1995. Literature survey of matrix diffusion theory and of experiments and data including natural analogues. Technical Report 95-12, 89 pp., Swed. Nucl. Fuel and Waste Manage. Co., Stockholm.
- Oliva, P., Viers, J., B., D., 2003. Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology* 202, 225–256.
- Olsson, O., Falk, L., Forslund, O., Lundmark, L., Sandberg, E., 1992. Borehole radar applied to the characterization of hydraulically conductive fracture-zones in crystalline rock. *Geophysical prospecting* 40, 109–142.
- Oron, A. P., Berkowitz, B., 1998. Flow in rock fractures : The local cubic law assumption reexamined. *Water Resources Research* 34 (11), 2811–2825.
- Palanisami, K., Mohan, K., Giordano, M., Charles, C., 2011. Measuring Irrigation Subsidies in Andhra Pradesh and Southern India : An application of the GSI Method for quantifying subsidies. *The Global Subsidies Initiative*, p. 56.
- Pauwels, H., Aquilina, L., Negrel, P., Bour, O., Perrin, J., Ahmed, S., 2013. Groundwater salinization in hard-rock aquifers : impact of pumping and vertical transfers. *Procedia Earth and Planetary Science* 7, 660–664.
- Perrin, J., Ahmed, S., Hunkeler, D., 2011a. The effects of geological heterogeneities and piezometric fluctuations on groundwater flow and chemistry in a hard-rock aquifer, southern India. *Hydrogeology Journal* 19, 1189–1201.
- Perrin, J., Mascré, C., Pauwels, H., Ahmed, S., 2011b. Solute recycling : An emerging threat to groundwater quality in southern India? *Journal of Hydrology* 398, 144–154.
- Pettenati, M., Perrin, J., Pauwels, H., Ahmed, S., 2013. Simulating fluoride evolution in groundwater using a reactive multicomponent transient transport model : Application to a crystalline aquifer of Southern India. *Applied Geochemistry* 29, 102–116.
- Pira, K., 2009. Characterization of the Experimental Hydrogeological Park (Choutuppal, India). Master thesis, University of Montpellier 2, France (in French).
- Pollard, D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1181–1204.
- Purushotham, D., Prakash, M. R., Narsing Rao, A., 2011. Groundwater depletion and quality deterioration due to environmental impacts in Maheshwaram watershed of R.R. district, AP (India). *Environmental Earth Sciences* 62, 1707–1721.

- Pyrak-Nolte, L., Myer, L., Cook, N., Witherspoon, P., 1987. Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. in 6th international congress on rock mechanics, edited by G. Herget, and S. Vongpaisal Balkema, Rotterdam (The Netherlands), pp. 224–231.
- Raju, B. M. K., Rao, K. V., Venkateswarlu, B., Rao, A. V. M. S., Rama Rao, C. A., Rao, V. U. M., Bapuji Rao, B., Ravi Kumar, N., Dhakar, R., Swapna, N., Latha, P., 2013. Revisiting climatic classification in India : a district-level analysis. *Current Science* 105 (4), 492–495.
- Rasmuson, A., Neretnieks, I., 1986. Radionuclide transport in fast channels in crystalline rock. *Water Resources Research* 22, 1247–1256.
- Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B. S., Reddy, A. G. S., 2009. Understanding hydrological processes in a highly stressed granitic aquifer in southern India. *Hydrological Processes* 23, 1282–1294.
- Reimus, P., Pohll, G., Mihevc, T., Chapman, J., Haga, M., Lyles, B., Kosinski, S., Niswonger, R., Sanders, P., 2003. Testing and parameterizing a conceptual model for solute transport in a fractured granite using multiple tracers in a forced-gradient test. *Water Resources Research* 39(12), 1356.
- Rodell, M., Velicogna, I., Famiglietti, J. S., 2009. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature* 460 (20), 999–1003.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., Leray, S., Schroetter, J., Longuevergne, L. and Le Borgne, T., Hochreutener, R., Labasque, T., Lavenant, N., Vergnaud-Ayraud, V., Mougin, B., 2014. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology* 509, 42–54.
- Roubinet, D., de Dreuzay, J.-R., Tartakovsky, D. M., 2012. Semi-analytical solutions for solute transport and exchange in fractured porous media. *Water Resources Research* 48, W01542.
- Ruiz, L., Varma, M., Kumar, M., Sekhar, M., Maréchal, J.-C., D. M., Riotte, J., Kumar, S., Kumar, C., Braun, J.-J., 2010. Water balance modelling in a tropical watershed under deciduous forest (Mule Hole, India) : Regolith matrix storage buffers the groundwater recharge process. *Journal of Hydrology* 380, 460–472.
- Ruxton, B. P., 1958. Weathering and subsurface erosion in granite at the piedmont angle, Balos, Sudan. *Geological Magazine* 45, 353–377.
- Sanchez-Vila, X., Carrera, J., Girardi, J., 1996. Scale effects in transmissivity. *Journal of Hydrology* 183, 1–22.
- Schmittbuhl, J., Gentier, S., Roux, S., 1993. Field measurements of the roughness of fault surfaces. *Geophysical Research Letters* 20 (8), 639–641.
- Scovel, J. L., O'Brien, E. J., McCormack, J., Chapman, R., 1966. *Atlas of Landforms*. John Wiley & Sons Inc. New York. London. Sydney.

- Segall, P., McKee, E., Martel, S., Turrin, B., 1990. Late Cretaceous age of fractures in the Sierra-Nevada batholith, California. *Geology* 18, 1248–1251.
- Segall, P. P., Pollard, D., 1983. Joint formation in granitic rock of the Sierra-Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 94, 563–575.
- Shah, T., Roy, A., Qureshi, A., Wang, J., 2003. Sustaining Asia's groundwater boom : An overview of issues and evidence. *Natural Resources Forum* 27, 130–141.
- Shapiro, A., 2001. Effective matrix diffusion in kilometer-scale transport in fractured crystalline rock. *Water Resources Research* 37, 507–522.
- Shapiro, A. M., Hsieh, P. A., 1996. A new method of performing controlled injection of traced fluid in fractured crystalline rock. in U.S. Geological Survey Toxic Substances Hydrology Program Technical Meeting, edited by D. W. Morganwalp and D. A. Aronson U.S. Geol. Surv., Colorado Springs, Colo., 131–136.
- Shapiro, A. M., Renken, R. A., Harvey, R. W., Zygnerski, M. R., Metge, D. W., 2008. Pathogen and chemical transport in the karst limestone of the Biscayne aquifer : 2. Chemical retention from diffusion and slow advection. *Water Resources Research* 44, W08430.
- Slim, M., 2013. Influence of topographic stress on rock fracture : A two-dimensional numerical model for arbitrary surface topography and comparisons with borehole observations. Master thesis, Massachusetts Institute of Technology, USA.
- Snow, D., 1965. A parallel plate model of fractured permeable media. Ph.D. thesis, University of California, Berkeley.
- Sørensen, K. I., Auken, E., 2004. SkyTEM - a new high-resolution helicopter transient electromagnetic system. *Exploration Geophysics* 35, 194–202.
- Sreedevi, P., Ahmed, S., Made, B., Ledoux, E., Gandolfi, J. M., 2006. Association of hydrogeological factors in temporal variations of fluoride concentration in a crystalline aquifer in India. *Environmental Geology* 50, 1–11.
- Stock, G. M., Martel, S. J., Collins, B. D., Harp, E. L., 2012. Progressive failure of sheeted rock slopes : the 2009 - 2010 Rhombus Wall rock falls in Yosemite Valley, California, USA. *Earth Surface Processes Landforms* 37, 546–561.
- Sverdrup, H., Warfvinge, P., 1995. Estimating field weathering rates using laboratory kinetics. Chemical weathering rates of silicate minerals. In : White, A.F., Brantley, S.L. (Eds.), *Mineralogical Society of America* 31, pp. 485–539.
- Talley, J., Baker, G. S., Becker, M. W., Beyrle, N., 2005. Four dimensional mapping of tracer channelization in subhorizontal bedrock fractures using surface ground penetrating radar. *Geophysical Research Letters* 32, L04401.
- Tang, D., Frind, E., Sudicky, E., 1981. Contaminant transport in fractured porous-media : Analytical solution for a single fracture. *Water Resources Research* 17, 555–564.
- Tardy, Y., 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In : Martini IP, Chesworth W (eds) *Weathering, soils and paleosols* Elsevier, Amsterdam, pp. 379–406.

- Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock : Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal* 8, 279–294.
- Taylor, R., Tindimugaya, C., Barker, J., Macdonald, D., Kulabako, R., 2010. Convergent Radial Tracing of Viral and Solute Transport in Gneiss Saprolite. *Groundwater* 48 (2), 284–294.
- Taylor, W., Pollard, D., Aydin, A., 1999. Fluid flow in discrete joint sets : Field observations and numerical simulations. *Journal of Geophysical Research* 104 (B12), 28983–29006.
- Theis, C., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Transactions of the American Geophysical Union Part 2*, 519–524.
- Tóth, J., 2013. The place and era of the Regflow theory's birth : cause, circumstances, consequences. *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions*, Budapest, Hungary Oral presentation.
- Touchard, F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère de socle fracturé : site de Ploemeur (Morbihan). Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France.
- Trendall, A. F., 1962. The formation of "apparent peneplains" by a process of combined lateritisation and surface wash. *Zeitschrift für Geomorphologie* 6, 183–197.
- Tsang, C., Neretnieks, I., 1998. Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Reviews of Geophysics* 36, 275–298.
- Tsang, Y., 1992. Usage of "equivalent apertures" for rock fractures as derived from hydraulic and tracer tests. *Water Resources Research* 28, 1451–1455.
- Tsang, Y. W., 1995. Study of alternative tracer tests in characterizing transport in fractured rocks. *Geophysical Research Letters* 22, 1421–1424.
- Twidale, C. R., 1973. On the origin of sheet jointing. *Rock Mechanics* 5, 163–187.
- UNESCO, 1979. Map of the world distribution of arid regions : Map at scale 1 :25,000,000 with explanatory note. MAB Technical Notes 7 United Nations Educational Scientific and Cultural Organization, Paris.
- United Nations, 2013. World Population Prospects : The 2012 Revision, DVD Edition. United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division.
- Velluet, C., 2014. Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger). Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, France, p. 308.
- Vidal Romaní, J., Twidale, C., 1999. Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications. *Geomorphology* 31, 13–27.
- Violette, A., Goddérís, Y., Maréchal, J.-C., Riotte, J., Oliva, P., Mohan Kumar, M., Sekhar, M., Braun, J.-J., 2010. Modelling the chemical weathering fluxes at the watershed scale in the Tropics (Mule Hole, South India) : Relative contribution of the smectite/kaolinite assemblage versus primary minerals. *Chemical Geology* 277, 42–60.

- Viossanges, M., 2010. Hydrodynamic characterization of the Experimental Hydrogeological Park. Master thesis, University of Provence, France.
- Wada, Y., van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., 2012. Nonsustainable groundwater sustaining irrigation : A global assessment. *Water Resources Research* 48, W00L06.
- White, A., 2005. Natural weathering rates of silicate minerals. In : Drever JI (ed) *Surface and Ground Water, Weathering, and Soils Treatise on Geochemistry* 5, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 133–168.
- White, A., Blum, A., Bullen, T., Vivit, D.V. and, S. M., Fitzpatrick, J., 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (19/20), 3277–3291.
- Willmann, M., Carrera, J., Sanchez-Vila, X., 2008. Transport upscaling in heterogeneous aquifers : What physical parameters control memory functions? *Water Resources Research* 44, W12437.
- Winberg, A., Andersson, P., Hermanson, J., Byegård, J., Cvetkovic, V., Birgersson, L., 2000. Äspö Hard Rock Laboratory. Final report of the first stage of the Tracer Retention Understanding Experiments. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm (Sweden) SKB TR-00-07, p. 233.
- Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 21–34.
- Zhou, Q., Liu, H.-H., Molz, F. J., Zhang, Y., Bodvarsson, G. S., 2007. Field-scale effective matrix diffusion coefficient for fractured rock : Results from literature survey. *Journal of Contaminant Hydrology* 93, 161–187.

Annexe A

Profils géologiques, techniques et multiparamètres des forages

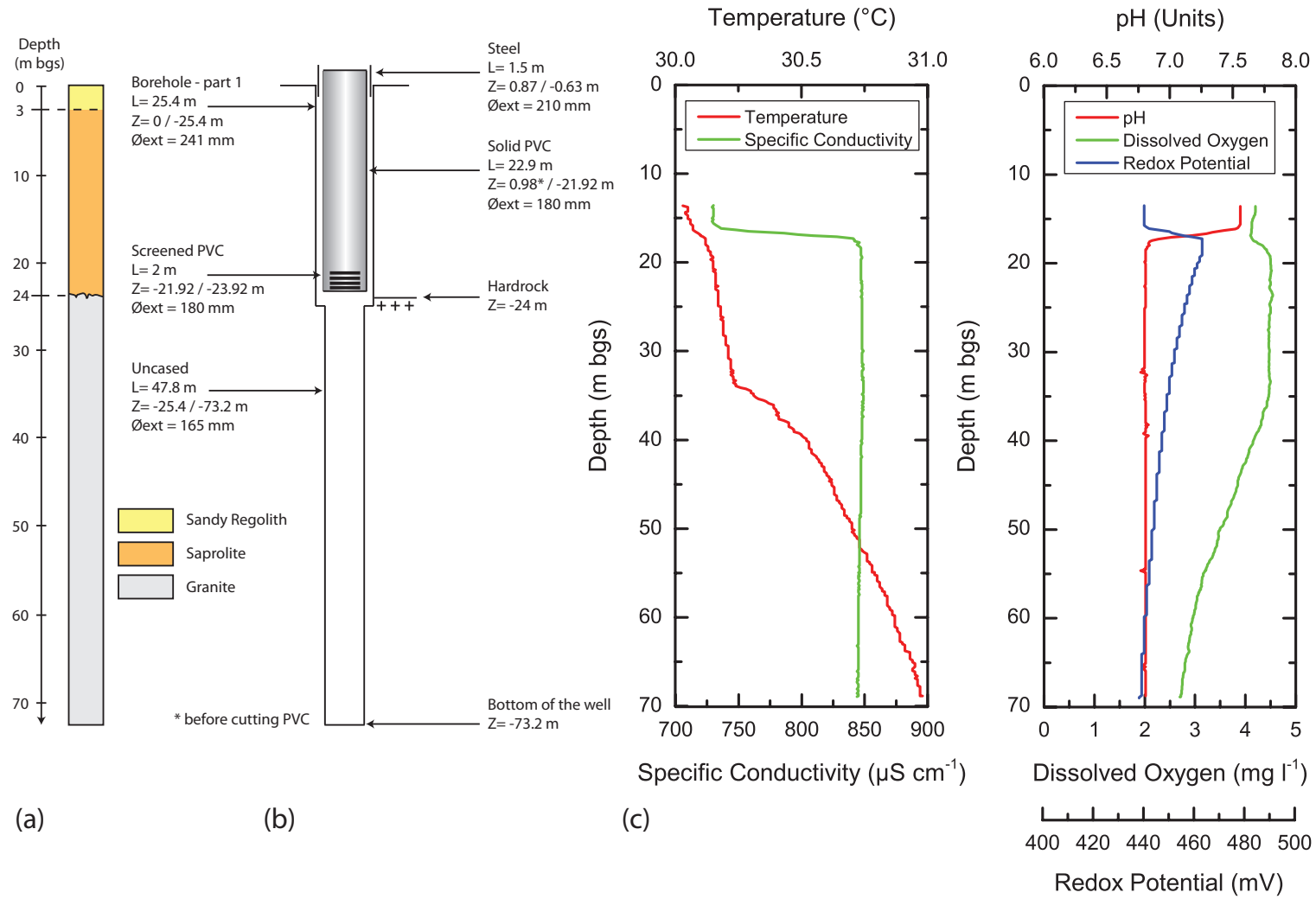


FIGURE A-1 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH1.

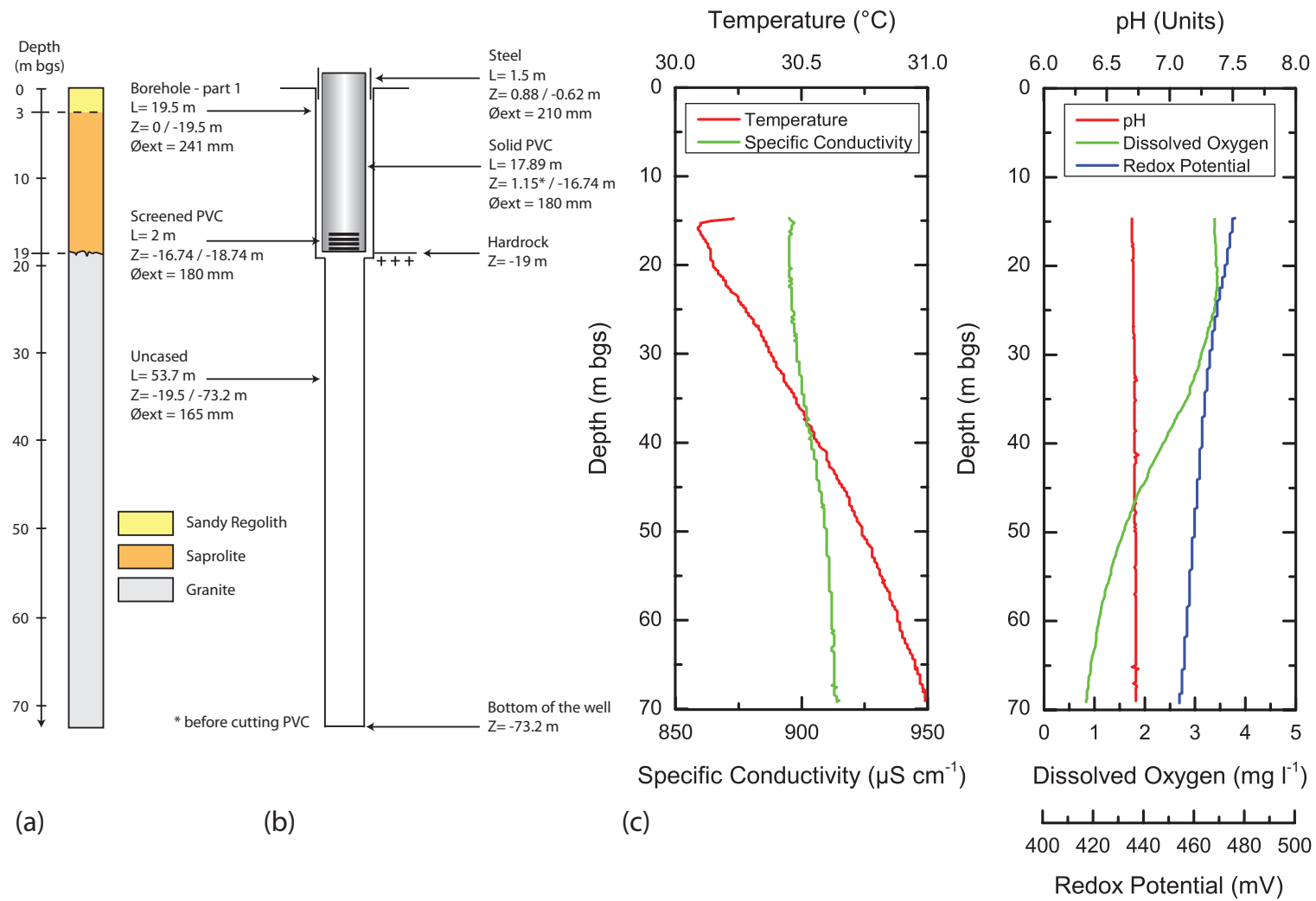


FIGURE A-2 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH2.

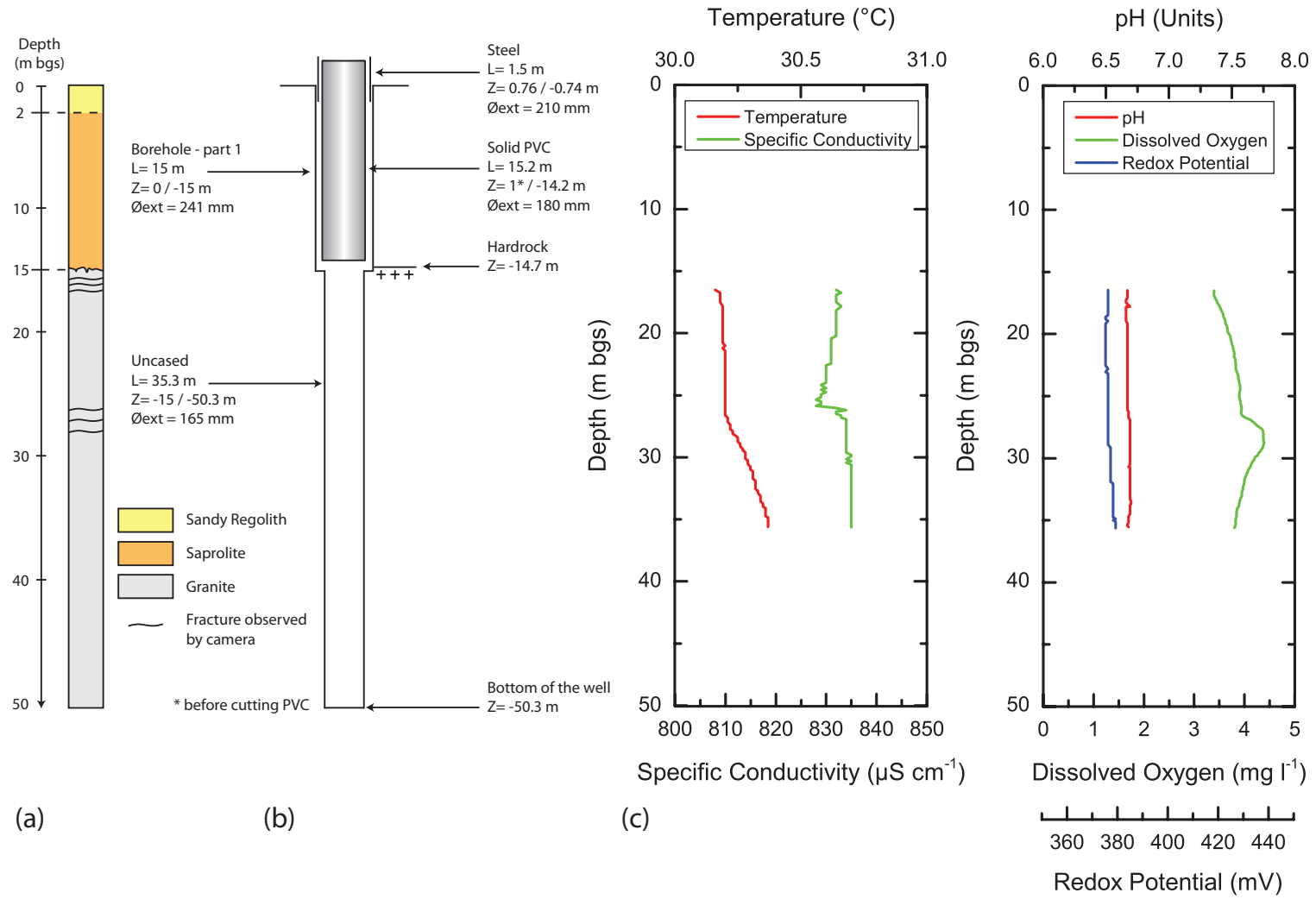


FIGURE A-3 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH3.

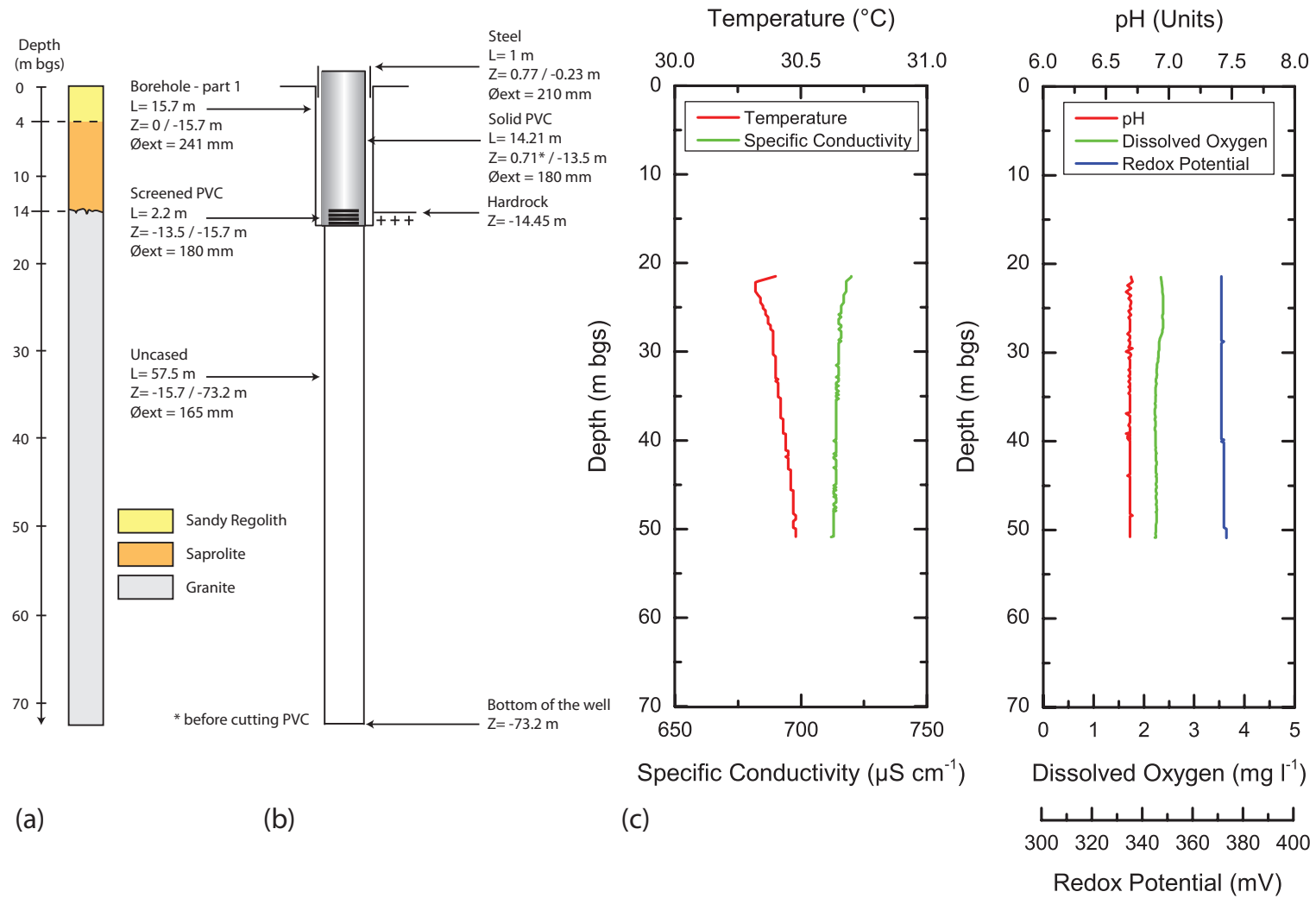


FIGURE A-4 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH4.

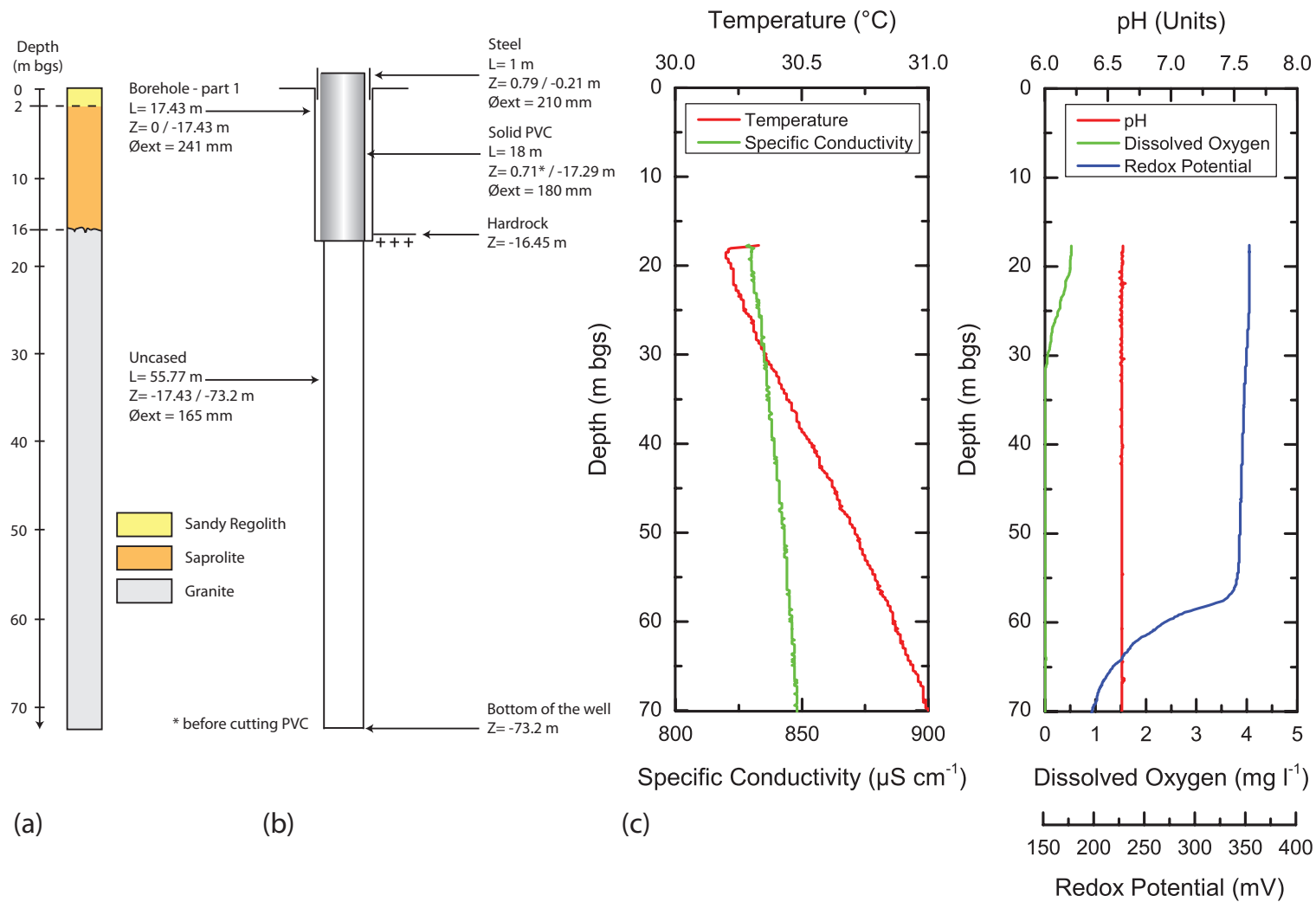


FIGURE A-5 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH5.

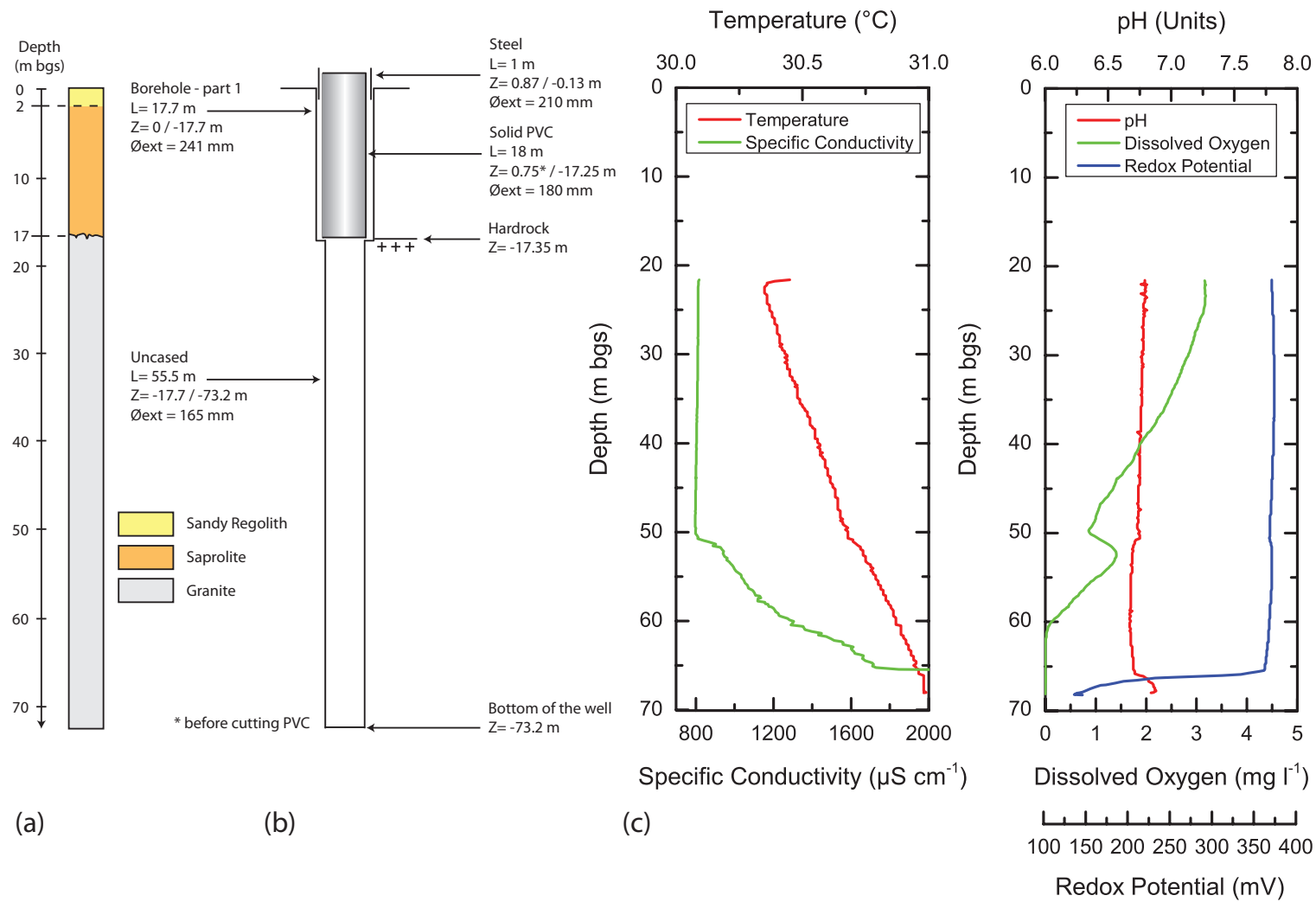


FIGURE A-6 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH6.

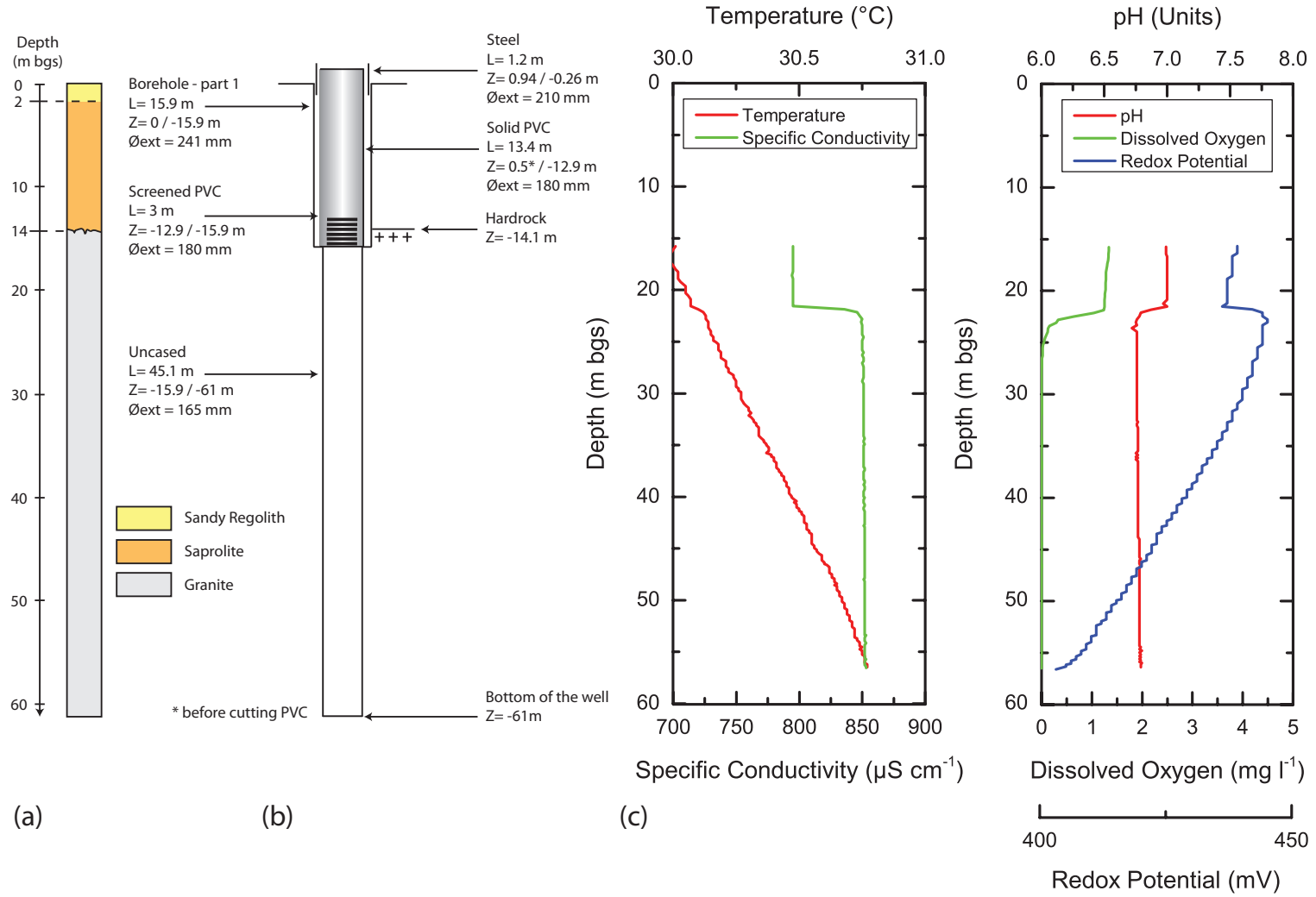


FIGURE A-7 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH7.

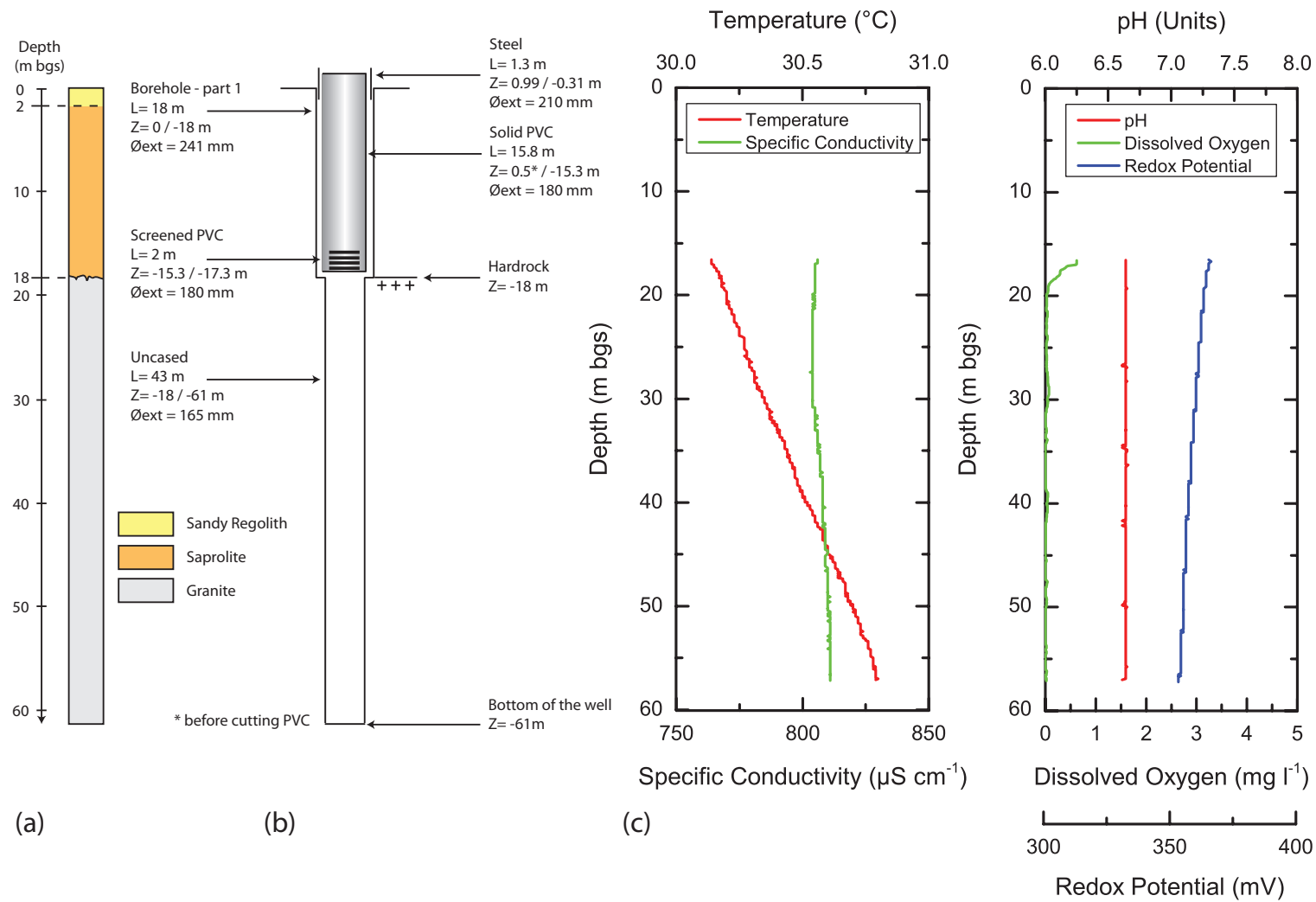


FIGURE A-8 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH8.

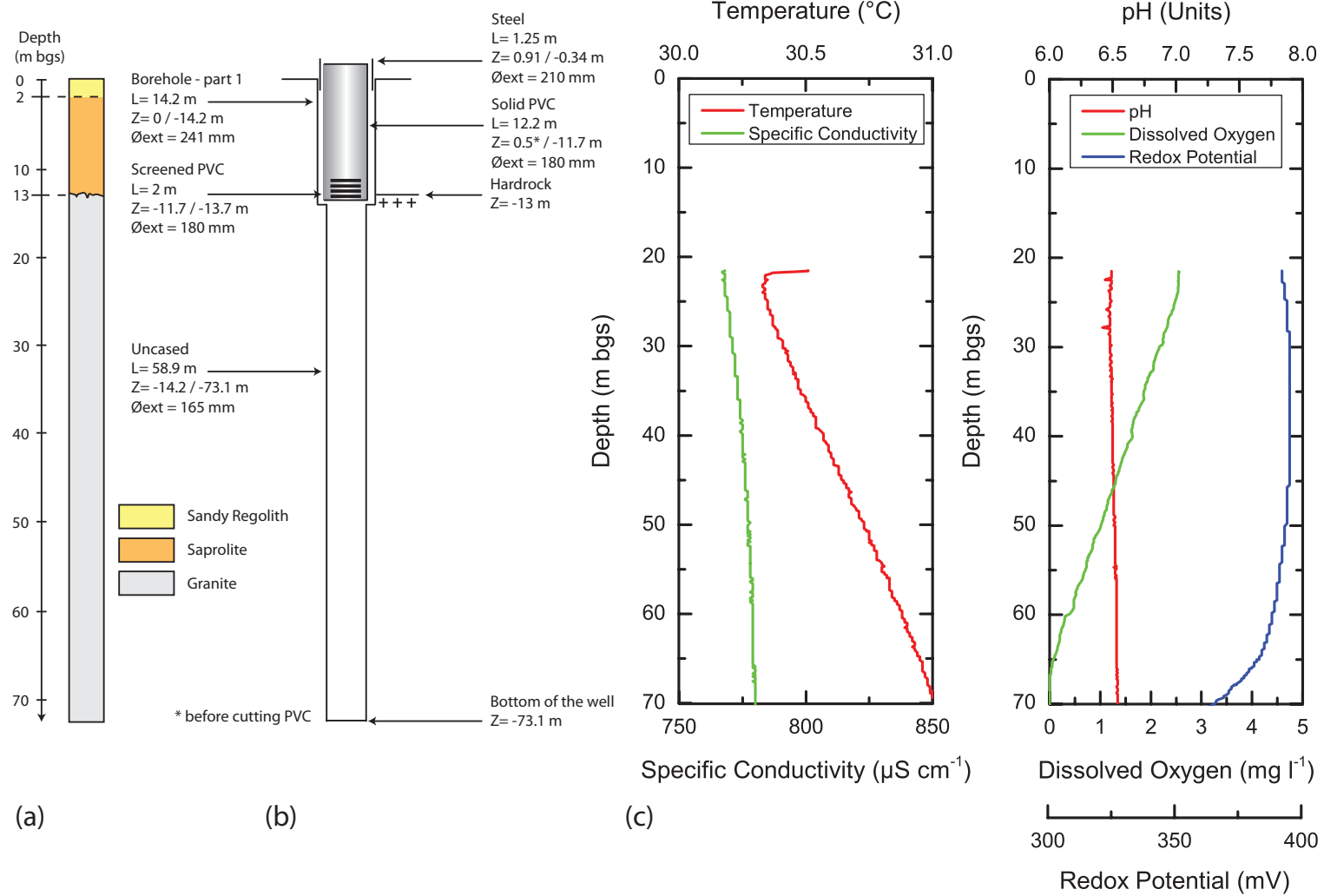


FIGURE A-9 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH9.

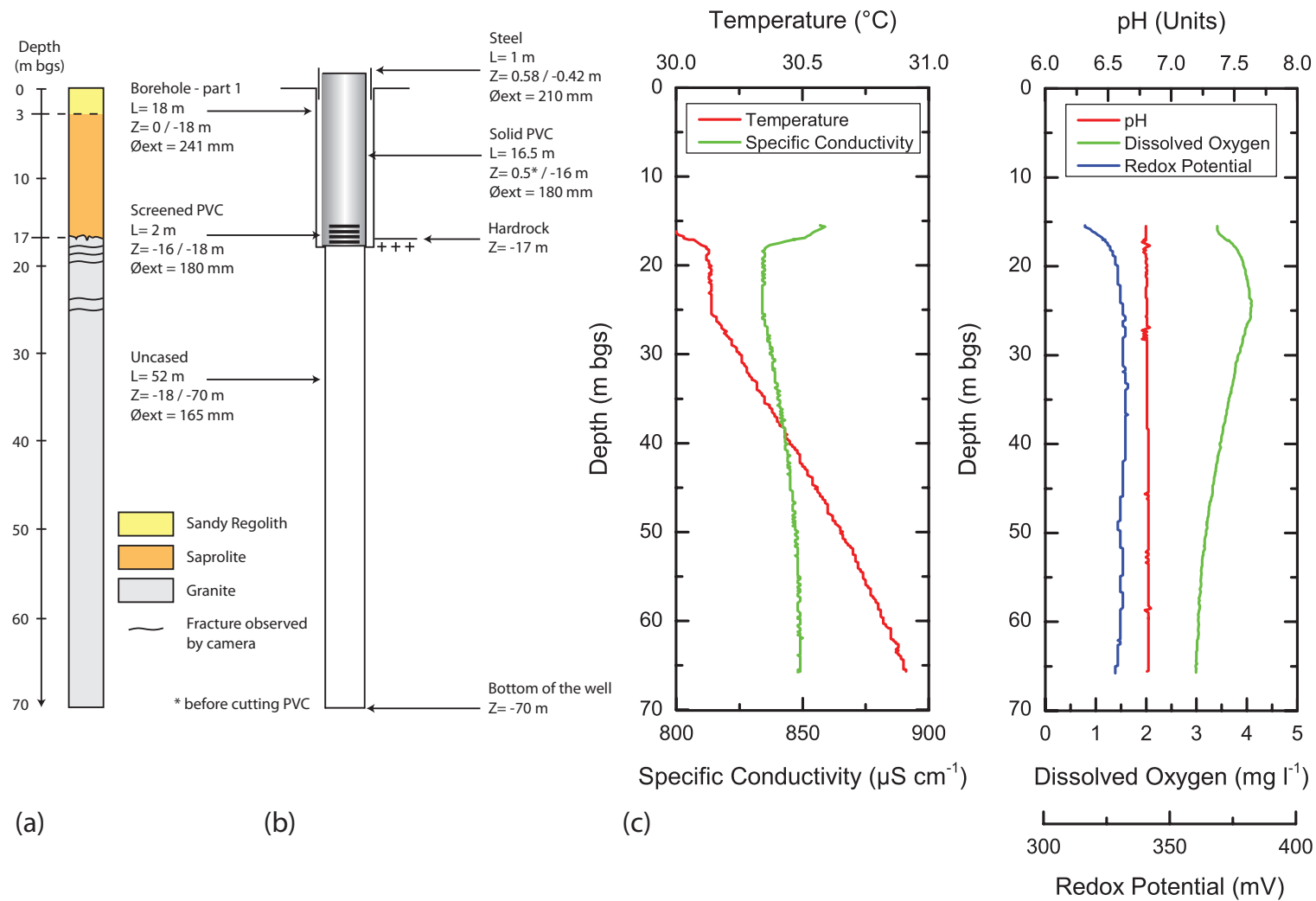


FIGURE A-10 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH10.

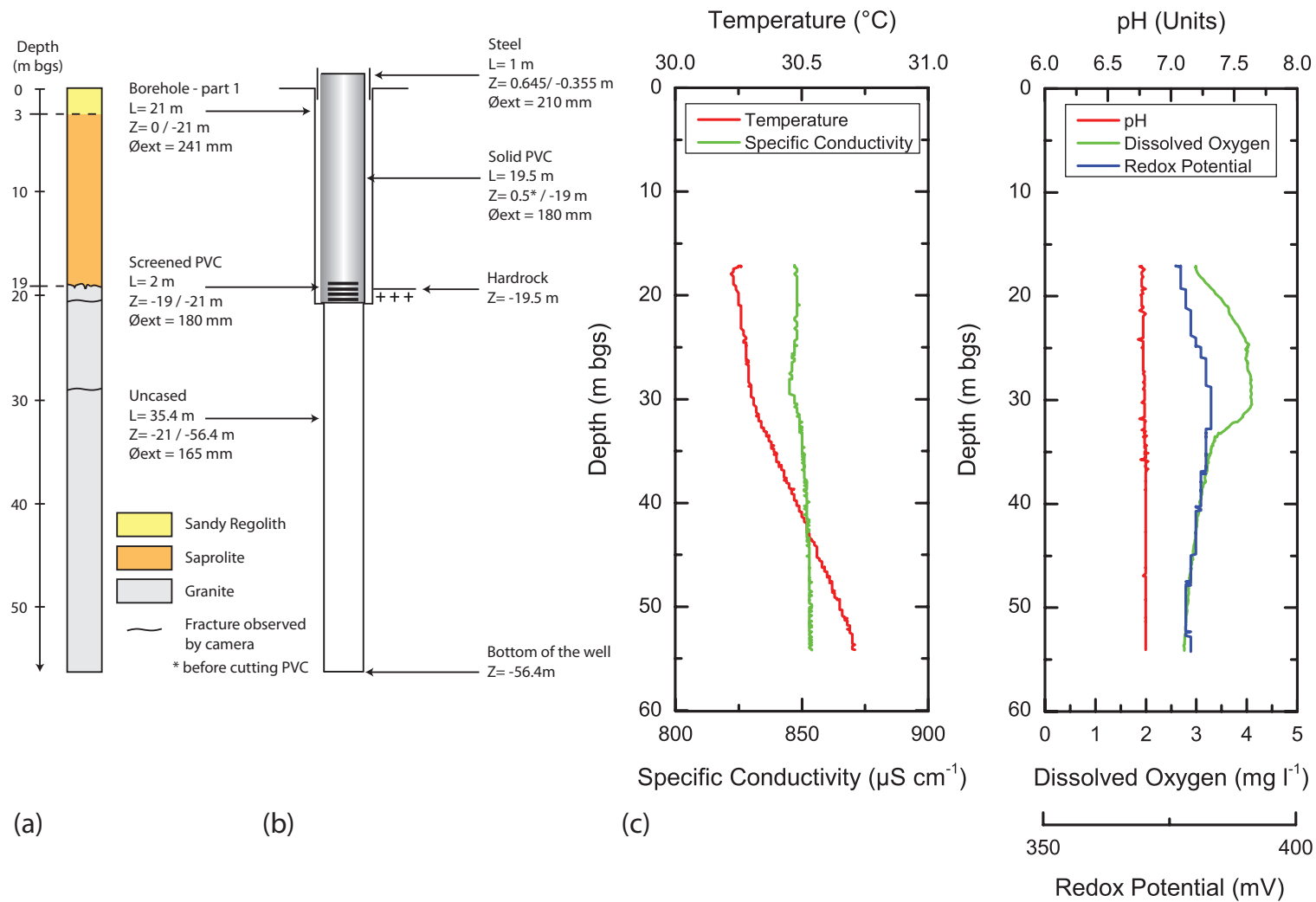


FIGURE A-11 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH11.

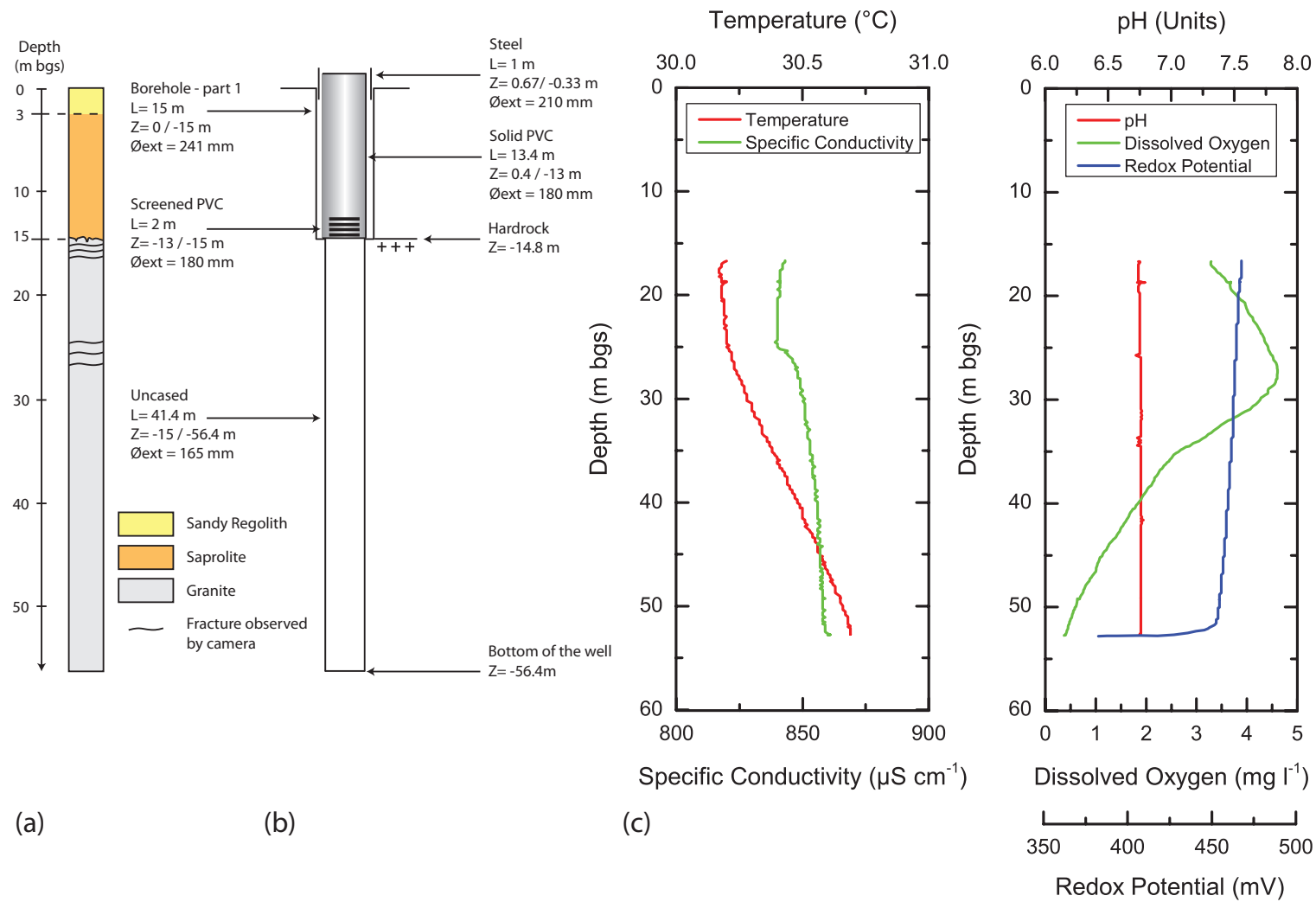


FIGURE A-12 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH12.

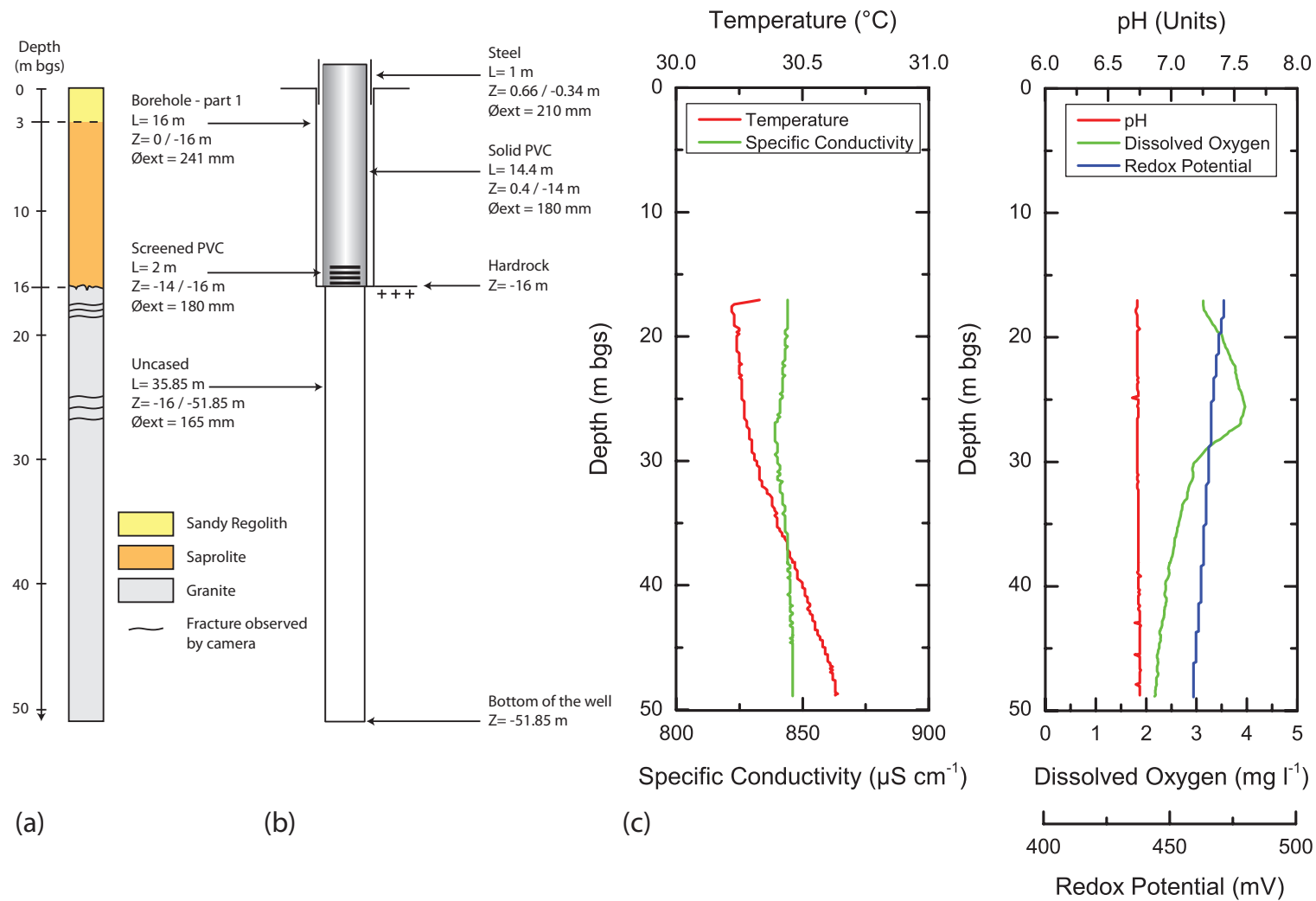


FIGURE A-13 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH13.

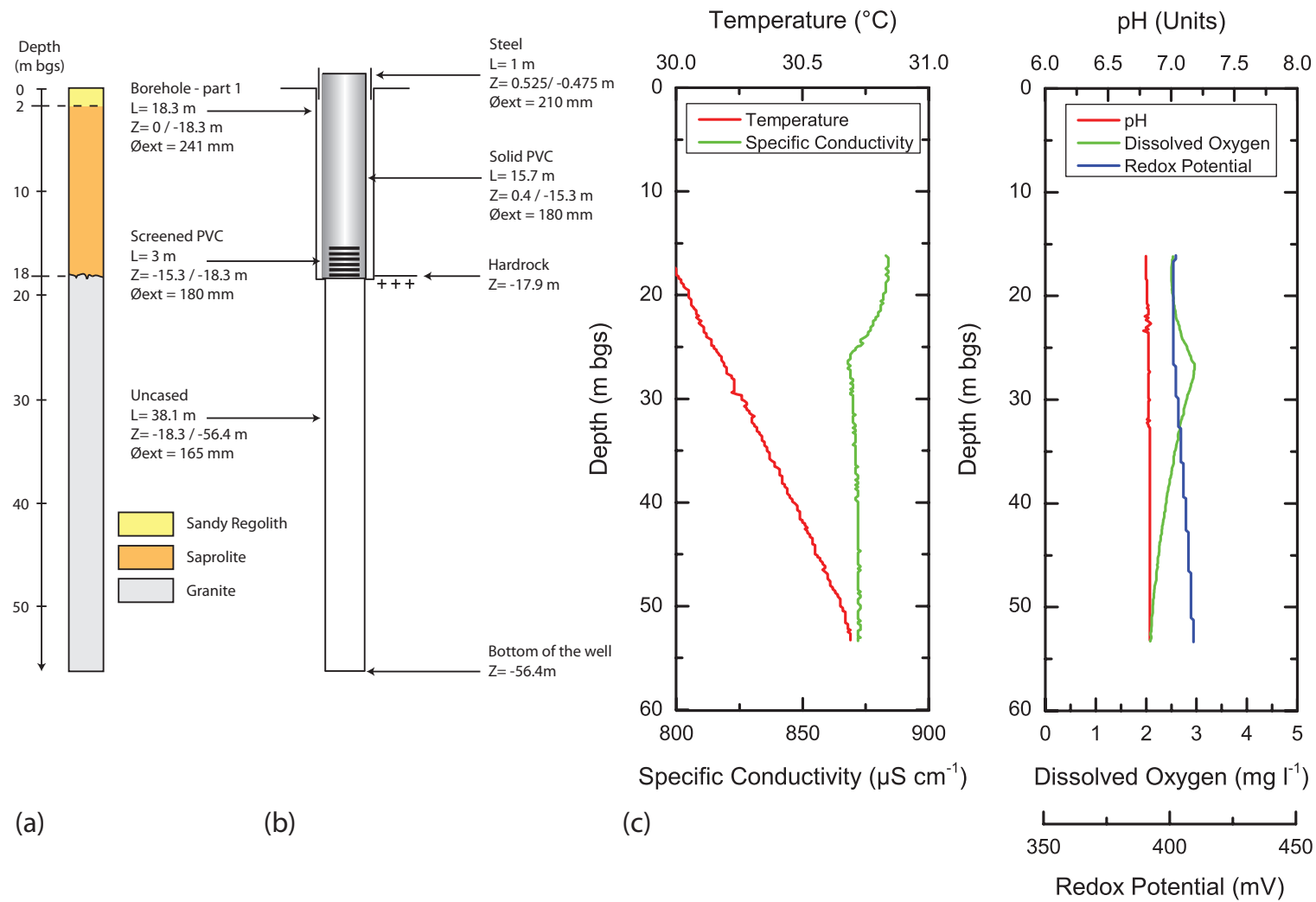


FIGURE A-14 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH14.

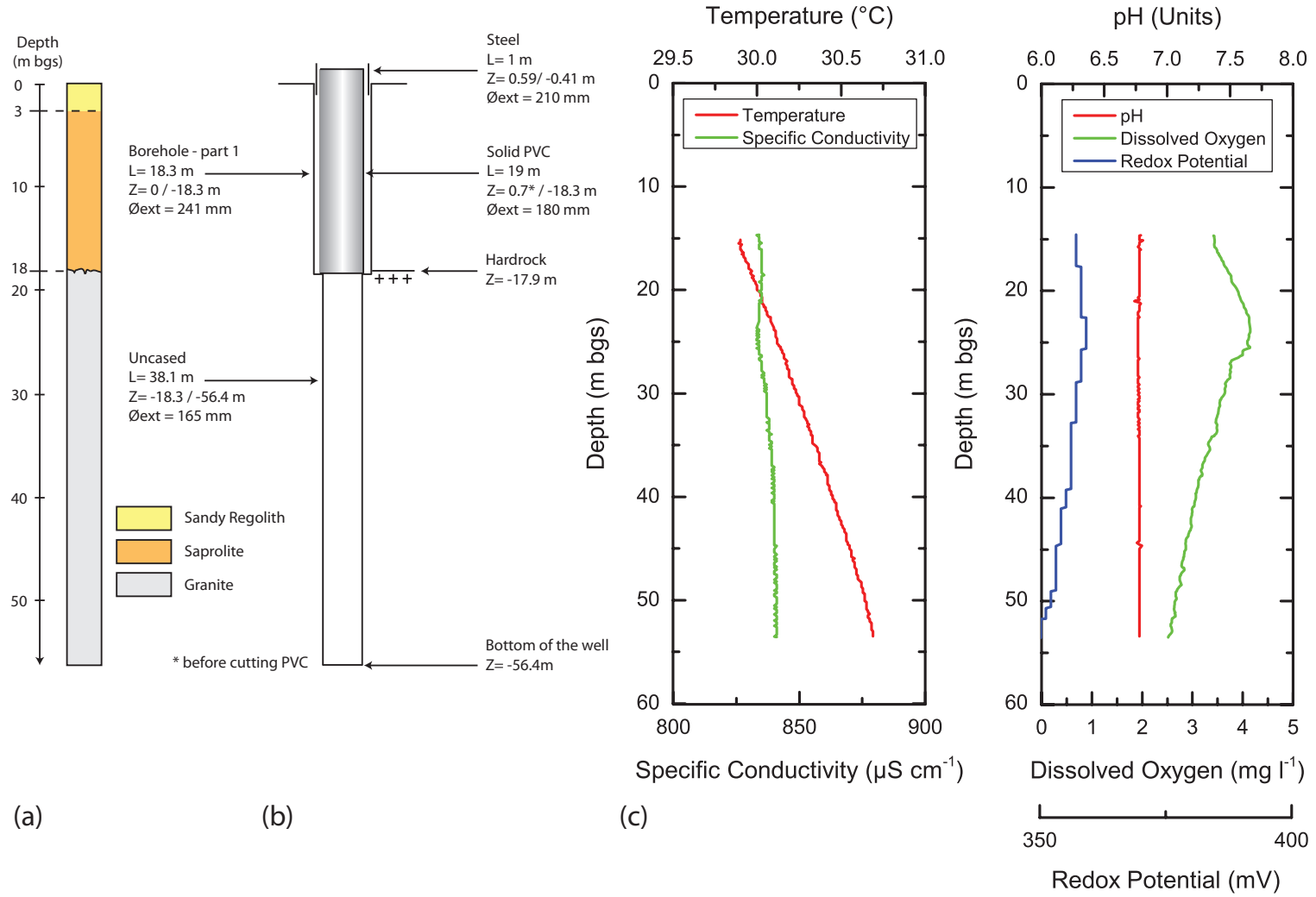


FIGURE A-15 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH15.

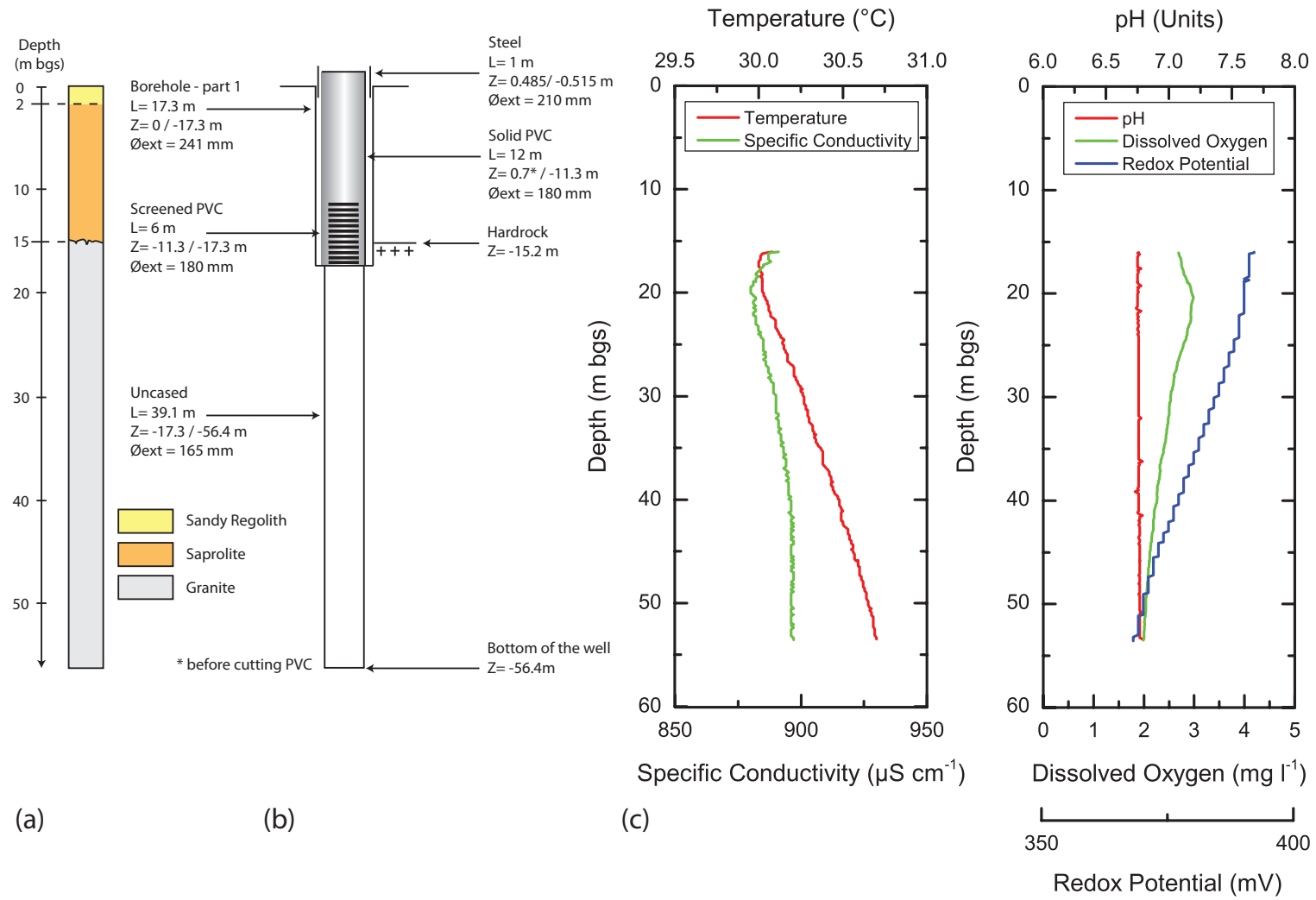


FIGURE A-16 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH16.

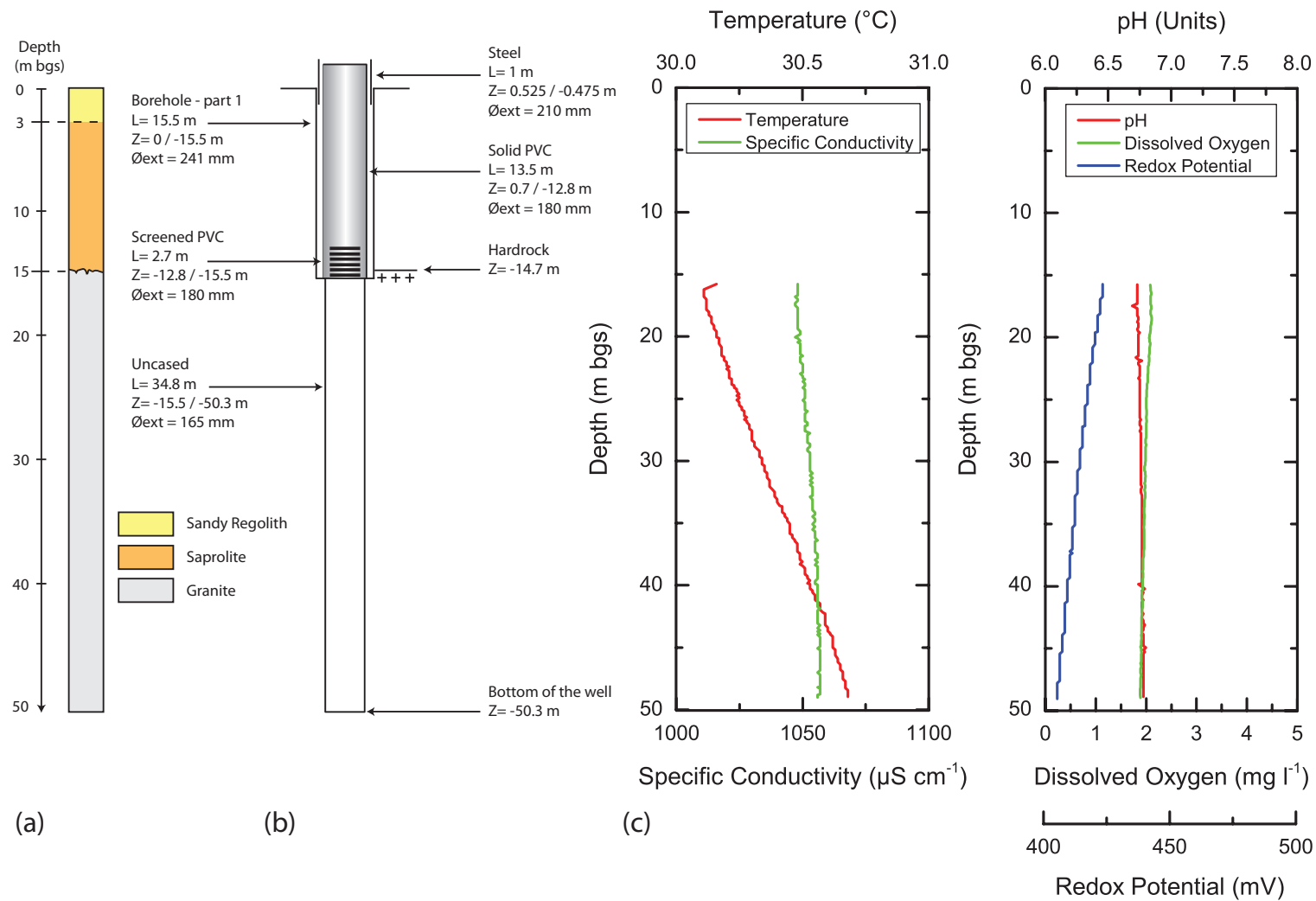


FIGURE A-17 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH17.

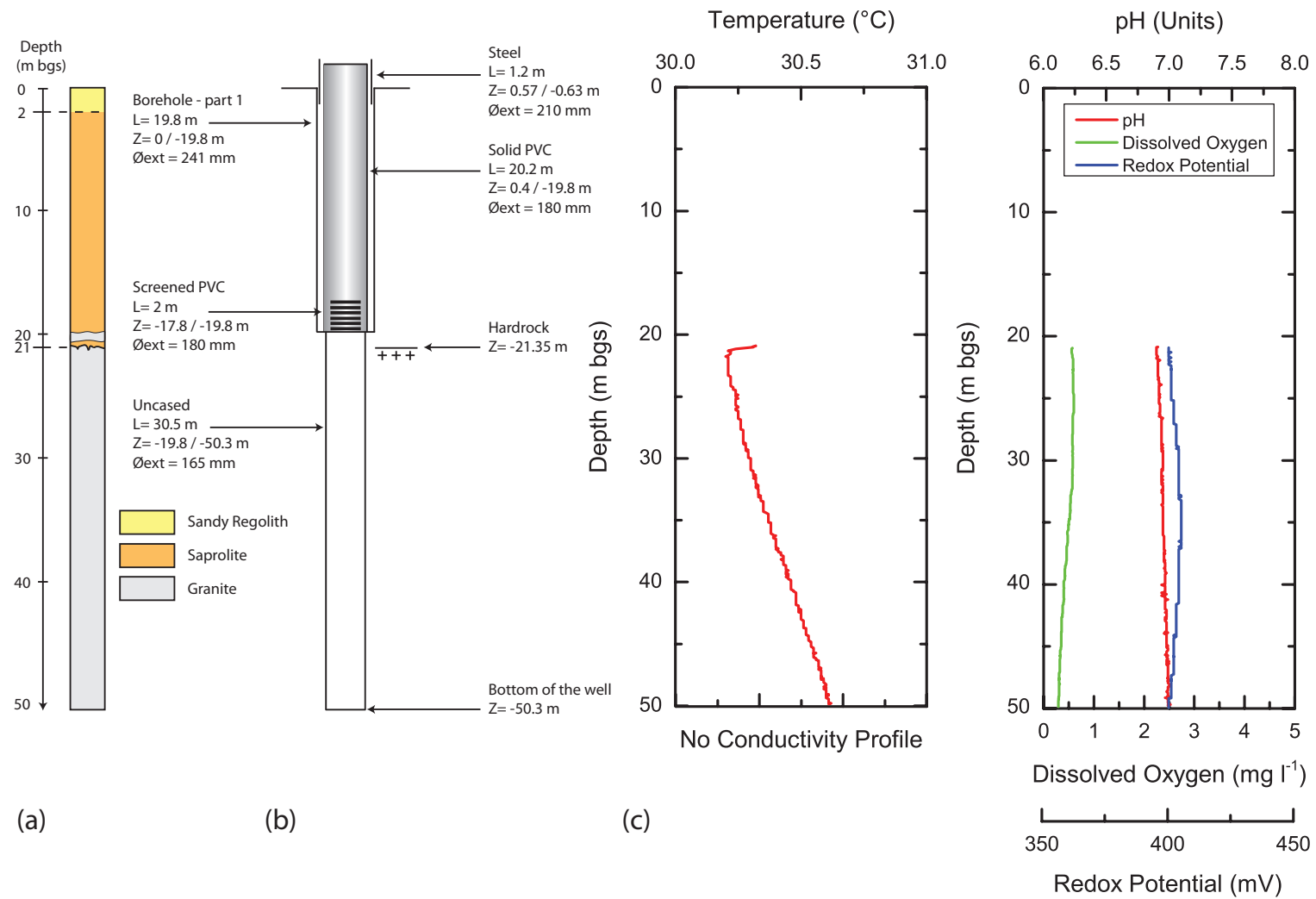


FIGURE A-18 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH18.

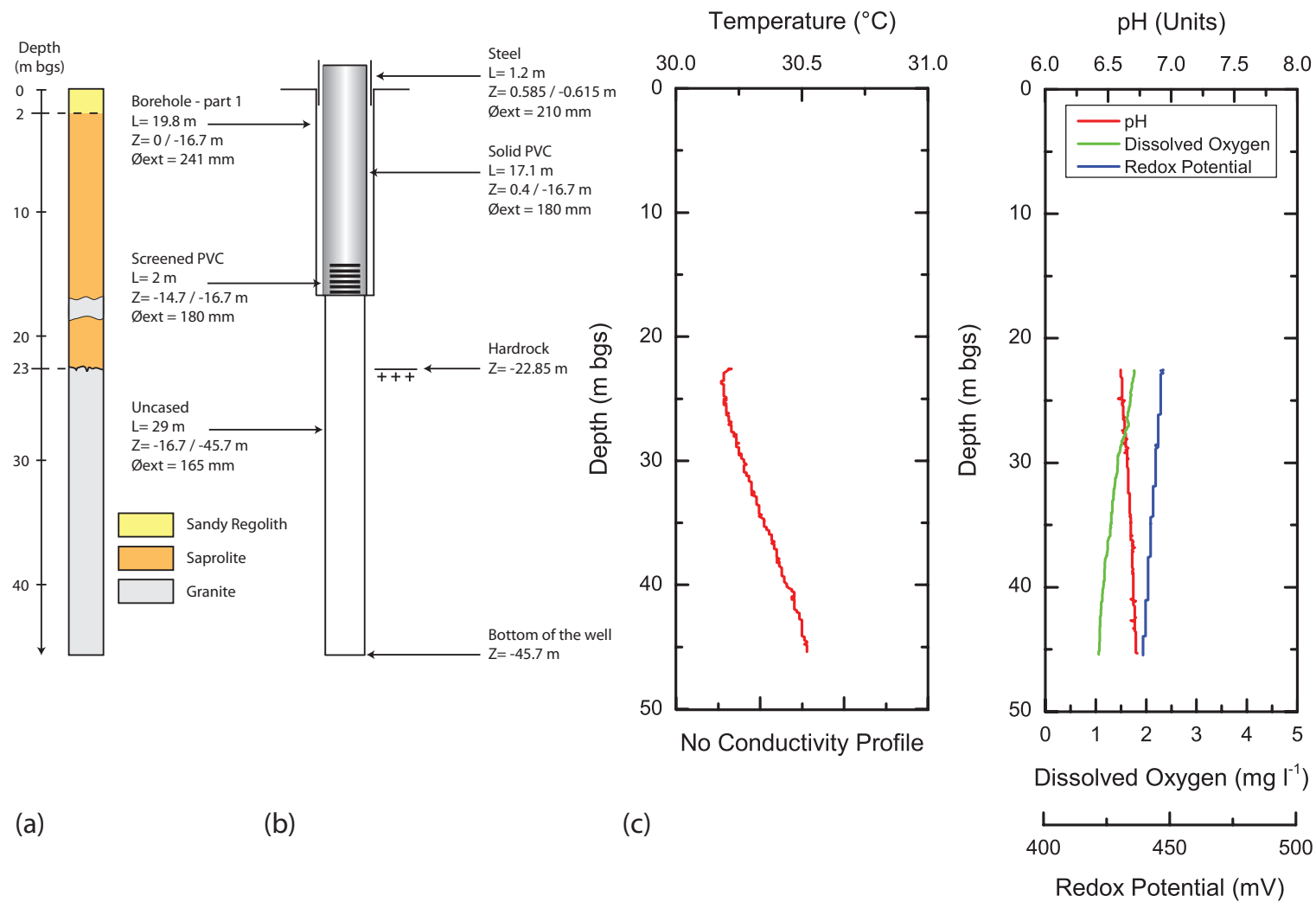


FIGURE A-19 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH19.

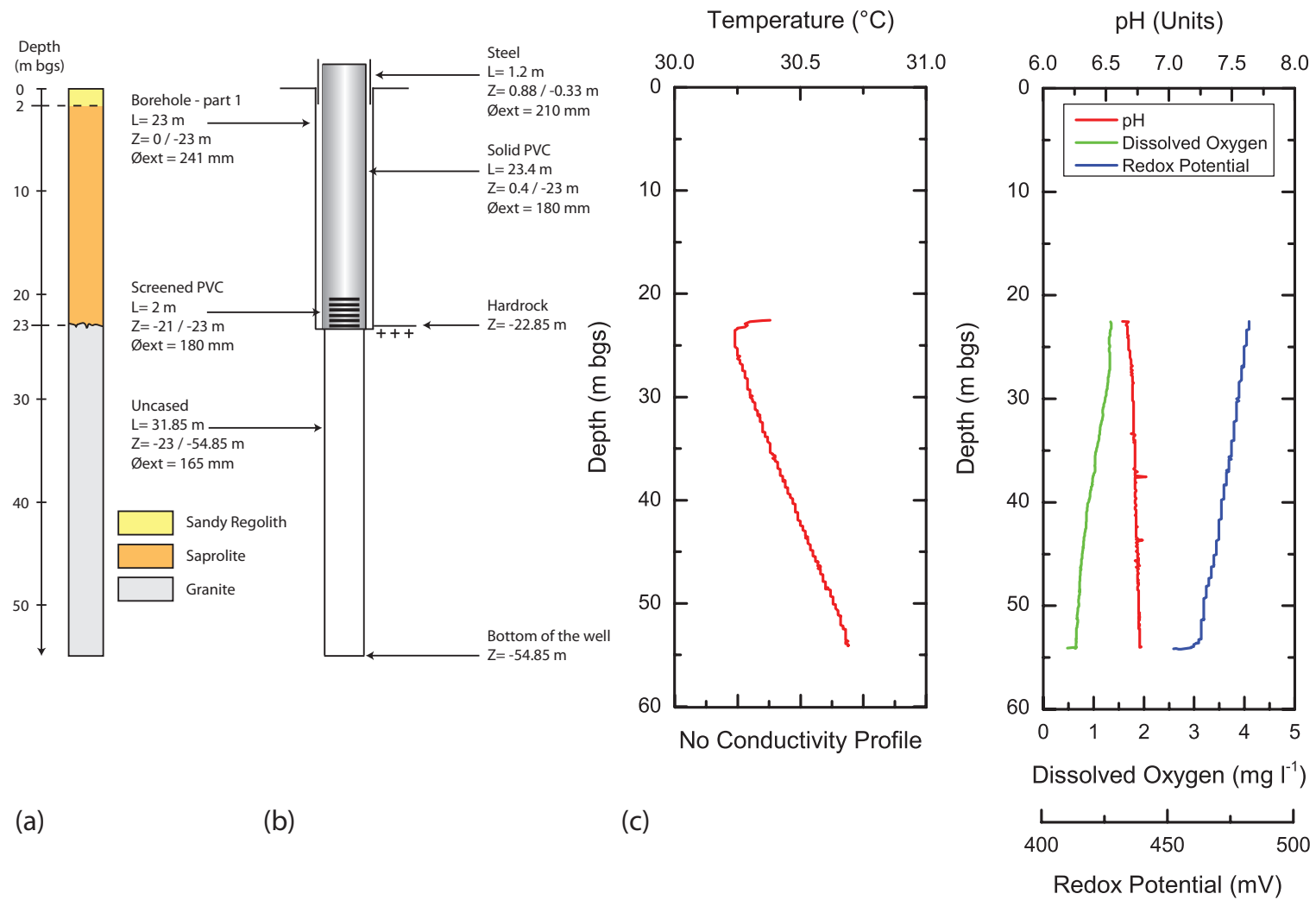


FIGURE A-20 – (a) Profils géologique, (b) technique et (c) multiparamètres du forage CH20.

Annexe B

Solution d'interprétation d'essai de pompage de Butler (1988)

Les essais de pompage sont traditionnellement utilisés pour caractériser les propriétés hydrauliques des réservoirs mais aussi leurs propriétés géométriques (Gringarten, 2008). Cependant, l'analyse des essais de pompage dans les milieux fracturés est d'autant plus difficile puisque ces derniers présentent des géométries complexes de réseaux de fractures induisant des structures d'écoulements très hétérogènes (Barker, 1988 ; Le Borgne *et al.*, 2004). L'une des premières étapes consiste donc en l'analyse de la dérivée du rabattement, plus sensible aux évolutions de celui-ci, dans le but d'identifier les types d'écoulements et d'approcher le modèle adéquat à utiliser (Bourdet *et al.*, 1983). Afin de prendre en compte le caractère hétérogène des réservoirs, certains modèles représentent le type des écoulements comme celui proposé par Barker (1988) où les écoulements dimensionnels sont caractérisés par un exposant n compris entre 1 et 3. Ce dernier présente l'avantage de prendre en compte la dépendance d'échelle des propriétés hydrauliques (Barker, 1988 ; Le Borgne *et al.*, 2004). Une autre approche consiste à décrire plutôt les propriétés géométriques et hydrauliques des hétérogénéités locales avec des modèles aux géométries imposées comme ceux proposés par Butler (1988), Bulter et Liu (1991) ou plus récemment par Dewandel *et al.* (2014). Suite à l'analyse des dérivées du rabattement et aux comportements du réservoir, nous avons opté pour l'utilisation du modèle de Butler (1988) qui est décrit ci-dessous.

B.1 Description du modèle de Butler (1988)

Ce modèle propose une solution semi-analytique de l'équation de diffusivité en régime transitoire pour un milieu confiné et non-uniforme. Il considère un puits de pompage pénétrant complètement l'aquifère positionné au centre d'un disque de rayon R , représentant le réservoir interne. Celui-ci est entouré d'un deuxième réservoir aux propriétés hydrauliques différentes, représentant le réservoir externe (Figure B-1). Les paramètres de calage du modèle sont les transmissivités et les coefficients d'emménagement des deux réservoirs ainsi que le rayon du réservoir circulaire.

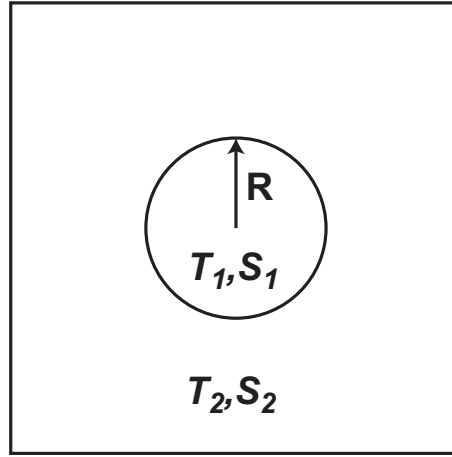


FIGURE B-1 – Géométrie du réservoir de la solution semi-analytique de Butler (1988).

Les solutions de l'équation de diffusivité en régime transitoire sont exprimées dans le domaine de Laplace. Les rabattements dans le disque $\bar{s}_1$ et dans le réservoir avoisinant $\bar{s}_2$ sont calculés selon les relations suivantes :

$$\bar{s}_1 = \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \frac{K_0(N_r)}{p} + \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \times \frac{\left[K_1(NR) K_0(AR) - \frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} K_0(NR) K_1(AR) \right] I_0(N_r)}{p \left[\frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} I_0(NR) K_1(AR) + I_1(NR) K_0(AR) \right]} \quad (\text{B-1})$$

$$\bar{s}_2 = \left(\frac{Q}{2\pi T_1} \right) \frac{[K_0(NR) I_1(NR) + K_1(NR) I_0(NR)]}{p \left[\frac{T_2}{T_1} \frac{A}{N} I_0(NR) K_1(AR) + I_1(NR) K_0(AR) \right]} K_0(A_r) \quad (\text{B-2})$$

où I_i est la fonction de Bessel modifiée de première espèce d'ordre i ; K_i la fonction de Bessel modifiée de seconde espèce d'ordre i ; $N = \sqrt{S_1 p / T_1}$; $A = \sqrt{S_2 p / T_2}$; R le rayon du disque ; r la distance au puits de pompage ; p la variable de Laplace ; Q le débit de pompage ; T_1 , T_2 et S_1 , S_2 sont les transmissivités respectives du disque et du réservoir avoisinant et leurs coefficients d'emménagement. Ces équations exprimées dans le domaine de Laplace sont ensuite inversées dans le domaine temporel par un algorithme tel que celui proposé par de Hoog *et al.* (1982) afin d'approximer la solution numériquement, en utilisant par exemple la fonction Matlab écrite par Hollenbeck (1999). Notons que si $T_1 = T_2$ et $S_1 = S_2$ alors les deux équations peuvent être réduites à :

$$\bar{s}_1 = \bar{s}_2 = \left(\frac{Q}{2\pi T} \right) \frac{K_0 \left(\sqrt{\frac{S_p}{T}} r \right)}{p} \quad (\text{B-3})$$

qui correspond à la solution de Theis (1935) exprimée dans le domaine de Laplace.

B.2 Quelques exemples d'interprétation

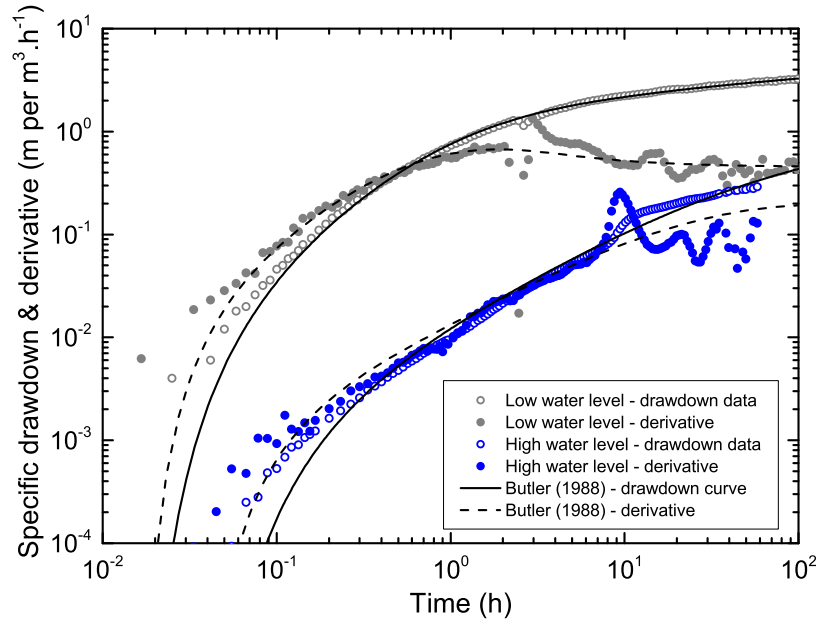


FIGURE B-2 – Interprétation des rabattements et dérivées normalisés obtenus sur le forage CH7 durant les essais réalisés sur CH11 (basses eaux) et sur CH3 (hautes eaux).

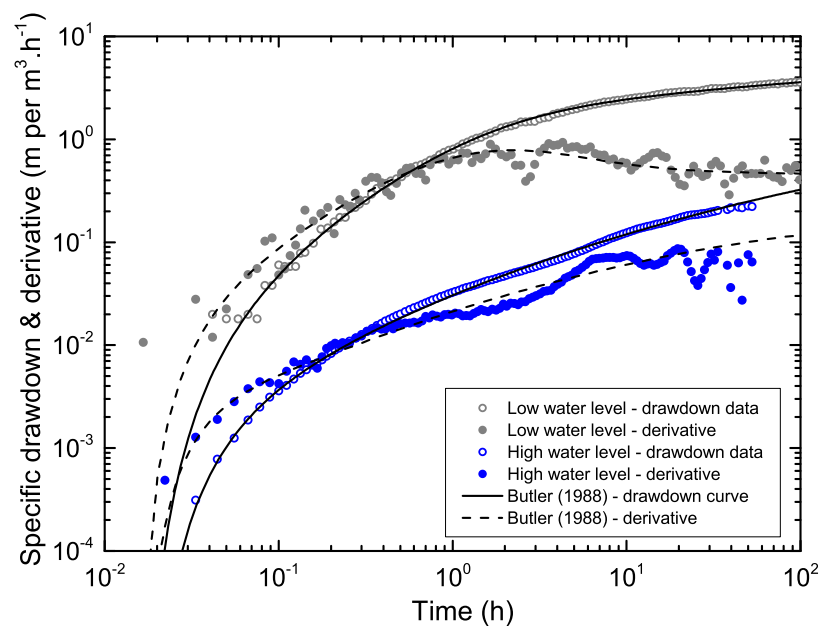


FIGURE B-3 – Interprétation des rabattements et dérivées normalisés obtenus sur le forage CH8 durant les essais réalisés sur CH11 (basses eaux) et sur CH3 (hautes eaux).

Solution d'interprétation d'essai de traçage de Becker et Shapiro (2003)

Becker et Shapiro (2003) proposent plusieurs modèles selon les configurations d'écoulement choisies. Toutes les solutions considèrent l'advection hétérogène comme étant le processus dominant et négligent les processus de diffusion dans la matrice. Nous présenterons ici deux modèles, à savoir celui pour la configuration radiale convergente et celui pour les essais de push-pull. Tous ces modèles sont basés sur la solution proposée par Becker et Charbeneau (2000) pour un seul chemin. Cette solution sera en premier lieu décrite puis les autres solutions utilisées dans ce travail seront présentées.

C.1 Modèle en radial convergent – un seul chemin

La solution proposée par Becker et Charbeneau (2000) pour une configuration radiale convergente correspond à une fonction transfert exprimée dans le domaine de Laplace. Cette équation peut s'écrire suivant les paramètres sans dimension de concentration C et de temps τ définis par Moench et Ogata (1981) :

$$\bar{g}(\rho, s) = \exp\left(\frac{\rho - \rho_w}{2}\right) \frac{Ai[\mathcal{Y}(\rho, s)]}{Ai[\mathcal{Y}(\rho_w, s)]} \quad (C-1)$$

où

$$\mathcal{Y}(\rho, s) = \left(s\rho + \frac{1}{4}\right) s^{-2/3} \quad ; \quad \rho = \frac{r}{\alpha} \quad ; \quad \tau = \frac{tA}{\alpha^2} \quad (C-2)$$

avec Ai est la fonction de Airy ; s la variable de Laplace ; r la distance séparant les puits de pompage et d'injection ; α la dispersivité et t le temps. Le paramètre A tient compte de la géométrie radiale des écoulements et peut s'exprimer dans le cas d'une fracture unique selon la relation suivante :

$$A = \frac{Q}{2\pi H} \quad (C-3)$$

avec Q est le débit de pompage et H l'ouverture de fracture. L'approximation de la solution dans le domaine temporel s'effectue en inversant numériquement cette équation via un algorithme comme celui proposé par de Hoog *et al.* (1982), par exemple, en utilisant la fonction Matlab proposée par Hollenbeck (1999). La concentration massique $C_f(t)$ restituée au puits de pompage, pour un pulse d'injection $M_o\delta(t)$ avec M_o correspondant à la masse injectée, est obtenue selon l'équation :

$$C_f(t) = \frac{M_o}{Q} \frac{A}{\alpha^2} \bar{g}(\rho, t) \quad (C-4)$$

C.2 Modèle en radial convergent – multi-chemins

Le modèle multi-chemins proposé par Becker et Shapiro (2003) reprend la fonction transfert (Équation C-1) décrite pour un seul chemin. Ce modèle semi-analytique suppose que le traceur emprunte des chemins indépendants d'ouverture variable. L'ouverture de chaque chemin est contrôlée par la loi cubique (Tsang, 1992). La masse totale entrante dans un chemin est supposée proportionnelle au cube de l'ouverture moyenne du chemin et le débit de transport de cette masse est proportionnel au carré de l'ouverture du chemin (Becker et Shapiro, 2003). La fonction transfert pour les multiples chemins $\bar{g}_m(\rho, s)$ correspond à la somme des fonctions transfert de chaque chemin individuel $\bar{g}(\rho, s)$. Cette solution prédit une courbe de restitution finale avec une pente de -2 au temps longs (Figure C-1). Par commodité, la solution est donnée en fonction du rapport entre l'ouverture moyenne de chaque chemin et l'ouverture moyenne maximum de tous les chemins ($R = H/H_{max}$) :

$$\bar{g}_m(\rho, s) = \int_{R_{min}}^1 \frac{R^3}{R^2} \bar{g}\left(\rho, \frac{s}{R^2}\right) dR \quad (C-5)$$

avec R_{min} est le rapport entre l'ouverture équivalente minimum et maximum des chemins ($R_{min} = H_{min}/H_{max}$). Le paramètre R varie sur deux ordres de grandeur entre 0.01 et 1. Afin de comparer l'ensemble des résultats, le temps est normalisé par rapport à $\bar{t}$, le temps de restitution moyen du traceur. La normalisation du temps, soit $t/\bar{t}$, correspond au nombre de volumes de pore pompés. La concentration restituée est, quant à elle, normalisée par rapport à C_0 , la concentration initiale, telle que $C/C_0 = (C_f(t)\bar{t}Q)/M_o$. Le temps de restitution moyen du traceur $\bar{t}$ est égale au premier moment de la courbe de restitution ou encore V_f/Q , où V_f est le volume effectif de la formation. Ce dernier correspond au deuxième paramètre de calage de la solution, le premier étant la dispersivité α . V_f permet également d'estimer l'ouverture équivalente de fracture $H_{vol\ equiv}$ tel que $H_{vol\ equiv} = V_f/(\pi r^2)$.

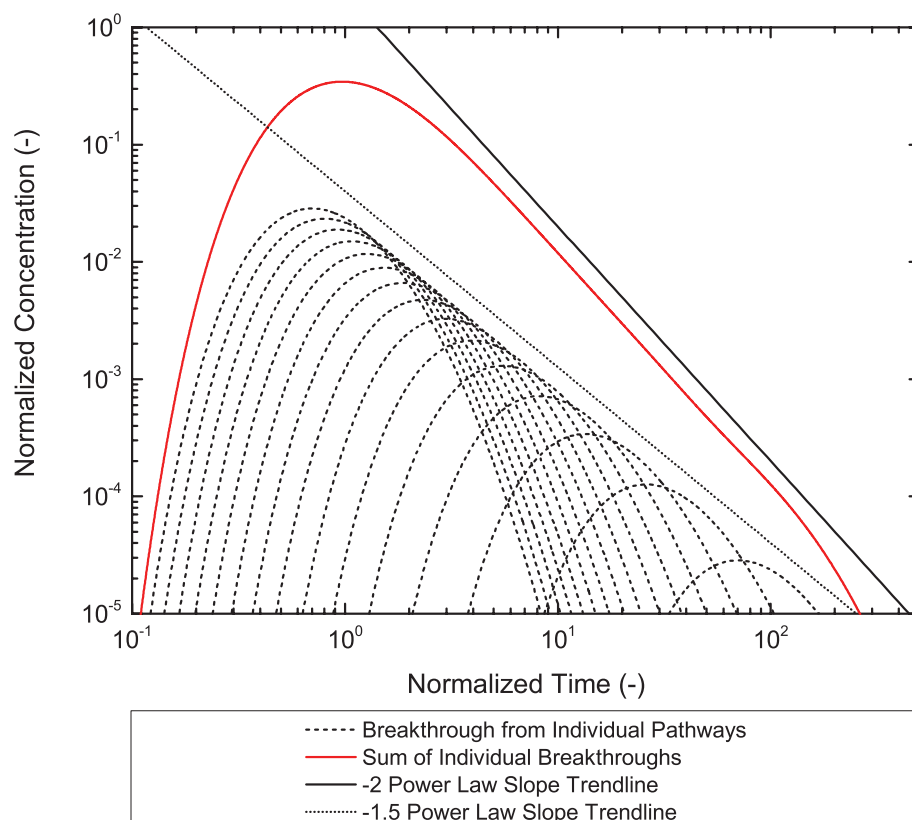


FIGURE C-1 – Exemple d’une courbe de restitution obtenue à partir du modèle semi-analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration radiale convergente. Les courbes obtenues pour chaque chemin indépendant sont également représentées. Une pente de -1.5 passant à travers les pics de chaque courbe individuelle est prédite puisque la masse totale de chaque chemin est proportionnelle au cube de l’ouverture et le décalage temporel est proportionnel au carré de l’ouverture.

C.3 Modèle en push–pull – multi-chemins

Le traitement mathématique pour les tests de push-pull est quant à lui différent. Le traceur est injecté et pompé au même débit dans le même puits, par conséquent, il diverge et converge en suivant approximativement les mêmes lignes d'écoulement. La dispersion hydrodynamique va tendre à disperser le traceur durant la phase d'injection mais également durant la phase de pompage. Si aucune phase d'attente n'est introduite entre ces deux phases, ce comportement peut être considéré comme un transport radial divergent suivi immédiatement par un transport radial convergent. La solution pour la phase d'injection a été obtenue en dérivant la solution proposée par Moench et Ogata (1981) pour une injection continue. Cette dernière est considérée comme équivalente à une fonction de densité de probabilité cumulée. Il en résulte une fonction de densité de probabilité s'écrivant comme suit :

$$\bar{p}(\rho, s) = \frac{1}{s} \exp\left(\frac{\rho - \rho_w}{2}\right) \frac{Ai[\mathcal{Y}(\rho, s)] + 2s^{1/3} Ai'[\mathcal{Y}(\rho, s)]}{2Ai[\mathcal{Y}(\rho_w, s)]} \quad (C-6)$$

Chaque point de la fonction de densité de probabilité $\bar{p}(\rho, s)$ est considéré comme une source Dirac. L'arrivée au puits d'injection correspond à la somme des fonctions transferts (Équation C-1) calculées pour toutes particules résultantes de la fonction de densité de probabilité (Équation C-6). La solution pour un seul chemin est donnée par la relation suivante :

$$\bar{g}_{pp}(s) = \int_{\rho_{min}}^{\rho_{max}} \bar{p}(\rho, s) |_{\tau_{push}} \bar{g}(\rho, s) d\rho \quad (C-7)$$

où $\bar{p}(\rho, s) |_{\tau_{push}}$ est la fonction correspondant à la phase d'injection évaluée pour un temps maximum, τ_{push} , $\bar{g}(\rho, s)$ est la fonction transfert évaluée pour une distance radiale du puits d'injection, ρ , dont ρ_{min} et ρ_{max} représentent la gamme des distances au puits où le traceur est supposé avoir été poussé. Cette solution est ensuite calculée pour chaque chemin individuel en faisant varier l'ouverture équivalente de fracture comme pour le modèle entre puits décrit précédemment. La courbe de restitution finale résulte par conséquent de la somme de chaque chemin indépendant donnée par la relation suivante :

$$\bar{g}_{pp}(\rho, s') = \int_{R_{min}}^1 \frac{R^3}{R^2} \bar{g}_{pp}\left(\rho, \frac{s}{R^2}\right) dR \quad (C-8)$$

Cette solution (Équation C-8) considère que seule la dispersion contrôle la forme de la courbe de restitution et que ce processus est proportionnel à la vitesse moyenne linéaire. La conséquence est qu'il ne soit pas possible de découpler l'estimation de la dispersivité α et de l'ouverture moyenne de fracture H . Ainsi, le paramètre permettant d'évaluer la distance investiguée par le traceur est τ_{push} qui est donné par la relation suivante :

$$\tau_{push} = \frac{t_{push}}{\alpha^2} \frac{Q}{2\pi H} \quad (C-9)$$

avec t_{push} la durée de la phase d'injection et Q les débits d'injection/pompage. Une bonne prédiction est obtenue avec 10 chemins indépendants. La forme de la courbe de restitution pour chaque chemins est directement dépendante de l'ouverture moyenne du chemin (Figure C-2). Pour les ouvertures faibles, donc des vitesses importantes, les courbes de restitution sont très étalées alors qu'elles sont plus condensées pour des ouvertures larges. Les faibles ouvertures affectent la courbe de restitution finale uniquement sur les temps très courts et très longs (Figure C-2).

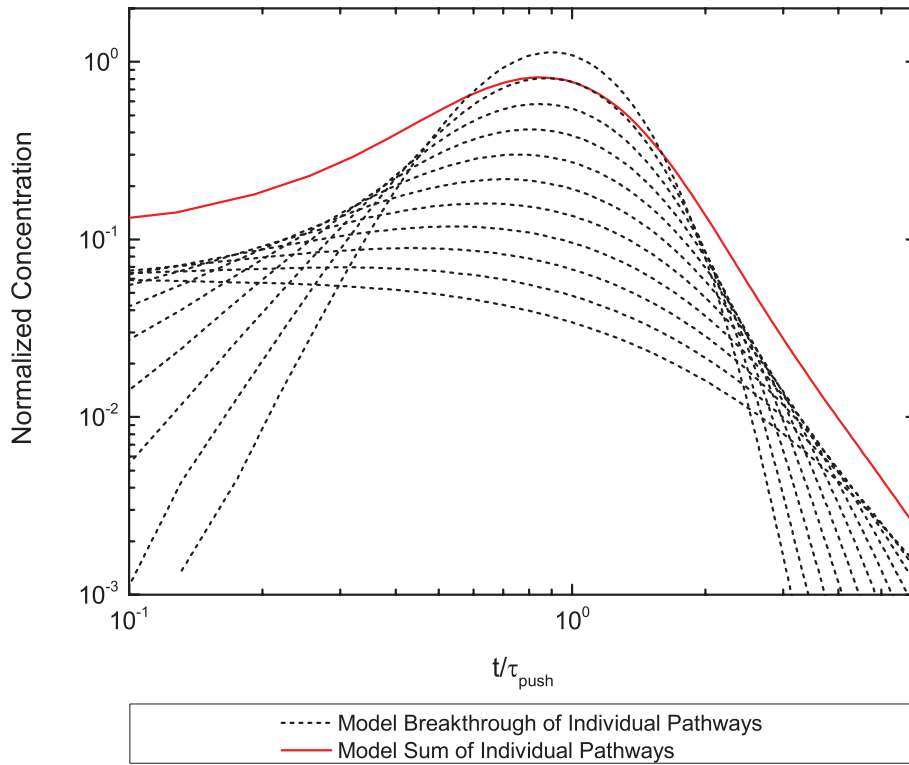


FIGURE C-2 – Exemple d'une courbe de restitution obtenue à partir du modèle semi-analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration push-pull avec les différents chemins indépendants associés. Les courbes obtenues pour chaque chemin individuel correspondent à la masse totale restituée.

La forme de la courbe de restitution finale est fonction du paramètre τ_{push} . Ainsi, pour des faibles valeurs de τ_{push} , la courbe finale est plus étalée alors qu'elle est plus resserrée pour des valeurs élevées (Figure C-3). Ce comportement est occasionné par la relation entre la dispersion hydrodynamique et la vitesse. Lorsque le traceur est injecté à des distances faibles du puits d'injection, il investit alors des vitesses plus grandes. En revanche, lorsque celui-ci est injecté sur des distances importantes, il investit plus des vitesses plus faibles.

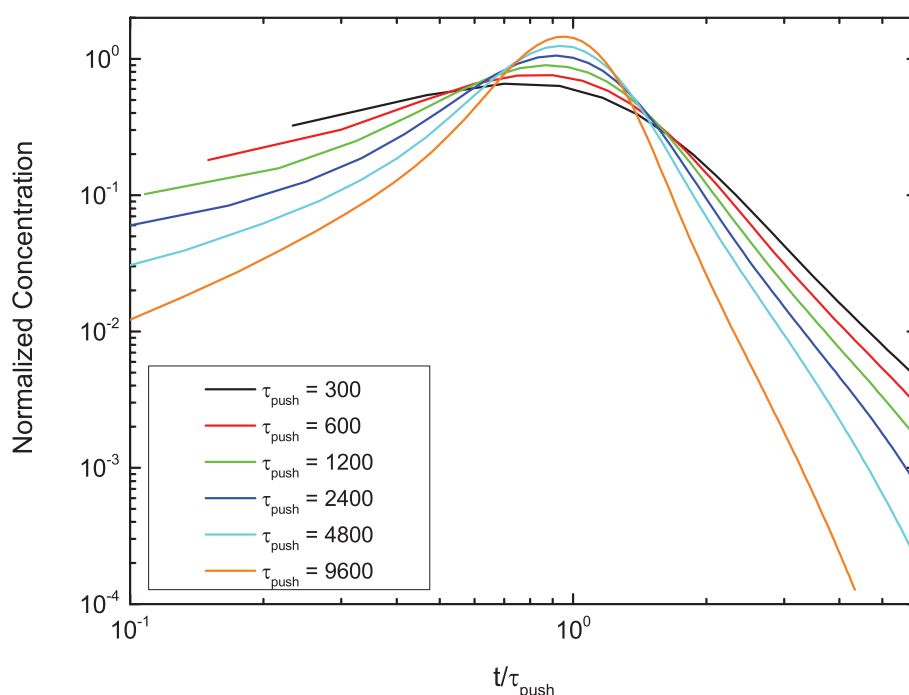


FIGURE C-3 – Exemple de courbes de restitution obtenues à partir du modèle semi-analytique de Becker et Shapiro (2003) pour la configuration push-pull et pour différents τ_{push} .