Université Pierre et Marie Curie–Paris 6 (UPMC)
-
Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE)

THESE EN COTUTELLE

Spécialités : **Géophysique appliquée (UPMC) - Eau (2iE)**

Ecoles doctorales
Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (UPMC)
-
Sciences et Technologie de l'Eau, de l'Energie et de l'Environnement (2iE)

Sujet de thèse:

Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso)

Par :

Donissongou Dimitri SORO

Présenté le 23 Mai 2017

JURY

M. Pierre RIBSTEIN	*Professeur des Universités*	UPMC, France	Président
M. Marc DESCLOITRES	*Ingénieur de recherche HDR*	IGE, France	Rapporteur
M. Bamory KAMAGATÉ	*Maître de Conférences CAMES*	Université de Man, Côte d'Ivoire	Rapporteur
M. Hervé JOURDE	*Professeur des Universités*	Université de Montpellier, France	Examinateur
M. Mahamadou KOÏTA	*Maître-Assistant CAMES*	2iE, Burkina Faso	Examinateur
M. Roger GUÉRIN	*Professeur des Universités*	UPMC, France	Directeur de Thèse
M. Hamma YACOUBA	*Professeur Titulaire CAMES*	2iE, Burkina Faso	Directeur de Thèse

UMR Milieux environnementaux, Transferts et Interactions dans les Hydrosystèmes et les Sols (METIS), UPMC
Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau (LEAH), 2iE

PREAMBULE

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche scientifique porté par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) sur les ressources en eau en milieu de socle. Il s'agit du projet GRIBA (Groundwater Resources In Basement rocks of Africa) piloté par M. Jean-Michel VOUILLAMOZ. Il a été a été mis en place dans trois pays africains qui partagent les difficultés liées à l'exploitation des aquifères de socle, mais qui sont situés dans des contextes différents : le Bénin, le Burkina Faso et l'Ouganda.

Par ailleurs, cette thèse a été retenue dans le Programme Doctoral International Modélisation des Systèmes Complexes (PDI MSC). Le PDI MSC est un programme de l'IRD et de l'Université Pierre et Marie Curie-Paris 6 (UPMC). Ainsi, ce programme a permis la réalisation de cette thèse en cotutelle entre l'UPMC et l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement au Burkina Faso (2iE).

Nous tenons à remercier toutes ces organisations et institutions pour avoir rendu ce travail possible.

RESUME

Le territoire burkinabè est constitué à plus de 80% de formations de socle. Ces formations renferment des ressources en eau souterraine qui constitue la seule source en eau potable de certaines populations. Cependant, plus de 1/3 des forages réalisés en vue d'exploiter ces eaux sont négatifs ou ont des débits inférieurs à 0,7 m^3/h. Cette situation suscite plusieurs questions dont : (i) Comment accroitre le taux de réussite des forages ? et (ii) Comment assurer une exploitation et une gestion durables des eaux souterraines ? Répondre à ces questions nécessite avant tout une bonne compréhension du fonctionnement hydrogéologique et hydrodynamique des aquifères de socle qui sont très hétérogènes.

L'objectif de la thèse est de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique en milieu de socle fracturé soudano-sahélien en combinant différentes méthodes hydrogéophysiques et hydrogéologiques classiques. Le site expérimental de Sanon (bassin versant de 14 km^2) a été choisi comme site d'étude en raison de sa géologie qui est représentative de certaines formations de socle de l'Afrique de l'Ouest.

Pour atteindre cet objectif, plusieurs étapes ont été suivies. La première a consisté à caractériser la géométrie et la structure du système aquifère de Sanon à l'aide essentiellement de l'analyse des lithologs et des investigations géophysiques électriques (diagraphie de résistivité électrique et tomographie de résistivité électrique, TRE). Ensuite, les propriétés hydrodynamiques ont été déterminées à l'aide de l'interprétation des essais de pompage basée sur l'identification des régimes d'écoulement en rapport avec la géométrie et la structure de l'aquifère identifiées premièrement et des sondages de Résonance Magnétique des Protons (RMP). Puis, la caractérisation de la piézométrie et de la recharge a été faite par l'analyse des chroniques de niveaux piézométriques et par l'application de la méthode de la fluctuation piézométrique. Enfin, les résultats issus de ces investigations hydrogéophysiques et hydrogéologiques ont permis de réaliser un modèle numérique et de simuler l'écoulement dans le domaine étudié.

Les résultats indiquent que le profil d'altération présente de haut en bas trois couches non stratiformes : la saprolite, l'horizon fissuré et la roche saine. Ce modèle de profil d'altération est cohérent avec d'autres modèles proposés ces dernières années, suggérant que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est une conséquence des processus d'altération plutôt que de la fracturation tectonique. Aussi, aucune corrélation n'a été trouvée entre les linéaments et les fractures hydrogéologiquement utiles à l'échelle du bassin.

Concernant les propriétés hydrodynamiques, une corrélation linéaire positive d'environ 80% a été obtenue entre les transmissivités et les paramètres RMP. Ainsi, une équation de transfert a été établie entre les transmissivités obtenues par essais de pompage et les paramètres RMP.

L'étude des chroniques piézométriques a mis en évidence une tendance interannuelle à laquelle se superposent des fluctuations saisonnières. Les périodes de basses eaux et de hautes eaux varient selon les piézomètres et se situent respectivement entre juin-juillet et septembre-octobre pour la majorité des piézomètres. Aussi, la présence d'un dôme piézométrique dans la vallée centrale sur l'ensemble des cartes piézométriques produites aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux a été observée. Concernant la recharge, elle se fait directement au niveau du dôme piézométrique et l'alimentation des zones périphériques se ferait plutôt par des transferts latéraux. Elle est ici estimée entre 11 et 17% de la pluie annuelle.

L'ensemble des informations géologiques et hydrogéologiques a permis de faire une simulation numérique qui reproduit l'écoulement observé.

Mots-clés : aquifère de socle, tomographie de résistivité électrique, résonance magnétique des protons, modélisation hydrogéologique, hydrogéophysique, Burkina Faso.

ABSTRACT

More than 80% of Burkina Faso subsoil is composed of hard rocks. More than 1/3 of the boreholes drilled to exploit these waters are negative or have flow rates lower than 0.7 m^3/h. This situation raises several questions, including (i) how to increase drilling success rate? and (ii) how to ensure a sustainable operation and management of groundwater? The responses to these questions require, first and foremost, a good understanding of the hydrogeological and hydrodynamic functioning of hard rock aquifers, which are very heterogeneous.

The objective of the thesis is to propose a hydrogeological conceptual model of hard rock aquifer under Sudano-Sahelian climate by combining different hydrogeophysical and hydrogeological methods. The Sanon experimental site (14 km² catchment area) has been chosen as the study site because of its geology, which is representative of some hard rocks in West Africa.

To achieve this objective, several steps were followed. The first one consisted in characterizing the geometry and the structure of the Sanon aquifer system using essentially the analysis of lithologs and electrical geophysical investigations (electrical resistivity logs and electrical resistivity tomography). Next, the hydrodynamic properties were determined using the interpretation of the pumping tests based on the identification of flow regimes in relation to the geometry and structure of the aquifer identified first and of the Magnetic Resonance Sounding (MRS). Then, the characterization of the piezometry and the recharge was made by the analysis of the piezometric levels and by the application of water table fluctuation. Finally, the results of all these investigations made it possible to realize a numerical model and to simulate the steady-state flow in the field studied.

The results show that at that scale the weathering profile is made up with three main layers, which from top to bottom are referred to as: saprolite, the fissured layer and the fresh rock. This weathering profile model is consistent with other models proposed in recent years, suggesting that the hydraulic conductivity of hard rock aquifers is a consequence of weathering processes, rather than tectonic fracturing. Also, there is a lack of correlation between lineaments and hydrogeologically useful fractures.

Concerning hydrodynamic properties, a positive linear correlation of about 80% was obtained between the transmissivities and the MRS parameters. Thus, these values made it possible to establish a transfer equation between the transmissivities obtained by pumping tests and the MRS parameters.

The study of the piezometric levels revealed an interannual trend upon which seasonal fluctuations are superimposed. The periods of low water level and high water level vary according to the piezometers and are respectively between June-July and September-October for the majority of piezometers. Thus, the presence of a piezometric dome in the central valley on all the piezometric maps produced in both low and high waters was observed. As for recharging, it is done directly in the zone of the piezometric dome and the feeding of the peripheral zones would be rather by lateral transfers. It is estimated between 11 and 17% of annual rainfall.

The set of geological and hydrogeological data allowed the performance of a numerical simulation in steady state which reproduces well the observed flow.

Keywords: hard rock aquifer, electrical resistivity tomography, magnetic resonance sounding, hydrogeological modeling, hydrogeophysics, Burkina Faso.

REMERCIEMENTS

L'écriture des remerciements signe la fin de l'écriture du manuscrit de thèse. Loin d'être une simple formalité à satisfaire, elle représente pour moi l'ensemble des remerciements verbaux (quelques fois écrits) disséminés çà et là tout au long de cette aventure à bon nombre de personnes impliqués dans ce travail. Je pense que les remerciements sont le moyen le plus efficace de montrer qu'un manuscrit de thèse est le résultat d'un travail d'équipe qui aboutit uniquement parce qu'un grand nombre de personnes y ont contribué.

Je voudrais ainsi commencer par mes encadreurs qui de par leur disponibilité, leur confiance, leur patience et surtout leur encouragement ont favorisé l'aboutissement de ces travaux.

A mon directeur de thèse à 2iE, M. Hamma YACOUBA, j'exprime ma reconnaissance pour avoir accepté de diriger ce travail. C'est grâce à votre accord que ce sujet a pu être formalisé. Vous m'avez toujours ouvert les portes de votre bureau, prodigué des conseils et n'avez jamais hésité à me fournir les documents dont j'avais besoin dans mes multiples procédures administratives. Merci professeur !

A M. Roger GUÉRIN, mon Directeur de thèse à l'UPMC, je tiens à exprimer ma profonde gratitude pour son soutien pendant ces années de thèse. Sa pédagogie, son expérience, sa rigueur (pas évident de sortir de votre bureau la tête haute mais j'étais prévenu), sa démarche scientifique et surtout ses *grandes qualités humaines* ont largement contribué à une collaboration d`es plus agréable, dynamique et très instructive. Je n'oublie pas vos invitations et la très belle balade que nous avons faite dans Paris. Vous avez été plus qu'un Directeur de thèse. Merci professeur !

A M. Mahamadou KOÏTA, mon encadrant à 2iE, qui a eu confiance en moi dès le départ pour me proposer ce sujet de recherche. C'est avec beaucoup de gratitude que je me rappelle des moments passés sur le terrain sous le soleil et sous la pluie afin d'acquérir les données. Je n'oublie pas tous les actes qu'il a posés afin que les conditions de travail soient favorables à la réalisation de cette thèse dont il a suivi et guidé toutes les étapes. Merci d'être un grand-frère. Qu'Allah facile…

A M. Angelbert BIAOU, le coordinateur du projet GRIBA à 2iE, qui a aussi voulu que je sois accepté pour faire cette thèse. Je lui dois en partie la cotutelle avec l'UPMC car il a été lien entre le Prof. GUÉRIN et moi. Merci pour votre bonne humeur et les nombreux conseils que vous m'avez prodigué.

Un grand merci aux rapporteurs, MM. Marc DESCLOITRES et Bamory KAMAGATÉ, ainsi qu'aux examinateurs, MM. Pierre RIBSTEIN et Hervé JOURDE pour leur participation au jury et leurs commentaires constructifs.

J'adresse des remerciements à tous les acteurs et collaborateurs du projet GRIBA particulièrement au M. Jean-Michel VOUILLAMOZ qui a porté ce projet et qui a toujours répondu à mes sollicitations. Je n'oublie pas de dire merci à MM. Jean-Christophe COMTE, Youssouf KOUSSOUBE et Nicaise YALO.

Je tiens à remercier vivement MM. Konstantinos CHALIKAKIS et Patrick LACHASSAGNE pour toute l'attention qu'ils ont accordée à ce travail. Vos explications et suggestions m'ont été d'un grand apport.

Merci à M. Harouna KARAMBIRI, directeur de l'école doctorale de 2iE pour sa disponibilité et ses conseils.

Grand merci à mes deux consommateurs de « gari », Christian et Fabrice. Chers amis vous m'avez beaucoup aidé et soutenu. Vous connaitre est un des grands bénéfices que j'ai obtenu dans cette belle et palpitante aventure.

Merci à Eli, Yaya, Fabien, Ali, Gédéon, Ismaël, Maïga, M. Boukary, M. Zongo, Mathieu, Emmanuel et Boureima pour la bonne ambiance et la belle collaboration qui ont prévalues entre nous aussi bien à Sanon qu'à Ouagadougou.

Ettien, Abdouramane, Justine, Jean Michel, merci pour votre amitié.

Je témoigne ma reconnaissance à Moussa SORO, Ibrahim H., Drissa, Natty, Awa, Tanhan, Karim, Didier, Roméo, Yves, Rodrigue, François, Timothée, Vivien, Betéo, Ilhem, Dounia, Cheikh, Maleck, Justin, Alhoussein et à "ma grande famille de la compta de 2iE" pour votre soutien.

Je remercie Sylvain, Ludovic, Julien, Alexis, Damien, Amin, Feras, Marine « de la sismique », Cyrille, M. REJIBA, M. TABBAGH, Benedict, Valérie, Christophe, Ana, Cécile F. et Cécile M. pour m'avoir permis de passer des agréables séjours à METIS.

Merci à la direction de la météorologie du Burkina et à la direction régional de l'eau et de l'assainissement du plateau central (particulièrement à ses ex-agents Mme TRAORE et M. NIKIEMA).

Merci à la Société de Marie particulièrement au supérieur du district de Côte d'Ivoire que j'appelle affectueusement « Nana ».

Je n'oublie pas de remercier les institutions et structures telles que la DAAD, l'IRD, le PDI MSC et le laboratoire METIS qui de par leur aide financière ont permis que cette aventure se déroule dans des conditions moins difficiles.

Pour finir, je tiens à témoigner ma reconnaissance à Gnidanhan et à toute ma famille.

TABLES DES MATIERES

PREAMBULE.. I

RESUME..... III

ABSTRACT..... V

REMERCIEMENTS VII

TABLES DES MATIERES IX

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE I : GENERALITES EN HYDROGEOLOGIE ET ETAT DE L'ART EN HYDROGEOPHYSIQUE 5

I.1. EAU SOUTERRAINE 5

I.1.1. Propriétés hydrogéologiques de l'aquifère 6

I.1.1.1. Le stockage 6

I.1.1.2. La conduite 8

I.1.2. Classification des réservoirs 8

I.2. SOCLE ET MILIEUX FRACTURES 9

I.3. PROFIL D'ALTERATION ET MODELES CONCEPTUELS DES AQUIFERES DE SOCLE 12

I.4. MODELISATION DE LA ZONE FRACTUREE 17

I.4.1. Approche de type continuum équivalent 19

I.4.1.1. Modèle simple continuum ou modèle à milieu unique 19

I.4.1.2. Modèle double continuum ou double porosité ou double milieu 19

I.4.2. Approche discrète 20

I.5. MODELISATION NUMERIQUE DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS 21

I.5.1. Equations régissant les écoulements souterrains 22

I.5.2. Méthodes de résolutions de l'équation de diffusivité 22

I.5.3. Conditions aux limites 24

I.6. APPORT DE LA GEOPHYSIQUE EN HYDROGEOLOGIE 24

I.6.1. Méthode électrique 25

I.6.1.1. Principe général de la résistivité électrique 25

I.6.1.2. Facteurs influençant la résistivité des sols 26

I.6.1.3. Principe de mesure de la résistivité 27

I.6.1.4. Notion de résistivité apparente 29

I.6.1.5. Notion de profondeur d'investigation et de dispositif de mesure de la résistivité 30

I.6.1.6. Les différentes techniques électriques 31

I.6.1.6.1. Sondage électrique 31

I.6.1.6.2. Trainé ou cartographie électrique 31
I.6.1.6.3. Tomographie de résistivité électrique 31
I.6.1.7. Inversion 32
I.6.1.8. Applications de la TRE 34
I.6.2. Résonance magnétique des protons 34
I.6.2.1. Principe de mesure 35
I.6.2.2. Inversion 38
I.6.2.3. Applications 38
I.7. CONCLUSION PARTIELLE 39
CHAPITRE II : MILIEU NATUREL ET CONNAISSANCES ANTERIEURES SUR LA ZONE D'ETUDE 41
II.1. JUSTIFICATION DU CHOIX DE LA ZONE 41
II.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CARACTERISTIQUES DU SITE 42
II.2.1. Situation géographique 42
II.2.2. Quelques caractéristiques physiques du bassin 43
II.2.3. Caractérisation climatique 43
II.2.3.1. Dynamique de l'atmosphère et climat de l'Afrique de l'Ouest 43
II.2.3.2. Différents climats au Burkina Faso 45
II.2.3.3. Climat du site d'étude 47
II.2.3.3.1. Hauteur des précipitations 47
II.2.3.3.2. Température de l'air 50
II.2.3.3.3. Vitesse du vent 51
II.2.4. Géologie 52
II.2.5. Hydrogéologie 55
II.2.6. Géomorphologie 56
II.2.7. Végétation 57
II.2.8. Pédologie 57
II.2.9. Situation démographique et socio-économique 58
II.2.9.1. Situation démographique 58
II.2.9.2. Situation socio-économique 59
II.3. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES ETUDES ANTERIEURES MENEES SUR LE SITE DE SANON 59
II.3.1. Structure du système aquifère 60
II.3.2. Géométrie de l'aquifère 62
II.3.3. Fonctionnement du système aquifère 66
II.3.4. Recharge et modélisation numérique hydrogéologique 67
II.3.5. Propriétés hydrodynamiques 69
II.3.5.1. Essais par pompage et mesures en laboratoire 69
II.3.5.2. Résonnance magnétique des protons 70
II.4. CONCLUSION PARTIELLE 71

CHAPITRE III : CARACTERISATION DE LA STRUCTURE ET DE LA GEOMETRIE DU SYSTEME AQUIFERE DE SANON 73
III.1. METHODOLOGIE DE CARACTERISATION ADOPTEE 73
III.1.1. Description du profil d'altération à l'échelle du forage 74
III.1.2. Description du profil d'altération en 2D 78
III.1.2.1. Modélisation synthétique 78
III.1.2.2. Investigations de terrain 82
III.1.2.3. Prétraitements et traitements des données 85
III.1.2.3.1. Prétraitements des données 85
III.1.2.3.2. Traitements des données : inversion et classification 87
III.2. RESULTATS 88
III.2.1. Profil d'altération à l'échelle du forage 89
III.2.1.1. Description des lithologs 89
III.2.1.2. Description de la cuirasse latéritique 91
III.2.1.3. Analyse des diagraphies de résistivité électrique 91
III.2.2. Structuration et géométrie 2D du profil d'altération 94
III.2.2.1. Interprétations géophysiques 94
III.2.2.2. Interprétations géologiques 103
III.2.3. Validation des structures linéamentaires 105
III.3. DISCUSSION 106
III.4. CONCLUSION PARTIELLE 108
CHAPITRE IV : CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES 111
IV.1. ESSAIS DE POMPAGE 111
IV.1.1. Présentation des essais de pompage réalisés à Sanon 113
IV.1.2. Matériel et mise en œuvre 114
IV.1.3. Méthode d'interprétation 115
IV.1.3.1. Représentations de la courbe du rabattement et de sa dérivée 116
IV.1.3.2. Identification du régime d'écoulement 117
IV.1.3.3. Identification des courbes diagnostiques et choix de la solution analytique 119
IV.2. SONDAGES RMP 120
IV.2.1. Matériel utilisé 122
IV.2.2. Mise en œuvre 122
IV.2.3. Traitement des données acquises : inversion et modélisation 125
IV.2.3.1. Création d'une matrice d'inversion 125
IV.2.3.2. Inversion des données 125
IV.2.3.3. Modélisation des données 126
IV.2.4. Estimation des propriétés hydrodynamiques à partir des W_{RMP} et T_2* 126

IV.2.4.1. Calcul de S et S_y à partir de W_{RMP} 126
IV.2.4.1. Calcul de T à partir de T_2* 127
IV.3. RESULTATS DES INVESTIGATIONS 128
IV.3.1. Résultats des essais de pompage 128
IV.3.2. Résultats des sondages RMP 137
IV.3.2.1. Présentation de certains sondages 139
IV.3.2.2. Analyses des résultats en fonction des formations géologiques 145
IV.3.2.3. Analyses spatiales des paramètres RMP 146
IV.3.2.4. Comparaison des résultats RMP aux autres résultats géophysiques 148
IV.3.3. Essai d'analyse couplée essai de pompage-RMP 149
IV.3.3.1. Estimation de S et S_y à partir de W_{RMP} 149
IV.3.3.2. Estimation de T_{RMP} à partir de T_2* 149
IV.4. DISCUSSION 152
IV.5. CONCLUSION PARTIELLE 153
CHAPITRE V : CARACTERISATION DE LA PIEZOMETRIE ET DE LA RECHARGE 155
V.1. PIEZOMETRIE 155
V.1.1. Présentation du réseau piézométrique 156
V.1.2. Données utilisées 157
V.1.2.1. Données de 1989 à 1991 (données antérieures) 158
V.1.2.2. Données de 2014 à 2016 (données de cette étude) 158
V.1.2.2.1. Mesures manuelles 159
V.1.2.2.2. Mesures automatiques 160
V.1.3. Traitements et analyses des données 161
V.1.3.1. Données manuelles 161
V.1.3.2. Données automatiques 161
V.1.3.3. Réalisations des cartes et des courbes piézométriques 162
V.2. RECHARGE 163
V.2.1. Méthodes de détermination de la recharge 164
V.2.2. Analyse de la fluctuation piézométrique 164
V.2.2.1. Estimation de S_y 165
V.2.2.2. Estimation de Δh 166
V.3. RESULTATS 167
V.3.1. Piézométrie 167
V.3.1.1. Analyse spatiale des niveaux piézométriques 167
V.3.1.1.1. Analyse spatiale des niveaux piézométriques de 1989 à 1991 167
V.3.1.1.2. Analyse spatiale des niveaux piézométriques à l'aide des données de cette étude 170
V.3.1.2. Evolution piézométrique interannuelle 173
V.3.1.2.1. Analyses des données de 1989 à 1991 173

V.3.1.2.2. Analyses des données de cette étude 177
V.3.1.2.3. Analyses comparées des données de 1989 à 1991 par rapport à celles de cette étude 179
V.3.2. Recharge 183
V.3.2.1. Dans la zone du dôme piézométrique 184
V.3.2.2. A l'exutoire 184
V.4. DISCUSSION 185
V.5. CONCLUSION PARTIELLE 186
CHAPITRE VI : ESSAI DE MODELISATION NUMERIQUE DES ECOULEMENTS 189
VI.1. INTERET D'UNE MODELISATION NUMERIQUE 189
VI.2. OBJECTIF DE CETTE MODELISATION 191
VI.3. ELABORATION DU MODELE CONCEPTUEL 191
VI.3.1. Géométrie du modèle 192
VI.3.2. Conditions aux limites 195
VI.3.3. Paramètres hydrodynamiques 195
VI.3.4. Recharge et prélèvements 198
VI.4. MODELE NUMERIQUE 200
VI.4.1. Logiciel utilisé 200
VI.4.2. Discrétisation spatiale 200
VI.4.3. Simulation numérique 201
VI.4.3.1. Première phase de simulation 203
VI.4.3.2. Deuxième phase de simulation 203
VI.4.3.2.1. Simulation initiale 203
VI.4.3.2.2. Calage 203
VI.4.3.2.3. Validation 204
VI.4.3.2.4. Tests de sensibilité 204
VI.4.4. Résultats des simulations 204
VI.4.4.1. Première phase de simulation 204
VI.4.4.2. Deuxième phase de simulation 206
VI.4.4.2.1. Simulation initiale 206
VI.4.4.2.2. Calage 207
VI.4.4.2.3. Validation 209
VI.4.4.2.4. Tests de sensibilité 211
VI.5. DISCUSSION 212
VI.6. CONCLUSION PARTIELLE 212
CONCLUSION GENERALE 215
PERSPECTIVES 219

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 221

LISTE DES FIGURES 239

LISTE DES TABLEAUX 245

LISTE DES ABBREVIATIONS 247

ANNEXES..... ..249

INTRODUCTION GENERALE

Importance de la ressource en eau

L'importance de l'eau pour la vie et comme composante de l'écosystème mondial n'est plus à démontrer. L'histoire de l'eau et celle des hommes sont intimement liées. De ce fait, la recherche de points d'eau a longtemps mobilisé les énergies et les premières civilisations sont nées sur le cours des grands fleuves nourriciers. Aussi, cette ressource qui répond aux besoins fondamentaux de l'homme est un potentiel économique important particulièrement pour générer et entretenir la prospérité à travers certaines activités telles que l'agriculture, la pêche, la production d'énergie, l'industrie, le transport et le tourisme. Cependant, l'eau douce qui ne représente que 2,5% du volume total de l'eau de la planète (97,5% pour l'eau salée) est inégalement répartie à la surface de la Terre. C'est une ressource qui se raréfie dans beaucoup de régions du monde, notamment en Afrique subsaharienne. Par ailleurs, la demande en eau potable pour la satisfaction des besoins en eau de la population est de plus en plus forte. Malheureusement, tout ceci se passe dans un contexte climatique où la pluie, principale pourvoyeuse de l'eau douce, présente une forte variabilité spatio-temporelle avec une tendance à la baisse sur une grande partie de l'Afrique (Paturel *et al.*, 2010).

Importance de l'eau souterraine en milieu de socle

Les ressources en eaux souterraines en zone de socle représentent une ressource majeure pour les populations rurales au Sud du Sahara étant donné que les eaux de surface ne sont pas pérennes à cause de la valeur élevée de l'évapotranspiration ou de leur qualité médiocre. Seule source d'eau potable de qualité, ces eaux souterraines conditionnent la sécurité alimentaire de ces populations. Près de la moitié de la population africaine compte sur l'eau souterraine (Carter and Parker, 2009) qui est dans plusieurs zones rurales de l'Afrique subsaharienne, la seule source durable de l'eau destinée à la consommation humaine. Les aquifères de socle présentent l'avantage de proposer une ressource en eau en général bien répartie géographiquement (Lachassagne and Wyns, 2005 ; Courtois *et al.*, 2009). L'accès à cette eau souterraine potable est conditionné par la réalisation d'ouvrages (forages en général) de bonne qualité, capables de durer dans le temps. Ces forages devront être implantés dans des aquifères présentant un stockage important, et/ou une recharge importante. Hors, ces conditions sont souvent mal assurées à cause de la complexité des zones de socle. Celles-ci présentent dans la plupart des cas une hétérogénéité horizontale et verticale résultant à la fois d'une variation spatiale de la

lithologie, de la géométrie et des propriétés hydrauliques de leurs différentes parties composites (Lachassagne *et al.*, 2011). Cette complexité limite la capacité des hydrogéologues de comprendre, de décrire et de prédire le comportement hydrodynamique de ces hydrosystèmes. De nombreux travaux (e.g. Detay and Poyet, 1990 ; Bernard and Valla, 1991 ; Savadogo *et al.*, 1997 ; Koussoubé *et al.*, 2003) ont été réalisés sur les zones de socle au Burkina Faso afin d'identifier les structures (linéaments, fractures) indicatrices de l'occurrence des eaux souterraines. La plupart de ces études (à l'échelle régionale) qui utilisent les techniques de cartographie linéamentaire pour la recherche d'eau souterraine ne prend pas en compte l'hétérogénéité locale de ces formations de socle. Très souvent, ces techniques sont présentées comme une panacée pour une meilleure exploitation des eaux souterraines. En effet, de nombreux travaux scientifiques ont été publiés montrant les linéaments comme le pivot des investigations hydrogéologiques avec des résultats plus ou moins convaincants. Selon Sander (2006), cette technique présente de nombreuses limites entre autres : (i) la difficulté d'établir souvent des corrélations entre les linéaments et les grands couloirs de circulation d'eau souterraine car tout linéament n'est pas forcement la représentation surfacique d'un accident hydrauliquement actif ; (ii) la recherche d'eau dans les localités de taille réduite présentant une forte occupation des sols. Les linéaments peuvent être ainsi des barrières hydrauliques (Lachassagne *et al.*, 2011).

Selon des études menées sur l'occurrence des eaux souterraines en zones de socle (Sander, 2006 ; Dippenaar *et al.*, 2009), une bonne connaissance de la géologie locale, incluant la lithologie, la tectonique, les mécanismes de recharge et l'emmagasinement des aquifères est indubitablement importante pour la recherche de cibles hydrogéologiquement favorables pour l'implantation de forage. A cela, il faut ajouter la géomorphologie et le climat. Ainsi, avec l'apport de nouveaux outils et de nouvelles techniques de recherche en géophysique, en modélisation, etc, nous avons constaté un intérêt des chercheurs pour la mise en place des modèles conceptuels hydrogéologiques adaptés aux différentes zones de socle (Wyns *et al.*, 2004 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Courtois *et al.*, 2009 ; Lachassagne *et al.*, 2011 ; Koïta *et al.*, 2013 ; Lachassagne *et al.*, 2014 ; Martínez *et al.*, 2015). En effet, la connaissance de la géométrie, de la structuration des parties des systèmes aquifères et la connaissance des paramètres hydrodynamiques sont nécessaires pour caractériser le comportement hydrodynamique des aquifères en zones de socle (Maréchal *et al.*, 2004 ; Leray *et al.*, 2013 ; Izquierdo, 2014). Les méthodes couramment utilisées par les hydrogéologues reposent sur les forages et/ou les piézomètres. Cependant, les informations obtenues à partir de ces ouvrages ont une faible résolution du fait de leur caractère ponctuel. Aussi, leur coût de réalisation élevé

et leur caractère destructif ne permettent pas d'en réaliser en grand nombre. Il est dès lors nécessaire de faire appel à des méthodes complémentaires notamment les méthodes géophysiques non destructives (Guérin, 2005). En effet, l'utilisation d'une approche couplée hydrogéologie-géophysique peut pallier au manque de données et réduire considérablement les incertitudes (Durand *et al.*, 2006 ; Cassidy *et al.*, 2014 ; Francés *et al.*, 2014 ; Perdomo *et al.*, 2014 ; Guérin and Chalikakis, 2015 ; Vouillamoz *et al.*, 2015).

C'est dans ce contexte qu'a été initiée cette étude qui a pour objectif de répondre à la question : **Quel peut être l'apport de différentes méthodes géophysiques combinées aux méthodes hydrogéologiques classiques dans la mise en place d'un modèle conceptuel hydrogéologique en milieu de socle soudano-sahélien ?**

Afin de répondre à cet objectif global, nous présenterons plus spécifiquement :

Quel est le modèle conceptuel du profil d'altération des formations géologiques du site faisant l'objet de cette étude ?

Quel est l'incidence de la géométrie et de la structure de l'hydrosystème sur les propriétés hydrodynamiques du milieu ?

Quelle est contribution des mesures hydrogéophysiques à la modélisation numérique à petite échelle d'un aquifère de socle ?

Pour cette étude et pour répondre à ces questions, un site d'étude a été choisi.

Le contenu de la thèse se compose de trois parties principales :

Partie bibliographique : nous présentons tout d'abord les généralités et les définitions concernant la problématique de la thèse (chapitre I). Nous identifions ensuite la zone d'étude, le contexte climatique et les études qui ont déjà eu lieu sur le site d'étude (chapitre II).

Partie mise en place des modèles conceptuels : nous présentons la structure et la géométrie du site (chapitre III) et le modèle conceptuel hydrogéologique (chapitres IV et V).

Partie simulation numérique : dans l'unique chapitre que comporte cette dernière partie, nous présentons le modèle numérique à l'échelle du bassin versant (chapitre VI).

CHAPITRE I : GENERALITES EN HYDROGEOLOGIE ET ETAT DE L'ART EN HYDROGEOPHYSIQUE

Dans ce chapitre, nous faisons une synthèse bibliographique de l'état de l'art concernant l'eau souterraine, les modèles conceptuels des aquifères de socle et la modélisation numérique hydrogéologique. Par ailleurs, nous présentons des méthodes géophysiques qui peuvent aider à mieux caractériser un système aquifère.

I.1. EAU SOUTERRAINE

Pour l'homme, l'eau souterraine constitue une ressource vitale, en particulier dans les régions arides et semi-arides où les eaux de surface ne sont pas toujours pérennes et sont vulnérables à la pollution. L'eau souterraine est généralement potable à la source et est disponible sur place. De ce fait, elle est la plus importante source d'eau potable pour les communautés rurales. Ce constat est fait en milieu rural africain où les populations s'approvisionnent essentiellement à partir des pompes à motricité humaine (PMH) installées pour équiper les forages et des puits traditionnels qui sont souvent temporaires (Pavelic *et al.*, 2012).

Les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des eaux de pluie dans le sol et des échanges aquifères-rivières. Elles s'accumulent, remplissant le moindre vide, saturant d'humidité le sous-sol, formant ainsi un réservoir d'eau souterraine appelé aquifère.

Le mot aquifère est issu des mots latins ***acque*** qui signifie **eau** et ***fera*** qui veut dire **je porte**. Ainsi, un aquifère est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantité d'eau appréciables (Castany, 1982). Il est formé de deux constituants : le réservoir et l'eau souterraine dont la fraction mobile est appelée nappe d'eau souterraine (Castany, 1982 ; de Vries and Simmers, 2002). Lorsque la surface supérieure de l'eau fluctue sans contrainte, la nappe d'eau est dite libre. Si l'eau est confinée par des couches géologiques imperméables, elle est dite captive.

La notion d'aquifère fait référence à des propriétés très importantes en hydrogéologie qui sont le stockage, la conduite et l'échange de minéraux. En effet, les eaux doivent s'accumuler au sein du réservoir souterrain et être transmise ensuite. Il peut arriver que le réservoir cède des minéraux à l'eau et *vice versa*.

I.1.1. Propriétés hydrogéologiques de l'aquifère

Les principales propriétés hydrogéologiques sont le stockage et la conduite (de Marsily, 1981). Celles-ci sont déterminées essentiellement par les dimensions et les interconnections des vides. Ces dernières assurent la continuité du milieu aquifère (Castany, 1982).

I.1.1.1. Le stockage

La capacité de stockage de l'aquifère fait référence à deux notions capitales qui sont la porosité et le coefficient d'emmagasinement.

La porosité ϕ est définie comme la capacité d'un milieu, de comporter des vides interconnectés ou non. Elle dépend de certains facteurs comme la forme et l'agencement des grains constituant la roche. La fracturation peut aussi constituer un facteur au développement de la porosité. Par ailleurs, la porosité conditionne la quantité d'eau que peut contenir les roches. On distingue différentes types de porosité (Figure I.1) :

- La porosité totale (ϕ_t) ou absolue

Quantitativement, la porosité totale d'un milieu peut être exprimée par le rapport du volume de ces vides au volume total du milieu :

$$\emptyset_t = \frac{volume\ total\ des\ vides}{volume\ total\ de\ la\ roche} \qquad \text{Equation I.1}$$

C'est une grandeur sans unité. Elle est comprise entre 0 et 1 et est exprimée en %.

- La porosité efficace (S_y) ou porosité de drainage

La porosité efficace (en anglais *specific yield*) est le rapport du volume d'eau gravitaire qu'un milieu poreux peut contenir en état de saturation puis libérer sous l'effet d'un drainage complet (égouttage en laboratoire sur échantillon), à son volume total de la roche (Castany, 1982).

$$S_y = \frac{volume\ d'eau\ gravitaire}{volume\ total\ de\ la\ roche} \qquad \text{Equation I.2}$$

C'est une grandeur sans unité exprimée en %.

- La porosité cinématique (ϕ_c)

La porosité cinématique (en anglais *effective porosity*) est la fraction de la porosité totale contenant l'eau qui peut circuler.

$$\emptyset_c = \frac{volume\ d'eau\ mobile}{volume\ total\ de\ la\ roche}$$ Equation I.3

C'est une grandeur sans unité exprimée en %.

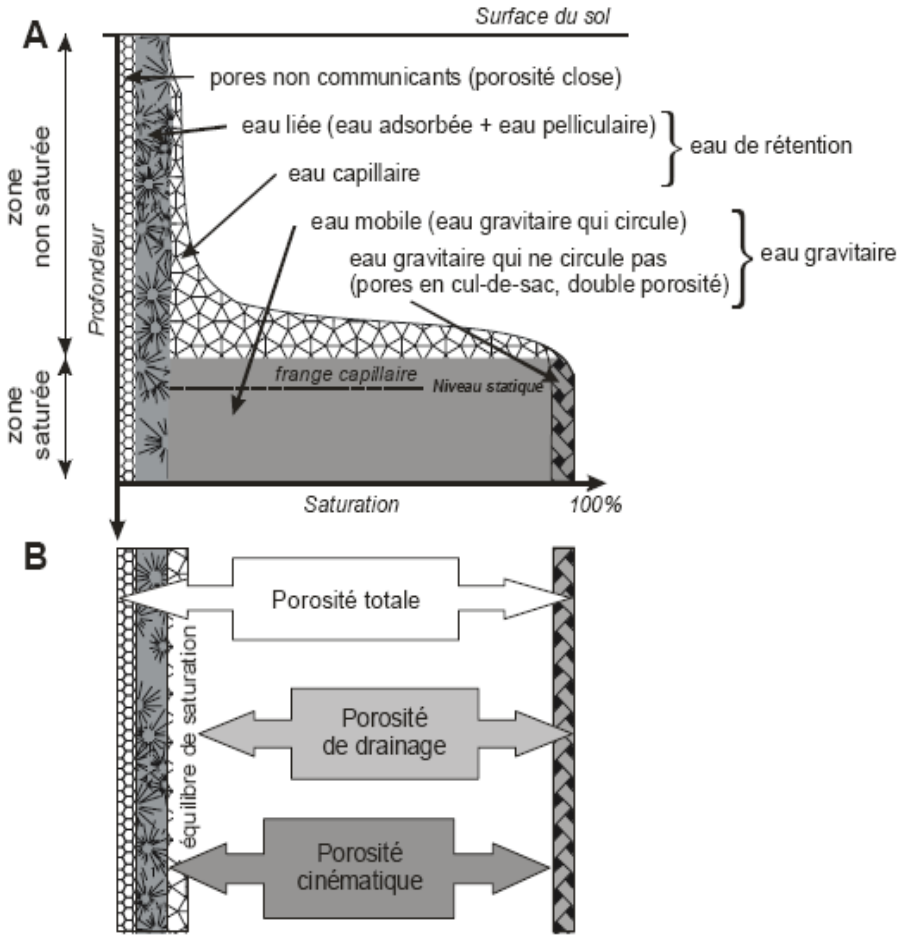

Figure I.1: Présentation des différentes porosités hydrogéologiques. A) Représentation du profil de saturation et B) Comparaison des porosités hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003)

Le coefficient d'emmagasinement *S* est défini comme le volume d'eau libéré (ou emmagasiné) par un prisme vertical du réservoir de section unitaire, à la suite d'une variation unitaire de charge (de Marsily, 1981). Il a une composante gravitationnelle et une composante élastique. Il peut être estimé à partir de l'expression ci-dessous (Equation I.4) :

$$S = S_y + \left[\rho_w * g * \emptyset_t * \left(\beta_1 - \beta_s + \frac{\alpha}{\emptyset_t}\right)\right] * e$$ Equation I.4

avec S_y la porosité de drainage ; ρ_w la masse volumique de l'eau ; g l'accélération de la pesanteur ; ϕ_t la porosité totale ; e l'épaisseur de l'aquifère ; β_1, β_s et α les coefficients de

compressibilité respectivement du liquide, du solide et du milieu poreux. Le terme β_s est généralement négligé car très inférieur aux coefficients β_l et α (de l'ordre de 1/25).
Dans un aquifère captif ou confiné, le coefficient d'emmagasinement est traduit par sa composante élastique ainsi $S_y = 0$. Tandis que dans un aquifère libre, la composante élastique est négligeable face à la composante gravitationnelle. De ce faite, le coefficient d'emmagasinement correspond à la porosité de drainage $S \approx S_y$.

I.1.1.2. La conduite

La propriété de conduite d'un aquifère est contrôlée par sa perméabilité (ou conductivité hydraulique). Celle-ci est la capacité du milieu à laisser circuler l'eau. Elle dépend des caractéristiques du milieu et des caractéristiques du fluide. Cette propriété est généralement exprimée par le coefficient de perméabilité K de « Darcy ». Elle a la dimension d'une vitesse. Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit être obligatoirement poreuse (Castany, 1982).
Par ailleurs, il est important de faire la distinction entre cette perméabilité et la perméabilité intrinsèque qui a pour dimension une section. Elle est la propriété d'un corps poreux de se laisser traverser par un fluide. Elle est indépendante des caractéristiques du fluide et ne dépend que de la structure et de la connectivité des pores.
Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère dépendent de K et de son épaisseur *e*. Cela induit la notion de **transmissivité T** qui s'exprime en $m^2.s^{-1}$ suivant (Equation I.5) :

$$T = K * e \qquad \text{Equation I.5}$$

I.1.2. Classification des réservoirs

Les propriétés des réservoirs souterrains sont liées à la lithologie, à la structure et à la genèse des formations hydrogéologiques perméables (de Vries and Simmers, 2002 ; Michel, 2009 ; Cutillo and Bredehoeft, 2011). On distingue deux grandes catégories de réservoirs à partir de leur porosité :

- La porosité d'interstice ou intergranulaire (Figure I.2). Elle est observée dans les formations non consolidées composées de milieux poreux (gravier, sable, limon et argile), l'eau souterraine est stockée et se répand dans les espaces poreux entre les particules.
- La porosité de fissure (Figure I.2). Elle est rencontrée dans les formations de socle ou karstique, l'eau est stockée et s'écoule dans les joints, les fissures et les fractures de roche, ce qui constitue la porosité secondaire. Dans le cas d'un aquifère fracturé, il est possible de

distinguer la porosité d'interstice et la porosité de fissure du fait de l'occupation des fractures par les grains (Michel, 2009). Dans le cas d'un aquifère karstique, la porosité de fissure devient une porosité de conduit quand l'espace poral devient un conduit pouvant atteindre des tailles métriques.

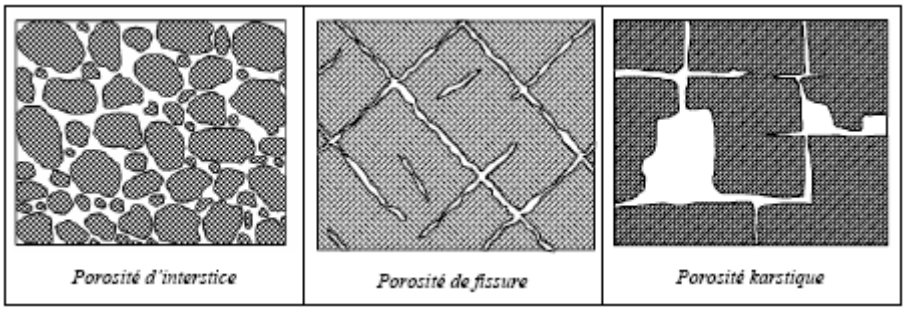

Figure I.2: Exemple de différents types de porosité (Boucher, 2007)

I.2. SOCLE ET MILIEUX FRACTURES

Les roches de socle (encore appelées formations de socle) sont généralement opposées aux roches sédimentaires du fait de leur hétérogénéité et de leur anisotropie (Singhal, 2008). Dans la littérature, les formations de socle sont définies communément comme des formations cristallines d'origine plutonique (exemple : granites) et métamorphique (exemples : gneiss, schistes) et des roches sédimentaires consolidées (Krásný and Sharp, 2007). Des définitions plus restrictives sont données dans la littérature hydrogéologique. Ainsi, les formations de socle sont définies comme des formations cristallines, non-volcaniques, et non carbonatées ayant une porosité primaire et une perméabilité insignifiante pour l'extraction de l'eau souterraine (Gustafsson, 1994). Cette définition exclu les roches sédimentaires bien indurés (e.g. grès consolidés) et les milieux calcaires karstiques.

Les formations de socle doivent leurs propriétés hydrauliques à la fracturation et à l'altération associée. De ce fait, elles sont également appelés **roches fracturées**. En effet, les roches fracturées sont des milieux particulièrement hétérogènes où l'écoulement se localise dans un sous-réseau de fractures.

Présents sur tous les continents, les formations de socle occupent entre 20 et 35% environ des terres émergées à travers le monde (Krásný and Sharp, 2007 ; Singhal, 2008). Elles doivent leurs propriétés aquifères aux intempéries et la fracturation qui leur confèrent une porosité secondaire et une perméabilité à des degrés divers (de Marsily, 1981 ; Lachassagne *et al.*, 2011).

La figure I.3 présente la répartition géographique des aquifères de socle cristallin dans le monde.

Les aquifères de socle sont l'objet d'un intérêt de plus en plus grandissant dans la communauté scientifique (Figure I.4). Une liste non exhaustive des intérêts pour lesquels ces milieux font l'objet d'étude est indiquée ci-après (e.g. Bäckblom and Martin, 1999 ; Dewandel *et al.*, 2006; Carter and Parker, 2009 ; Jaunat, 2012 ; Cary *et al.*, 2015) :

- l'approvisionnement en eau pour l'alimentation et l'irrigation ;
- la connaissance des migrations de polluants au sein des fractures ;
- l'exploitation du gradient thermique naturel et de ses anomalies pour l'utilisation en géothermie ;
- la recherche de réservoirs de gaz et de pétrole ;
- le stockage de déchets nucléaires ;
- la construction de cavités souterraines pour le stockage d'eau, d'huile, de gaz et le passage de tunnels ;
- des problèmes d'ordre géotechnique comme la stabilité de versants montagneux ou les infiltrations au sein de barrages ou de tunnels.



Figure I.3: Occurrences principales des aquifères de socle cristallin dans le monde (Singhal and Gupta, 2010)

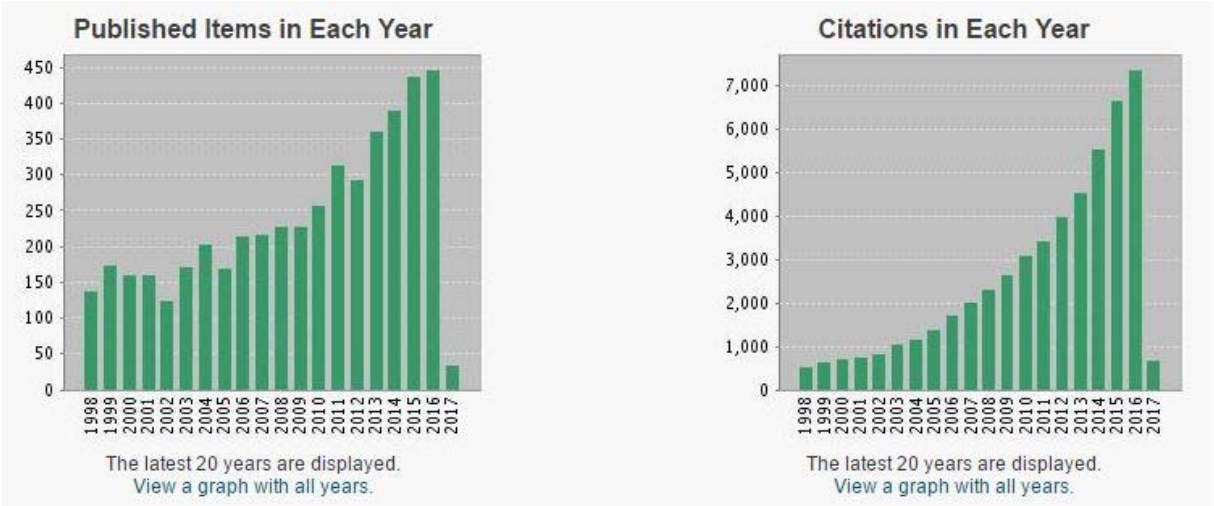

Figure I.4: Histogramme du nombre de publications et du nombre de citations par année sur les 20 dernières années ayant pour sujet « hard rock » dans la base de données Web of Knowledge

Sur le continent africain, les formations de socle occupent entre 35% et 40% de la superficie totale du continent (Shahin, 2003). Ils sont principalement observés dans l'ouest, l'est et le sud-est du continent (Figure I.5). Malgré la grande superficie qu'ils occupent, les aquifères de socle sont largement sous-exploités comparé à des aquifères similaires sur d'autres continents et même dans certaines zones arides ou semi-arides (Courtois *et al.*, 2009).

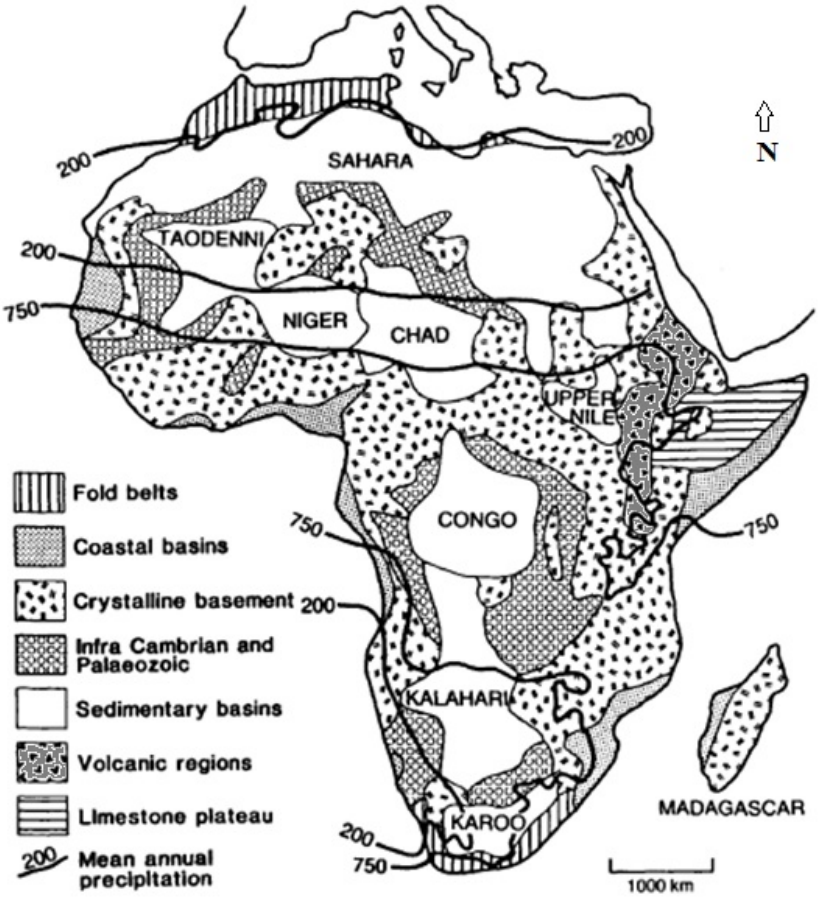

Figure I.5: Localisation des formations de socle en Afrique (Wright and Burgess, 1992)

I.3. PROFIL D'ALTERATION ET MODELES CONCEPTUELS DES AQUIFERES DE SOCLE

Les roches cristallines, une fois exposées à la surface du sol, sont soumises aux processus d'altération chimique et physique (Guihéneuf, 2014). Ceux-ci débutent par l'infiltration de l'eau dans les fissures et les fractures initialement présentes dans la roche mère (Acworth, 1987). Cette infiltration de l'eau entraine l'altération des minéraux de la roche mère favorisant le développement d'un profil d'altération.

La mise en place des profils d'altération est favorisée par plusieurs facteurs. 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, la biosphère et le temps d'exposition de la roche (Ricordel-Prognon *et al.*, 2009 ; Violette, 2010 ; Wyns, 2013).

Wright et Burgess (1992) définissent le profil d'altération résultant comme l'ensemble des séquences lithologiques au-dessus de la roche saine non fracturée. Il comprend différents

horizons selon son état d'avancement ou selon les différentes phases d'érosion (Guihéneuf, 2014).

De nombreux travaux de recherche se sont intéressés aux processus d'altération et aux profils d'altération qui en sont issus (e.g. Banfield and Eggleton, 1988 ; Blot, 2002 ; Wyns *et al.*, 2004 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Lachassagne *et al.*, 2011 ; Koïta *et al.*, 2013 ; Lachassagne *et al.*, 2014 ; Langman *et al.*, 2015 ; Su *et al.*, 2015). Une première remarque qui a été faite concernant leurs descriptions, est que la terminologie utilisée pour désigner les horizons diffèrent souvent d'une étude à une autre (Comte *et al.*, 2012). La figure I.6 ci-dessous illustre cette différence dans l'emploi de certains termes.

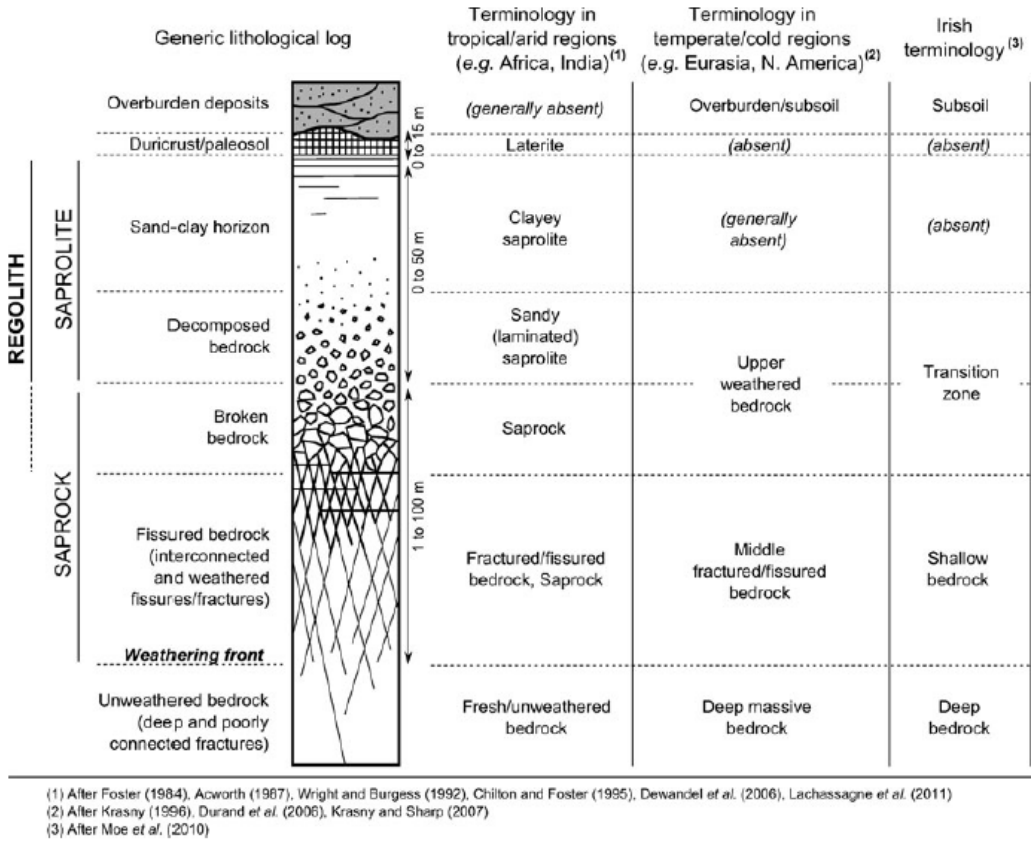

Figure I.6: Synthèse des termes les plus couramment utilisés pour décrire les horizons des modèles conceptuels aquifères de socle (Comte *et al.*, 2012)

Plusieurs descriptions des horizons du profil d'altération ont été faites à partir de différents critères tels que la composition minéralogique et/ou chimique des différents horizons, la structure du profil, les propriétés hydrodynamiques et le paléoclimat (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne and Wyns, 2005 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Courtois *et al.*, 2009 ; Koïta, 2010 ; Comte *et al.*, 2012 ; Koïta *et al.*, 2013).

Suivant la structuration du profil d'altération, des modèles conceptuels[1] ont été présentés dans les années 1970. L'un de ces modèles attribuent la perméabilité des aquifères de socle aux fractures d'origine tectonique de la roche mère (Figure I.7) (e.g. Engalenc, 1978 ; Acworth, 1987 ; Faillat and Blavoux, 1989 ; Savadogo *et al.*, 1997 ; Youan Ta *et al.*, 2008 ; Lachassagne *et al.*, 2011). Il y a aussi un autre modèle de la même période qui présente plus tôt la décompression lithostatique de la roche comme l'origine de la perméabilité (e.g. Wright and Burgess, 1992 ; Chilton and Foster, 1995). Du fait de l'érosion des horizons de surface, la roche est décompressée favorisant ainsi la naissance des fissures et/ou fractures.

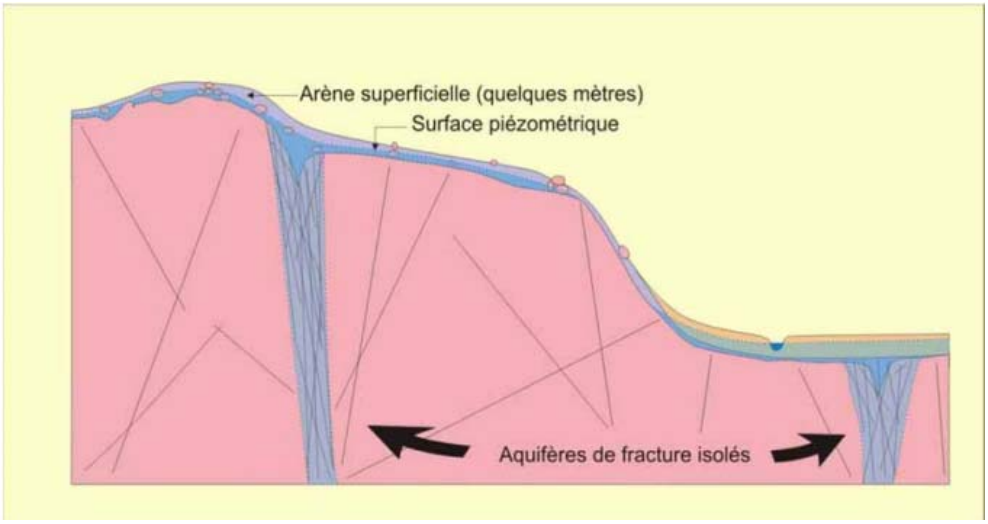

Figure I.7: Modèle conceptuel basé sur la fracture tectonique (Lachassagne and Wyns, 2005)

Lachassagne *et al*. (2011) indiquent dans leurs travaux que la décompression lithostatique et la fracturation tectonique ne peuvent expliquer l'origine des fissures secondaires et des fractures des formations de socle, et leur conductivité hydraulique. La décompression exige une contrainte horizontale très élevé qui ne peut être observée dans le sous-sol à faible profondeur. Aussi, ils indiquent que l'argument de la fracturation tectonique est incohérent car la majorité des milieux de socle sont tectoniquement stables. D'autres arguments sont avancés pour réfuter l'hypothèse de l'origine tectonique. Ce sont : (i) l'apparition des fractures tectoniques est très rare à la fois dans le temps et l'espace ; (ii) une fracture tectonique est une structure complexe qui est loin d'être systématiquement perméable ; (iii) les fractures tectoniques ne touchent pas les derniers kilomètres sous la surface du sol à la profondeur moyenne d'un forage d'eau ; (iv) les fractures tectoniques sont anciennes et donc scellées (il y a des fractures qui se comportent

[1] Le modèle conceptuel correspond à une hypothèse sur le mode de fonctionnement d'un système ou d'un processus (Konikow, 1996).

comme des barrières hydrauliques) et (v) les fractures tectoniques sont inégalement réparties dans l'espace et ne peuvent pas permettre la réalisation de milliers de forages productifs uniformément reparties sur un domaine de socle.
L'argument qui est plutôt avancé pour expliquer la fracturation est l'oxydation des micas notamment la biotite qui produit des vermiculites ou des chlorites. Cette oxydation des biotites entraine une augmentation de 40 % du volume du cristal et cela provoque un intense réseau de microfissures (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2011). Cependant, certains travaux indiquent que l'oxydation de la biotite favorise bien au contraire une diminution de volume car deux feuillets de biotite sont nécessaires pour former un feuillet de vermiculite (Banfield and Eggleton, 1988).

Par ailleurs, sur les roches cristallines et sous climat tropical, les travaux de Chilton et Foster (1995) présente un profil typique d'altération. Il est composé de quatre parties principales d'épaisseurs variables. Ces parties se définissent à la fois par leur composition minéralogique, leur structure mais également leur solidité. Nous pouvons distinguer en profondeur, une roche mère fracturée par endroit au-dessus de laquelle il y a une zone partiellement altérée et une roche presque décomposée. Cette zone qui présente la structure de la roche mère est appelée saprock (Chilton and Foster, 1995). Au-dessus de celle-ci, on trouve la saprolite qui est très altérée avec une accumulation d'argile. Le sol constitue le quatrième horizon du profil. Il est constitué de minéraux de quartz, ne présente plus la structure de la roche mère et peut être érodé. Toute la zone décomposé / mûri qui est constitué par la saprolite et le sol est souvent désigné comme le régolite. L'ensemble du profil d'altération présentera des propriétés hydrodynamiques variables latéralement et verticalement en fonction de la position des différents horizons (Figure I.8). 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 (Guihéneuf, 2014).

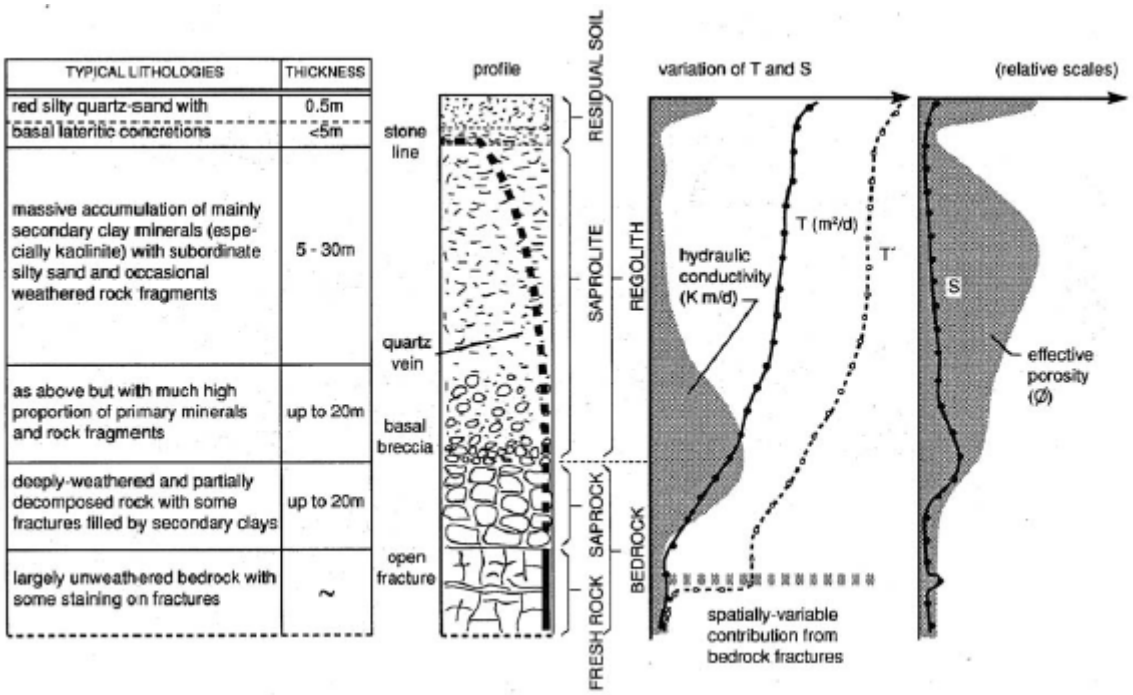

Figure I.8: Profil d'altération des roches de socle en Afrique et les variations hydrodynamiques selon la profondeur (Chilton and Foster, 1995)

Des travaux plus récents (Maréchal *et al*., 2004 ; Wyns *et al*., 2004 ; Dewandel *et al.,* 2006 ; Courtois *et al.*, 2009) ont permis d'améliorer la conceptualisation des aquifères en milieu de socle. Il ressort que ce sont des systèmes multi-couches en interaction avec chacune leurs propriétés (Figure I.9). Aussi, le profil d'altération comprend non seulement la saprolite, mais aussi la couche sous-jacente fissurée (Courtois *et al.*, 2009).

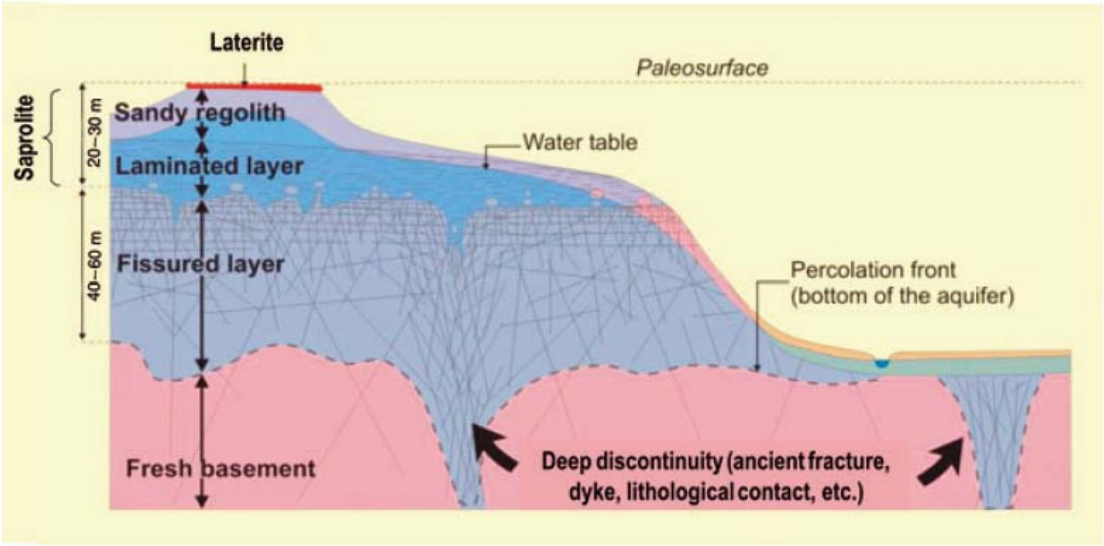

Figure I.9: Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns *et al.,* 2004)

Dewandel *et al.* (2006) indique que les profils d'altération peuvent être mis en place en plusieurs phases. Lorsque la géométrie des couches est la différence fondamentale entre le modèle de profil d'altération monophasé et le modèle d'altération polyphasé (Koïta, 2010). En effet, dans le premier modèle, les couches sont horizontales tandis que dans le second modèle les couches sont stratiformes et suivent la topographie (Figure I.10).

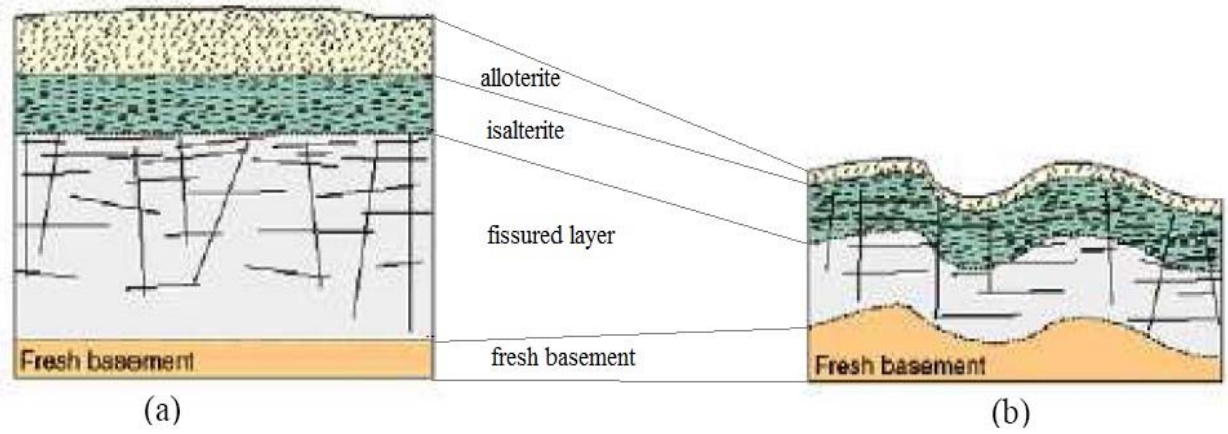

Figure I.10: (a) Profil d'altération monophasée sur granite et (b) profil d'altération polyphasée sur granite (Dewandel *et al.,* 2006)

I.4. MODELISATION DE LA ZONE FRACTUREE

Dans un aquifère de socle, les fractures sont des chemins d'écoulements préférentiels lorsqu'elles ne sont pas comblées. Les propriétés hydrauliques des milieux fracturés sont difficiles à estimer. Celles-ci peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur. De ce fait, les simulations hydrodynamiques ne sont pas aisées à faire. La source de cette difficulté provient de la géométrie complexe des réseaux de fractures et des fractures elles-mêmes (Tsang and Tsang, 1987). Cependant, leur identification est très importante dans le développement d'un modèle géologique (Mustapha, 2008).

Au sein d'une roche fracturée, on distingue deux parties (Lam, 2008) :

- la roche, nommée **matrice** : elle s'apparente à la roche initiale (i.e., non encore fracturée) et se caractérise par des perméabilités et des porosités très faibles.

- le **réseau de fractures** : il s'agit d'un système composé de fractures simples et de leurs intersections. A l'échelle de la fracture, l'irrégularité et la rugosité des surfaces de plans de fractures conduisent à un écoulement en chenaux à l'intérieur des fractures (Tsang and Tsang,

1987) (Figure I.11). Tandis qu'à l'échelle du réseau, la conductivité hydraulique dépend de l'arrangement des fractures et, plus particulièrement, de leur degré d'interconnexion.

La compréhension des écoulements ayant lieu dans ces zones nécessite une détermination de l'importance et du rôle de ces deux parties (matrice et réseaux de fractures) (Michel, 2009). Pour ce faire, des modèles sont utilisés pour les étudier. Ceux-ci permettent de représenter le ou les fractures dans la matrice rocheuse. En effet, ces milieux sont hétérogènes sur une large gamme d'échelle et leur échantillonnage exhaustif est impossible.

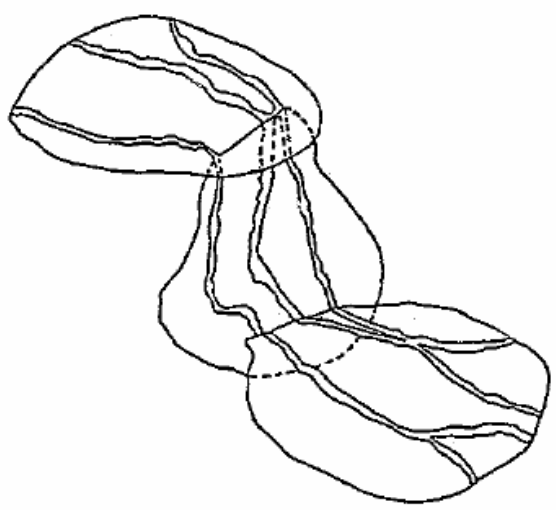

Figure I.11: Diagramme schématique d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang and Tsang, 1987)

Les premiers modèles ont été proposés dans les années soixante (Barenblatt *et al.*, 1960 ; Warren and Root, 1963). A travers la modélisation il s'agit de déterminer quelles échelles d'hétérogénéités sont pertinentes pour pouvoir les prendre en compte dans des modèles simplifiés. En effet, dans un réseau de fractures, les fractures n'ont pas le même niveau d'importance et toutes ne contribuent pas à l'écoulement.

La pluralité des approches de modélisation des milieux fracturés constatée dans la littérature traduit la difficulté à étudier ce type de formation. Il est toutefois important de faire un bon choix car un modèle non adapté donne une appréciation erronée des paramètres représentatifs des conditions d'écoulement, et engendre des erreurs majeures sur leur quantification (Rafini, 2012).

Nous distinguons deux grandes approches de modélisation suivant la prise en compte des fractures : approche continue et approche discrète. Elles peuvent être réalisées dans un cadre déterministe ou stochastique.

I.4.1. Approche de type continuum équivalent

Dans une approche continuum, le milieu hétérogène est représenté par un milieu (ou ensemble de milieux) équivalent(s) dont les propriétés et caractéristiques effectives sont déterminées à partir de moyennes calculées sur des volumes d'échantillonnage définis. Il s'agit donc d'une représentation équivalente du milieu et non pas d'une représentation fidèle de la réalité. On distingue, dans cette partie, deux modèles de représentation de type continuum du milieu fracturé : le modèle simple continuum et le modèle double-continuum. Ces modèles diffèrent l'un de l'autre par leur manière de traiter le réseau de fractures, i.e., séparément ou non de la matrice poreuse.

La représentation du système fracturé a été faite soit sous la forme d'un milieu unique, soit par deux milieux distincts, dissociant ainsi la matrice et le réseau de fissure.

I.4.1.1. Modèle simple continuum ou modèle à milieu unique

L'approche continue est basée sur la considération du flux moyen au sein d'un volume unitaire du milieu fracturé appelé volume élémentaire représentatif (VER) (Feuga, 1982). Un VER est atteint lorsque les propriétés macroscopiques (e.g. conductivité hydraulique) ne sont plus dépendantes de la taille du volume où les propriétés microscopiques sont moyennées. Il marque donc l'échelle critique au-delà de laquelle la propriété macroscopique demeure indépendante de l'espace d'intégration (Rafini, 2012).

Bien que conceptuellement satisfaisant dans le cadre de l'étude d'un paramètre donné, ce type de modèle se heurte aux difficultés importantes que sont la détermination du VER lui-même et de sa validité (Empereur Mot, 2001). Il est important de signaler qu'en toute rigueur, il n'existe pas toujours de VER (Feuga, 1982).

I.4.1.2. Modèle double continuum ou double porosité ou double milieu

Ce type de modèle considère que le milieu étudié peut être séparé en deux continua distincts (la matrice et le réseau de fractures). Il présente l'avantage de rendre possible les échanges entre les deux milieux. Chacun des deux milieux a ses propres porosité et perméabilité. Ces modèles ont été introduits par les travaux de Barenblatt *et al.* (1960) et de Warren and Root (1963) (Figure I.12). Parmi les représentations qui ont été faites de ces modèles, on peut distinguer les modèles double porosité et simple perméabilité et les modèles double porosité et double perméabilité (Lam, 2008).

Dans le cas des modèles double porosité simple perméabilité, la perméabilité de la matrice est considérée comme négligeable devant celle des fractures. Cette représentation permet de simplifier fortement la réalité puisqu'on ignore les possibles échanges entre les blocs représentant la matrice. On considère ainsi que les écoulements ne s'effectuent globalement qu'à travers le réseau de fractures et que la matrice est essentiellement un lieu de stockage. Dans le cas de représentation utilisant des modèles double porosité double perméabilité, la perméabilité de la matrice n'est plus négligée et les échanges entre les blocs matriciels sont possibles (Lam, 2008).

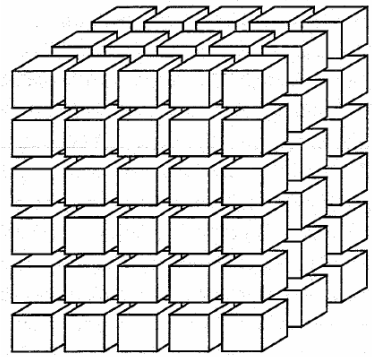

Figure I.12: Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren and Root, 1963)

I.4.2. Approche discrète

L'approche discrète se fixe pour objectif de représenter explicitement les réseaux de discontinuités en caractérisant individuellement chaque fracture. Elle suppose une bonne connaissance des hétérogénéités sur l'ensemble du domaine de la géométrie des discontinuités et de leurs propriétés hydrauliques individuelles. *A priori* beaucoup plus légitime, ce type de modèle s'affranchit naturellement des problèmes reliés aux effets d'échelle, et conduit théoriquement à de meilleurs résultats puisqu'il permet des représentations plus réalistes des structures hydrauliques et des chemins d'écoulement. Il est cependant confronté à des obstacles majeurs reliés à la complexité des réseaux de fractures naturels, tant sur le plan géométrique que dans la définition de leurs propriétés hydrauliques. Le paramétrage de ce type de modèle requiert par conséquent une quantité importante de données particulièrement difficiles d'acquisition : position, longueur, orientation, pendage et ouverture hydraulique de chaque discontinuité.

Il existe en dehors de ces deux approches des approches dites hybrides continues-discrètes, des approches stochastiques et des approches fractales.

I.5. MODELISATION NUMERIQUE DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS

Un modèle est une simplification de la réalité, devant être la plus conforme possible du point de vue des mécanismes et processus simulés (Dassargues, 1990). Le niveau de détail exigé dans le modèle géologique dépend du but pour lequel le modèle est développé. En hydrogéologie, les modèles sont mis en place pour une meilleure connaissance et une gestion durable des eaux souterraines (e.g. Dassargues, 1990 ; Gogu *et al.*, 2001 ; Boronina *et al.*, 2003 ; Rapantova *et al.*, 2007 ; Atteia, 2011 ; Leray *et al.*, 2013). En effet, les informations sur la ressource en eau souterraine sont souvent ponctuelles. Elles ne sont connues qu'en des points particuliers (e.g. forage, piézomètre…). Elles ne peuvent pas alors servir de support de prise de décisions. Afin de vaincre cette contrainte, le comportement du système étudié est retranscrit en équations mathématiques. On parle alors de modèle mathématique. Ce modèle peut être soit déterministe (associant par une relation unique avec des paramètres à valeur unique la cause d'un phénomène et les résultats) soit stochastique (les paramètres et les variables indépendantes sont des variables aléatoires). La plupart des modèles hydrogéologiques utilisés aujourd'hui sont des modèles mathématiques déterministes (Konikow, 1996). Ces modèles nécessitent généralement la résolution d'équations différentielles partielles. Ces équations peuvent être résolues soit analytiquement soit numériquement. L'approche analytique est adaptée pour les cas jugés "simples" car son application requiert une importante simplification des paramètres et des limites du système. Cependant, l'hétérogénéité et la variabilité des propriétés des aquifères, sont les caractéristiques de tout système géologique. Celles-ci influencent fortement les processus d'écoulement des eaux souterraines dans les aquifères de socle (Konikow, 1996). Il est donc judicieux d'utiliser l'approche numérique. Elle permet de réaliser des modèles à paramètres distribués. Les propriétés du système peuvent être alors représentées spatialement de façon plus réaliste.

Par ailleurs, les modèles hydrogéologiques sont de types physiques déterministes, car basés sur l'application des lois physiques générales (comme la loi de Darcy et la loi de continuité) et les variables ont une valeur fixée.

I.5.1. Equations régissant les écoulements souterrains

Les modèles hydrogéologiques sont élaborés en combinant des lois physiques. Ainsi, les écoulements souterrains sont décrits par des équations qui dérivent de la loi de Darcy et de la loi de conservation de masse.

- Loi de Darcy

La loi de Darcy permet de déterminer le flux d'un fluide à travers un milieu poreux. Dans un problème à une dimension, elle s'exprime de la façon suivante :

$$q = -K\ grad\ h \qquad \text{Equation I.6}$$

q est le flux à travers un milieu poreux. Il a la dimension d'une vitesse.
h (m) exprime la charge hydraulique.

- Principe de conservation de masse

Le principe de conservation de masse est décrit par l'équation de continuité. Il stipule que dans un volume élémentaire, la quantité d'eau sortant pendant un intervalle de temps est égale à la somme de la quantité d'eau entrant et de la quantité d'eau stockée ou relâchée pendant ce même intervalle de temps :

$$div(\rho.q) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho.\emptyset_t) + \rho q' = 0 \qquad \text{Equation I.7}$$

avec q' : somme algébrique des débits prélevé et apporté, ρ : masse volumique de l'eau et ϕ_t : porosité totale.

- Equation de diffusivité

L'équation de diffusivité régit les écoulements souterrains en milieux poreux. Pour un fluide incompressible i.e. de masse volumique et de viscosité dynamique constante, cette équation est obtenue en associant la loi de Darcy (Equation I.6) à l'équation de continuité (Equation I.7) :

$$div(Kgrad\ h) + q' = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \qquad \text{Equation I.8}$$

S_s représente le coefficient d'emmagasinement spécifique ($S_s = S/e$)

I.5.2. Méthodes de résolutions de l'équation de diffusivité

Les méthodes numériques donnent des solutions approchées de l'équation de diffusivité de base, à travers la discrétisation de l'espace et du temps. Les méthodes qui sont communément

utilisées sont : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. Ces méthodes ont chacune des avantages et des inconvénients. Dans les deux cas, la modélisation nécessite que le système aquifère soit discrétisé (ou segmenté) en mailles (ou cellules) de formes variables. A l'intérieur du domaine discrétisé, les valeurs des propriétés internes, des conditions aux limites et des perturbations du système sont approximées.
La figure I.13 présente un exemple de système aquifère, avec des limites imperméables et un champ captant (Figure I.13a), qui a été discrétisé avec un maillage en différences finies (Figure I.13b) et un maillage en éléments finis (Figure I.13c).

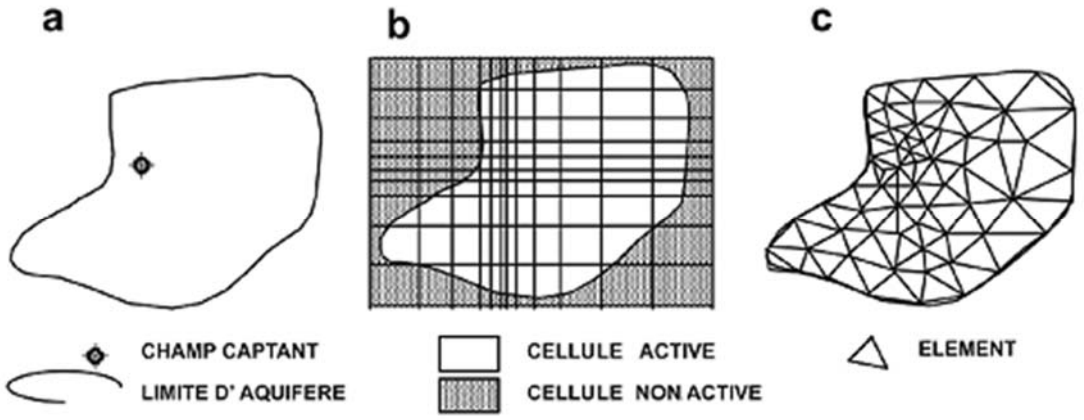

Figure I.13: Discrétisation d'un aquifère (a) à l'aide d'un maillage en différences finies (b) et en éléments finis (c) (Konikow, 1996)

L'application de la **méthode des différences finies** nécessite un maillage du système étudié en des cellules rectangulaires généralement. Cependant, des modifications permettent de resserrer le maillage au niveau d'une zone d'intérêt comme ici au droit du champ captant (Figure I.13b). Cette méthode présente l'avantage d'être simple à appliquer. Ainsi, elle permet de traiter une grande variété de problèmes. Toutefois, elle est difficile à mettre en œuvre pour des géométries très complexes, totalement en 3D et très hétérogènes.

Dans la **méthode des éléments finis**, le domaine peut être représenté par des cellules polygonales quelconques telles que les triangles et les quadrilatères. Il est plus difficile à comprendre et à programmer que la méthode des différences finies mais il est beaucoup plus flexible géométriquement. En effet, cette méthode admet toute forme et toute taille d'éléments finis. De ce fait, la complexité des formes aux frontières, l'hétérogénéité et les sollicitations externes sont représentées de façon plus précise. Elle admet toutes les directions d'anisotropie et les hétérogénéités très marquées.

I.5.3. Conditions aux limites

Un modèle numérique ne peut fonctionner que si on définit des conditions aux limites, c'est-à-dire aux bornes du domaine ou au voisinage des cellules inactives. En effet, le modèle est conditionné par le fait que l'eau rentre ou sort à ces limites (Atteia, 2011). Il faut spécifier les paramètres du sol ainsi que les données qui expriment l'état initial (*t=0*).

Les conditions aux limites peuvent être de trois types :

- 1er type, condition de type « Dirichlet » ou de potentiel : définition de quantités imposées (niveaux piézométriques, limites artificielles, …) ;
- 2ème type, condition de type « Neumann » ou de flux : définition d'un flux (lié à une précipitation effective, une irrigation, un drainage, une surface imperméable, …) ;
- 3ème type, condition mixte de type «Cauchy » ou mixtes : définition d'un transfert, fonction d'une élévation prédéfinie (interface nappe/rivière, …).

I.6. APPORT DE LA GEOPHYSIQUE EN HYDROGEOLOGIE

Les méthodes géophysiques mesurent les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques du sous-sol (Chalikakis, 2006). En fait, le géophysicien mesure certains paramètres physiques du sous-sol afin d'en obtenir une image qu'il essaie ensuite de traduire en terme géologique. Afin d'avoir des images qui s'approche plus de la réalité, de nombreux travaux ont montré l'intérêt de coupler différentes méthodes géophysiques (e.g. Chalikakis, 2006 ; Durand *et al.*, 2006 ; Hoareau, 2009 ; Comte *et al.*, 2012 ; Carrière *et al.*, 2013 ; Cassidy *et al.*, 2014 ; Izquierdo, 2014). La nécessité de combiner souvent plusieurs méthodes résident dans le fait que toutes les méthodes ne mesurent pas le même paramètre et ont des résolutions différentes.

Le choix de la méthode ou des combinaisons de méthodes géophysiques à mettre en œuvre est fonction de (Chapellier, 1987) :

- La nature de la cible recherchée qui doit provoquer une anomalie suffisante pour être mesurée,
- La précision recherchée, qui doit être en adéquation avec le pouvoir de résolution de la méthode et de l'équipement sélectionné,
- L'objectif des travaux de prospection et notamment l'échelle à laquelle elle est entreprise, qui conditionne le cadre de mise en œuvre des mesures de terrain.

Dans notre contexte, la géophysique peut aider à définir la géométrie du système aquifère (épaisseur et limites), à faire le choix des solutions analytiques les mieux indiquées pour interpréter les essais de pompage et d'estimer les propriétés hydrodynamiques des aquifères.

I.6.1. Méthode électrique

La méthode électrique a été développée dans les années 1920 simultanément en France et aux Etats-Unis sous les impulsions respectives de Conrad Schlumberger et Frank Wenner. Depuis lors, cette méthode a connu de grandes progressions dans sa compréhension, sa mise en œuvre et ses applications.

La méthode électrique est une méthode fiable, robuste, non destructive et peu influencée, par les éléments extérieurs lors de la prospection (contrairement à la méthode électromagnétique) (Buvat, 2012). Les méthodes de type électrique consistent à mesurer le potentiel induit par l'injection dans le sol d'un courant continu en général au moyen d'électrodes métalliques plantées en surface. Les mesures sont généralement réalisées en courant continu, éventuellement à basse fréquence (quelques Hz) (Telford *et al.*, 1990). On retrouve dans ce groupe les mesures de résistivité électrique, du potentiel spontané et de la polarisation provoquée et de diagraphie électrique (Chouteau and Giroux, 2006). Nous ne parlerons que de la mesure de résistivité électrique car c'est elle qui a été utilisée lors de ce travail de thèse.

I.6.1.1. Principe général de la résistivité électrique

La grandeur mesurée par la méthode électrique est la résistivité électrique ρ (exprimée en Ω.m). Elle est l'inverse de la conductivité σ (exprimée en $S.m^{-1}$). La résistivité représente l'aptitude d'une roche ou d'un sol à s'opposer plus ou moins au passage d'un courant électrique. Elle est définie comme la résistance R du milieu par unité de longueur. Si l'on considère par exemple un échantillon homogène de sol (Figure I.14), de longueur L (exprimée en m) et de section S (exprimée en m^2), disposé entre deux plaques conductrices reliées à un générateur délivrant un courant électrique d'intensité I (exprimée en A) et de différence de potentiel ΔV (exprimée en V), la résistivité électrique de l'échantillon (Ω.m) vaut alors (Équation I.9):

$$\rho = R\frac{S}{L} \qquad \text{Equation I.9}$$

avec $R = \frac{\Delta V}{I}$ d'après la loi d'Ohm Equation I.10

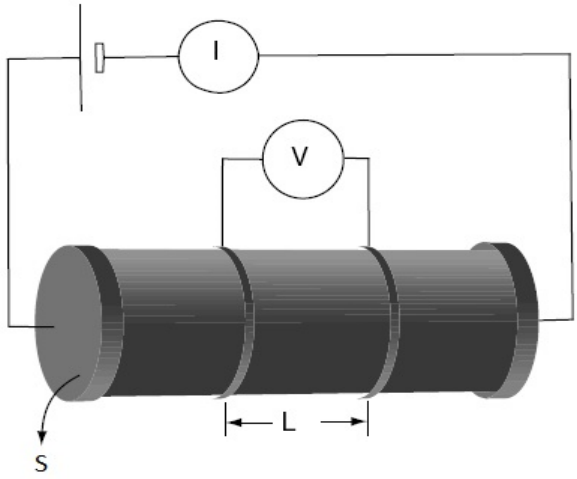

Figure I.14: Mesure expérimentale de la résistivité (Chouteau and Giroux, 2006)

Dans la suite du manuscrit, le terme “résistivité électrique” sera remplacé par le terme de “résistivité”.

La conductivité électrique dans le sous-sol est due à trois phénomènes (Telford *et al.*, 1990) :

- La conduction électrolytique générée par le déplacement des ions contenus dans les liquides de la matrice rocheuse ;
- La conduction électronique ou métallique induite par le déplacement des électrons au sein des corps métalliques contenus dans le sous-sol ;
- La conduction diélectrique due à la capacité des matériaux semi-conducteurs à stocker de l’énergie et à la restituer ensuite.

I.6.1.2. Facteurs influençant la résistivité des sols

Dans le sous-sol, la conduction est essentiellement électrolytique et à un degré moindre diélectrique lorsque la teneur en argile est élevée. De ce fait, plusieurs facteurs influencent la conductivité électrique du sol (donc sa résistivité). Ceux-ci peuvent être internes à la matrice du sous-sol comme externes à celle-ci (Archie, 1942 ; Campbell *et al.*, 1949 ; Samouëlian *et al.*, 2004). Ainsi, nous pouvons citer de manière non exhaustive les facteurs comme la température, la porosité, la saturation en eau du milieu, la teneur en argile, la teneur en ions de l’eau interstitielle et la résistivité de la partie solide.

De nombreux travaux ont été réalisés en vue d’établir une ou plusieurs relations entre les facteurs précédemment cités et la résistivité (Archie, 1942 ; Revil and Glover, 1998 ; Glover *et al.*, 2000 ; Friedman, 2005). Parmi les relations établies, la loi empirique d’Archie ci-dessous est la plus citée dans la littérature.

$$\rho = \rho_\omega a \emptyset_t^{-m}$$ Equation I.11

avec, ρ_ω : la résistivité électrique de l'eau interstitielle ; a : un facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0,6 et 2 (a < 1 pour les roches à porosité intergranulaire et a > 1 pour les roches à porosité de fracture) ; m : un facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés et 2,2 pour les calcaires cimentés ; ϕ_t : la porosité totale.

I.6.1.3. Principe de mesure de la résistivité

En pratique, la résistivité du sol ne peut être mesurée directement (Chalikakis, 2006). Elle est obtenue à partir de la mesure de la différence de potentiel entre deux points. Pour cela, il faut quatre électrodes (appelée quadripôle), des câbles de connexion, un résistivimètre combinant un générateur de courant, un voltmètre et un ampèremètre. Dans la littérature, les électrodes d'injection de courant sont généralement nommées par les couples de lettres. Ainsi, les couples (A, B) ou (C_1, C_2) sont utilisés pour désigner les électrodes d'injection de courant et les couples (M, N) ou (P_1, P_2) pour désigner les électrodes de mesure du potentiel (Figure I.15). Les mesures sont généralement faites en courant continu, éventuellement à basse fréquence (Telford *et al.*, 1990).

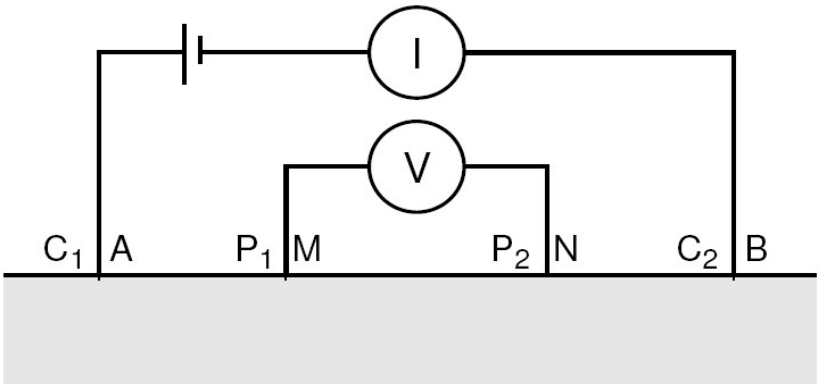

Figure I.15: Schéma général d'une mesure de résistivité du sol utilisant un dispositif à quatre électrodes (Chouteau and Giroux, 2006 modifiée)

L'injection de courant dans le sol induit des filets de courants. La circulation de ces filets suscite des équipotentielles qui leur sont perpendiculaires. En milieu homogène, ces équipotentielles sont représentées par des demi sphères centrées sur le point d'injection à proximité de ce point quand le 2ème point d'injection est très éloigné du 1er (Figure I.16).

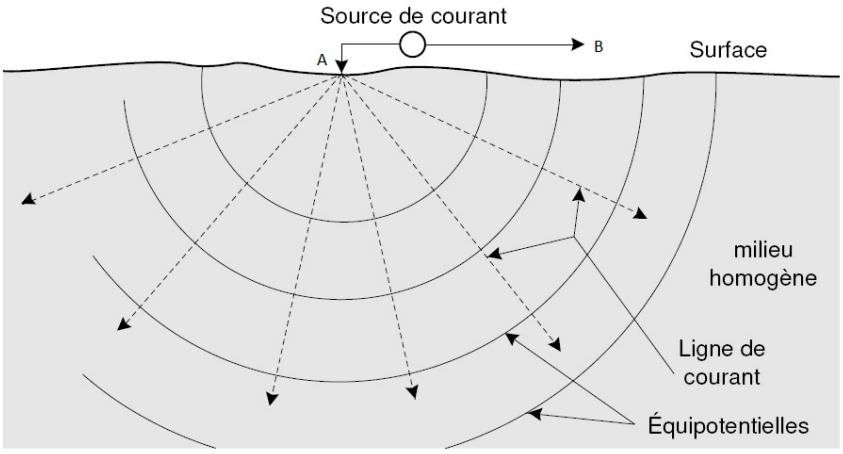

Figure I.16: Lignes de courant (en traits discontinus) et équipotentielles (en traits continus) induites par deux électrodes de courant A et B (Chouteau and Giroux, 2006)

Afin de calculer le potentiel crée par l'injection d'un courant I à travers une surface S, il faut faire intervenir le vecteur densité de courant J. Il s'agit de la quantité de charges électriques traversant une section par unité de temps.

$$|\vec{J}| = \frac{I}{S}$$ Equation I.12

Le champ électrique E dérive d'un potentiel V, de ce fait :

$$E = -gradV$$ Equation I.13

Partant des équations I.9, I.10, I.12 et I.13, on obtient :

$$J = \frac{1}{\rho}E$$ Equation I.14

Quand l'injection du courant se fait au-dessus d'un demi-espace homogène isotrope, i.e. dans une demi-sphère de rayon r, alors

$$J = \frac{I}{2\pi r^2}$$ Equation I.15

$$E = \rho J = \rho \frac{I}{2\pi r^2}$$ Equation I.16

Sur la base de l'équation I.16, le potentiel en un point de distance r par rapport à la source de courant est donné, après intégration, par l'équation suivante :

$$V_r = \frac{\rho I}{2\pi} * \frac{1}{r} + C$$ Equation I.17

avec, C : constante d'intégration prise égale à 0

V_r : potentiel au point P distant de r du point source de l'injection de courant

Le potentiel à l'électrode M dû à deux sources de courant +I en A et –I en B est selon l'équation I.17 :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right)$$ Equation I.18

La différence de potentiel (ΔV) entre M et N due à l'action conjuguée de A et B est :

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)$$ Equation I.19

La résistivité est ainsi donnée par la formule suivante :

$$\rho = K * \frac{\Delta V_{MN}}{I}$$ Equation I.20

avec, ρ : la résistivité électrique qui s'exprime en ohm.mètre (Ω.m)

ΔV : la différence de potentiel qui s'exprime en millivolt (mV)

I : l'intensité de courant qui s'exprime en milliampère (mA)

K : le coefficient géométrique qui est fonction de la disposition des électrodes. Nous parlerons plus de ce coefficient dans la suite de notre étude. Il est ici donné par l'équation I.21.

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right) - \left(\frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}\right)}$$ Equation I.21

I.6.1.4. Notion de résistivité apparente

Lorsque les mesures de résistivité sont réalisées dans un milieu hétérogène et/ou anisotrope, les valeurs de résistivités obtenues sont appelées résistivités apparentes notée généralement ρ_a. Elle représente la valeur de la résistivité que devrait avoir un terrain homogène pour donner les mêmes mesures. Cette valeur n'a pas de sens physique propre, puisqu'elle dépend de la géométrie du dispositif de mesure utilisé, combinée à la répartition des résistivités au sein du sous-sol hétérogène. La résistivité apparente peut être exprimée par l'équation I.22 :

$$\rho_a = K * \frac{\Delta V}{I}$$ Equation I.22

La résistivité apparente mesurée dépend de la disposition des électrodes (K), de la différence de potentiel (ΔV) et de l'intensité du courant injecté (I).

Des erreurs de mesure peuvent induire du bruit dans les données de résistivité apparente acquises. Ce bruit affectant les données complique et limite fortement la résolution d'un problème inverse. Ces erreurs peuvent provenir de la mauvaise mise en place des électrodes, de la présence d'hétérogénéités superficielles provoquant des à-coups de prise (discontinuités dans les mesures), des courants parasites dans la zone investiguée, d'une mauvaise mesure des différences de potentiel (Günther, 2004). Cependant, une bonne connaissance de l'origine du bruit permet des choix raisonnés de dispositifs d'acquisition visant à le réduire (Penz, 2012).

I.6.1.5. Notion de profondeur d'investigation et de dispositif de mesure de la résistivité

La profondeur d'investigation s'exprime pour un milieu homogène comme la profondeur à laquelle la densité de courant passant par une couche fine horizontale du sol est maximale et a une influence dominante sur la mesure de surface (Roy and Apparao, 1971). Cette profondeur varie en fonction de l'écartement entre des électrodes (dipôles de courant et de potentiel) (Figure I.17) et de la conductivité du milieu investigué. En effet un milieu conducteur dans le proche sous-sol concentrera les lignes de courant dans ses régions conductrices ce qui réduira la profondeur d'investigation. Par ailleurs, il est important de noter que le gain en profondeur d'investigation peut entrainer une perte de résolution.

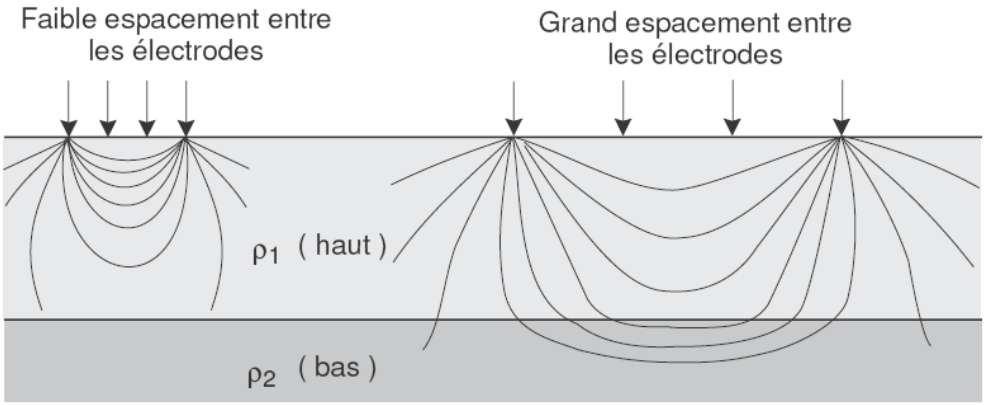

Figure I.17 : Illustration des lignes de courant issues d'un faible espacement d'électrodes et d'un grand espacement d'électrodes. Les lignes de courant sont plus fortement perturbées par la présence d'un substratum (ρ_2) dans le cas de forts espacements (Chouteau and Giroux, 2006)

Comme indiqué dans le paragraphe précèdent, la disposition des électrodes a un impact sur la profondeur d'investigation. Cette disposition des électrodes est appelée dispositif de mesure ou dispositif d'acquisition ou arrangement géométrique. La littérature sur les dispositifs de mesure est abondante (e.g. Edwards, 1977 ; Ritz *et al.*, 1999 ; Dahlin and Zhou, 2004).

Il existe beaucoup de dispositifs de mesure. Le choix d'un ou de plusieurs dispositifs doit être guidé par le comportement de la cible et les objectifs de l'étude. Ainsi, il est important de faire des simulations numériques de mesure afin de retenir le ou les dispositifs qui mettent en évidence la cible étudiée. Toutefois, certains dispositifs ressortent plus souvent que d'autres dans la littérature. Ce sont : les dispositifs Wenner (alpha et beta), Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle, pôle-pôle et gradient. L'usage de chaque dispositif a ses avantages et ses inconvénients. En effet, chaque dispositif possède une profondeur d'investigation, une

résolution spatiale et une sensibilité aux structures et aux bruits différente (Dahlin and Zhou, 2004). Les caractéristiques de certains dispositifs sont indiquées en annexe A.1.

I.6.1.6. Les différentes techniques électriques

On distingue trois différentes techniques : le sondage électrique, le trainé ou cartographie électrique et la tomographie de résistivité électrique.

I.6.1.6.1. Sondage électrique

Le sondage électrique (SE) consiste à agrandir successivement l'espacement inter-électrode du quadripôle autour d'un point central permettant d'augmenter la profondeur d'investigation. Il permet de réaliser un profil vertical de résistivités à l'aplomb du point central. Cette technique est adaptée à la détection de variations quantitatives de résistivité perpendiculairement à la surface. De ce fait, le milieu investigué doit être tabulaire. Dans le cas contraire l'interprétation est biaisée. Ce type de milieu est noté « 1D », car il ne permet une variation que dans une seule dimension (Fargier, 2011). Dans la réalité, on rencontre ce type de milieu dans les environnements sédimentaires simples.

I.6.1.6.2. Trainé ou cartographie électrique

A la différence du sondage électrique, cette technique consiste à effectuer plusieurs mesures avec le même dispositif et le même espacement inter-électrode du quadripôle en déplaçant ce dernier le long d'un axe dans le cas d'un trainé, et d'une surface dans le cas de la cartographie. Cette méthode s'intéresse à la détection de variations latérales qualitatives de résistivités électriques apparentes.

I.6.1.6.3. Tomographie de résistivité électrique

Le mot tomographie est dérivé du grec *tomos* qui signifie tranche ou coupe. Ce terme veut donc dire « imager les tranches d'un objet ». Le but de la tomographie est d'imager des propriétés d'un milieu à partir de séries de mesures effectuées autour et à l'intérieur de celui-ci (Chalikakis, 2006). La tomographie de résistivité électrique (TRE) encore appelée « panneau électrique » ou « imagerie de résistivité électrique (IRE) » ou « Electrical Resistivity Tomography (ERT) » permet de faire des mesures de résistivité du sol selon un plan vertical (2D) ou dans un volume de sol (3D). Elle est apparue au début des années 1990.

Dans le cas de l'imagerie 2D, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil. Théoriquement, une étude 3D est plus précise car les différentes dimensions de l'espace d'investigation sont prises en compte. Cependant, elle nécessite un temps d'acquisition nettement plus important, un coût de matériel plus élevé et une interprétation des données plus complexe (Marescot, 2008). De ce fait, l'imagerie 2D semble être un bon compromis entre l'obtention de données fiables tout en maintenant un coût d'acquisition et de traitement raisonnable (Marescot, 2008).

La mise en œuvre de la TRE consiste à implanter dans le sol un nombre important d'électrodes espacées d'un écartement constant « a » et raccordées par câble multiconducteur à un résistivimètre. Les électrodes jouent successivement le rôle d'électrodes d'injection de courant et de mesure de différence de potentiel sur toute la longueur du dispositif. L'écartement croissant entre électrodes permet d'augmenter la profondeur d'investigation. Cependant, elle entraine une baisse de la résolution. Les mesures sont automatisées à l'aide de séquence de mesures (succession de mesures commandée par un microprocesseur). Les valeurs de résistivités apparentes ρ_a obtenues pour chacun des quadripôles de mesure sont reportées dans un plan vertical appelé pseudo-section ou pseudo-coupe de résistivité apparente (Figure I.18).

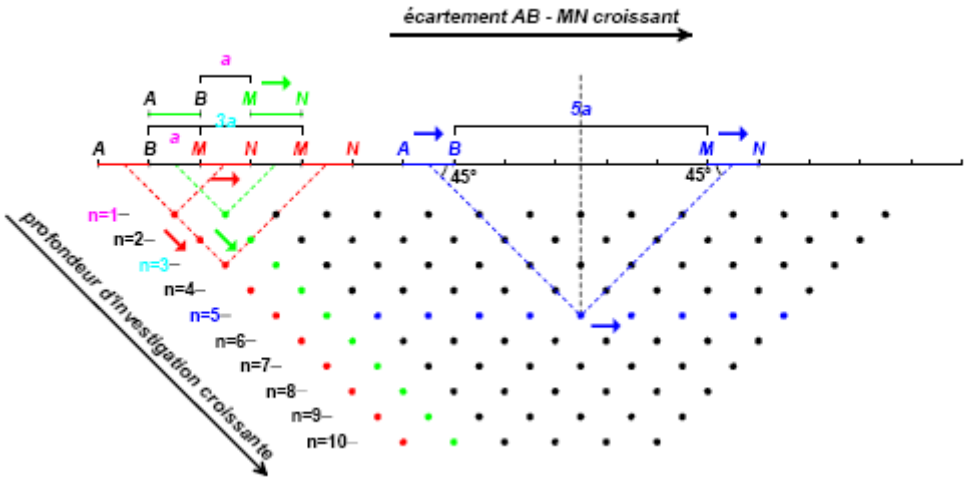

Figure I.18 : Schéma d'acquisition d'un panneau électrique et d'une pseudo-coupe. Cas d'un dispositif dipôle-dipôle (Boucher, 2007)

I.6.1.7. Inversion

Les pseudo-sections de résistivités apparentes ne peuvent être interprétées qu'après inversion de celles-ci. Le principe de l'inversion consiste à trouver des modèles de sol (résistivités interprétées) permettant d'expliquer les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section).

L'inversion de données est une tâche complexe, de ce fait ce sont des méthodes de résolution numérique itérative qui sont utilisées. Le processus est présenté dans la figure I.19.

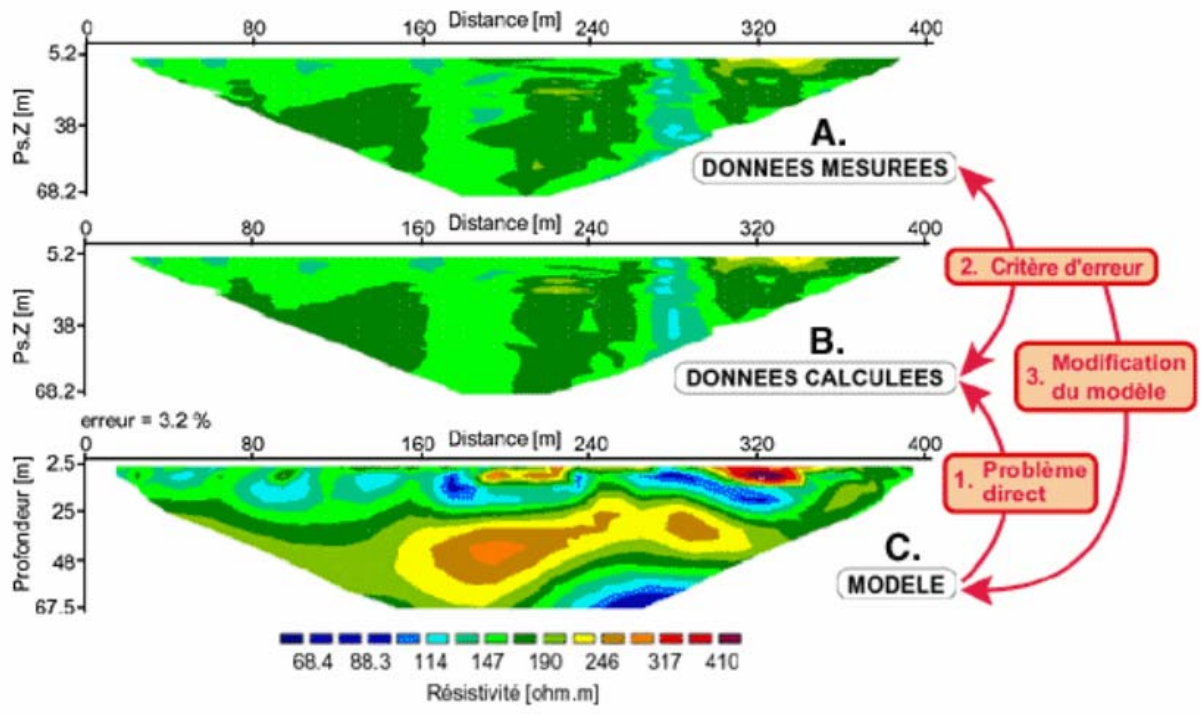

Figure I.19 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D (Hacini, 2006)

Un modèle initial (i.e. une première distribution de résistivités interprétées) (C) est tout d'abord élaboré très souvent à partir des données de résistivités apparentes mesurées (A). Ensuite, le **problème direct** (c'est-à-dire le calcul de résistivités apparentes à partir de résistivités interprétées) (1ère étape) est résolu numériquement à l'aide de la méthode des éléments finis ou de la méthode des différences finies. On obtient alors le profil (B). L'algorithme calcule alors l'écart entre les profils (A) et (B), c'est le **critère d'erreur** (2ème étape). Le **modèle** (C) est ensuite **modifié** dans le but de minimiser (l'écart) entre (A) et (B) (3ème étape). On évalue à nouveau l'erreur entre (A) et (B). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que l'un des critères d'arrêt soit satisfait (nombre d'itération, valeur de l'écart entre A et B, etc). Toutefois, il est important de signaler que plusieurs solutions existent pour une série de données mesurées. Cette indétermination peut être due à des problèmes d'équivalence et de suppression (Annexe A.2). Certaines peuvent être très différentes, voire complètement aberrantes par rapport à la structure du terrain étudié. La sélection du modèle « correct » parmi ces solutions nécessite donc des connaissances *a priori* sur le terrain étudié, ou l'acquisition d'informations complémentaires permettant de contraindre cette interprétation (Hoareau, 2009). Si l'on dispose d'informations provenant d'un log de forage par exemple, celles-ci doivent obligatoirement être

prises en compte dans l'interprétation. Aussi, s'il est possible de réaliser des diagraphies de résistivité électrique, il faut le faire car celles-ci peuvent aider dans l'interprétation.

I.6.1.8. Applications de la TRE

Les domaines d'application de la TRE sont nombreux. Elle est employée en hydrogéologie pour définir la géométrie et la structure des formations de socle (Durand *et al.*, 2006 ; Descloitres *et al.*, 2008a ; Comte *et al.*, 2012 ; Chaudhuri *et al.*, 2013 ; Cassidy *et al.*, 2014 ; Place *et al.*, 2016). Elle est aussi utilisée pour détecter des cavités et des fractures en milieu karstique (Zhou *et al.*, 2002 ; Perrone *et al.*, 2004 ; Godio *et al.*, 2006 ; Guérin *et al.*, 2009 ; Carrière *et al.*, 2013), pour imager des déplacements d'eau salée dans le sol (e.g. Koukadaki *et al.,* 2007 ; Ogilvy *et al*., 2009), pour rechercher des structures archéologiques (e.g. Orlando, 2013 ; Martínez *et al*., 2015), pour étudier des sites pollués (e.g. de la Vega *et al.*, 2003 ; Guérin *et al.*, 2004 ; Clément *et al.*, 2009).

I.6.2. Résonance magnétique des protons

En 1946, la Résonance Magnétique Nucléaire (RMN) a été découverte aux Etats-Unis d'Amérique. Elle est beaucoup utilisée dans les sciences médicales dans l'imagerie par résonance magnétique (IRM) pour imager les tissus humains et en chimie (spectroscopie RMN) pour obtenir des informations sur l'environnement de la structure des molécules. Aussi, la RMN est appliquée dans une moindre mesure en géophysique en forage pour faire des mesures pour les firmes pétrolières (Behroozmand *et al.*, 2014). Son application à la prospection des ressources en eau a été développée dans les années 1970 en URSS. Elle a pris le nom de résonance magnétique des protons (RMP) en référence au proton (H^+) de la molécule d'eau. En 1978, le premier appareil de RMP a été réalisé, l'Hydroscope. A partir de 1995, elle a connu une plus grande utilisation à l'issue de la mise dans le commerce par la société Iris Instruments des premiers appareils de mesure : le Numis. D'autres appareils ont ensuite été réalisés : Numis Plus et Numis Lite (Bernard, 2007). Toutefois, ces instruments ont la caractéristique commune d'être des outils d'acquisition mono-canal. Dans les années 2000, la société Vista Clara Inc. a mis dans le commerce le premier appareil multi-canal (de quatre à huit canaux) appelé GMR. Plus tard, Iris Instruments a développé le sien. Il s'agit du Numis Poly (quatre canaux).

Le sondage RMP est une méthode non invasive comme les autres méthodes géophysiques. Contrairement aux autres méthodes géophysiques de prospection (méthodes électriques, électromagnétiques, sismiques…), elle présente l'avantage de fournir directement des

informations sur la présence ou pas d'une quantité d'eau mobilisable dans la zone prospectée. Elle renseigne aussi sur la teneur en eau dans le sous-sol, sur la profondeur et l'épaisseur de la nappe et sur la taille moyenne des pores dans la nappe (e.g. Vouillamoz, 2003 ; Vouillamoz *et al.*, 2005).

I.6.2.1. Principe de mesure[2]

Le principe physique de la RMP repose sur les propriétés physiques du noyau de la molécule d'hydrogène. Les noyaux d'hydrogène des molécules d'eau (les protons) sont à l'état naturel, placés dans le champ géomagnétique terrestre B_0 (aussi appelé champ statique). Ces protons possèdent des moments magnétiques M_0 non nuls qui, à l'équilibre, sont alignés dans la direction de ce champ terrestre (Figure I.20), se comportant comme une aiguille de boussole.
Ces protons ont la capacité particulière d'entrée en résonance sous l'action d'un champ magnétique secondaire d'excitation émis à une fréquence spécifique « la fréquence de Larmor » f_L (en Hz). C'est à cette fréquence unique que l'on mesure le pic de résonance des protons d'hydrogène. La fréquence de Larmor est fonction de la valeur du champ géomagnétique au point de mesure, mesurée avec un magnétomètre à protons (Equation I.23) :

$$f_L = \frac{\gamma B_0}{2\pi} \qquad \text{Equation I.23}$$

où B_0 est le champ géomagnétique terrestre au point de mesure (exprimé en T) et γ représente le rapport gyromagnétique des protons représentatif des atomes d'hydrogène ($4{,}258.10^{-7}$ Hz/T). L'utilisation de cette fréquence précise permet d'être certain que lorsque l'on mesure un signal de décroissance, ce signal est bien une réponse des protons d'hydrogène. Cela signifie que la présence d'un signal mesuré est égale à la présence d'eau dans le milieu.

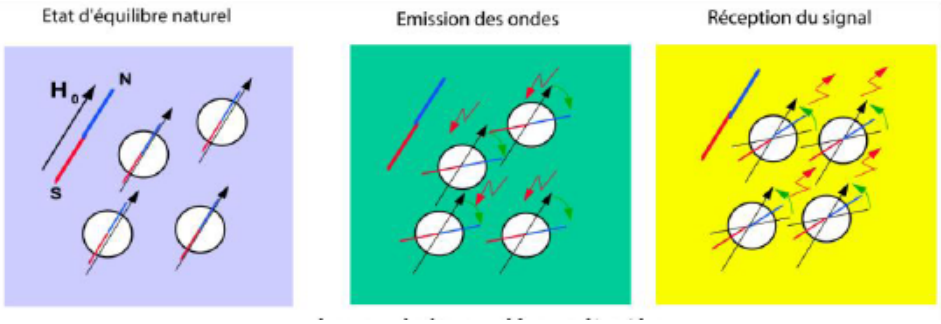

Figure I.20 : Principe de la méthode RMP (Legchenko *et al.*, 2002)

[2] Le principe est sommairement présentée ici car la littérature détaillant le principe et les phénomènes physiques associés peut être consultée dans plusieurs publications (Legchenko *et al.*, 2002 ; Vouillamoz, 2003 ; Behroozmand *et al.*, 2014 ; Chevalier, 2014)

La réalisation d'un sondage RMP nécessite le déploiement d'une boucle d'émission (**Tx**, appelée aussi antenne) sur la zone à investiguer. Un champ électromagnétique d'excitation des protons est créé en surface par l'impulsion d'un courant alternatif d'intensité I_0 (en A) à la fréquence de Larmor pendant un temps défini τ (en ms) dans **Tx**. L'énergie de cette impulsion est quantifiée par son moment q (en A.ms), tel que $q = I_0.\tau$. Cette impulsion génère un champ électromagnétique qui va interagir spécifiquement avec les protons des molécules d'eau contenues dans la subsurface. Cette interaction met les particules d'eau dans un état d'excitation magnétique. Après la coupure du courant dans **Tx**, le champ magnétique de relaxation induit un courant transitoire mesurable dans la boucle de réception (**Rx**, généralement la même que celle utilisée pour l'émission) due au retour à l'équilibre des moments magnétiques des protons (atome d'hydrogène de l'eau libre dans le sol) présents dans le sol. Ce courant transitoire enregistré constitue le signal RMP. En oscillant à la fréquence de Larmor, ce signal *e(t,q)* décrit une enveloppe de forme exponentielle décroissante appelée FID (*Free Induction Decay* en anglais) qui dépend notamment du paramètre d'excitation q tel que (Equation I.24):

$$e(t,q) = E_0(q).\exp\left(-\frac{t}{T_2^*}\right)\sin(\omega_0 t + \varphi_0(q)) \qquad \text{Equation I.24}$$

avec $E_0(q)$ l'amplitude initiale (en V), t le temps de mesure (en s), $T_2{}^*$ le temps de décroissance du signal (temps de relaxation transversale, en s), ω_0 la pulsation du courant émis dans la boucle (en Hz) et φ_0 la phase du signal (en radian). Ces paramètres caractérisent ainsi la population de protons atteinte par l'impulsion du courant alternatif. Le diagramme temporel du sondage est présenté sur la figure I.21.

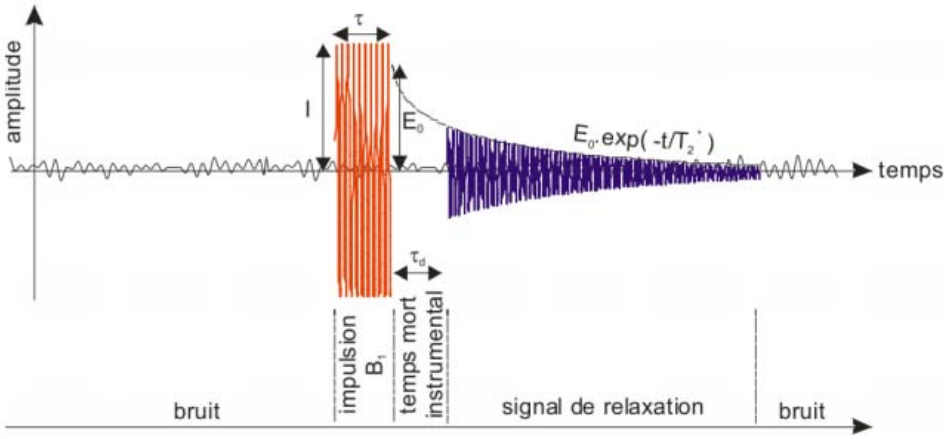

Figure I.21 : Diagramme temporel d'une mesure RMP (Vouillamoz., 2003)

En répétant la procédure de mesure pour différentes intensités électriques de l'impulsion, la manière dont sont excités les protons dans l'espace est modifiée. Schématiquement, pour une impulsion électromagnétique faible, le signal est surtout issu de l'eau à proximité de la boucle donc en surface, tandis que pour une impulsion électromagnétique forte, le signal est majoritairement issu de l'eau éloignée donc en profondeur (Chevalier, 2014). La procédure est mise en œuvre en gardant la durée de l'injection du courant fixe.

En somme, la profondeur de la mesure d'un sondage RMP est choisie par l'utilisateur en modulant l'intensité du courant primaire. Toutefois, la profondeur maximale d'investigation est fonction de l'ensemble des paramètres qui influencent la résolution de la méthode (Vouillamoz, 2003). Ce sont : le moment de l'impulsion, l'intensité du champ géomagnétique, l'inclinaison du champ géomagnétique, la taille de la boucle, la résistivité des terrains, le temps de décroissance, le volume d'eau.

L'amplitude moyenne du signal RMP est de l'ordre du nV. C'est un signal souvent faible comparé à l'amplitude du bruit électromagnétique ambiant, généré par les perturbations ionosphériques et les émissions anthropiques. L'amplitude du bruit dépend de la taille, de la géométrie et du nombre de spires de la boucle de mesure. Lorsqu'une seule boucle coïncidente est utilisée, l'amplitude du bruit est estimée avant chaque impulsion, mais cette valeur est inconnue lors de la mesure en tant que telle. En dehors de quelques situations où le rapport signal/bruit est exceptionnellement élevé, l'acquisition d'un point de sondage RMP n'est possible que par la répétition du cycle de mesure. Selon les conditions de bruit, le nombre de répétition varie entre plusieurs dizaines et plusieurs centaines. Les signaux mesurés individuellement sont ensuite moyennés (en anglais *stacking*) et traités (Legchenko, 2007).

Les boucles **Tx** et **Rx** peuvent être installées suivant différentes configurations. Lorsque la même boucle est utilisée en émission et en réception, il est fait mention de boucle coïncidente **Tx-Rx**, c'est la configuration la plus utilisée actuellement et celle qui permet d'avoir une profondeur d'investigation élevée. Elle peut être installée selon un cercle ou un carré. Lorsque le rapport signal/bruit est faible du fait de bruit électromagnétique, il est alors conseillé d'installer une boucle sous la forme d'un chiffre « huit » (Trushkin *et al.*, 1994). En effet, les mesures sont sensibles au bruit électromagnétique (lignes de haute tension, antennes radios, pompes hydrauliques, etc.) et sont gênées par la présence de roches magnétiques.

Les boucles **Tx** et **Rx** peuvent aussi être installées séparées. Cette configuration a l'avantage d'avoir une bonne résolution latérale mais elle a une faible profondeur d'investigation (Hertrich *et al.*, 2007).

Par ailleurs, il est important de signaler que la résistivité des terrains a un impact sur la profondeur d'investigation. Lorsque ceux-ci sont fortement conducteurs (résistivité inférieure à 10 Ω.m), il diminue la résolution.

Il est possible de reconstruire un profil en profondeur 1D (un sondage), une section 2D (plusieurs sondages suivant une unique direction), ou un volume 3D (plusieurs sondages sur un plan) (Chevalier, 2014).

I.6.2.2. Inversion

L'inversion permet d'obtenir un modèle des distributions en profondeur de la teneur en eau $W_{RMP}(z)$, de l'épaisseur de l'aquifère Δz et de la constante de temps $T_2^*(z)$ à partir des mesures de signaux RMP (Vouillamoz, 2003). Elle consiste à résoudre un système d'équations traduit de façon matricielle par $A * W_{RMP} = E_0$ liant la teneur en eau W_{RMP} et l'amplitude initiale du signal RMP E_0. A est une matrice d'inversion.

L'inversion se déroule en trois étapes : la création d'une matrice d'inversion, l'inversion des données et la modélisation. Elle est faite à l'aide du logiciel Samovar. En fonction contexte géologique et hydrogéologique, ce logiciel permet de choisir entre une inversion 1D avec un modèle d'aquifère monocouche et un modèle d'aquifère multicouches (le nombre maximum de couches est limitée à 40, Legchenko, 2015).

Tout comme pour l'inversion des résistivités apparentes, il n'y a pas une solution unique. Il est donc important de chercher des informations complémentaires telles la résistivité des terrains et les lithologs des forages pour contraindre l'inversion.

I.6.2.3. Applications

La méthode RMP est largement appliquée dans exploration des eaux souterraines dans les milieux sédimentaires (e.g. Chalikakis *et al.*, 2009), dans les zones de socle (e.g. Vouillamoz *et al.*, 2014a, 2015) et les milieux karstiques (e.g. Boucher *et al.*, 2006 ; Chalikakis *et al.*, 2011). Elle est utilisée dans les régions arides et semi-arides depuis les années 1990 (Lin *et al.*, 2015). Cette méthode est aussi utilisée pour d'autres explorations comme la caractérisation des déchets ménagers (Clément, 2010).

I.7. CONCLUSION PARTIELLE

Les formations de socle occupent au moins un tiers du continent africain. Celles-ci contiennent des aquifères qui sont d'un intérêt majeur pour l'approvisionnement en eau des populations rurales. En effet, l'eau souterraine est souvent potable à la source, est assez bien reparti géographiquement. L'exploitation de ces eaux nécessite une bonne connaissance des réservoirs qui les contiennent. Cependant, l'hétérogénéité de ces milieux ne facilite pas cette compréhension. De ce fait, plusieurs approches d'investigations telles que la géophysique et la modélisation numérique peuvent contribuer à mieux les appréhender.

CHAPITRE II : MILIEU NATUREL ET CONNAISSANCES ANTERIEURES SUR LA ZONE D'ETUDE

Ce second chapitre est consacré à la présentation du cadre de l'étude et des travaux ayant eu cours sur la zone.

Après avoir donné les raisons de l'intérêt de cette zone, nous la situerons géographiquement et en donnerons quelques caractéristiques. Cette description s'appuiera à la fois sur la littérature existante mais également sur des données acquises au cours de cette thèse.

Ensuite, nous présenterons certains travaux qui ont lieu sur ce site.

II.1. JUSTIFICATION DU CHOIX DE LA ZONE

Le choix du site de Sanon est lié à l'existence de plusieurs critères favorables. Tout d'abord, ce site repose sur un substratum granitique (migmatite fracturée) avec une couverture d'altérites. A cet égard il est représentatif d'une grande partie des formations de socle d'Afrique de l'Ouest (Compaoré, 1997 ; Toé, 2004). Le climat de type soudano-sahélien est caractéristique d'une grande partie de l'Afrique de l'Ouest (Toé, 2004). Les conditions ambiantes y sont aussi favorables pour la mise en œuvre de certaines méthodes géophysiques. Aussi, le site est doté de plusieurs forages et piézomètres. Ceux-ci ont été exécutés dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise, au cours d'un projet de recherche « milieu fissuré II » qui s'est déroulé de 1988 à 1991 au Burkina Faso (BRGM-Aquater, 1991) et pendant les travaux de thèse de Compaoré (1997). Ce programme de recherche a permis entre autres l'acquisition de données qui ont pu être valorisées dans le cadre de notre travail. Enfin, le site est situé à proximité de Ouagadougou et est accessible en toutes saisons.

Par ailleurs, le taux d'échec de réalisation des forages dans la région est d'environ 30%.

II.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CARACTERISTIQUES DU SITE

II.2.1. Situation géographique

Le site expérimental de Sanon (Figure II.1) est situé dans la province du Kourwéogo (dans la région du Plateau central), à environ 40 km au nord-ouest de la ville de Ouagadougou (capitale du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest). A vol d'oiseau, cette distance est ramenée à 29 km.

La zone d'étude est située entre les latitudes 12°26'18'' et 12°28'11''Nord et les longitudes 1°48'47'' et 1°43'81''Ouest. Elle se trouve dans une entité hydrologique (sous-bassin versant du Nazinon ou Volta Rouge) d'environ une quinzaine de kilomètres carrés dans la commune de Sourgoubila et couvre les villages de Sanon et de Barouli. On n'y rencontre pas de cours d'eau permanent.

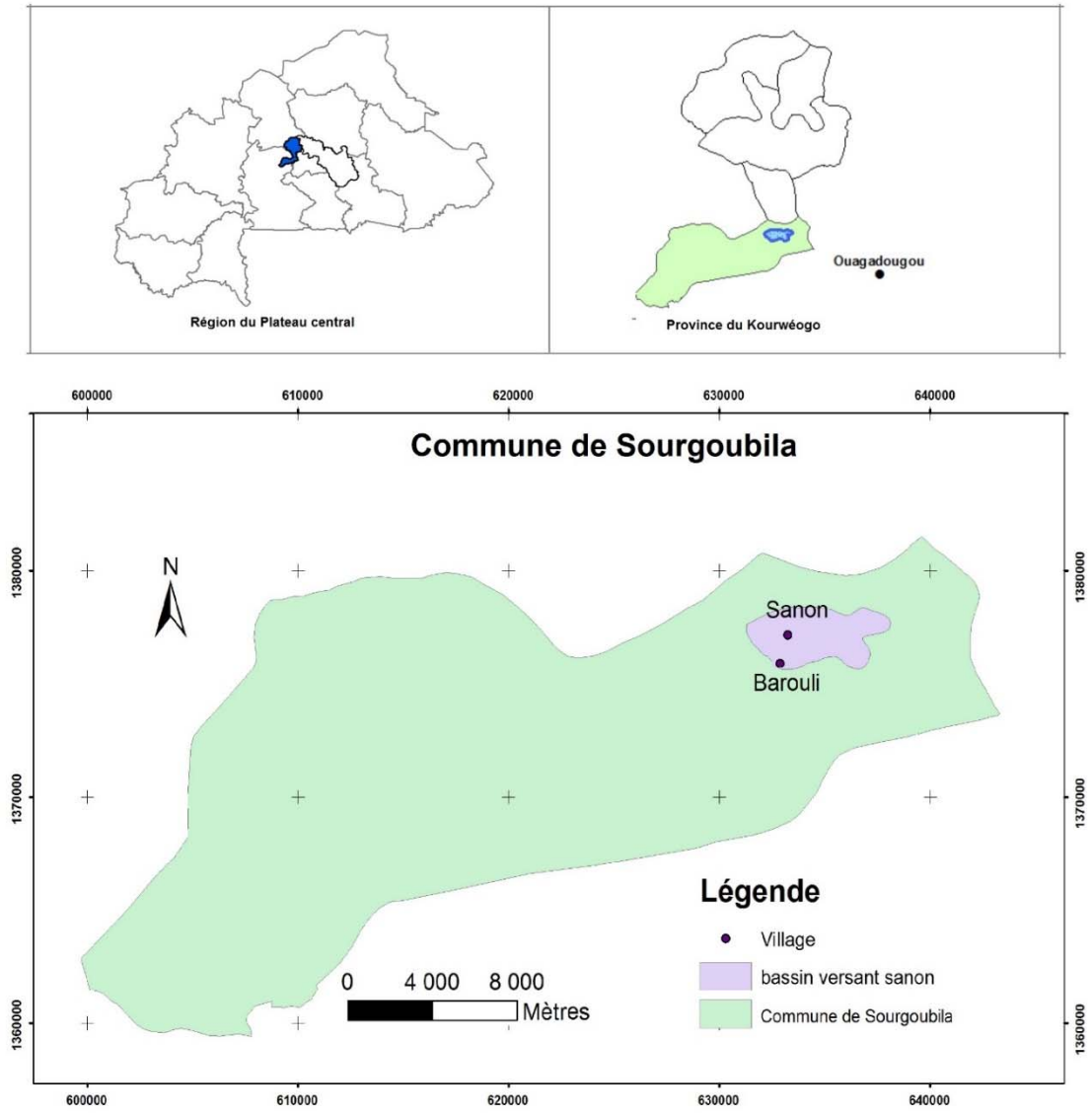

Figure II.1: Localisation du site expérimental de Sanon

II.2.2. Quelques caractéristiques physiques du bassin

Quelques caractéristiques physiques du bassin versant (BV) de Sanon ont été déterminées. Ce sont la superficie (S_{BV}) et le périmètre (P_{BV}) du BV, la longueur (L_{BV}) et la largeur (l_{BV}) du rectangle équivalent, l'indice de compacité ou de forme (K_G) (Tableau II.1).

Tableau II.1 *:* Quelques caractéristiques physiques du bassin versant

S_{BV} (km^2)	P_{BV} (km^2)	L_{BV} (km)	l_{BV} (km)	K_G
14	17	6,26	2,23	1,28

La notion de rectangle équivalent permet de comparer les bassins versants entre eux. On suppose que l'écoulement sur un bassin donné, dans des conditions climatologiques semblables est approximativement le même que sur un rectangle de même superficie ayant même coefficient de compacité et même répartition hypsométrique (Laborde, 2000). L'indice K_G caractérise la forme d'un bassin versant. I1 est établi comme étant le rapport du périmètre du BV au périmètre d'un cercle de la même superficie :

$$K_G = \frac{P_{BV}}{2\sqrt{\pi S_{BV}}} \qquad \text{Equation II-1}$$

L'indice de compacité a été évalué à K_G=1,28, le BV est donc considéré comme allongé étant donné que K_G>1 (Laborde, 2000).

II.2.3. Caractérisation climatique

Le climat se définit comme étant l'état moyen de l'atmosphère sur une période de temps donnée, estimée soit en mois soit en année, en un lieu géographique particulier (OMM, 2003). Le climat terrestre est un système dynamique sujet à des fluctuations se produisant à des échelles de temps qui varie de l'année à des millions d'années.

II.2.3.1. Dynamique de l'atmosphère et climat de l'Afrique de l'Ouest

La zone ouest africaine est le siège de circulations atmosphériques constantes déterminées par des zones de basses pressions et de hautes pressions. Le climat de cette zone est régie principalement par l'interaction sol-atmosphère-océan (Chao and Chen, 2001). Celle-ci détermine la dynamique au sein de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (dont la trace au sol est le Front Inter-Tropical, FIT) sur la région. La ZCIT est la zone de rencontre entre

deux masses d'air dont un vent humide venant de l'océan atlantique au sud et un vent chaud et sec venant du sahara au nord (Le Barbé *et al.*, 2002). Elles ne se mélangent que très peu. Ces masses d'air circulent dans les basses couches atmosphériques (inférieure à 3 km d'altitude) et portent le nom d'alizé (Figure II.2). L'alizé du sud qui traverse l'océan et les zones forestières est chargé en vapeur d'eau et porte le nom de mousson et l'alizé venant du nord en traversant la zone désertique, porte le nom de l'harmattan (vent chaud et sec) (Ibrahim, 2012).

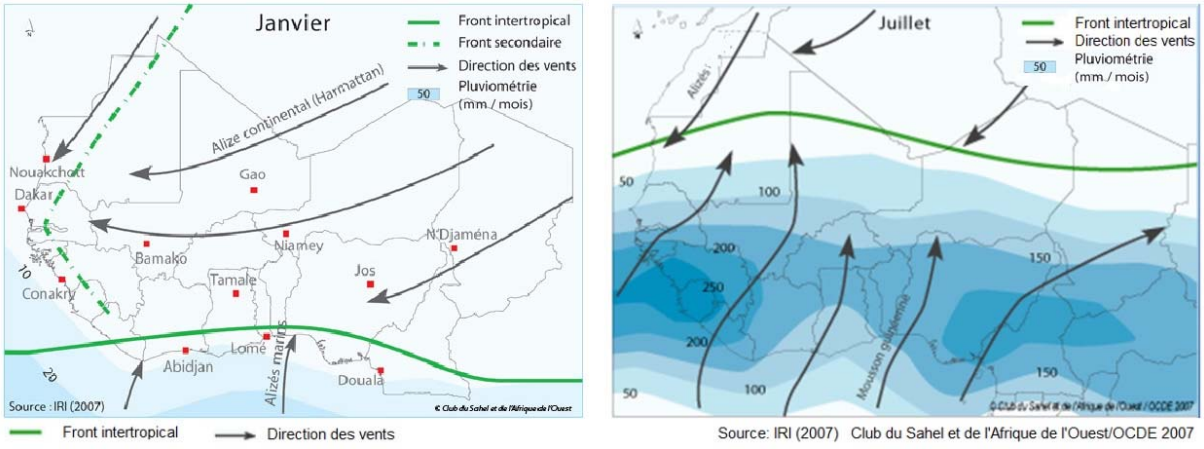

Figure II.2: Cycle des alizés en Afrique de l'Ouest (source : ww.oecd.org/csao/cartes)

Les déplacements de ces masses d'air et par conséquence du FIT sont déterminés par l'effet des gradients de pression (Figure II.3). En effet, la dépression thermique saharienne demeure le moteur principal. Lorsqu'elle remonte vers le tropique nord (tropique du Cancer) cette dépression thermique crée un appel de mousson qui repousse le FIT vers le nord et inversement lorsqu'elle se déplace vers le tropique sud (tropique du Capricorne) c'est l'air sec de l'harmattan qui repousse le FIT vers la côte. Ces déplacements qui sont en liaison avec les mouvements apparents du soleil entre les tropiques vont permettre de caractériser le climat. Le FIT se déplace du sud vers le nord, du mois de février au mois d'août où il atteint sa position la plus septentrionale aux alentours de 20°Nord et dans le sens inverse, du nord vers le sud, du mois de septembre au mois de janvier où il atteint sa position la plus méridionale aux alentours de 5°Nord. C'est ce déplacement du FIT qui gouverne l'alternance des deux saisons (saison sèche et saison des pluies) en Afrique de l'Ouest avec une saison sèche dans les zones situées au nord du front des deux alizés (Figure II.2) (Ibrahim, 2012).

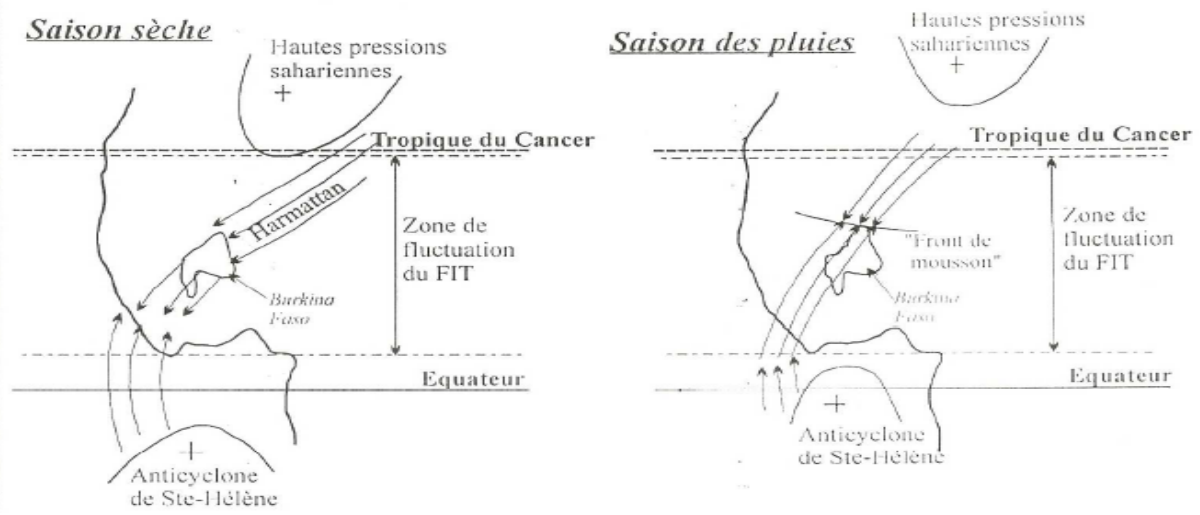

Figure II.3: Circulation des masses d'air au-dessus du Burkina (Carbonnel and Hubert, 1985)

II.2.3.2. Différents climats au Burkina Faso

Au Burkina Faso, on distingue trois zones climatiques (Figure II.4) : une zone sahélienne au nord du pays de pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 600 mm, une zone soudano-sahélienne au centre de pluviométrie moyenne comprise entre 600 et 900 mm et une zone soudanienne au sud caractérisée par une pluviométrie moyenne annuelle de plus de 900 mm.

Le constat de la migration des isohyètes a été fait au Burkina Faso. Cela se traduit par une translation vers le Sud de l'ensemble des isohyètes (Figure II.5) ; de 1951-1960 (courbes en noir) Ouagadougou faisait partie de la zone soudanienne, de 1961-1970 (courbes en rouge), elle fait partie de la zone soudano-sahélienne. Malgré la légère remontée de 1991 à 2000 (courbe en jaune) elle se situe toujours dans la zone soudano-sahélienne.

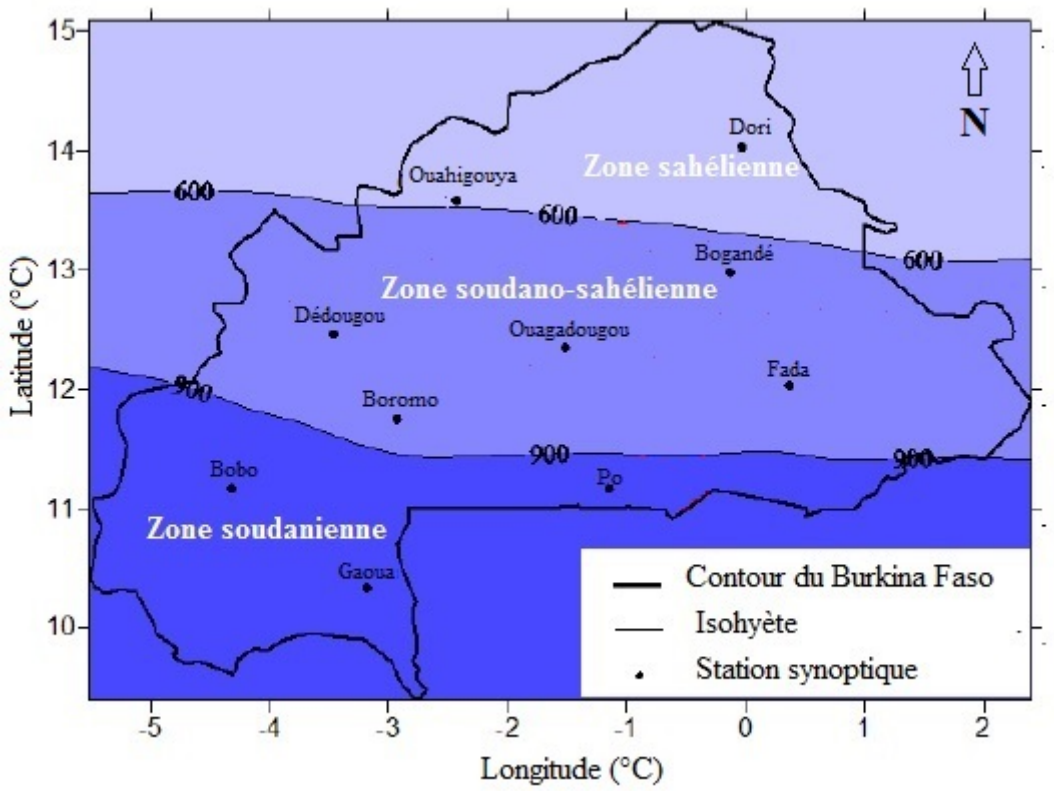

Figure II.4: Zones climatiques du Burkina Faso (d'après Ibrahim, 2012 modifié)

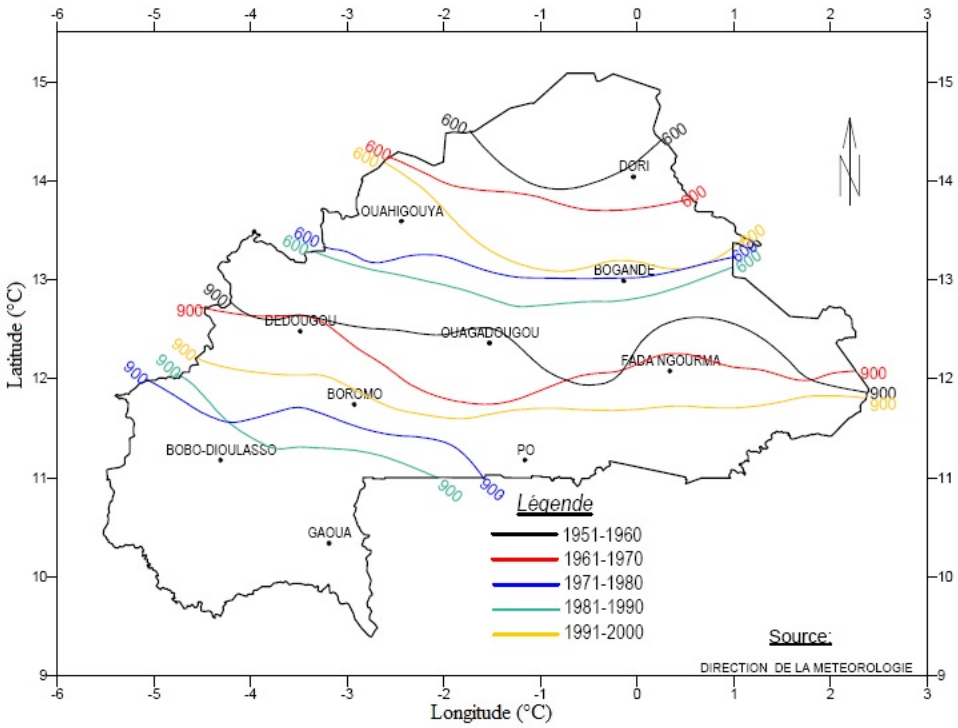

Figure II.5: Migration des isohyètes au cours des 50 dernières années au Burkina Faso

II.2.3.3. Climat du site d'étude

Le climat du site est donc de type soudano-sahélien. Il peut être caractérisé par un grand nombre de paramètres dont la hauteur des précipitations, la température ambiante et la vitesse du vent.

II.2.3.3.1. Hauteur des précipitations

L'analyse statistique de la chronique des données pluviométriques de 1961 à 2014 (Tableau II.2) de la station synoptique de Ouagadougou aéroport (Ouaga-aéro) indique un régime unimodal avec une saison des pluies de courte durée (juin-septembre) et une longue saison sèche (octobre-mai) (Figure II.6).

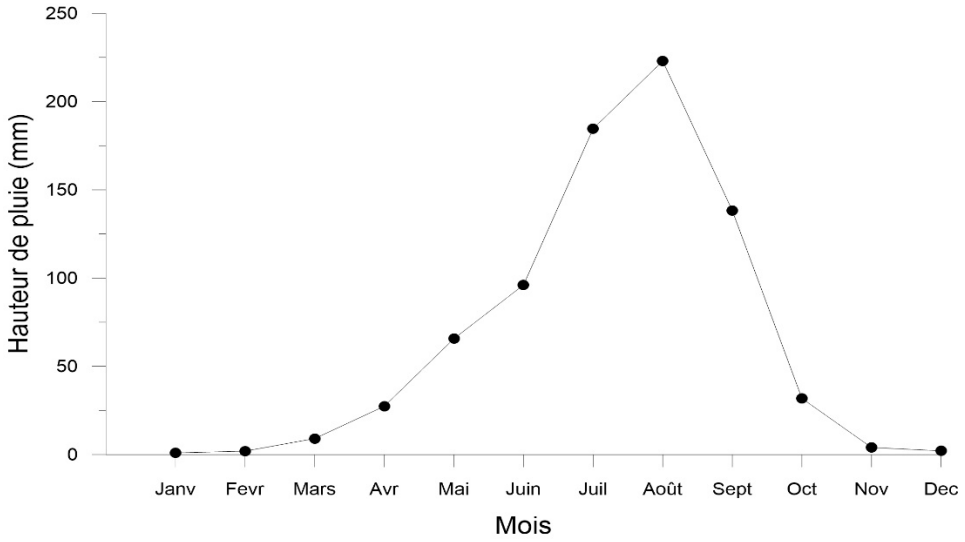

Figure II.6: Variation saisonnière de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro

La hauteur de pluie annuelle varie entre 571,4 et 1183,2 mm. La pluviométrie moyenne interannuelle est de 768,6 mm avec un écart type égal à 141,5 mm. Elle est marquée par une faible variabilité du fait de son faible coefficient de variation (0,18). A partir de 1977, les hauteurs de pluie annuelles sont en général en dessous de la hauteur moyenne interannuelle (Figure II.7).

Tableau II.2 *:* Description statistique sommaire de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro

Minimum (mm)	Maximum (mm)	Moyenne (mm)	Ecart type (mm)	Coefficient de variation
571,4	1183	768,6	141,5	0,18

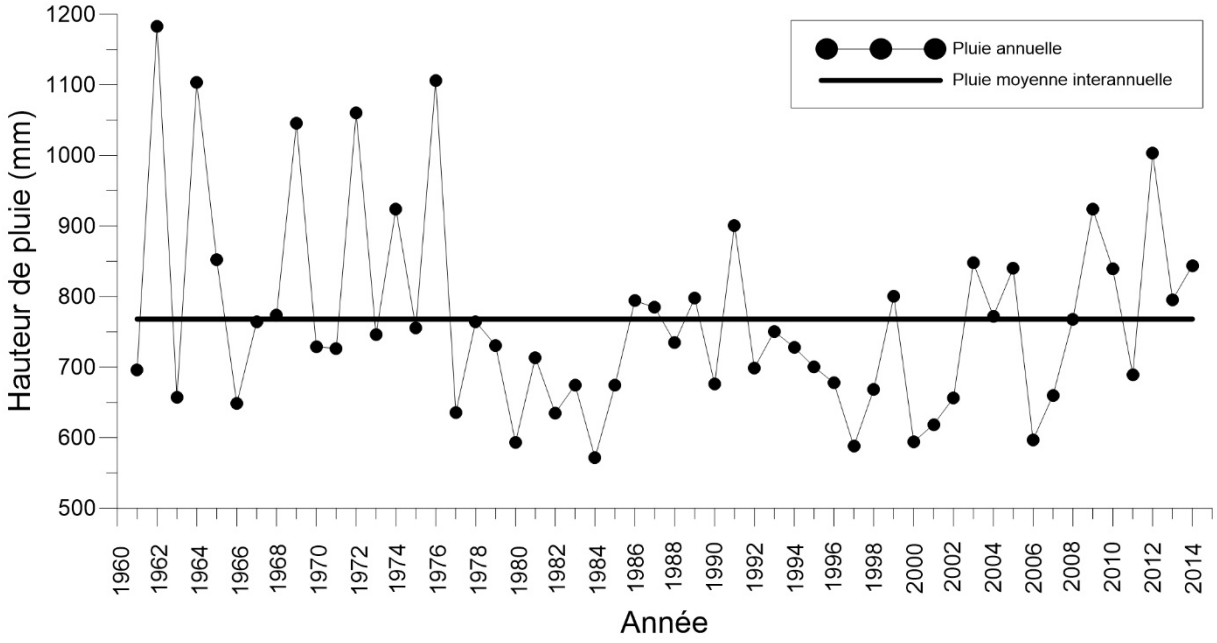

Figure II.7: Variation interannuelle de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro

Les anomalies pluviométriques peuvent être mises en évidence par les fluctuations des indices de pluies (Ip) ou indices de Nicholson. Celles-ci ont la particularité de révéler dans une série chronologique de pluie, l'existence de périodes à pluviométrie homogène. Ces périodes permettent de définir des périodes et/ou tendances climatiques au sein de ladite série à travers la succession des excédents et des déficits pluviométriques.

L'Ip est une variable centrée réduite qui traduit l'écart de la pluie d'une année P_i à la pluie moyenne de la période considérée par rapport à l'écart type. Cet écart indique soit des excédents, soit des déficits pluviométriques annuels. L'expression mathématique de cet indice est donnée par la formule de l'équation II.2 notée :

$$I_P = \frac{P_i - \bar{P}}{\sigma} \qquad \text{Equation II-2}$$

avec P_i : total des pluies de l'année i ; $\bar{P}$: pluie moyenne interannuelle de la chronique considérée et σ : écart type de cette chronique.

La valeur moyenne interannuelle de l'Ip sur toute la chronique des données est quasi-nulle (Ip= 0,0003). Elle décrit une baisse faiblement perceptible des précipitations. Les fluctuations générales des indices de pluie (Ip) sur toute la période d'observation font ressortir trois grandes périodes climatiques : une première période humide de 1961 à 1976, une période sèche de 1977 à 2008 et une seconde période humide de 2009 à 2014 (Figure II.8).

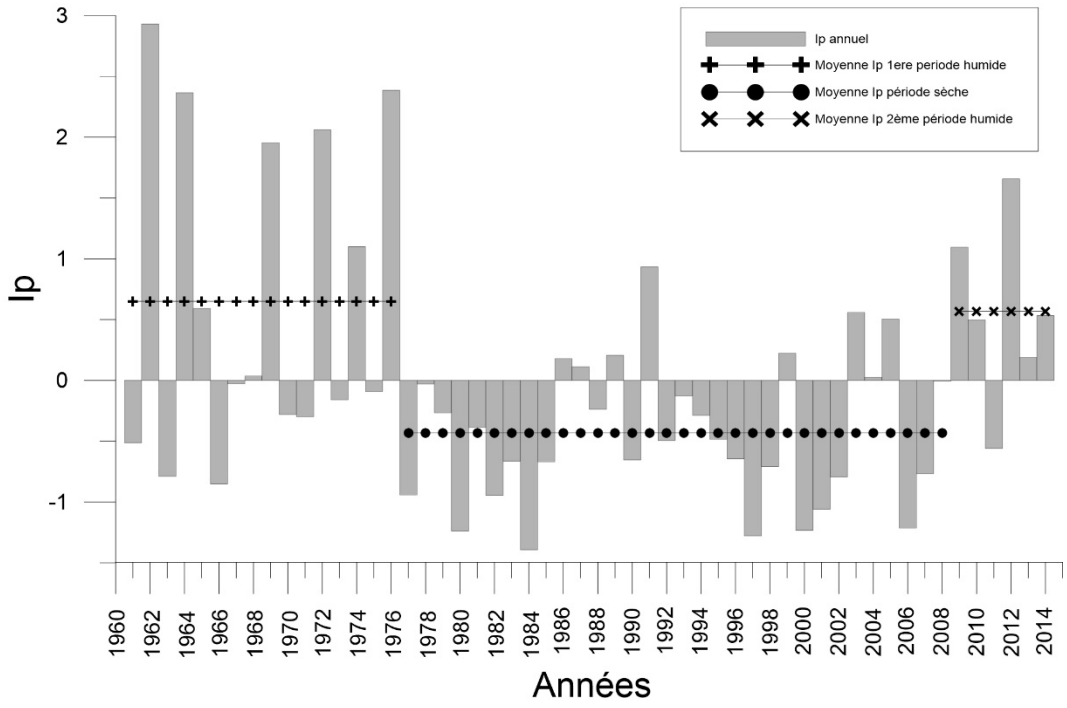

Figure II.8: Variation des indices pluviométriques à la station de Ouaga-aéro

Longue de 17 ans, la première période humide présente une lame d'eau moyenne précipitée de 860,6 mm et un Ip moyen égale à 0,65. Cette période est marquée par un excédent pluviométrique égal à 91,9 mm. Toutefois, elle reste marquée par l'occurrence de séquences sèches (Sultan and Janicot, 2004) caractérisées par des pluviométries inferieures à la moyenne interannuelle. Particulièrement, la période 1966-1968 constitue la pluviométrie la plus faible de cette série.

La période sèche succédant à la période humide est longue de 31 ans, elle se manifeste par une sécheresse plus rude car le déficit pluviométrique induit par la pluviométrie moyenne enregistrée sur cette période (707,6 mm) a atteint -61,1 mm tout comme l'atteste son Ip moyen négatif (-0,43). Cette période contient des années humides telles que 1991, 2003 et 2005.

La seconde période humide succédant à l'unique période sèche est la dernière période climatique de la région. Longue de 6 ans, elle a une moyenne de 849,0 mm et se manifeste par un excédent de pluie de +80,3 mm pour un Ip moyen positif de +0,57. Cette reprise de la pluviométrie est indéniable et a été constatée dans toute la zone sahélienne (e.g. Ali and Lebel, 2009 ; Descroix *et al.*, 2015). Cependant, elle est contrastée par la persistance d'un déficit du nombre de jours pluvieux, associée à l'apparition de maxima pluviométriques plus élevés qu'auparavant (Panthou *et al.*, 2014). Cette récurrence des maxima est présentée comme une manifestation du changement climatique dans la zone (Mouhamed *et al.*, 2013).

II.2.3.3.2. Température de l'air

Les valeurs moyennes des températures de l'air de la période 1961-2014 permettent de suivre l'évolution moyenne du régime thermique. Les températures moyennes mensuelles présentent une certaine homogénéité. Elles varient entre 24,9 (janvier) et 32,9°C (avril) (Figure II.9). Cependant, les températures journalières maximum peuvent dépasser 44°C durant les pics de chaleur au cours du mois d'avril. Aussi, elles peuvent baisser jusqu'à 14°C au cours de la nuit pendant l'harmattan en décembre et janvier.

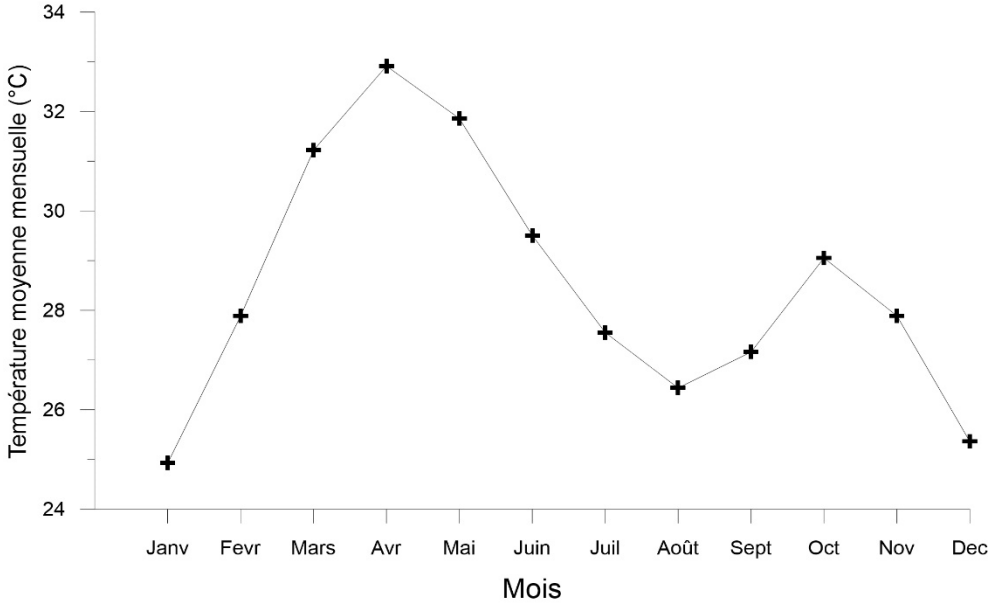

Figure II.9: Variation de la température moyenne mensuelle à la station de Ouaga-aéro

La température moyenne annuelle varie entre 27,6 et 29,6°C. La température moyenne inter-annuelle de 1961 à 2014 est de 28,5°C avec un écart type égal à 0,45°C. Elle est marquée par une faible variabilité du fait de son faible coefficient de variation (0,02) (Tableau II.3).

L'analyse des variations de la température moyenne annuelle a permis de constater une tendance globale à la hausse de la température à partir de 1977 (Figure II.10).

Tableau II.3 *:* Description statistique de la température moyenne annuelle à la station de Ouaga-aéro

Minimum (°C)	Maximum (°C)	Moyenne (°C)	Ecart type (°C)	Coefficient de variation
27,6	29,6	28,5	0,45	0,02

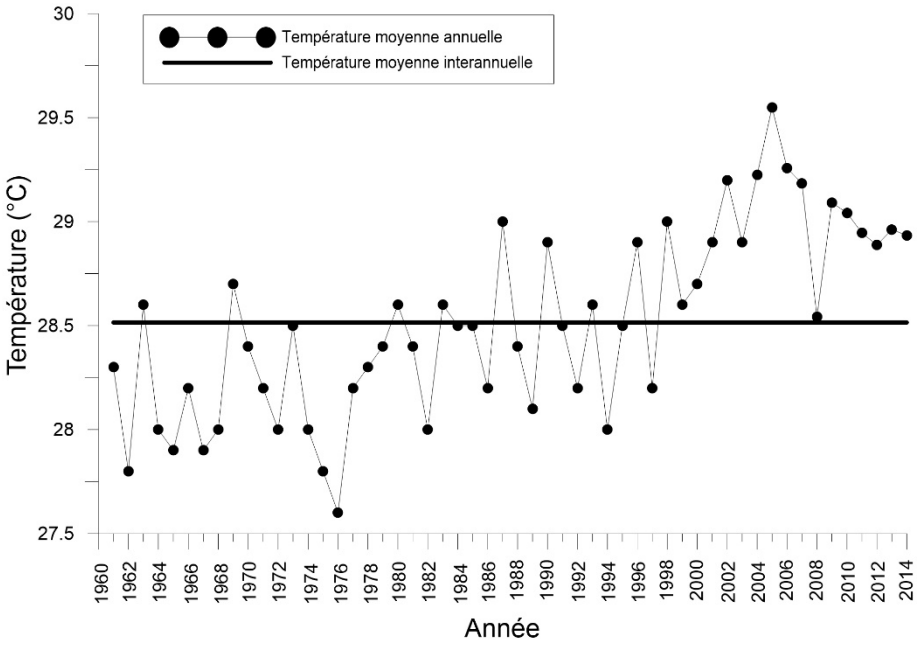

Figure II.10: Variation interannuelle de la température moyenne annuelle à la station de Ouaga-aéro

II.2.3.3.3. Vitesse du vent

Les variations saisonnières des vitesses des vents découlent de la circulation générale de l'atmosphère dans la ZCIT. Les vitesses moyennes mensuelles des vents au niveau de la station de Ouaga-aéro oscillent entre 1,69 m/s (novembre) et 2,94 m/s (juin), avec une moyenne de 2,27 m/s, un écart type de 0,39 m/s et un coefficient de variation de 0,17 (Figure II.11).

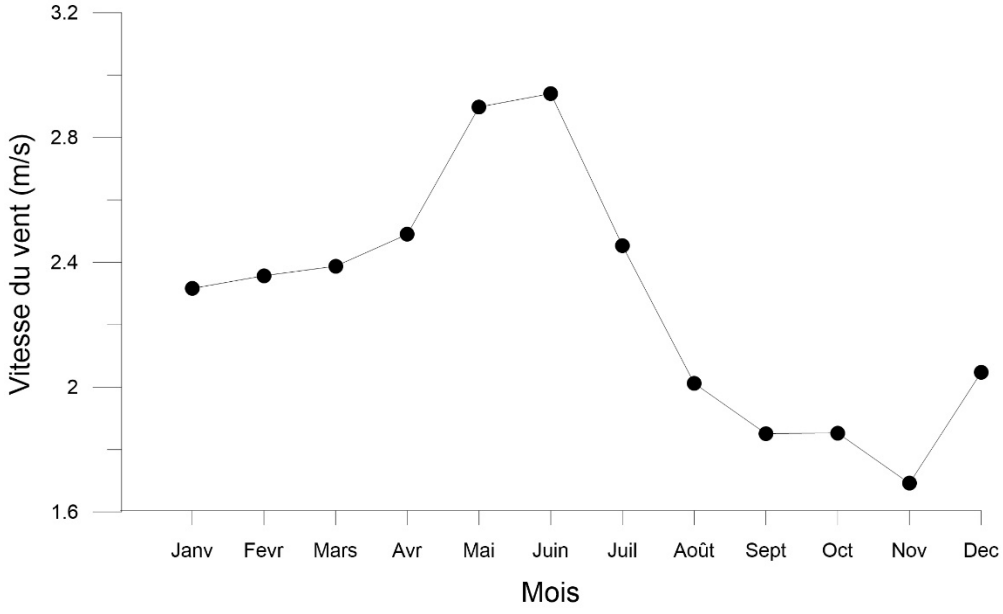

Figure II.11: Variation saisonnière des vitesses moyennes mensuelles des vents à la station de Ouaga-aéro

II.2.4. Géologie

La géologie du Burkina Faso est caractérisée par des roches appartenant au craton d'Afrique de l'Ouest dont la sismicité est l'une des plus faibles au monde avec des séismes de magnitude inférieures à 4 (Grimaud, 2014). Il est stabilisé depuis la fin du Paléoprotérozoïque.

Le craton ouest africain est constitué de deux dorsales : la dorsale de Réguibat au nord et la dorsale de Leo ou de Man au sud (Figure II.12). Les deux dorsales présentent beaucoup de similitudes tant du point de vue de la nature des formations géologiques que des âges (Naba, 2007). Ces deux ensembles sont séparés par des formations sédimentaires d'âge néo protorozoïque et paléozoïque appelées bassin de Taoudéni. La dorsale de Leo affleure dans neuf pays d'Afrique de l'Ouest : Burkina Faso, Côte d'Ivoire, Ghana, Guinée, Liberia, Mali, Niger, Sénégal et Togo (Lompo, 2010). Suivant l'âge des formations, la dorsale de Léo peut être subdivisée en deux domaines :

- le domaine archéen ou domaine Kénéma-Man (Figure II.12). Il est caractérisé par deux cycles orogéniques : le Léonien daté 3500 à 2900 Ma et le Libérien daté 3000 à 2600 Ma (Feybesse *et al.*, 2006) ;
- le domaine Protérozoïque ou domaine Baoulé-Mossi (Figure II.12). Dans ce domaine, on rencontre des formations géologiques, d'âge Paléoprotérozoïque (2250 à 2000 Ma). Elles sont aussi appelées formations birimiennes. Le terme Birimien a été introduit en 1828 pour désigner un ensemble de terrains volcano-sédimentaires au Ghana dans la région de la rivière Birim (Castaing *et al.*, 2003). Il a été ensuite généralisée pour attribuer l'ensemble des terrains paléoprotérozoïques d'Afrique de l'Ouest au cycle Birimien (Bessoles, 1977). Elles sont constituées de ceintures de roches métavolcaniques et métasédimentaires aux limites desquelles on rencontre des grands batholites de tonalites, trondhjémites et granodiorites. Ces formations birimiennes sont recoupées par des plutons de granites calco-alcalins et alcalins. Au sein de ces ceintures on distingue des unités à dominante volcanique et des unités à dominante sédimentaire (Naba, 2007). Elles ont été affectées par l'orogenèse éburnéenne (Feybesse *et al.*, 2006). Le terme Eburnéen est apparu en 1962. Il désigne l'ensemble des événements tectoniques, métamorphiques et plutoniques qui ont affecté les terrains birimiens (Castaing *et al.*, 2003). Ce cycle orogénique s'est manifesté par (Savadogo *et al.*, 1997 ; Sattran and Wenmenga, 2002) : (i) une fracturation du socle ancien suivant deux directions (N15 à N20°E et N100 à N120°E), (ii) l'intrusion de dykes granodioritiques à tonalitiques, (iii) l'apparition et l'évolution des sillons dues à la fracturation et (iv) des séries isoclinales à plis plus ou moins serrés très redressés.

Par ailleurs, on note que la mise en place des granites et des migmatites commencent vers 2100 Ma où les matériaux déjà métamorphisés d'âge Antébirimien sont affectés par une migmatisation responsable des granites « gris » et des migmatites. Entre 2000 et 1800 Ma, l'epimétamorphisme général du Birimien survient, suivi de la mise en place des granites leucocrates. Cette granitisation entraine la recristallisation sillicopotassique des granites « gris » et des migmatites. Quant aux roches vertes, structures complexes composées de metabasites, elles ont été mises en place à la fin du Birimien caractérisé par des séries métamorphisées et plissées en discordance avec les formations voisines.

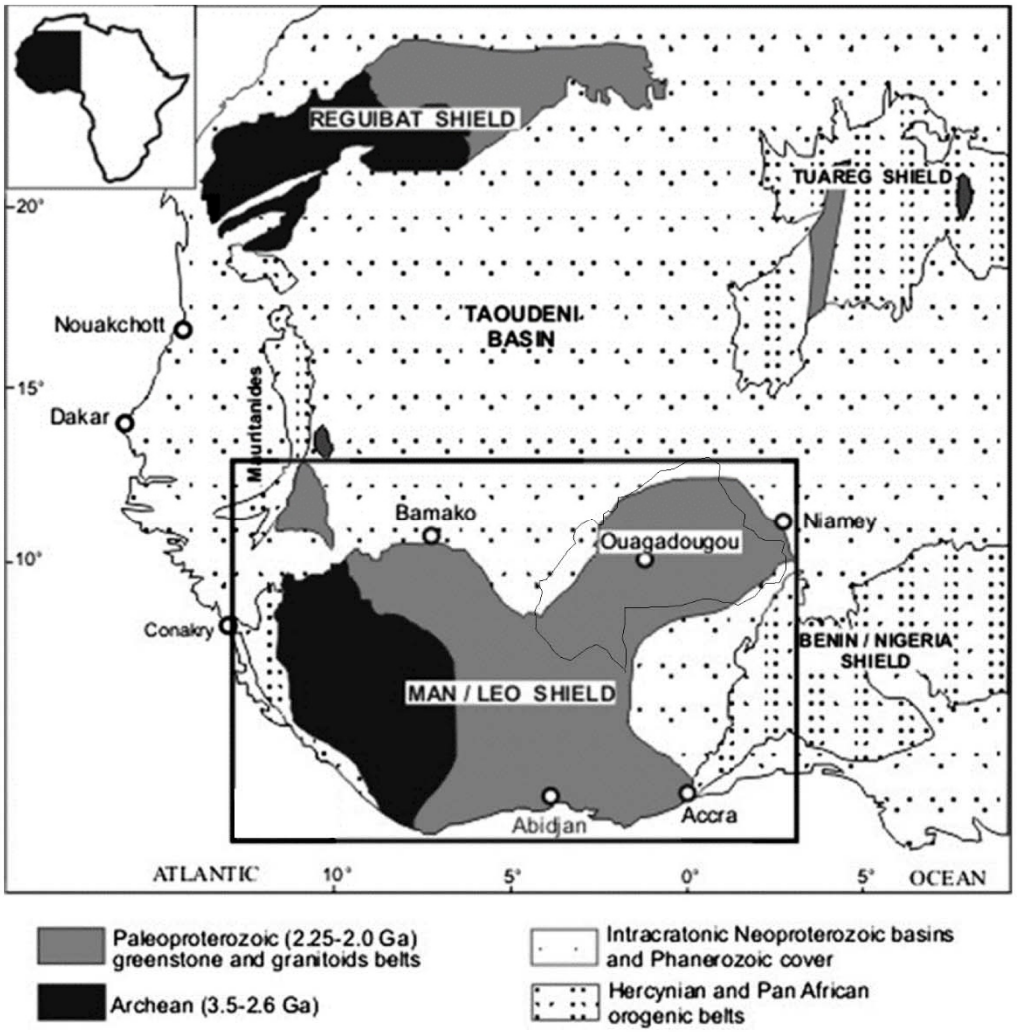

Figure II.12: Carte géologique simplifiée du Craton Ouest Africain (Lompo, 2010)

A l'échelle locale, la géologie du site de Sanon est constituée par des formations birimiennes. Les coupes géologiques des forages réalisés sur le site indiquent que le sous-sol est caractérisé par un pacthwork de migmatite, de gneiss et de granite dans la plaine centrale avec un recouvrement sableux, arénitique ou latéritique et de roche verte au niveau des buttes

cuirassées. Il y aurait une dominante de formations granito-gneissiques voir migmatitiques. La distinction entre ces différentes lithologies peut être due à des différences d'appréciation des équipes de foration, ce ne sont en effet pas les mêmes personnes qui ont réalisé tous les forages. A titre illustratif, lorsqu'une comparaison est faite entre les lithologs des ouvrages S10 et S11 qui sont séparés de 6 m, on constate une description assez différente (Annexe B.1) : (i) le nombre de strates n'est pas le même (neuf couches pour le forage S10 et dix couches pour le forage S11) ; (ii) le vocabulaire utilisé pour désigner les couches communes est différent et (iii) au niveau du S11, deux couches de roche fracturées à filons applitiques sont identifiées avec environ 15 m d'épaisseur chacune tandis qu'elles ne sont pas observées sur le litholog S10.

Par ailleurs, il n'y a pas d'affleurement rocheux, ce qui ne milite pas en faveur d'une cartographie précise des domaines occupés par ces formations (Figure II.13). De ce fait, ce sont les coupes lithologiques qui sont utilisées pour déterminer la nature du substratum.

Le substratum est surmonté par une altération dont l'épaisseur est comprise entre 20 et 50 m. Les crêtes sont recouvertes par une cuirasse latéritique pouvant atteindre 6 m d'épaisseur.

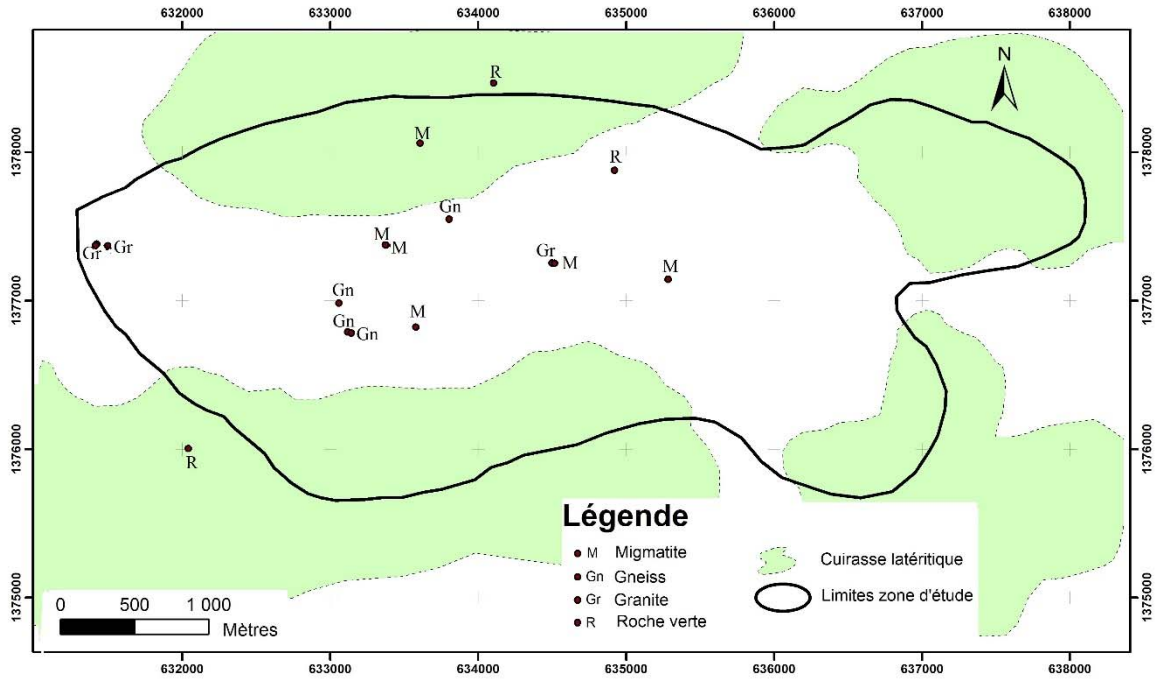

Figure II.13: Cartographie des informations géologiques ponctuelles ayant servies à la description géologique du site

II.2.5. Hydrogéologie

Pendant longtemps, il a été admis qu'il n'existait pas d'eau en quantité exploitable pour de fortes concentrations humaines dans les aquifères de socle. Cependant, l'avènement du marteau fond de trou dans les années 1970, la grande sécheresse de 1973 et son corollaire, l'assèchement des puits et marigots des localités rurales, ainsi que le besoin de lutter contre les maladies hydriques, ont orienté les recherches vers les eaux souterraines (Adja, 2009). Des milliers de forages et puits ont été réalisés dans les zones de socle en Afrique de l'Ouest dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise soutenus par plusieurs partenaires d'aide aux développements dont l'Union Européenne (fonds pour la facilité eau par exemple), la JICA (Japan International Cooperation Agency) et l'USAID (United States Agency for International Development).

En pratique, la prospection hydrogéologique en Afrique occidentale francophone reste guidée par les techniques préconisées par le Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques (CIEH, 1984). Le principal critère pour l'implantation des forages est la recherche des fractures ouvertes profondes d'origine tectonique (Savadogo *et al.*, 1997) où des zones densément fracturées car c'est à l'intérieur de ces structures que les principales venues d'eau sont observées. Pour localiser les points qui sont potentiellement les plus productifs pour un forage d'approvisionnement en eau potable (AEP), les techniciens recherchent à la surface du sol des indicateurs de fracturation interne (e.g. alignements de termitières ou de certains arbres et de tout indice d'humidité en surface). En effet, la frange fissurée du substratum est considérée comme la cible hydrogéologique idéale étant donnée qu'elle est la réserve « sûre » dans les formations de socle (Savadogo *et al.*, 1997). De ce fait, les outils comme la télédétection et la photo-interprétation sont souvent mis à contribution. Des méthodes complémentaires telles que la géophysique (sondage et trainé électrique, profil électromagnétique) sont quelque fois utilisées.

Au Burkina Faso, des statistiques réalisées en 1992 sur un échantillon de 7 946 forages (situés en zone de socle) ont révélé que 30% des forages avaient des débits inférieurs à 0,5 m^3/h et 56% des forages avaient des débits compris entre 0,5 et 5 m^3/h (Ricolvi, 1992). En 2004, selon des statistiques réalisées par le centre de l'Institut pour la Recherche et le Développement de Ouagadougou, sur un échantillon de 1 479 forages (situés en zone de socle) seulement 20,4% des débits enregistrés sont supérieurs à 5 m^3/h (Toé, 2004). Récemment en 2009, des travaux ont relevé qu'environ 4 500 forages ont des débits inférieurs 0,5 m^3/h (Courtois *et al.*, 2009). Ces constats révèlent que le taux de réussite des forages est insatisfaisant en partant du fait qu'il

faut qu'un forage débite au moins 0,7 m^3/h afin d'être équipé d'une pompe à motricité humaine (Courtois *et al.*, 2009).

Le site de Sanon est équipé de plusieurs forages et piézomètres. Cela a permis de connaitre certaines caractéristiques hydrogéologiques de ce site (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997) qui peuvent être résumées par les points suivants :

- l'épaisseur des couches d'altérites est comprise entre 20,1 et 50 m avec une épaisseur moyenne d'environ 37 m et un écart-type de 7 m ;
- les niveaux aquifères offrent un, deux ou trois arrivées d'eau (AE), obtenues à des profondeurs fluctuant généralement entre 35 et 50 m (les 3ème AE sont rares) ;
- les débits en général obtenus sont très variés, fluctuant entre 0,2 et 18 m^3/h, avec une moyenne autour de 4,5 m^3/h ;
- les essais de pompage (longues durées) réalisés et interprétés par la solution analytique de Theis (1935) donnent des transmissivités comprises entre $4{,}2.10^{-5}$ et $8{,}2.10^{-4}$ m^2/s et des coefficients d'emmagasinement variant entre $2{,}9.10^{-4}$ et $4{,}4.10^{-2}$;
- le niveau statique est peu profond, il varie de 6 m en hautes eaux à 10 m en basses eaux.

II.2.6. Géomorphologie

La moitié du territoire du Burkina Faso présente globalement un relief très peu accidenté. L'altitude moyenne se situe entre 250 et 300 m. Les hauts sommets ne dépassent pas souvent 400 m.

La zone de Sanon a un relief très peu contrasté. Elle est caractérisée par des collines de faible hauteur à sommet tabulaire correspondant à la présence de cuirasses latéritiques qui protègent les formations plus meubles sous-jacentes. Des cuirasses latéritiques culminant entre 350 et 370 m constituent les limites de l'entité hydrologique de Sanon (Figure II.14). La partie centrale de celle-ci est caractérisée par une large vallée à fond relativement plat de pente faible orientée de l'Est vers l'Ouest. Le point le plus bas à Sanon est à 336 m d'altitude.

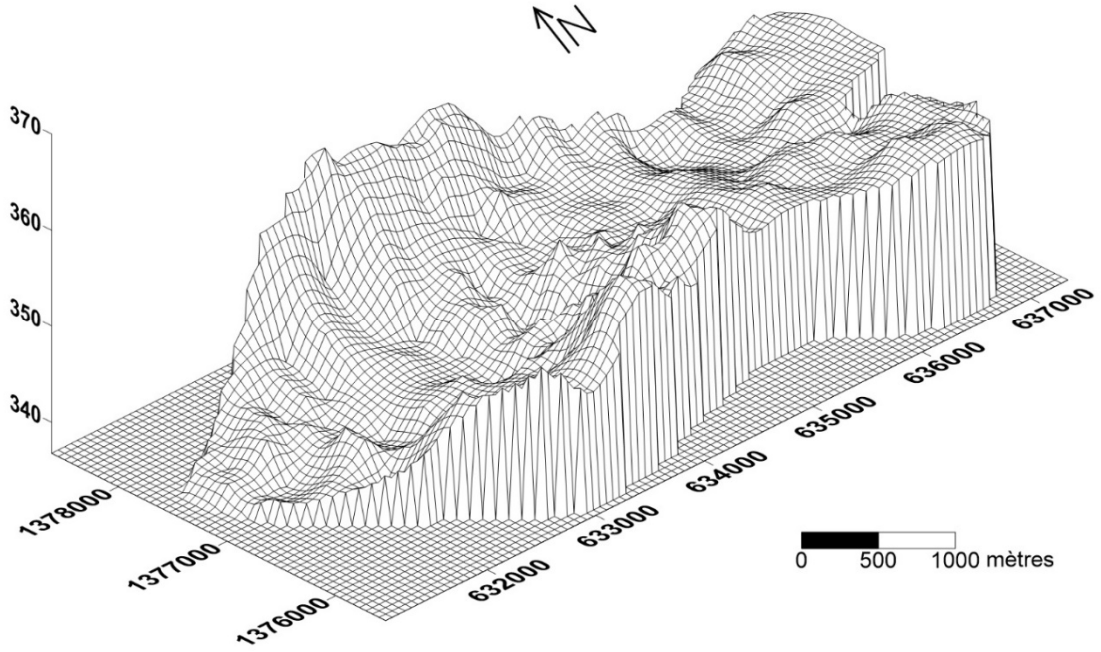

Figure II.14: Modèle numérique du site de Sanon

II.2.7. Végétation

La végétation naturelle du site est du type savane à steppe arbustive. Elle est dominée par des graminées. Les espèces telles que *Khaya senegalensis, Lanea acida, Ziziphus mauritania, Anogneis leocapus, Acacia albida, Ficus gnaphalocarpa* sont les plus répandues (Toé, 2004). Les arbustes du genre *Pilostigma* abondent dans les zones non cultivées situées dans la vallée. Les principales cultures pratiquées sont le mil et le sorgho qui constituent l'alimentation de base de la population. Le riz y est aussi cultivé dans deux zones de basfonds.

Par ailleurs, il est observé sur le site l'agriculture irriguée à petite échelle. Elle est pratiquée sur deux petits périmètres (0,8 et 2,8 ha) irrigués avec de l'eau souterraine. Les principaux produits qui y sont cultivés sont l'oignon et le gombo.

II.2.8. Pédologie

L'observation de neuf fosses pédologiques réalisés sur le site ont permis de déterminer certaines caractéristiques du sol (BRGM-Aquater, 1991). Ainsi, la description suivante a pu être faite :

- 0 à 15-35 cm : horizon de surface gris brunâtre, appauvri en argile et en fer, très dur, non structuré, à porosité biologique très faible et nombreux vides vésiculaires, pH acide et capacité d'échange cationique inférieure à 16 meq/100 g de sol.

- 15-35 à 50-80 cm : horizon enrichi en argile, pH et capacité d'échange peu différent de l'horizon supérieur, présence de concrétions noires de fer et manganèse localement très nombreuses.
- 50-80 à 200 cm : horizon enrichi en argile avec redistribution très marquée du fer, les autres caractéristiques sont semblables aux niveaux supérieurs.

Les sols, homogènes dans tout le bas-fond, se caractérisent par un horizon superficiel à texture sableuse dominant des horizons dont la teneur en argile augmente avec la profondeur. Les sols sont peu fertiles car pauvres en matière organique, en azote et en phosphore. Du point de vue des caractéristiques physiques, le sol présente des problèmes d'emmagasinement. De plus, il est très dur donc très difficile à travailler en saison sèche (BRGM-Aquater, 1991).

II.2.9. Situation démographique et socio-économique

Cette partie sera scindée en deux sous-parties : la situation démographique et la situation socio-économique.

II.2.9.1. Situation démographique

D'après le dernier recensement général de la population réalisé en 2006, la population résidente au Burkina Faso était estimée à 14 017 262 habitants avec une densité de population de 51,8 hab/km^2 (INSD, 2008). Avec un taux d'accroissement annuel de 3,42% (INSD, 2008), cette population peut être estimée aujourd'hui à 19 582 520 habitants.

Sur le site d'étude, la population était évaluée à 3 688 habitants. Elle a été déterminée par la sommation des populations des villages de Sanon (2 456 habitants) et de Barouli (1 232 habitants) qui se trouvent sur l'espace d'étude. Cette population est estimée aujourd'hui (en 2016) à 5 162 personnes avec une densité de la population 368 hab/km^2 (à l'échelle du site). Elle est essentiellement composée par les autochtones mossis (groupe ethnique majoritaire au Burkina Faso). L'habitat est de type groupé et/ou en hameau concentre les descendants d'une même famille dans une seule concession[3].

[3] Unité d'habitation formée par une ou plusieurs constructions entourées ou non par une clôture, où habitent un ou plusieurs ménages. La concession peut également comporter en milieu rural un ensemble de constructions clôturées autour duquel existent une ou plusieurs maisons d'habitation dont les occupants déclarent appartenir à l'ensemble clôturé (INSD, 2009).

II.2.9.2. Situation socio-économique

Le secteur rural est le moteur du développement économique et social du Burkina Faso (Ouedraogo, 2012). Il occupe près de 80% de la population active, contribue pour près de 40% au PIB (dont 25% pour l'agriculture, 12% pour l'élevage et 3% pour le domaine forestier) et assure environ 80% des exportations totales du Burkina Faso (MAHRH, 2004). La majorité de la population vivant en milieu rural pratique l'agriculture. Cependant, c'est une agriculture de subsistance, peu productive et tributaire du climat. Elle parvient difficilement à satisfaire les besoins alimentaires et à toujours garantir la sécurité alimentaire du pays.

A l'image du pays, l'agriculture est la principale activité des habitants du site d'étude. Elle est essentiellement pluviale et orientée vers l'autoconsommation. Elle mobilise presque toute la population pendant et après la saison des pluies pour l'entretien des surfaces cultivées et les récoltes.

II.3. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES ETUDES ANTERIEURES MENEES SUR LE SITE DE SANON

Avant le début de cette étude, plusieurs activités de recherche ont déjà été réalisées sur le site notamment : des mesures piézométriques, des essais de pompage, des analyses physico-chimiques et isotopiques et des mesures géophysiques (SE, trainé électrique, TRE et RMP) (Figure II.15). Au total, quatre études (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997 ; Vouillamoz, 2003 ; Toé, 2004) ont été menées sur le site de Sanon et une étude sur la province du Kourwéogo (dont Sanon fait partie) (Kabré, 2012). Quoiqu'ayant des objectifs différents, elles ont toutes contribué à une meilleure compréhension du fonctionnement de l'aquifère. Les premiers travaux qui y furent menés ont été réalisés entre 1988 et 1991 par le groupement BRGM-Aquater. La recherche des zones favorables pour la réalisation des forages à débit élevé afin de satisfaire les besoins en eau des cultures était le principal objectif de ces travaux. Ainsi, ce sont seize forages qui ont été réalisés à la suite des études dont le débit le plus important après soufflage[4] était 12 m^3/h et le plus faible débit était 1 m^3/h.

En 1997, une seconde étude a été conduite par Compaoré (1997). Elle avait pour objectif principal d'évaluer la fonction capacitive des altérites du bassin de Sanon. Il s'agissait d'approfondir la connaissance de la structure et du fonctionnement, en conditions naturelles et sous l'effet de pompage des altérites. La porosité des altérites a pu être estimée à 2-3%.

[4] Le soufflage consiste à évacuer tous les sédiments et dépôts accumulés dans le tubage du forage.

Ensuite, Vouillamoz (2003) et Toé (2004) ont réalisé des mesures dans le cadre de leurs travaux de thèse. Ceux-ci visaient à évaluer l'apport des techniques géophysiques à l'étude des aquifères de socle. Ainsi, des TRE et des SE (Toé, 2004) et des sondages RMP (Vouillamoz, 2003 ; Toé, 2004) ont été faits. Les TRE et les SE n'ont pas fournies d'informations majeures permettant d'améliorer la connaissance de l'aquifère. La RMP a permis elle de déterminer la géométrie et à estimer les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère. Toutefois, il est important de signaler que ces travaux n'ont été réalisés qu'en deux endroits du site (aux niveaux du forage S1 et du forage S8).

Enfin, plus récemment, les travaux de Kabré en 2012 se sont focalisés sur l'identification des structures linéamentaires susceptibles d'être des zones favorables à l'implantation des forages à l'aide de la télédétection. Au terme, de cette étude, une carte de fracturation a été produite.

Les principaux résultats et conclusions obtenus au cours de ces travaux sont présentés ci-après sous forme d'une synthèse en six principaux points : structure du système aquifère, géométrie de l'aquifère, fonctionnement du système aquifère, modélisation numérique hydrogéologique, recharge et propriétés hydrodynamiques du site.

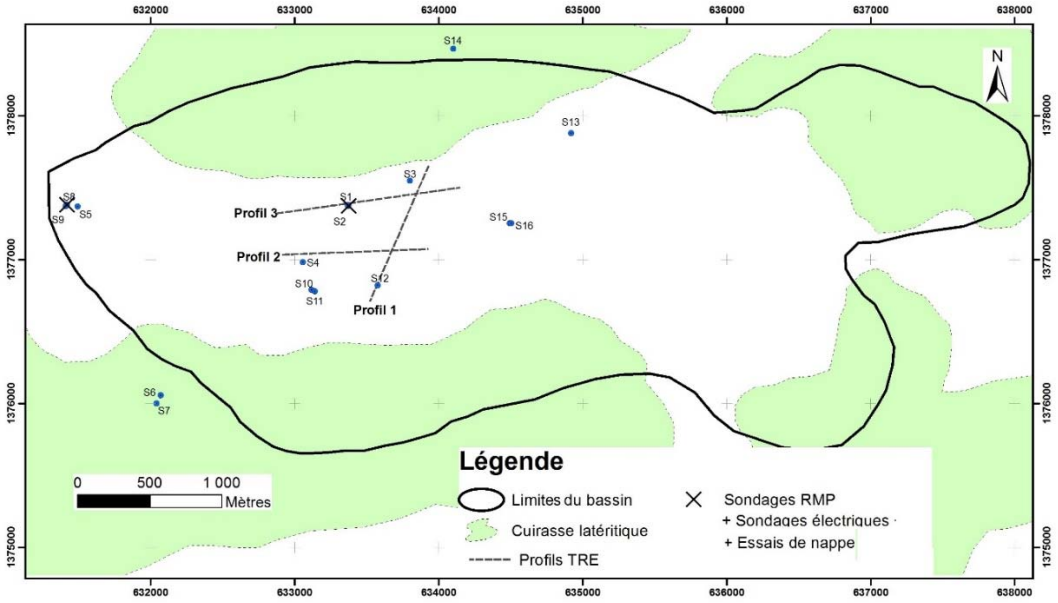

Figure II.15: Localisation de certaines mesures (1988-2004) faites sur le site de Sanon

II.3.1. Structure du système aquifère

L'interprétation des photographies aériennes et d'images satellitaires SPOT indique la présence sur le site de Sanon d'épaisses cuirasses latéritiques sous forme de collines et de recouvrements (BRGM-Aquater, 1991). Ces cuirasses sont bien visibles sur les crêtes. Elles protègent les formations plus meubles sous-jacentes et affleurent surtout au sud et au nord du site. Dans l'axe

de la vallée, les affleurements ont disparu par érosion. Les coupes lithologiques des forages réalisés à cet endroit indiquent qu'il n'y a pas de recoupement de cuirasse latéritique et confirment ainsi que cette dernière y a été érodée (BRGM-Aquater, 1991).

Par ailleurs, l'observation des coupes lithologiques des forages réalisés dans le cadre du projet « milieu fissuré II » laissent supposer la présence de nombreuses fractures (Annexe B.2). Ainsi, plusieurs cartes linéamentaires ont été faites. Les premières cartes (Figure II.16) ont été réalisées par le BRGM (BRGM-Aquater, 1991). Elles ont été établies à partir de l'interprétation des images SPOT et des photographies aériennes. Ces cartes montrent trois grandes familles directionnelles de discontinuités : N55 à N75°E, N115 à N125°E et N145 à N165°E.

En 2004, au cours des travaux de Toé, un essai de réalisation de cartes de discontinuités a été tenté à partir des images satellitaires ASTER. Cependant, cette tentative n'a pas réussi du fait de la faible occurrence sur les images des discontinuités. Ainsi, il n'a pu être déterminé des directions préférentielles de fracturation.

Plus récemment, se basant sur des images satellitaires LANDSAT TM5, Kabré (2012) conclut que les fractures identifiées dans la région sont principalement orientées Nord-Sud, N20-30°E et N140-150°E (Figure II.16).

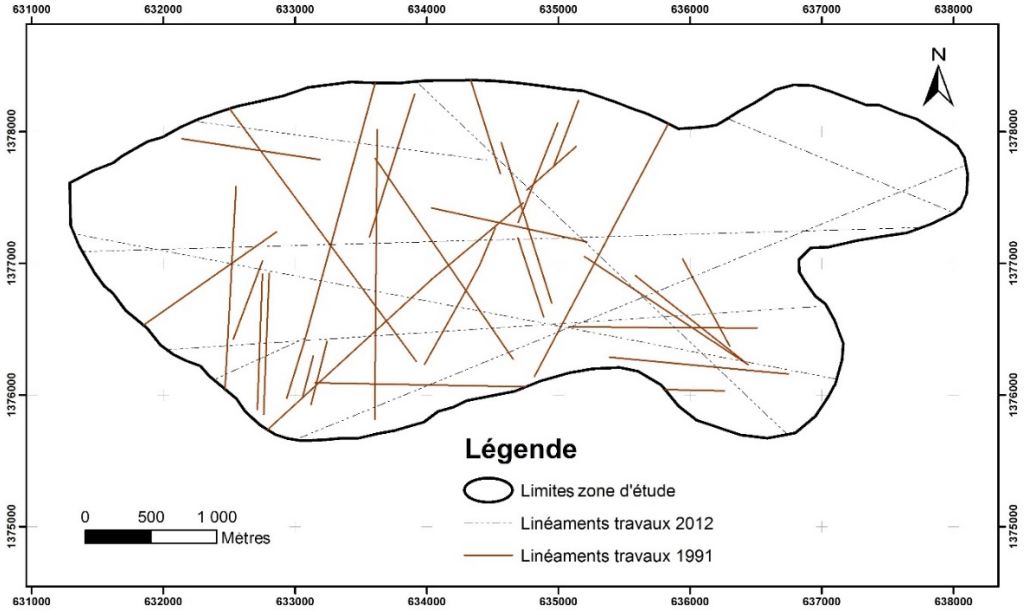

Figure II.16: Carte linéamentaire du bassin versant de Sanon (BRGM-Aquater, 1991 ; Kabré, 2012)

Des outils géophysiques furent aussi utilisés pour caractériser le site. Ainsi, trente et un SE (Figure II.17) et dix profils ont été réalisés dans le cadre du projet « milieu fissuré II » avec le dispositif Schlumberger (AB_{max}=150 m, MN_{max}=20 m). Ensuite, une carte de résistivité

apparente a été établie à l'échelle de la zone étudiée afin d'identifier certaines anomalies du sous-sol (Figure II.17). Bien qu'elle semble en adéquation avec le comportement du bassin topographique, cette carte ne cartographie pas les accidents locaux et d'éventuels drains verticaux précédemment identifiés. Elle donne une information globale sur le site montrant la présence d'un sillon conducteur dans l'axe de la vallée dont les résistivités décroissent vers l'exutoire à l'Ouest. En outre, les résistivités apparentes maximales apparaissent à la périphérie du bassin témoignant ainsi de la présence d'une ligne de partage des eaux (BRGM-Aquater, 1991).

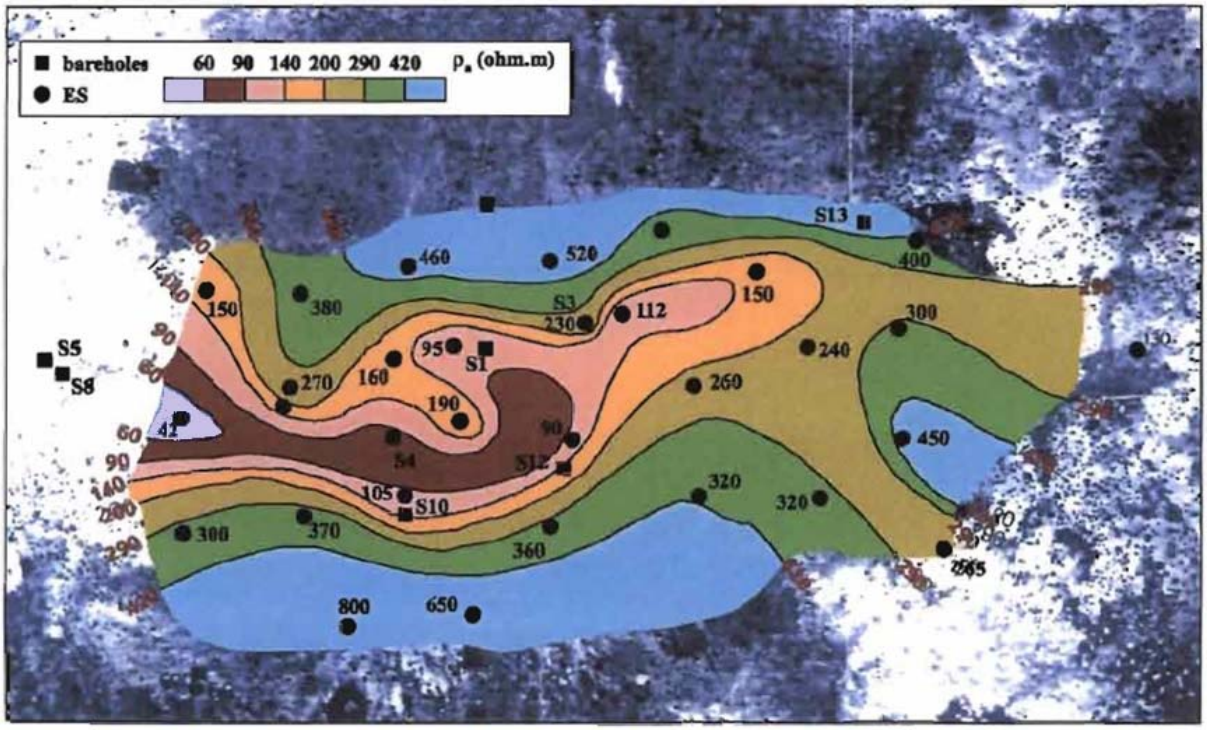

Figure II.17: Carte des résistivités apparentes et situation géographique des SE (BRGM-Aquater, 1991)

II.3.2. Géométrie de l'aquifère

L'épaisseur des altérites saturées est de l'ordre de 40 m partout sur le site sauf à l'ouest de la vallée où elle n'est que de 15 m environ (BRGM-Aquater, 1991). La position du toit de l'aquifère du socle fissuré et fracturé est liée à la géomorphologie du site (BRGM-Aquater, 1991). Deux coupes géologiques simplifiées (une coupe N-S de S14 à S12 et une coupe E-W de S8 à S13) montrent les variations latérales de la nature du socle et de sa topographie, relativement importantes (Figure II.18). Du nord au sud, on note un contact roches vertes/migmatites et gneiss. D'ouest en est, on note un contact granites/migmatites et gneiss et

un contact migmatites/roches vertes. Ces contacts géologiques, qui peuvent être le lieu de circulation d'eau souterraine, sont des traits importants pour l'hydrogéologue (BRGM-Aquater, 1991). Par ailleurs la figure II.18, nous constatons une incohérence au niveau de la formation géologique de S3 ;

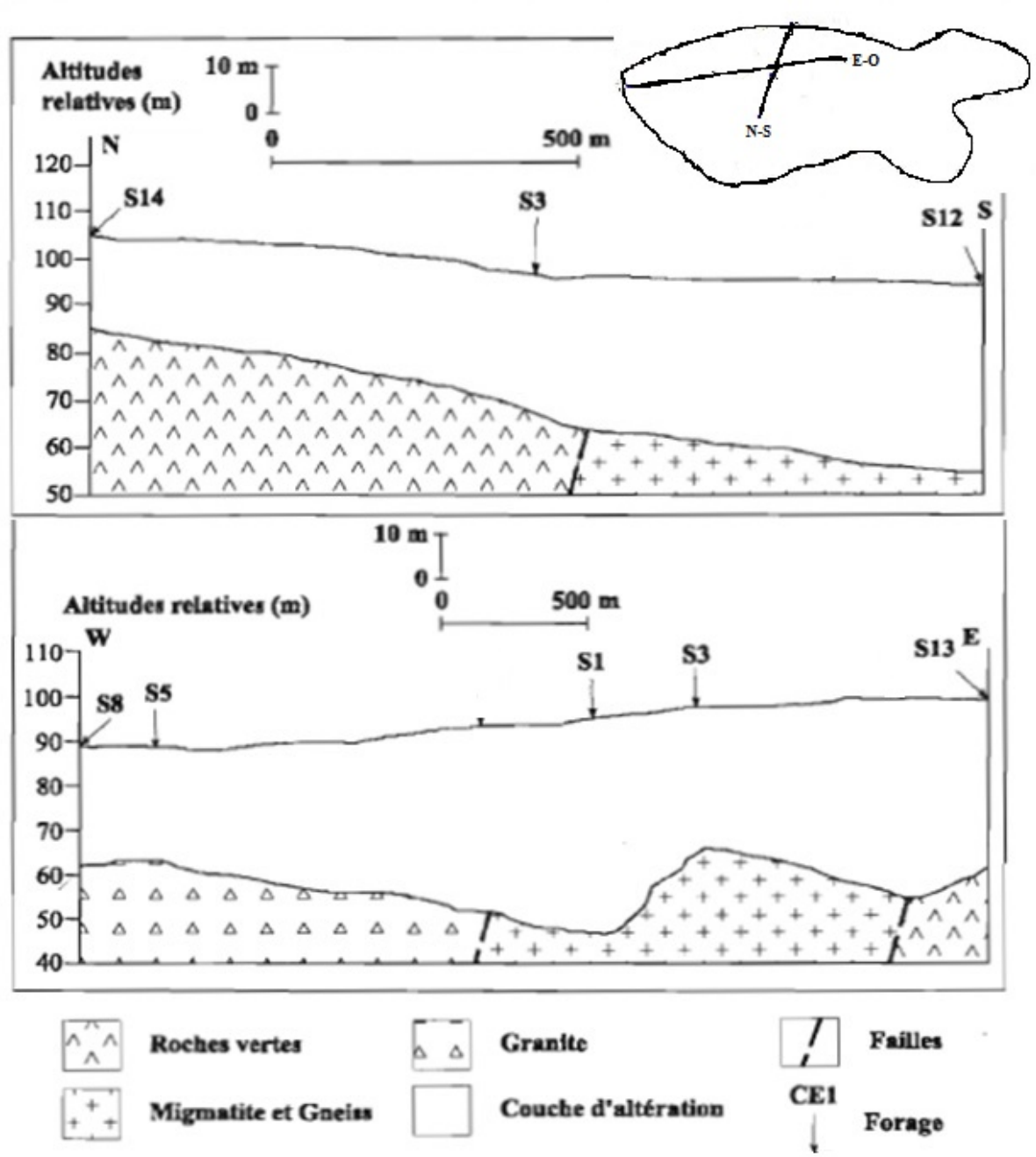

Figure II.18: Coupes géologiques schématiques nord-sud et est-ouest de Sanon (Compaoré, 1997)

Des investigations géophysiques plus poussées (TRE avec le dispositif Wenner-alpha, SE et sondages RMP) y ont été menées (Vouillamoz, 2003 ; Toé, 2004 ; Vouillamoz *et al.*, 2005). Les TRE n'ont pas permis de détecter le toit du socle et aucun accident n'a pu être mis en

évidence (Figure II.19). Aussi, les informations recueillies s'éloignent de la réalité visible sur les logs de forages. Il est important de signaler qu'il n'y a pas eu d'étude méthodologique spécifique sur les données de Sanon. Elles ont été acquises avec un équipement (Syscal R2 avec 64 électrodes) permettant d'atteindre une profondeur d'investigation que relativement faible, et traitées et interprétées avec des paramètres obtenus sur un autre site.

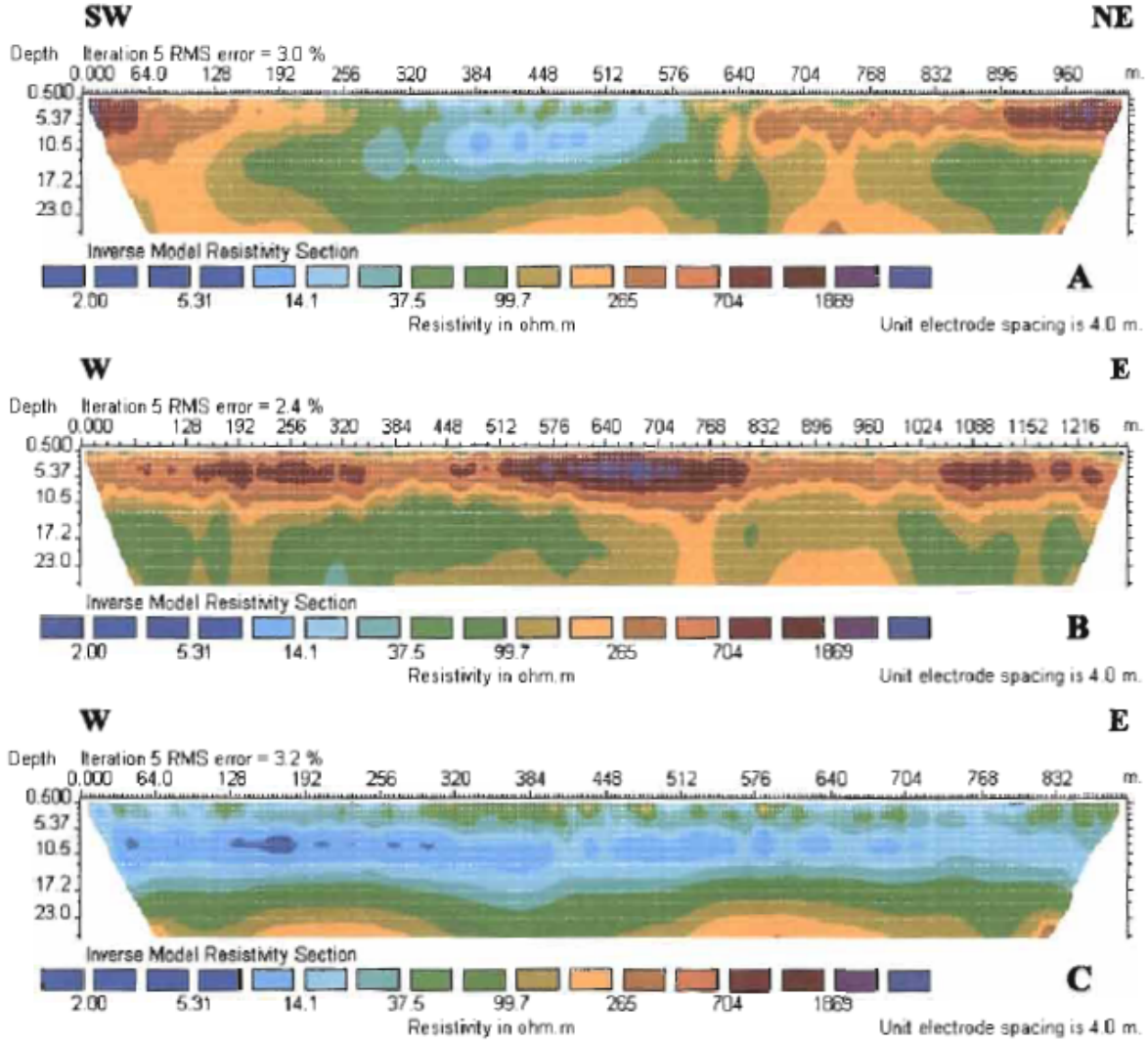

Figure II.19: Résultats des inversions TRE sur le site de Sanon. A) Profil 1 ; B) Profil 2 et C) Profil 3 (Toé, 2004)

Deux SE ont été réalisés par Toé (2004) à proximité des forages S1 et S8. Ceux-ci ont été faits avec un dispositif Schlumberger (Figure II.20). La comparaison des positions des interfaces entre les SE et les lithologs des forages ne coïncident que dans deux cas (Tableau II.4). Ces deux coïncidences sont observées au niveau du forage S8 tandis qu'elles ne coïncident pas au niveau du forage S1.

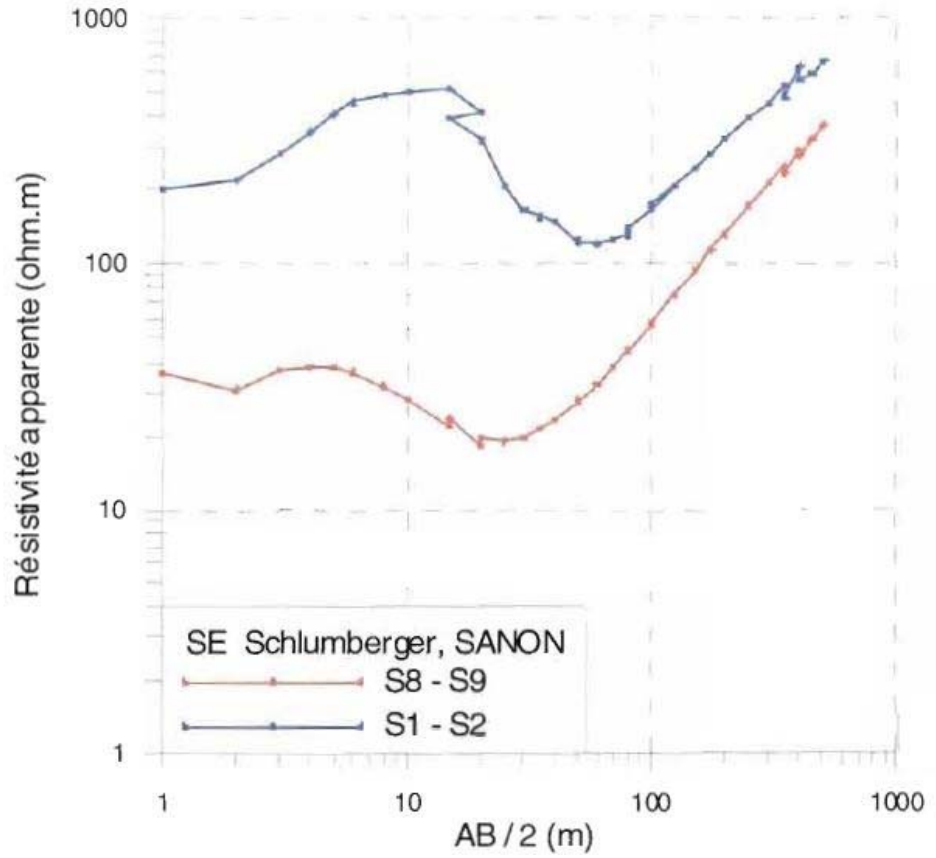

Figure II.20: SE réalisés en 2004 (Toé, 2004)

Tableau II.4 *:* Comparaison des positions des interfaces obtenues par SE et par litholog (Toé, 2004)

Interfaces	**SE forage S8**	**Litholog S8**	**SE forage S1**	**Litholog S1**
Mur des argiles	26 m	26 m	22 m	40 m
Toit du socle fracturé	34 m	35 m	36 m	48 m
Toit du socle sain	68 m	47 m	60 m	56 m ou plus

Les sondages RMP ont été réalisés à deux endroits (autour des ouvrages S1 et S2 positionnés au centre de la vallée et autour des ouvrages S8 et S9 vers l'exutoire). Ils ont permis de définir avec une bonne précision la géométrie en une dimension de la zone saturée (Figure II.21). La profondeur du toit des réservoirs est estimée avec une erreur moyenne de 24% dans la gamme des profondeurs de 1 à 40 m et la profondeur des substratums avec une erreur de 13% dans la gamme de 20 à 90 m.

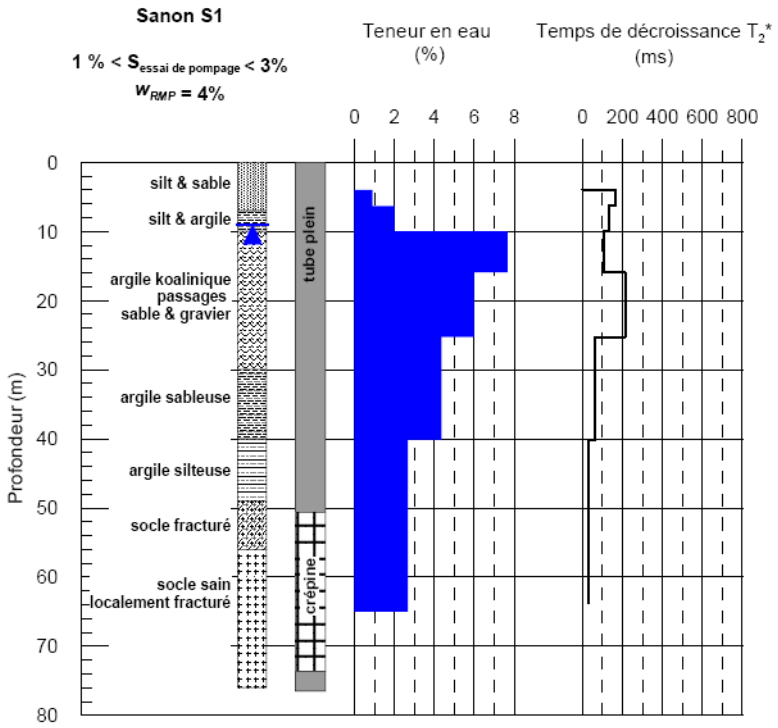

Figure II.21: Exemple de résultat d'une inversion RMP réalisée pour un sondage au niveau du forage S1 (Vouillamoz, 2003)

II.3.3. Fonctionnement du système aquifère

La surface piézométrique de la nappe du site de Sanon est peu profonde (6 à 10 m de profondeur en basses eaux). Les nombreux piézomètres présents sur le site de Sanon constituent un véritable réseau de suivi-observation des eaux souterraines. Ce réseau a permis d'établir au cours du projet « milieu fissuré II » que l'aquifère de Sanon présente une forme de dôme. Ce constat a été confirmé par les études de Compaoré (1997) qui prouvent à travers l'élaboration de 6 cartes piézométriques correspondant aux périodes de hautes eaux et de basses eaux l'existence d'un dôme piézométrique dans la vallée centrale (Figure II.22). Les eaux sont naturellement drainées vers un exutoire naturel situé à l'Ouest du bassin hydrogéologique. Les côtes minimales de la nappe sont observées en juillet. Les maxima sont atteints en septembre (BRGM-Aquater, 1991).

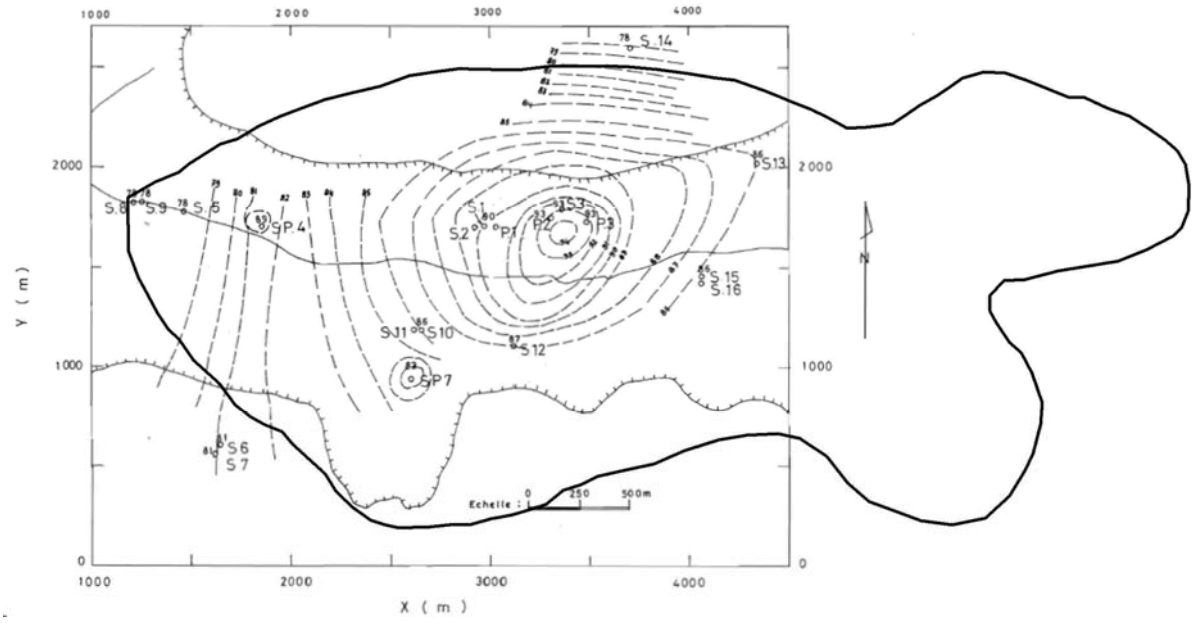

Figure II.22: Exemple de carte piézométrique en hautes eaux du site de Sanon (d'après Compaoré, 1997 modifié)

Certains travaux (Compaoré, 1997) ont envisagé de reconstituer la morphologie de la surface piézométrique par usage de la méthode de polarisation spontanée. Les cartes de polarisation spontanée obtenue et de piézométrie ont montré des similitudes apparentes. Toutefois, les travaux menés visaient surtout à étudier la faisabilité de la mise en œuvre de la méthode dans le contexte climatique et géologique de Sanon. Les résultats obtenus étaient difficilement interprétables pour une application directe en hydrogéologie compte tenu du fait qu'il s'agissait de travaux encore au stade expérimental et d'un niveau du signal faible.

II.3.4. Recharge et modélisation numérique hydrogéologique

Des mesures physico-chimiques des eaux souterraines et de géochimie isotopique ont permis d'obtenir des informations qualitatives sur le fonctionnement et la recharge de l'aquifère. Il a été ainsi constaté que la réponse isotopique des nappes aux pluies est rapide (BRGM-Aquater, 1991). Le mélange en profondeur est très rapide. La recharge se fait verticalement à l'aplomb du dôme piézométrique. L'alimentation des zones périphériques se ferait plutôt par des transferts latéraux (Figure II.23).

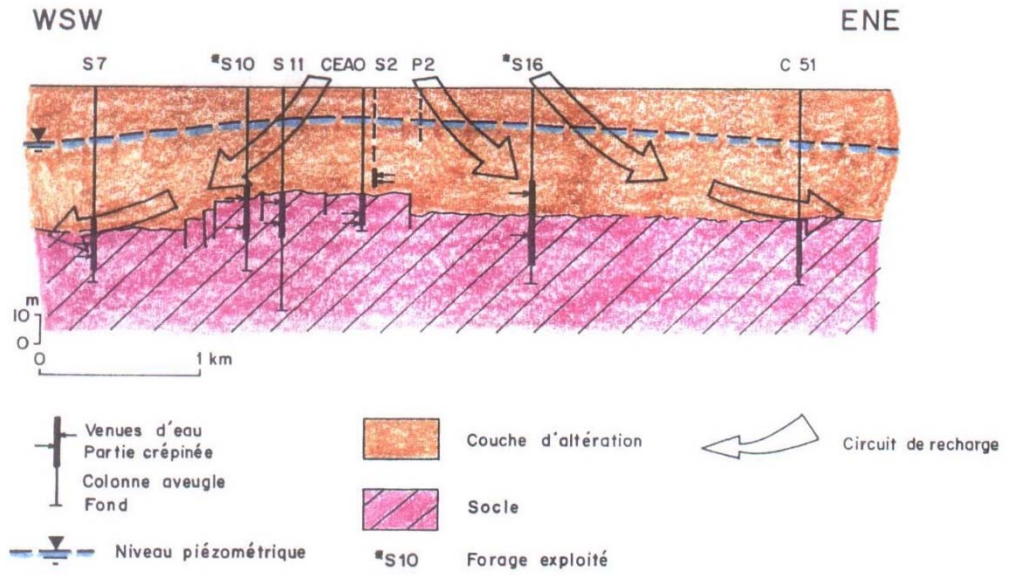

Figure II.23: Schéma de recharge du système aquifère de Sanon (BRGM-Aquater, 1991)

Différentes approches ont été utilisées afin de quantifier cette recharge sur le site. D'abord, il y a la modélisation numérique. Elle a été faite seulement dans le projet « milieu fissuré II » (BRGM-Aquater, 1991). Au cours de ces travaux, la superficie de la zone modélisée a été étendue à 21 km^2 à cause des conditions aux limites attribuées au modèle. Cette zone est représentée par un modèle monocouche avec 336 mailles carrées de 250 m de côté (Figure II.24). Les contours du modèle correspondent à des limites à potentiels imposés. Une perméabilité moyenne de 3.10^{-6} m/s lui a été attribuée. Le calage n'a porté que sur la recharge qui a été répartie en quatre zones différentes.

La mise en œuvre du modèle hydrodynamique s'est faite sans difficulté. Cependant, en raison des incertitudes sur les conditions aux limites, le choix de potentiels imposés a introduit une certaine rigidité dans le modèle. Ce modèle a permis de déterminer 4 zones de recharge. Les valeurs de lame d'eau infiltrée obtenues en 1990 en fonction de ces 4 zones sont : 27, 89, 205 et 305 mm. Ces valeurs montrent une grande hétérogénéité de la distribution spatiale de la recharge naturelle à Sanon. La zone du dôme dans la vallée centrale a été identifiée comme le lieu préférentiel de recharge (Compaoré, 1997).

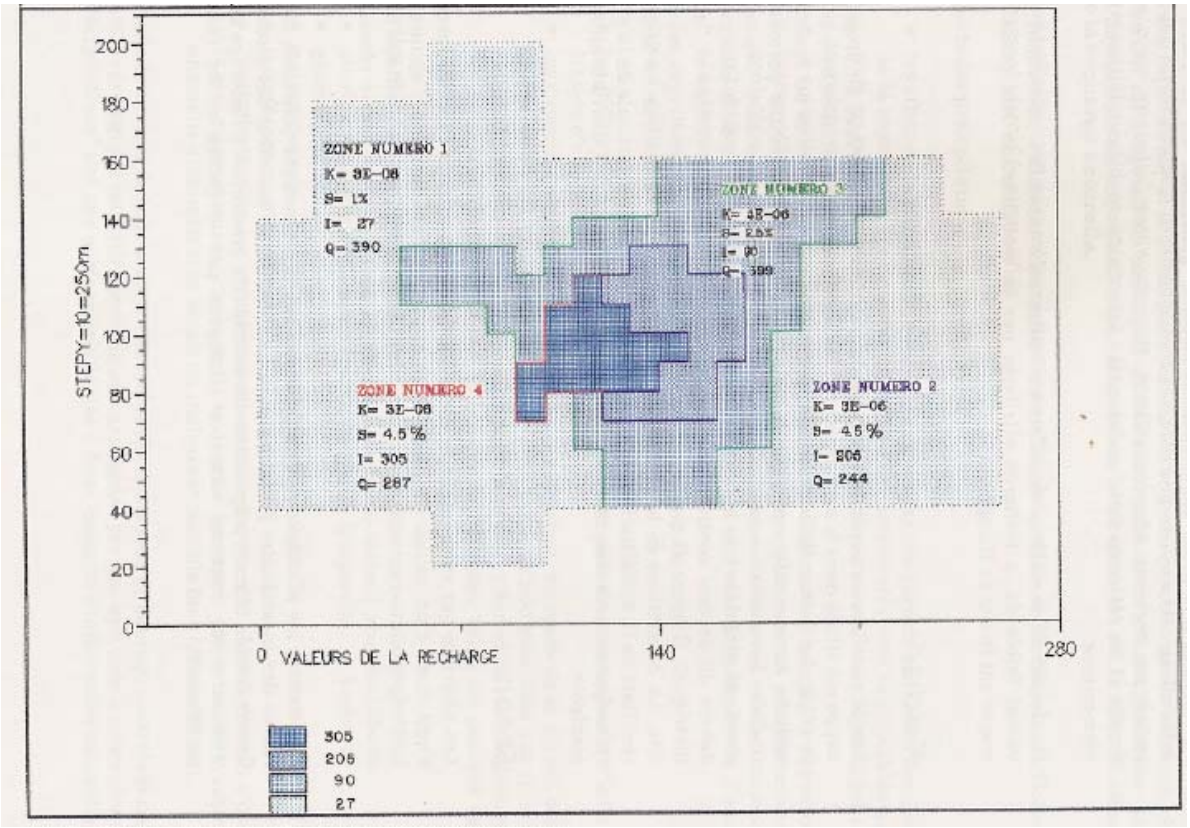

Figure II.24: Habillage et maillage du modèle (BRGM-Aquater, 1991)

La recharge a aussi été déterminée à partir des simulations du bilan hydrique et de la méthode du bilan de masse des chlorures. Les simulations indiquent des valeurs de recharge au maximum de 10% de la pluie (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997). Tandis que, le bilan de masse des chlorures a montré que 40 % de la pluie arrivent dans l'aquifère des altérites alors que seulement 10 % atteint la nappe dans le socle fracturé.

II.3.5. Propriétés hydrodynamiques

Les propriétés hydrodynamiques du site de Sanon ont été étudiées à partir des essais par pompage (courtes durées et longues durées), des mesures sur échantillons en laboratoire et des mesures de RMP.

II.3.5.1. Essais par pompage et mesures en laboratoire

Le BRGM a mené des essais de pompage longue durée sur trois forages d'exploitation ainsi que des essais de 2 à 3 h (courte durée) sur certains forages. L'interprétation de ces essais a conduit à des transmissivités variant entre 4,2 10^{-5} et 8,2 10^{-4} m^2/s. Les valeurs de coefficients d'emmagasinement obtenus sont typiques d'une nappe libre bien que les essais de 2 à 3 h aient

conduit à des coefficients d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-2}. Un tel ordre de grandeur à cette échelle de temps suggère un faible contraste entre le comportement hydrodynamique des altérites et celui du socle fracturé (BRGM-Aquater, 1991).

L'étude de Compaoré (1997) s'est focalisée sur les propriétés des altérites en utilisant deux approches différentes pour évaluer la fonction capacitive des altérites. L'une de ces approches a consisté à mesurer la porosité en laboratoire sur des échantillons. Tandis que la seconde approche a consisté à réaliser des essais de pompage uniquement dans les altérites. Si les mesures en laboratoire sont délicates car tributaires de la qualité des prélèvements, les essais de pompage menés au sein des altérites se révèlent particulièrement adaptés pour l'évaluation de la fonction capacitive des altérites. Les résultats des mesures en laboratoire conduisent à des valeurs relativement homogènes dans la zone du dôme et dans la zone hors dôme. La perméabilité des altérites est de l'ordre de 10^{-6} m/s tandis que la porosité efficace d'environ 2% est relativement homogène. Ces résultats demeurent en accord avec les résultats des mesures en laboratoire. L'hypothèse de nappe libre est confirmée par les faibles porosités efficaces obtenues lors des essais (de 1 à quelques pourcents). De même, les valeurs des coefficients d'emmagasinement obtenues sont en accord avec les mesures en dehors de la zone du dôme (1 à 3%). Au sein du dôme, elles sont plus faibles d'un facteur 10 (0,1 à 0,3%). La transmissivité quant à elle serait de l'ordre de 2.10^{-4} m^2/s au sein du dôme et 5.10^{-6} m^2/s en dehors. Ce grand écart dans les ordres de grandeur témoigne de la forte variabilité de la transmissivité sur le site.

II.3.5.2. Résonnance magnétique des protons

Les travaux de Vouillamoz (2003) et de Toé (2004) ont tenté de préciser si les fonctions hydrauliques de l'aquifère pouvaient être appréhendées par l'interprétation des sondages RMP. Des formules ont été étalonnées à partir de mesures réalisées sur différents sites au Burkina Faso dont Sanon (Vouillamoz, 2003). Ainsi, la zone du dôme piézométrique (au niveau des ouvrages S1 et S2) et une zone hors dôme (au niveau des ouvrages S8 et S9) ont été prospectées (Figure II.14). Les résultats obtenus sont proches de ceux obtenus par essais par pompage. Le coefficient d'emmagasinement RMP et la porosité de drainage RMP peuvent être déterminés suivantes les formules ci-après (Equations II.3 et II.4) avec des erreurs relatives indiquées dans le tableau II.5 :

$$S_{RMP} = W_{RMP}.\Delta z.C_1 \qquad \text{Equation II-3}$$

$$S_{y_RMP} = W_{RMP}.C_2 \qquad \text{Equation II-4}$$

avec W_{RMP} la teneur en eau moyenne de l'aquifère d'épaisseur Δz et C_1 et C_2 des facteurs de calibrations. Ces derniers ont été estimés pour des formations granitiques du Burkina Faso avec les valeurs $4{,}3.10^{-3}$ et $2{,}8.10^{-1}$ respectivement pour C_1 et C_2 (Vouillamoz *et al.*, 2005).

Tableau II.5 *:* Erreurs relatives sur les estimateurs RMP (Vouillamoz, 2003)

Estimateur RMP	**Erreurs relatives**		
	Max.	**Moyenne**	**Min.**
S_{RMP}	88%	93%	-98%
S_{y_RMP}	90%	79%	-68%

II.4. CONCLUSION PARTIELLE

Le site de Sanon qui a une superficie d'environ 14 km^2, est situé en zone climatique soudano-sahélienne et est caractérisé par un relief très peu contrasté. Sur le plan géologique, le site est situé en zone de socle sur la dorsale de Leo dans le centre-sud du craton ouest africain. La densité de population y est de 368 hab/km^2.

Différentes études y ont eu lieu. Elles ont permis de savoir que le site est caractérisé par une épaisseur d'altération très importante (de l'ordre de 20 à 50 mètres) souvent saturée. Les crêtes sont recouvertes par une cuirasse latéritique épaisse. Des mesures de piézométrie ponctuelles dans les forages ont indiqué un niveau statique peu profond (moins de 10 m). Aussi, les niveaux sont conformes à celles d'une nappe piézométrique en forme de dôme dans la vallée centrale qui constitue la zone préférentielle de recharge.

Les valeurs des coefficients d'emmagasinement obtenues sont comprises entre 0,1 et 3%. Quant aux transmissivités, elles seraient de l'ordre de 2.10^{-4} m^2/s au sein du dôme piézométrique et 5.10^{-6} m^2/s en dehors de celui-ci. Ce grand écart dans les ordres de grandeur témoigne de la forte variabilité de la transmissivité sur le site.

Toutefois, il faut retenir que les investigations réalisées n'ont pas porté sur l'ensemble du bassin de Sanon. En effet, les mesures de TRE et de RMP et les essais de nappe ont été réalisées uniquement au niveau de deux endroits de la vallée. Aussi, aucune méthodologie spécifique à Sanon n'a été employée pour la mise en œuvre des TRE. Par ailleurs certaines discordances ont

été identifiées dans certaines analyses. Enfin, le modèle hydrogéologique réalisé est apparu être rigide du fait des difficultés à définir les limites du modèle.

En somme, la caractérisation du site peut être améliorée vue que les investigations précédemment réalisées n'ont pas concernée l'ensemble du bassin hydrologique de Sanon.

CHAPITRE III : CARACTERISATION DE LA STRUCTURE ET DE LA GEOMETRIE DU SYSTEME AQUIFERE DE SANON

La modélisation d'un système aquifère à l'échelle d'un bassin versant peut être faite à partir de la géométrie de ce système. Aussi, la structure du profil d'altération et la physique de l'écoulement des parties composites doivent être connu pour une bonne compréhension de l'hydrodynamisme des aquifères de socle (Maréchal *et al.*, 2004). Ainsi, la reconstitution de la configuration géométrique des systèmes aquifères représente une étape majeure dans la compréhension de leur fonctionnement hydrogéologique (Cudennec *et al.*, 2007). La géométrie permet de définir l'aquifère comme un espace fini, limité à la base par le substratum et latéralement par les conditions aux limites géologiques (failles, passages latéraux de faciès, etc.) et hydrodynamiques (flux et potentiels) (Vouillamoz, 2003). Sa structure est qualifiée de continue si les vides sont connectés entre eux dans le sens de l'écoulement, d'homogène si ses propriétés sont constantes dans le sens de l'écoulement et d'isotrope lorsque ses caractéristiques physiques sont constantes dans les trois dimensions.

Dans ce chapitre, nous caractérisons la structure et la géométrie de l'aquifère de Sanon.

La méthodologie adoptée a consisté d'abord à faire une description du profil d'altération à l'échelle du forage à l'aide des lithologs et des diagraphies de résistivité électrique. Ensuite, le profil d'altération a été décrit de crête à crête (profil en long) et de l'amont vers l'aval (profil transversal) à partir des sections de tomographies de résistivité électrique (TRE 2D).

III.1. METHODOLOGIE DE CARACTERISATION ADOPTEE

L'approche méthodologique a consisté d'abord à analyser le type et l'épaisseur des différentes couches du profil d'altération à partir des lithologs. Ensuite, des gammes de valeurs de résistivité électrique ont été attribuées à chaque couche du profil d'altération à partir de diagraphies de résistivité électrique réalisées dans les piézomètres dont les cuttings ont permis d'établir les lithologs. Puis, des TRE 2D ont été réalisées du nord vers le sud et de l'est vers l'ouest. Enfin, ces sections ont été classifiées géologiquement sur la base de la correspondance

« gamme de résistivité – couches du profil d'altération » établie par les résultats des investigations de diagraphies électriques.

Du point de vue échelle, ces différentes investigations ont été classées en deux catégories : celles réalisées à l'échelle du forage et celles réalisées à échelle du bassin orientées nord-sud (de crête à crête) et est-ouest (amont-aval).

III.1.1. Description du profil d'altération à l'échelle du forage

La description de la structuration verticale du profil d'altération est principalement faite d'une part à partir de l'interprétation de vingt et un lithologs (Figure III.1) et d'autre part à l'aide des diagraphies électriques réalisées dans neuf forages et dans trois piézomètres (Tableau III.1). Cette différence de chiffre s'explique par le fait que certains forages sont équipés de pompe à motricité humaine pour l'approvisionnement en eau des populations. Tandis que d'autres sont bouchés par des débris. Ils n'ont donc pas fait l'objet de mesures.

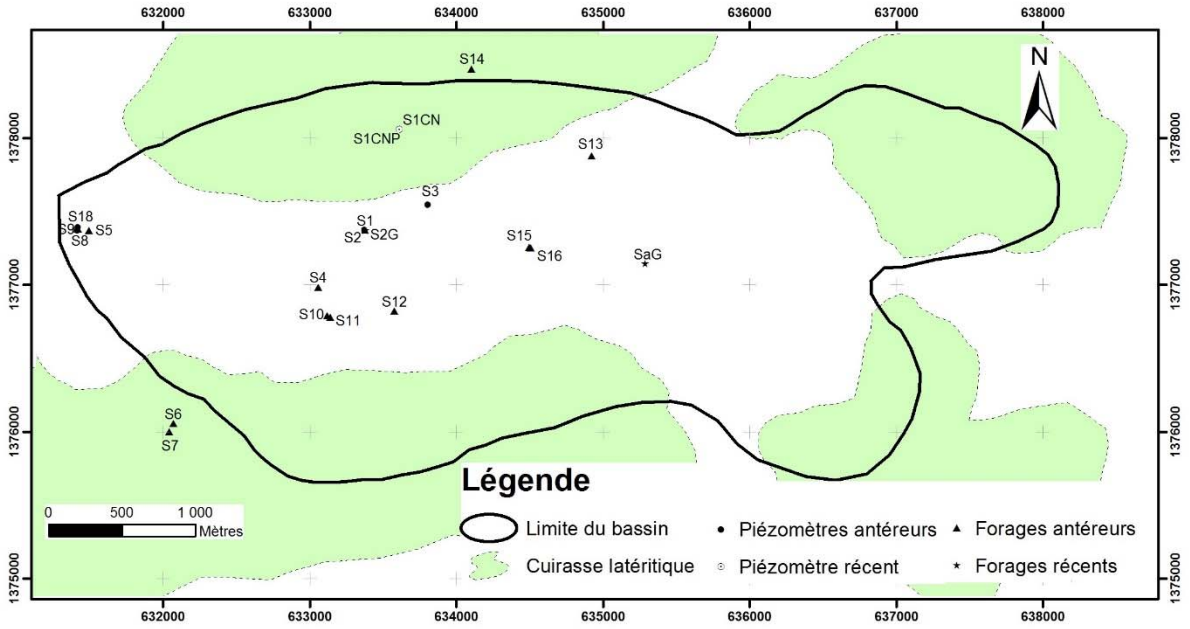

Figure III.1 : Position des forages et piézomètres dont les lithologs ont été utilisés

Les lithologs sont issus des travaux antérieurs (dix-sept lithologs) et des forages et piézomètres réalisés au cours de cette étude (quatre lithologs). L'interprétation de ceux-ci a pu être améliorée grâce à certaines données de foration (vitesse d'avancement et changement d'outil de foration lors du fonçage, analyse des cuttings, Figure III.2) et par l'observation de bancotière (fosses réalisées pour la fabrication traditionnelle de brique de latérite) au niveau des versants cuirassés.



Figure III.2 : Réalisation d'un piézomètre sur le site d'étude. a) Fonçage dans la saprolite et b) dépôts des cuttings à chaque mètre de l'avancement de la foration

Pour finir, une étude de la distribution verticale des valeurs de résistivités à l'échelle du forage a été faite à l'aide de mesure de diagraphies de résistivité différée pôle-pôle (Chapellier, 1987) (Figure III.3). Les diagraphies ont été faites en juillet 2015. Le mode opératoire utilisé est issu des travaux de Beck et Girardet (2002). Les mesures ont été faites dans neuf forages traversant le profil d'altération et trois piézomètres moins profonds traversant uniquement la saprolite. Au niveau de chaque forage, les mesures ont été réalisées le long des profondeurs crépinées et en dessous du niveau statique. Les profondeurs d'acquisition diffèrent suivant les ouvrages entre 10 et 71 m (Tableau III.1). L'espacement inter-électrode AM était de 80 cm. Les électrodes B et N étaient situées chacune à environ 32 m par rapport aux piézomètres. Les valeurs enregistrées au cours des mesures ont été ramenées à la bonne côte de profondeur des différentes électrodes.

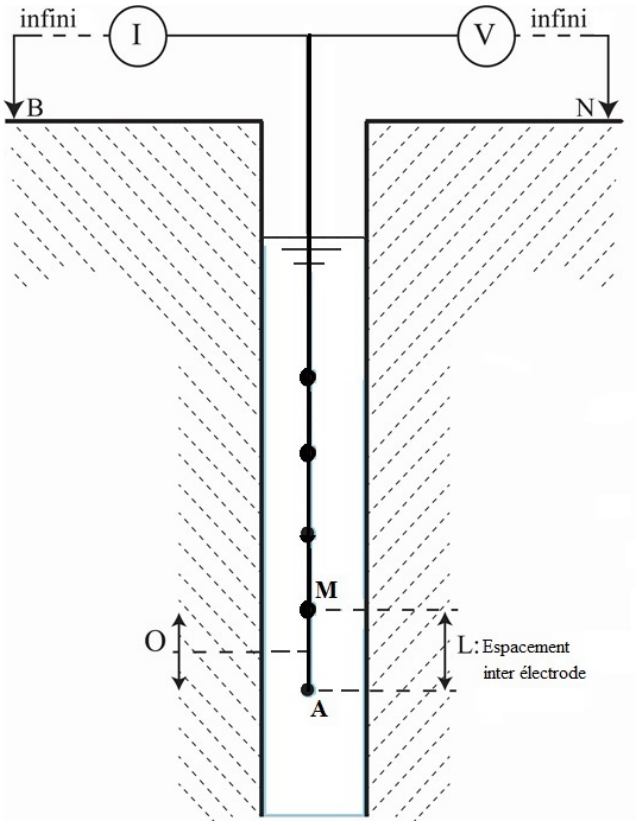

Figure III.3 : Schéma du dispositif de réalisation des diagraphies de résistivité électrique "normal" ou " pôle-pôle"

Tableau III.1 : Profondeurs de réalisation des diagraphies de résistivité électrique dans les forages et les piézomètres

Ouvrages	Profondeur min. (m)	Profondeur max. (m)
S1	50,95	70,13
S2*	31,15	35,95
S2G	44,60	63,80
S1CN	37,80	53,00
S1CNP*	19,25	24,05
S5	45,67	60,07
S8	23,90	38,30
S10	36,60	51,00
S12	28,80	43,20
S16	32,40	59,20
SaG	31,60	63,60
S18*	10,45	20,85

*piézomètre

Après les mesures de terrain, plusieurs corrections sont apportées aux données. La première correction consiste à doubler la résistivité apparente (R_a) calculée par le programme Electre de Iris Instruments. Ce programme étant configuré pour la prospection de surface, il considère un facteur géométrique (K) pour un demi-espace afin de calculer R_a. Lorsque les acquisitions sont faites à l'intérieur d'un forage ou d'un piézomètre à grande profondeur (où dès que la profondeur du centre du dispositif est supérieur à 20 fois l'écartement du dispositif), nous sommes dans un espace complet d'où la nécessité de doubler R_a (Beck et Girardet, 2002).
Une seconde correction est faite afin de tenir compte du contraste de résistivité entre le forage (ou le piézomètre) et la formation. En effet, l'eau remplissant le forage (ou le piézomètre) a une résistivité de 80 Ω.m environ et la formation une résistivité de plusieurs centaines d'Ω.m (voir plus d'un millier). Les filets de courant induit après l'injection du courant se concentrent alors dans le forage (ou le piézomètre) et ne pénètrent que peu dans le milieu résistant. De ce fait, il faut apporter des corrections à l'aide d'abaques. Il s'agit de corriger les valeurs de résistivité apparente R_a pour les transformer en résistivité de la formation (R_t). En faisant ces corrections, on s'affranchit de l'effet du trou du forage (ou du piézomètre) et on s'approche de la situation où les électrodes seraient directement plantées dans la formation, en supposant que le contact direct entre les électrodes et la roche soit possible.
Les corrections a apporté aux dispositifs pôle-pôle se font avec un abaque Schlumberger de 1947 (Annexe C.1).
Afin d'automatiser les corrections, Beck et Girardet (2002) ont établi au cours de leur travaux différentes équations en fonction de l'espacement inter-électrode. Cela permet d'optimiser les calculs. Ainsi, pour un espacement inter-électrode AM de 80 cm, les équations III.1, III.2 et III.3 ont été établies :

- $Si\ R_a/R_w \leq 80$

$$log(R_t/R_w) = 3{,}95.10^{-2} * log(R_a/R_w)^3 - 8{,}56.10^{-2} * log(R_a/R_w)^2 + 9{,}44.10^{-1} * log\ R_a/R_w \quad \text{Equation III.1}$$

- $Si\ R_a/R_w > 115$

$$R_t/R_w = -9{,}88.10^{-8} * (R_a/R_w)^3 - 8{,}83.10^{-4} * (R_a/R_w)^2 + 5{,}99.10^{-1} * R_a/R_w \quad \text{Equation III.2}$$

- $Si\ 80 < R_a/R_w < 115$

$$R_t/R_w = \text{Moyenne arithmetique des équations III. 1 et III. 2} \quad \text{Equation III.3}$$

avec R_w la résistivité de l'eau

III.1.2. Description du profil d'altération en 2D

La description du profil d'altération du nord au sud et d'est en ouest dans le bassin de Sanon est faite essentiellement à partir de TRE. Elle permet d'obtenir un modèle de la résistivité en 2D du sous-sol où la répartition de la résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil (Dahlin, 2001). La mise en œuvre de cette technique a été faite globalement en trois étapes à savoir : la modélisation synthétique, l'acquisition des données et le traitement des données.

III.1.2.1. Modélisation synthétique

Cette étape précède la phase de terrain. La modélisation synthétique encore appelée modélisation directe est un test numérique qui permet de choisir le dispositif à utiliser et les bons paramètres d'inversion car le choix du meilleur dispositif dépend de la structure à imager, du bruit de fond et de la sensibilité de l'appareil de mesure (Loke and Barker, 1996). L'objectif de cette modélisation est d'évaluer la capacité de détection et la résolution des structures géologiques avec les dispositifs employés sur le terrain. Cette démarche se résume dans l'organigramme ci-dessous (Figure III.4).

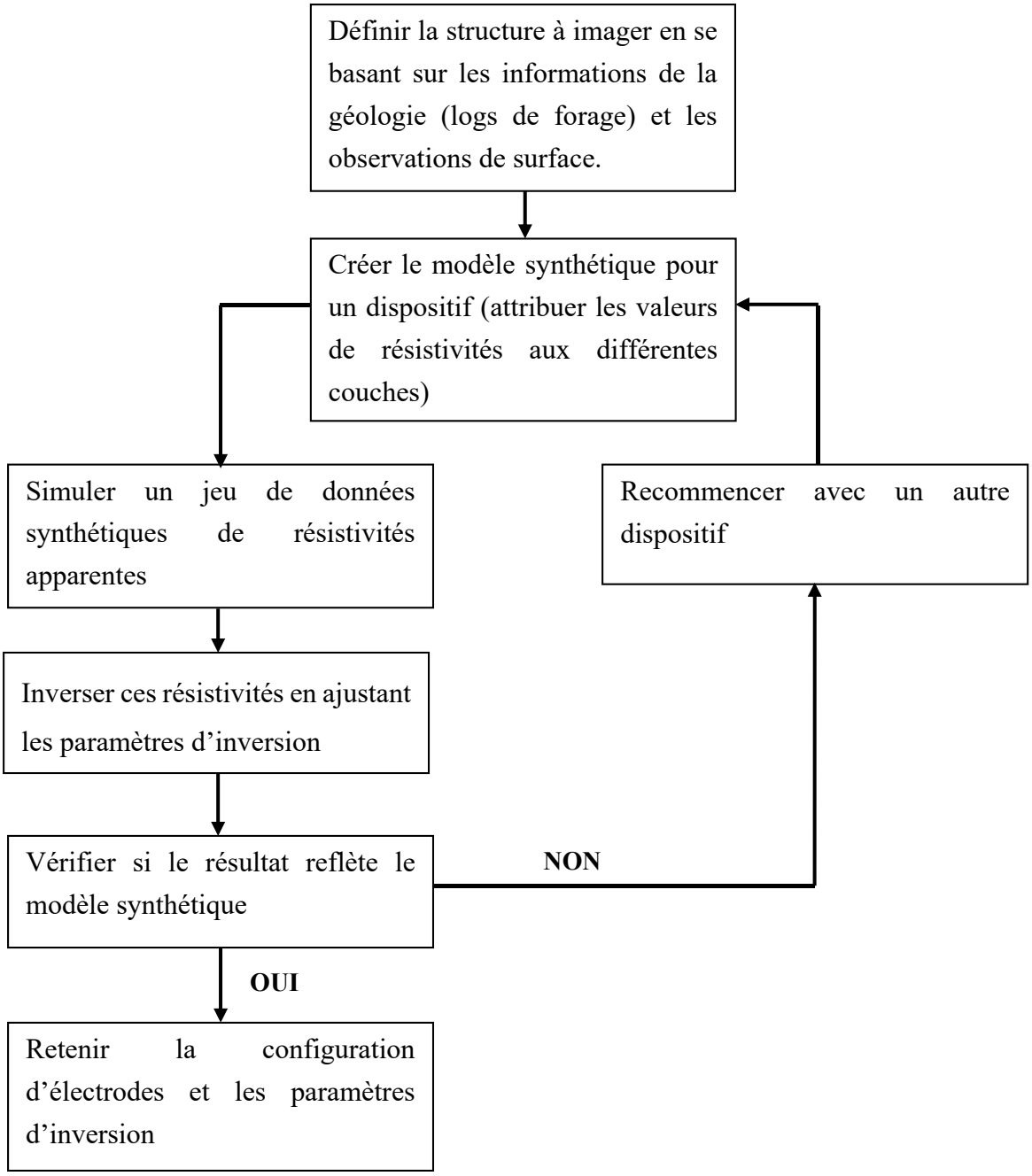

Figure III.4 : Processus simplifié de la modélisation synthétique

La modélisation synthétique de trois dispositifs (Schlumberger, Wenner-alpha et Wenner-beta) de mesure TRE a été réalisée. Le choix de ces dispositifs a été fait à partir de certains écrits (Dahlin and Zhou, 2004 ; Descloitres *et al.*, 2008a ; Hoareau, 2009). Les données générées à partir de ces dispositifs ont été inversées individuellement. Puis, une inversion conjointe des données Wenner-alpha et Wenner-beta a été faite. Cette première étape est indispensable pour vérifier la sensibilité des techniques et pour définir les paramètres des dispositifs de mesure à mettre en œuvre. La première étape consiste à définir la structure à imager. Elle est faite à partir

des informations sur la géologie du milieu à étudier (exemple : observations des lithologs) et les observations de surface. A partir de ces informations faites sur le site de Sanon, il ressort des différences aux niveaux du nombre de couches qui constituent le profil d'altération et de leur épaisseur. De ce fait, il aurait été opportun de réaliser un modèle synthétique avec les différentes couches identifiées et leurs épaisseurs respectives. Cependant, les épaisseurs observées sur les lithologs varient suivant leur position géographique sur le site. Aussi, la réalisation d'un tel modèle aurait nécessité un équipement comportant environ six-cents électrodes pour investiguer une longueur d'environ 3000 m (distance d'une crête nord à une crête sud) qui intègre les variations du nombre de couches et de leurs épaisseurs. Il a donc été réalisé trois différents modèles 1D en fonction des différentes épaisseurs des couches et de la présence ou non de cuirasse latéritique à certains endroits. Ces modèles visent à représenter chacun une caractéristique observée dans le profil d'altération. Le premier a été choisi pour représenter la structuration au niveau des crêtes qui se caractérise par une petite épaisseur de saprolite et la présence de cuirasse. Le second modèle vise à représenter une épaisseur de saprolite dite « moyenne » qui est souvent observée entre la crête et la vallée centrale. Enfin, le dernier modèle représente le profil d'altération à forte épaisseur de saprolite observée dans la vallée. Ces trois modèles ont pu être réalisés à partir de certains lithologs. Il en résulte ainsi un modèle constitué de quatre couches (cuirasse latéritique, saprolite sans cuirasse, couche fissurée et roche saine, Modèle 1, Figure III.5) et deux modèles constitués de trois couches (saprolite, couche fissurée et roche saine, Modèle 2 et Modèle 3, Figure III.5). Le modèle 1 a la plus petite épaisseur de saprolite avec 22 m environ (issu du litholog du forage S14 situé au niveau de la crête nord). Ensuite, le modèle 2 a une épaisseur d'altération moyenne de 35 m environ (issu du litholog S11 situé entre la vallée et la crête sud). Enfin, le modèle 3 est celui qui possède la plus grande épaisseur de saprolite avec 50 m environ (issu du litholog du forage S1 situé dans la vallée).

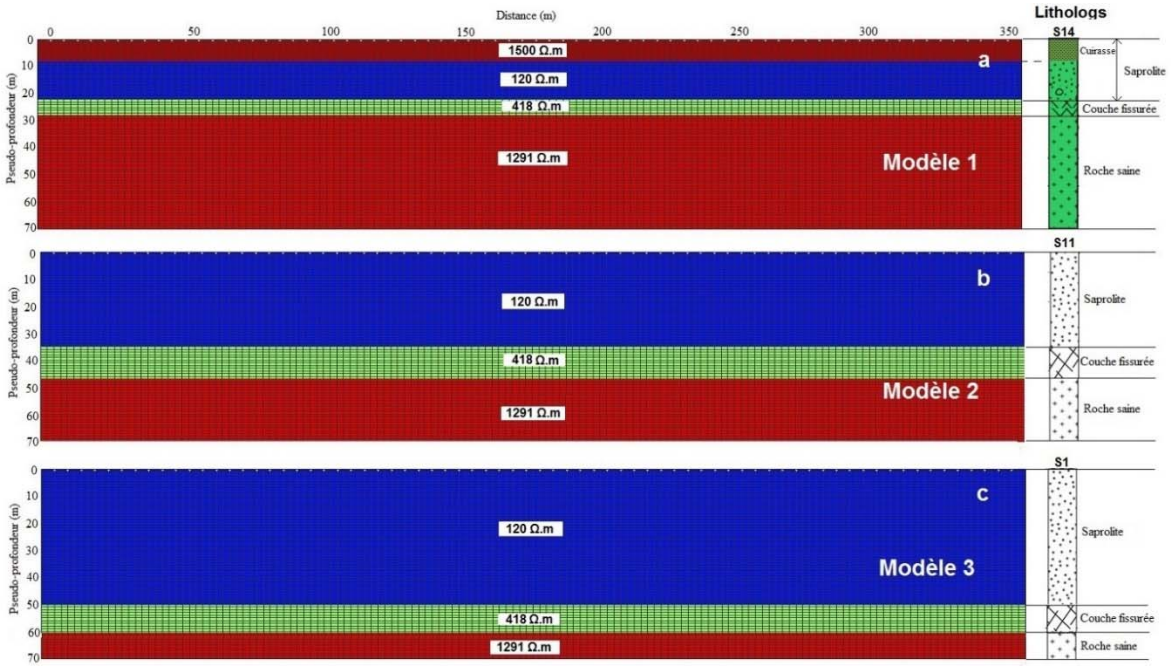

Figure III.5 : Modèles synthétiques a) à faible épaisseur d'altération, b) à moyenne épaisseur d'altération et c) à forte épaisseur d'altération.

Les valeurs des résistivités de trois des quatre couches utilisées pour cette modélisation sont les médianes des gammes de résistivités des trois classes : « saprolite », « couche fissurée » et « roche saine ». Ces médianes ont été obtenues à l'aide de diagraphies de résistivité électrique. Dans le cas du 1er modèle qui possède une couche « cuirasse latéritique » en plus en surface, la résistivité qui a été affectée à celle-ci est une moyenne des résistivités apparentes qui ont été acquises dans les premiers mètres de la cuirasse.

Après la définition des modèles, les données synthétiques sont générées avec soixante-douze électrodes et un espacement inter-électrode de 5 m à l'aide du logiciel DC2DInvRes (Günther, 2004) puis inversées . Celui-ci offre plusieurs options et paramètres d'inversion dont quelques uns sont présentés ci-après (Clément, 2010) :

- z-weight

Le paramètre z-weight permet d'ajouter une contrainte de déformation dans l'inversion. Par défaut, le coefficient est égal à 1 ce qui signifie qu'il y a autant de contraintes verticales qu'horizontales. S'il est connu dans le modèle que les anomalies de résistivités sont allongées verticalement, il est possible de forcer le programme à produire un modèle où il y a une élongation verticale en sélectionnant une forte valeur de z-weight (par exemple 2). Inversement s'il existe une anomalie avec une élongation horizontale, il faudra choisir une petite valeur de z-weight (par exemple 0,5). Dans cette étude, le choix

a été fait de conserver pour toutes les inversions, la valeur par défaut de 1. Ce choix a été fait car il n'est pas forcement aisé de connaître la valeur de ce paramètre sur le terrain (Clément, 2010).

- Paramètre lambda (λ)

Le paramètre lambda est le facteur d'amortissement dans l'inversion. Il varie de 0 à 100. Ce paramètre permet de définir l'intensité de la contrainte smooth dans l'inversion :

- si l'on choisit un facteur d'amortissement relativement important, c'est-à-dire compris entre 60 et 100, l'inversion va proposer un modèle où les variations de résistivités interprétées seront lissées et amorties ;
- si l'on choisit un facteur d'amortissement relativement faible, c'est-à-dire compris entre 0 et 10, les variations de la résistivité interprétée seront plus prononcées et peu amorties.

Ici, nous avons pris 30 qui est la valeur moyenne par défaut suggérée par Günther (2004). Cela nous a permis de faire le choix du dispositif. Après quoi, nous lui avons attribué les valeurs 1 et 60 pour tenter d'améliorer la qualité des inversions.

- Blocky model

Cette option permet de produire des modèles avec des variations abruptes à l'interface de différentes régions de résistivité, et dans chacune de ces régions, la valeur de la résistivité est rendue plus homogène. Cette méthode est efficace dans des situations géologiques où la variation de résistivité est marquée, par exemple à l'interface entre le sol et le socle.
Cette méthode est aussi appelée norme L1 ou méthode d'inversion *Blocky*.
Pour une meilleure connaissance des possibilités d'inversion qu'offrent ce logiciel, plusieurs manuscrits peuvent être consultés (e.g. Günther, 2004 ; Clément, 2010).
Dans cette étude, des modèles ont été inversées avec et sans cette option.

III.1.2.2. Investigations de terrain

Les mesures de terrain ont été réalisées avec un résistivimètre de type Syscal R1 Swicth 72 de la société Iris Instruments (Figure III.6). Cet appareil peut fonctionner en mode multi électrodes et utilise soixante-douze électrodes au maximum reparties sur quatre flûtes (dix-huit électrodes par flûte). En fonction de la séquence assignée, il injecte le courant et mesure la différence de potentiel engendrée à travers des câbles qui sont en contact avec le sol par le biais des piquets en acier inox (les électrodes).



Figure III.6 : Resistivimètre Syscal R1 plus 72 switchs

Le déplacement d'une tomographie à une autre a été faite suivant le mode *Roll Allong ½*. Cela consiste à déplacer la moitié du dispositif (ici deux flûtes soit trente-six électrodes) après la 72ème électrode. Ainsi, l'extrémité de la 1ère tomographie devient de centre de la seconde tomographie (station 2, Figure III.7). Cette approche de mesure permet d'avoir un bon compromis entre la profondeur d'investigation au niveau du recouvrement et la mise en œuvre sur le terrain.

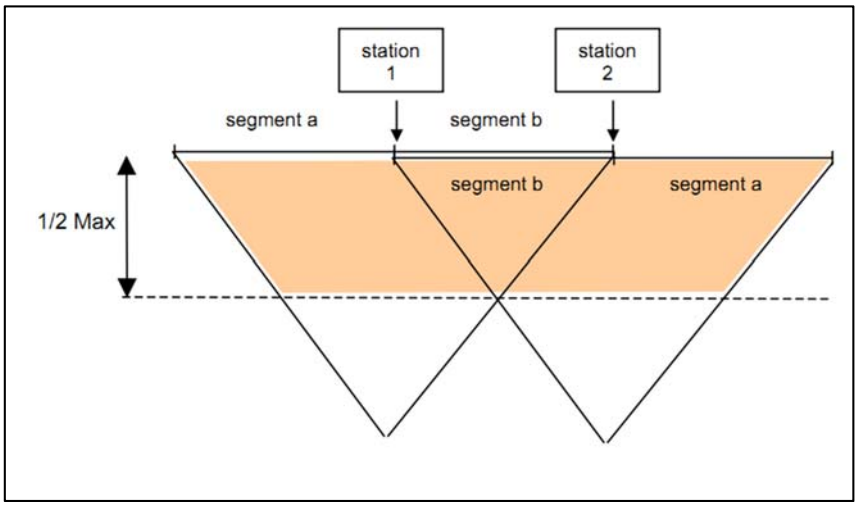

Figure III.7 : Roll Allong ½ (Bernard, 2003)

Les paramètres utilisés pour les mesures sont indiqués ci-dessous (Tableau III.2).

Tableau III.2 : Paramètres de mesure avec le Syscal R1 plus 72 switchs

Nombre de stack min	Nombre de stack max	Facteur de qualité (Q)	Durée d'injection (s)	Mode de mesure
3	6	0	1	Save energy

Ce sont six sections de profils TRE qui ont été réalisées (Figure III.8). Chacune de ces sections est composée de plusieurs tomographies (Tableau III.3). Trois profils PS1, PS15 et PSaG passant par les forages S1, S15 et SaG et liant les crêtes (buttes cuirassées) nord et sud, de direction N15° (PS1) et N08° (PS15 et PsaG) et trois sections PEO1, PEO2 et PEO3 de l'amont vers l'aval et de direction est-ouest ont été réalisées. Les directions des sections ne sont pas exactement les mêmes en raison des obstacles (habitations, lieux sacrés) observés sur le terrain et aussi dans un souci de recouper le maximum des structures linéamentaires proposés par les travaux antérieurs (BRGM-Aquater, 1991 ; Kabré, 2012). Ceci permettra de valider ou non les linéaments qui seraient la représentation surfacique des fractures du substratum qui n'ont pas pu être appréciés en termes d'extension et d'orientation lors des investigations à l'échelle du forage. L'intérêt de faire passer la section de mesure à proximité de ces forages réside dans le fait que les lithologs issus de ces forages serviront de référence pour apprécier la réalité géologique des modèles de profils d'altération issus de l'inversion des résistivités apparentes et ainsi d'aider à la validation des modèles géologiques obtenus.
Les mesures ont été faites en novembre 2013 pour la section PS1 et en novembre-décembre 2014 pour les autres sections.

Tableau III.3 : Caractéristiques des sections de tomographie

Sections de profil	Nombre de tomographie	Longueur des sections (m)	Direction
PS1	30 tomographies	2 875	N08° E
PS15	24 tomographies	2 400	N15° E
PSaG	18 tomographies	1 900	N08° E
PEO1	22 tomographies	2 155	N100° E
PEO2	10 tomographies	1 075	N102° E
PEO3	20 tomographies	1 975	N108° E

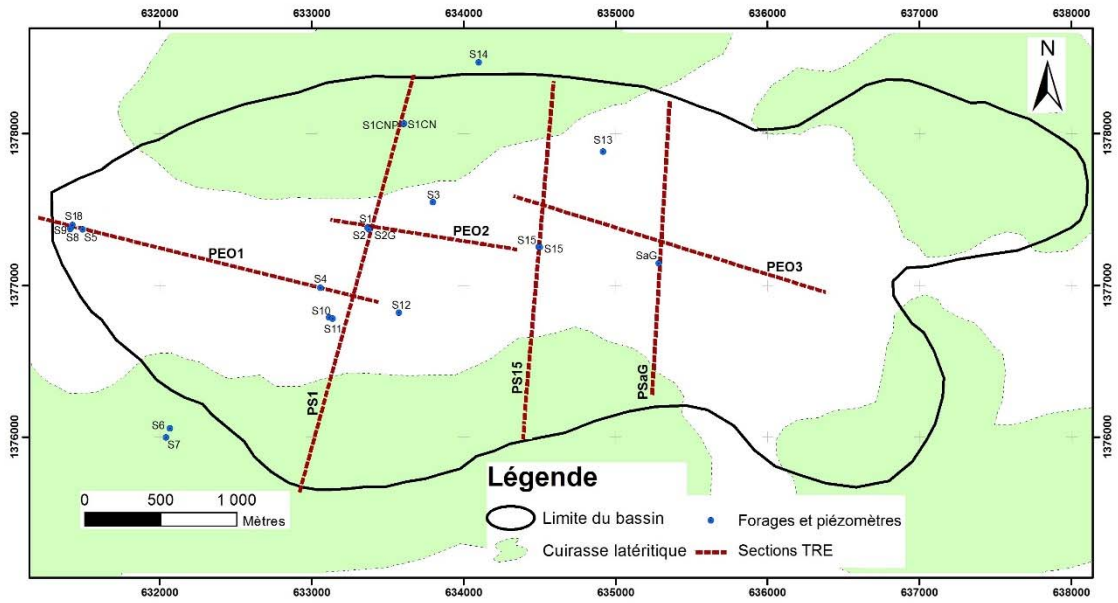

Figure III.8 : Localisation des différentes sections TRE

III.1.2.3. Prétraitements et traitements des données

Les données obtenues sur le terrain subissent des prétraitements et des traitements avant leurs interprétations.

III.1.2.3.1. Prétraitements des données

Lorsque les données sont acquises, elles sont soumises d'abord à des prétraitements. Ceux-ci sont réalisés en trois étapes :

- Filtrage de données

  Les données brutes sortant du résistivimètre subissent un prétraitement avec le programme Prosys II (Figure III.9).

Prosys II

File Communication Processing View Tools Help

SYSCAL multi electodes

#	El-array	Spa.1	Spa.2	Spa.3	Spa.4	Rho	Dev.	M	Sp	Vp	In	Time
465	Other	170.00	185.00	175.00	180.00	449.66	3.0	0.00	135.0	19.622	1.371	1000
466	Other	175.00	190.00	180.00	185.00	250.69	1.0	0.00	135.0	16.964	2.126	1000
467	Other	180.00	195.00	185.00	190.00	262.27	1.0	0.00	135.0	15.121	1.811	1000
468	Other	185.00	200.00	190.00	195.00	241.11	1.0	0.00	135.0	15.682	2.043	1000
469	Other	190.00	205.00	195.00	200.00	198.85	1.0	0.00	135.0	16.782	2.651	1000
470	Other	195.00	210.00	200.00	205.00	366.57	3.0	0.00	135.0	14.874	1.275	1000
471	Other	200.00	215.00	205.00	210.00	402.15	1.0	0.00	135.0	16.694	1.304	1000
472	Other	205.00	220.00	210.00	215.00	565.87	2.0	0.00	135.0	14.157	0.786	1000
473	Other	210.00	225.00	215.00	220.00	395.74	0.0	0.00	135.0	22.194	1.762	1000

Figure III.9 : Fichier de mesure de résistivités apparentes *.bin ouvert dans Prosys II

Dans l'onglet processing, il est possible d'effectuer un filtrage de certains paramètres (e.g. intensité du courant injectée, résistivité apparente mesurée, écart type) des données susceptibles d'engendrer des erreurs dans le processus de modélisation en définissant les valeurs minimales et maximales de différents paramètres (Figure III.10). Dans cette étude, nous avons indiqué comme contraintes : courant injecté supérieur 0,1 mA (autrement le rapport signal/bruit est trop faible), résistivité apparente positive, écart type maximum égal à 10%.

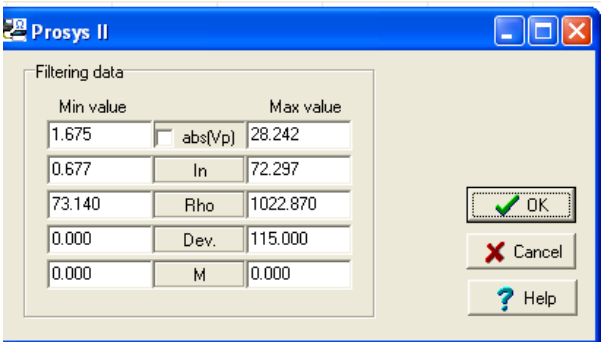

Figure III.10 : Onglet « Filtering data » de Prosys II

A la sortie du programme, lorsque le fichier de données est enregistré en *.dat, on obtient un fichier dont le nombre de lignes est directement lié au nombre de valeurs éliminées. C'est pourquoi, lorsque l'on filtre une série de fichiers de données issues d'un même dispositif électrique, on obtient à la sortie des fichiers *.dat n'ayant pas nécessairement le même nombre de lignes. Pour nos données, nous avons constaté que pour l'ensemble des sections de mesure 99% environ des mesures sont jugées bonne à l'issue de cette étape sauf pour PS1 où le taux est de 94,65% (Tableau III.4). Ce taux peut s'expliquer par le non fonctionnement d'une électrode lors de cette campagne de mesure.

Tableau III.4 : Statistique des données filtrées

Sections de profil	Nombre de mesure avant filtrage	Nombre de mesure après filtrage	% de mesure après filtrage
PS1	14970	14170	94,65
PS15	11976	11862	99,04
PSaG	8982	8982	99,73
PEO1	10978	10839	98,73
PEO2	4990	4962	99,43
PEO3	9980	9867	99,16

- Elimination des valeurs aberrantes

Après le filtrage des données sous Prosys II, celles-ci sont traitées avec le logiciel X2IPI (Ritz *et al.*, 1999 ; Bobatchev, 2003) afin de supprimer une électrode qui était défectueuse. En effet, pour la section de profil S1, il a fallu supprimer pour chaque tomographie une électrode car elle ne fonctionnait. Pour les autres sections, les boitiers de jonction des flûtes ont été changés permettant ainsi de résoudre ce problème.

X2IPI a aussi permis d'éliminer certaines valeurs aberrantes qui auraient échappé au filtre. Cela a consisté à identifier les données qui ont des ordres de grandeur différents de ceux des données voisines. Un exemple est présenté en annexe C.2.

- Concaténation des tomographies de résistivité électrique et intégration de la topographie

Etant donné que le mode *Roll allong ½* a été utilisé pour acquérir les données, il est nécessaire d'attribuer les bonnes coordonnées aux électrodes tout en tenant compte de la première électrode de mesure. A la suite de cela, toutes les tomographies sont concaténées avec les altitudes des électrodes (Annexe C.3).

III.1.2.3.2. Traitements des données : inversion et classification

A la suite des prétraitements, le traitement proprement dit des données a été effectué. Il comprend les phases d'inversion des données et de classification.

L'inversion des données de résistivité apparente permet la reconstruction de la distribution interprétée aussi proche que possible de la distribution « réelle » de la résistivité dans le sous-sol (Olayinka and Yaramanci, 2000). L'inversion de données a commencé avec la détermination d'un modèle initial et son amélioration itérative (cf. paragraphe I.6.1.7) en utilisant les différences entre les observations et les réponses calculées par rapport aux paramètres du modèle (Olayinka and Yaramanci, 2000).

Dans le logiciel DC2DInvRes, la qualité de l'inversion est contrôlée par le RMS (Root Mean Squared) et le Chi². Ces deux estimateurs d'incertitude sont calculés par les équations III.4 et III.5. Le RMS mesure la différence entre les résistivités électriques apparentes calculées ($x_{modèle}$) et les résistivités électriques mesurées ($x_{donnée}$). Le Chi² correspond à la différence entre les résistivités calculées et mesurées normalisée par l'erreur propre de chaque quadripôle de mesure ε (erreur estimée en fonction du dispositif utilisé, de l'espacement inter-électrodes, du

voltage injecté et des valeurs des résistivités apparentes mesurées). Pour avoir un modèle qui reproduit mathématiquement les résistivités apparentes mesurées, il faut que le RMS soit le plus faible possible. Afin d'obtenir un RMS faible, il est important d'avoir des données moins bruitées. En effet, les valeurs extrêmes influencent l'estimation du RMS (dans le cas des mesures de mauvaise qualité, l'erreur RMS est importante). Dans une telle situation, le Chi² est une meilleure valeur à utiliser car il permet d'avoir une estimation de l'erreur représentative de l'ensemble des résistivités (Günther, 2004). Toutefois, il faut noter qu'une valeur de RMS ou de Chi² faible n'est pas impérativement la signification d'une bonne représentation de la réalité terrain (Descloitres *et al.*, 2008a). Il faut toujours se référer à des réalités terrain telles les coupes lithologiques des forages.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{x_{donnée,i} - x_{modèle,i}}{x_{donnée,i}}\right)^2}{N}} \qquad \text{Equation III.4}$$

$$Chi^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}\frac{(x_{donnée,i} - x_{modèle,i})}{\varepsilon}}{N} \qquad \text{Equation III.5}$$

avec N représentant le nombre total des mesures.

Afin de faciliter l'analyse et l'interprétation des modèles géophysiques obtenus après inversion, les résistivités interprétées sont regroupées en classes de résistivité (e.g. Chaudhuri *et al.,* 2013) à partir des gammes de résistivité correspondant aux couches : « saprolite », « couche fissurée » et « roche saine » définies à partir des diagraphies de résistivité électrique réalisées dans les forages et les piézomètres.

III.2. RESULTATS

Les résultats seront présentés en trois parties suivant cet ordre : les résultats obtenus à partir des investigations à l'échelle du forage, les résultats des mesures faites à l'échelle 2D (de crête à crête) et les résultats de la validation des structures linéamentaires.

III.2.1. Profil d'altération à l'échelle du forage

La présentation des résultats des investigations à l'échelle du forage est faite en trois étapes : description des lithologs, description de la cuirasse latéritique et analyse des diagraphies de résistivité électrique.

III.2.1.1. Description des lithologs

L'analyse des vingt et un lithologs dont certains sont présentés sur la figure III.11 montre que les profils d'altération sur chacune des trois formations (granite, migmatite et roche verte) observées sur le bassin obéissent à une structuration verticale classique. Elle se décompose comme suit du sommet à la base :

(i) la saprolite qui peut être scindée en deux sous-couches : la sous-couche allotérite (riche en kaolinite et où la structure de la roche mère n'est plus visible) et la sous-couche isaltérite (riche en argile et sable et où la structure de la roche mère est encore visible), l'épaisseur moyenne de la saprolite est 37,6 ± 7 m et varie entre 22 et 49 m ;

(ii) la couche fissurée qui est intermédiaire entre le socle sain et la sous-couche isaltérite et au niveau de laquelle les arrivées d'eau sont observées au cours de la foration au marteau-fond-de-trou (caractérisée par des cuttings qui présentent à la fois des éléments de roche altérée et de roche originelle), l'épaisseur de cette couche fissurée est 13,8 ± 8 m et varie entre 2,5 et 35 m, cette valeur élevée de l'écart type (par rapport à la moyenne) peut être un indicateur de la grande difficulté qu'il y a à estimer l'épaisseur de cette couche ; et

(iii) le socle sain qui se trouve à la base du profil d'altération. Aussi, les profils sont généralement recouverts de fines épaisseurs de sable latéritique sauf au niveau des crêtes où ils sont recouverts de cuirasse latéritique pouvant atteindre environ 8 m d'épaisseur.

Bien que la structuration du profil d'altération décrite plus haut soit classique, des différences d'épaisseur parfois très marquées sont observées au sein d'un même type de formation géologique en fonction de la topographie ou de la position relative du profil considéré par rapport au centre du bassin où un dôme piézométrique a été observé (Compaoré *et al.*, 1997). En effet, sur les migmatites le profil d'altération est plus épais au niveau du centre du bassin où la saprolite (allotérite+isaltérite) atteint environ 49 m d'épaisseur (litholog du forage S1). On note quelques fois la disparition de la sous-couche d'isaltérite au profit de la sous-couche d'allotérite. L'épaisseur du profil d'altération diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne du

centre de la vallée pour atteindre sa plus petite valeur vers les versants où elle vaut environ 22 m (litholog du forage S14). Sur les roches vertes et les granites, des différences marquées au niveau du profil d'observation n'ont pas pu être observées en raison du nombre d'échantillons disponibles pour ces formations (3 pour les roches vertes et 3 pour les granites). Cependant, les couches de saprolite les moins épaisses sont rencontrées sur les formations de roches vertes au niveau des interfluves.

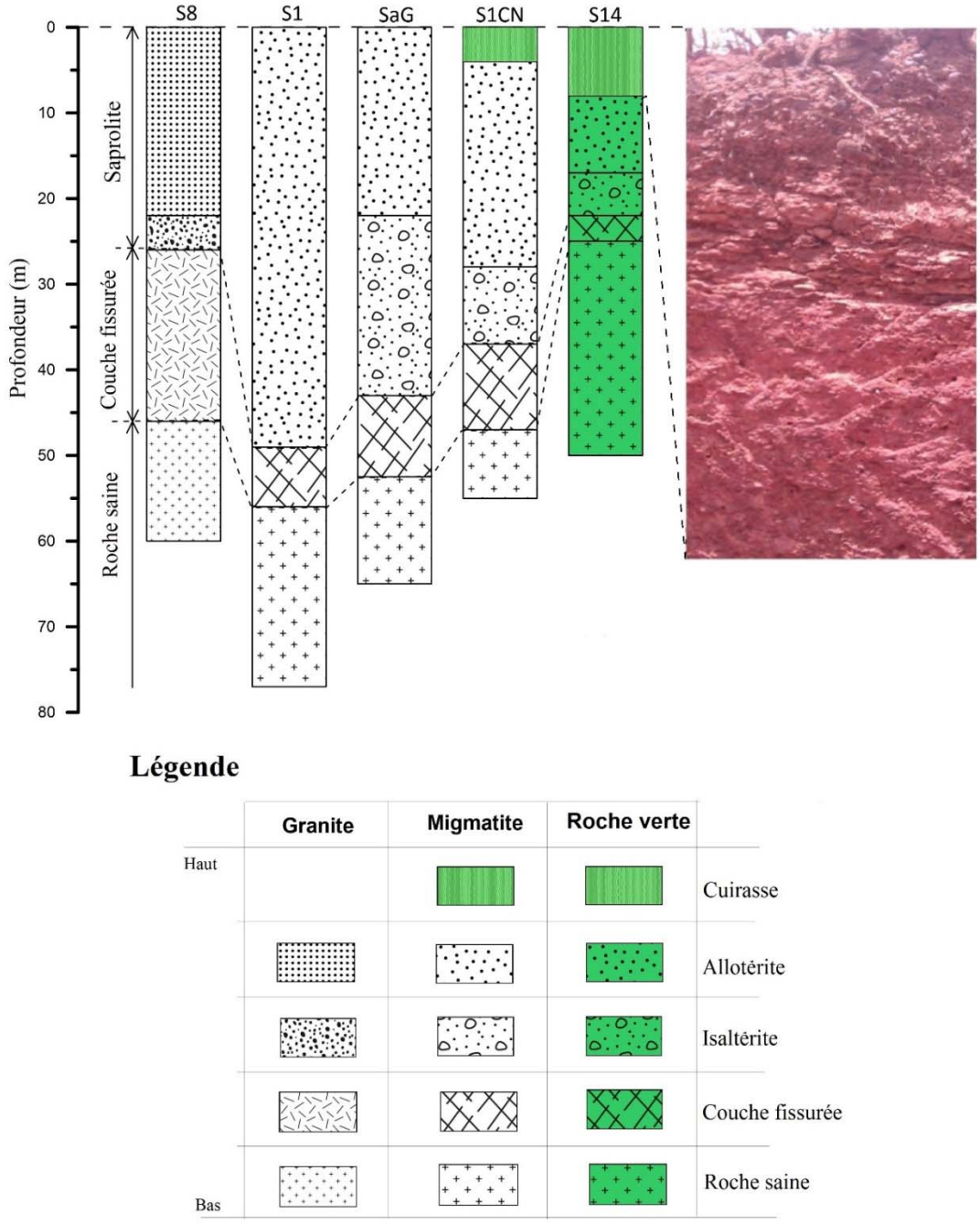

Figure III.11 : Illustrations de quelques profils d'altération analysés sur granite, migmatite et roche verte.

III.2.1.2. Description de la cuirasse latéritique

L'analyse des profils cuirassés à travers les bancotières réalisées dans le bassin de Sanon (Figure III.11), montrent que ceux-ci sont constitués au sommet d'une dalle ferrugineuse supérieure, à allure conglomératique en surface par la mise en relief de nodules violets vernissés. Ces nodules se fondent ensuite dans la masse de la dalle. Cassés, ces nodules laissent apparaître de fins pores. En dessous de la dalle ferrugineuse, se trouve une première matrice argilo-sableuse indurée à structure feuilletée horizontale en dessous de laquelle une seconde matrice bariolée argilo-sableuse indurée apparait sur une profondeur de 4 m en moyenne. Cette matrice non diaclasée présente de nombreux vides non interconnectés. Cette constitution de la cuirasse jouerait vraisemblablement un rôle prépondérant au niveau des écoulements de surface et du processus d'infiltration dans les localités du bassin où le profil d'altération est recouvert de cuirasse.

III.2.1.3. Analyse des diagraphies de résistivité électrique

L'analyse de la variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur obtenue à partir des diagraphies de résistivité électrique (Figure III.12) a permis d'attribuer des gammes de résistivités électriques à chaque couche du profil d'altération (Figure III.13). Ces diagraphies révèlent que pour un profil d'altération donné, les valeurs de résistivités électriques varient avec la profondeur au sein d'une même couche (Figure III.12), témoignant ainsi de l'hétérogénéité de celle-ci.

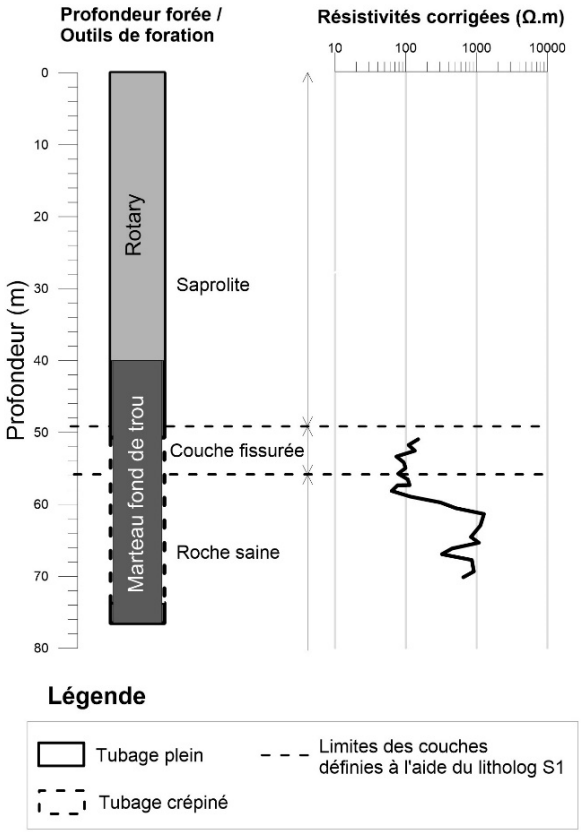

Fig.: Variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur dans le forage S1

Par ailleurs, toujours en terme de variation de la résistivité, le passage d'une couche à une autre se fait de manière progressive ce qui sous-entend que le changement de faciès le long du profil d'altération n'est pas brusque. Ces constats ne permettent pas d'apprécier avec certitude la limite géométrique entre les couches successives du profil d'altération.

La réalisation des « boites à moustaches » des résultats de diagraphies électriques permettent de faire une description statistique en fonction des strates où elles ont été acquises (Figure III.13). Ainsi, les valeurs obtenues au niveau de la saprolite sont comprises entre 56 et 220 Ω.m avec une médiane de 120 Ω.m, tandis que 92 et 157 Ω.m sont les valeurs respectives du 1er quartile et du 3ème quartile de ce premier groupe de résistivités. Concernant la couche fissurée, les résistivités sont comprises entre 133 et 904 Ω.m avec une médiane de 418 Ω.m. Les résistivités du 1er quartile et du 3ème quartile sont respectivement 228 et 663 Ω.m. Enfin, dans le socle sain, les résistivités obtenues sont comprises entre 450 et 3727 Ω.m avec une médiane de 1291 Ω.m, un 1er quartile de 871 Ω.m et un 3ème quartile de 2294 Ω.m.

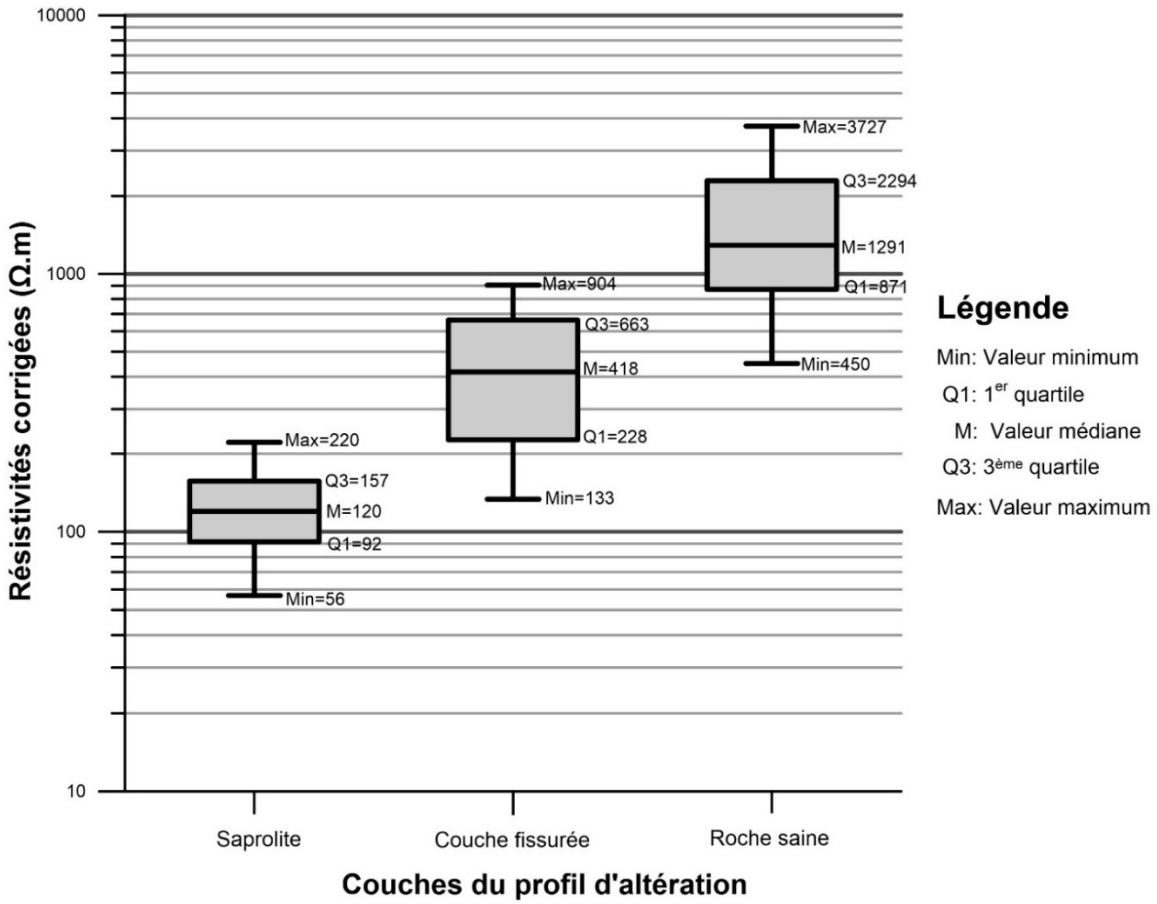

Figure III.12 : Regroupement des résistivités corrigées en fonction des couches du profil d'altération.

Pour réaliser la modélisation synthétique, ce sont les valeurs des médianes des résistivités électriques pour les couches qui ont été choisies. Ces valeurs sont : 120, 418 et 1291 Ω.m respectivement pour les couches : « saprolite », « couche fissurée » et « roche saine ».

Par ailleurs, afin de distinguer chacune des trois principales couches, les 1er quartiles des couches : « couche fissurée » et « roche saine » ont été choisies. Ce sont les valeurs 228 et 871 Ω.m. Ces deux valeurs servent de frontière entre les trois couches. Ainsi pour les couches : « saprolite », « couche fissurée » et « roche saine », les gammes de résistivités électriques attribuées sont respectivement : inférieure à 228 Ω.m, compris entre 228 et 871 Ω.m et supérieure à 871 Ω.m. La résistivité 30 Ω.m a permis de distinguer dans la saprolite, les parties les plus conductrice. Ainsi, cette couche peut être scindée en altérites « moins conductrice » (de résistitivté comprise entre 30 et 228 Ω.m) et en altérites argileuses (de résistivité inférieure à 30 Ω.m). Les gammes de résistivités précedemment indiquées permettront de faire une interprétation géologique des sections 2D de résistivité dans le la suite des travaux.

III.2.2. Structuration et géométrie 2D du profil d'altération

Cette partie de l'étude est présentée en trois points. Ce sont : l'interprétation géophysique des données, l'interprétation géologique et la validation des structures linéamentaires.

III.2.2.1. Interprétations géophysiques

L'interprétation géophysique a été faite suivant un processus qui se décline en trois étapes : la modélisation synthétique, l'interprétation de la section 2D de crête à crête et l'interprétation de la section 2D de l'amont vers l'aval.

- Modélisation synthétique

Au niveau du modèle synthétique 1, les résultats de l'inversion des données de résistivités apparentes obtenues avec les dispositifs Schlumberger, Wenner-alpha et Wenner-beta (Figure III.14) indiquent que les valeurs de Chi^2 et de RMS sont respectivement comprises entre 0,43 et 0,95 et entre 2,54 et 4,32%.

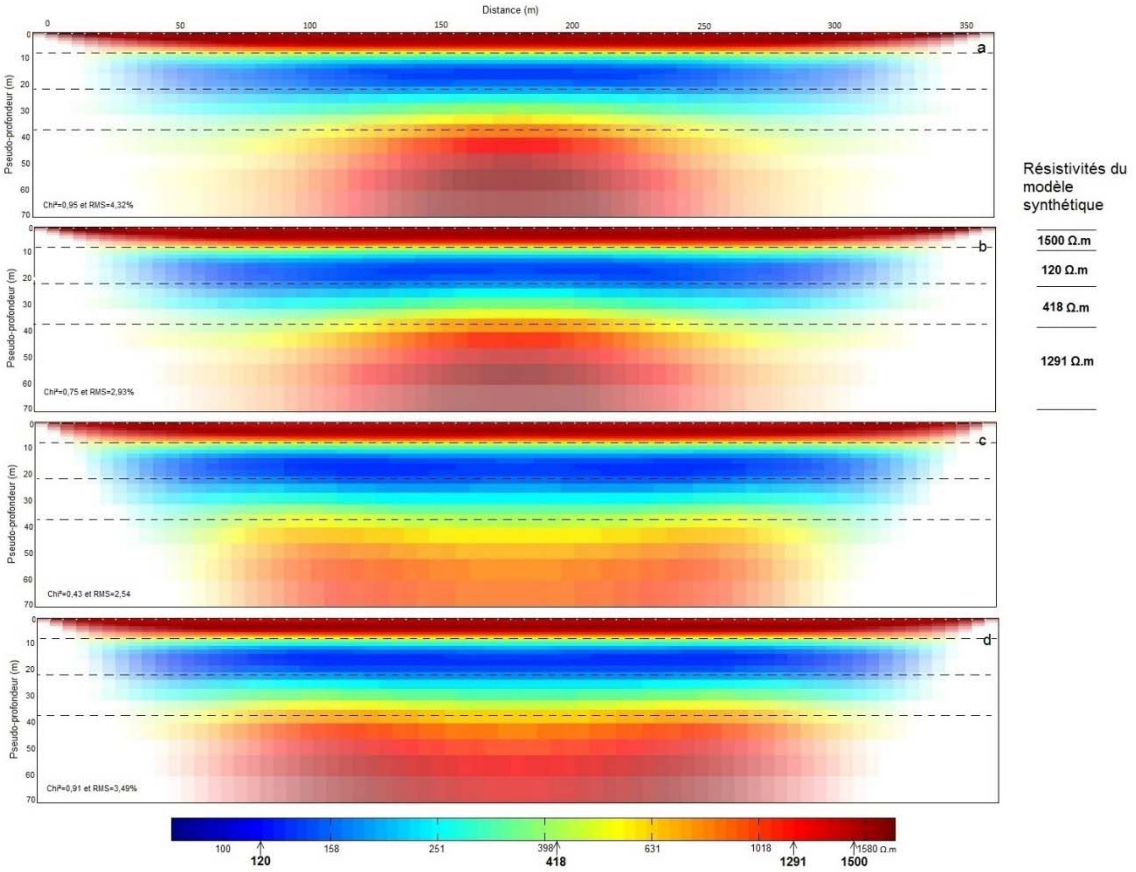

Figure III.13 : Résultats des inversions du modèle 1 avec les dispositifs a) Schlumberger, b) Wenner-alpha, c) Wenner-beta et d) Wenner-alpha+Wenner-beta, sachant que les pointillés représentent la position des interfaces du modèle initial.

L'observation des résultats des inversions indique trois couches facilement identifiables (la cuirasse en surface, ensuite la saprolite et la roche saine). La couche fissurée n'est pas bien visible. Aussi, nous observons des ondulations de types concaves au niveau des inversions des dispositifs Schlumberger (Figure III.14a) et Wenner-alpha (Figure III.14b). Cependant, ces ondulations sont convexes pour les inversions des dispositifs Wenner-beta (Figure III.14c) et Wenner-alpha+Wenner-beta (Figure III.14d).
Le dispositif Wenner-beta (Figure III.14c) sous-estime la valeur de la résistivité de la roche saine. Toutefois, l'inversion des données issues de ce dispositif possède les estimateurs de qualité les plus faibles de l'ensemble des quatre inversions aussi bien pour le Chi² que pour le RMS (Tableau III.5). L'inversion conjointe Wenner-alpha+Wenner-beta (Figure III.14d) est celle qui tient compte le mieux de l'extension latérale de la roche saine. Cependant cette inversion indique incorrectement une baisse de la résistivité dans la zone centrale de la roche saine. Elle arrive en 3ème position dans l'ordre des estimateurs numériques de qualité avec Chi²=0,91 et RMS=3,49%. Le dispositif Schlumberger est celui qui a fourni les valeurs de Chi² et de RMS les plus élevées (0,95 et 7,32%).

Tableau III.5 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 1

Dispositifs	**Chi²**	**RMS**
Schlumberger	0,95	4,32%
Wenner-alpha	0,75	2,93%
Wenner-beta	0,43	2,54%
Wenner-alpha+Wenner-beta	0,91	3,49%

Dans la suite, nous présentons deux inversions par modèle synthétique. Ce sont celles qui restituent mieux la géométrie des modèles initiaux indépendamment des indicateurs de qualité numérique. L'ensemble des inversions par modèle est présenté en annexe (Annexe C.4).

Concernant le modèle synthétique 2, le dispositif Wenner-alpha possède les meilleurs indicateurs des quatre inversions avec un Chi²=0,17 et un RMS=1,44% (Tableau III.6). Cependant, il estime la valeur de résistivité de la roche saine à moins de 700 Ω.m alors qu'elle est de 1200 Ω.m (Annexe C.4). L'inversion des données du Schlumberger ressort assez bien la géométrie au centre du modèle initiale mais latéralement celle-ci est moins

visible (Figure III.15a). Cette inversion a la plus grande valeur RMS (RMS=4,39%). Il ne prend pas aussi suffisamment en compte l'extension latérale de celle-ci.

L'inversion conjointe (Wenner-alpha+Wenner-beta) arrive en deuxième position en comparant les indicateurs de qualité des inversions avec un Chi²=0,29 et un RMS=2,01%. Par contre, c'est l'inversion qui restitue le mieux le modèle initial en termes de résistivité des couches identifiées et de leurs extensions latérales (Figure III.15b). Par ailleurs, l'ensemble des inversions restitue difficilement la couche fissurée qui est situé entre la saprolite et la roche saine (Figure III.15 et Annexe C.4).

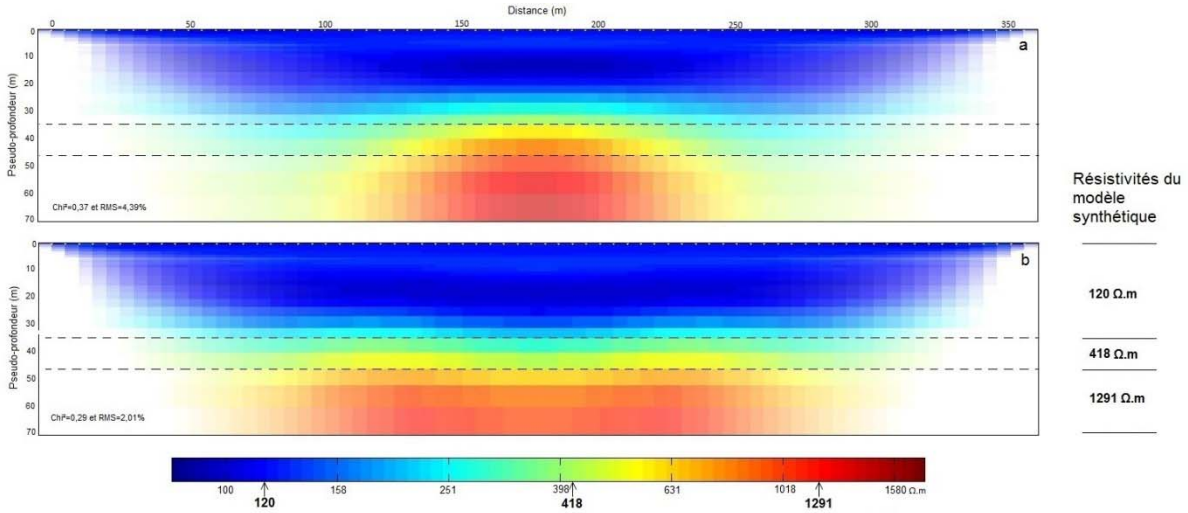

Figure III.14 : Résultats des inversions du modèle 2 avec les dispositifs a) Schlumberger et b) Wenner-alpha+Wenner-beta.

Tableau III.6 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 2

Dispositifs	**Chi²**	**RMS**
Schlumberger	0,37	4,39%
Wenner-alpha	0,17	1,44%
Wenner-beta	0,51	2,90%
Wenner-alpha+Wenner-beta	0,29	2,01%

Pour le modèle synthétique 3, l'analyse faite est très proche de la précédente concernant le modèle 2. En effet, Wenner-alpha est le dispositif ayant les plus petites valeurs de Chi² et de RMS (Tableau III.7). Cependant, il ne peut ressortir la géométrie des couches du modèle 3 initial (Annexe C.4).

L'inversion des données acquises avec le Schlumberger est celle qui restitue mieux par rapport aux autres inversions les formations résistantes en profondeur. Cependant, cette restitution est mauvaise latéralement (Figure III.16a). Aussi, elle a les indicateurs numériques les plus élevés avec un Chi²=0,77 et RMS=5,30%. L'inversion conjointe identifie aussi des formations résistantes en profondeur et restitue mieux latéralement cette résistivité (environ 600 Ω.m) à environ 60 m de profondeur (Figure III.16b). Pourtant, ces valeurs de Chi² et de RMS la classe comme 3ème choix à faire pour inverser les données apparentes de ce modèle (Tableau III.6).

Pour ce modèle 3, aucune des inversions n'a pu ressortir la géométrie du modèle initial.

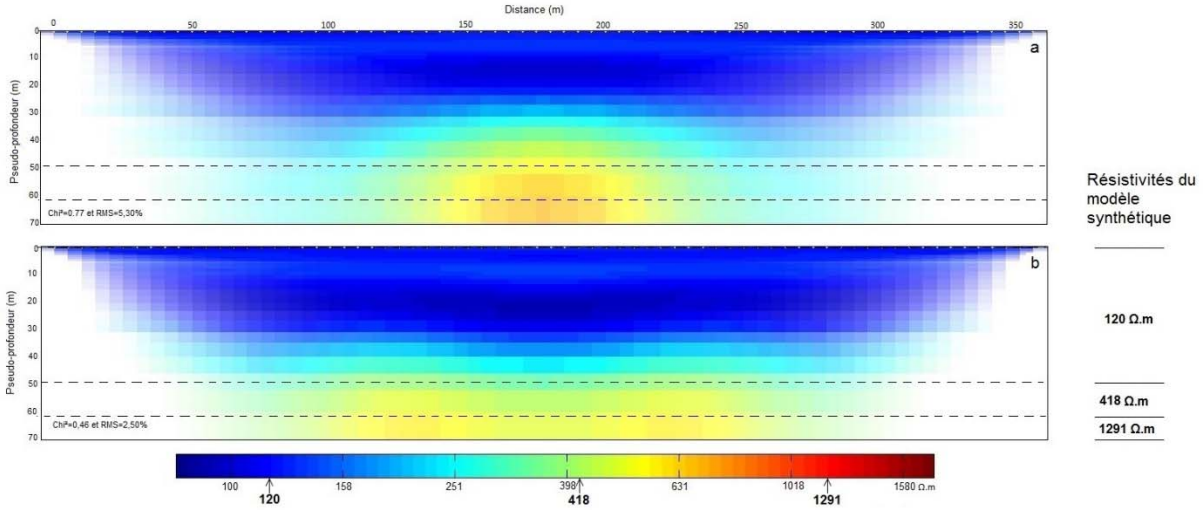

Figure III.15 : Résultats des inversions du modèle 3 pour les dispositifs a) Schlumberger et b) Wenner-alpha+Wenner-beta.

Tableau III.7 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 3

Dispositifs	**Chi²**	**RMS**
Schlumberger	0,77	5,30%
Wenner-alpha	0,18	1,45%
Wenner-beta	0,20	1,87%
Wenner-alpha+Wenner-beta	0,46	2,50%

Au terme de cette partie, l'inversion conjointe (Wenner-alpha+Wenner-beta) a été retenue car elle est le meilleur compromis entre la restitution de la géométrie et les indicateurs numériques.

Dans le but d'affiner les paramètres d'inversion, la valeur par défaut du z-weight a été maintenue à 1 par manque d'informations sur l'anisotropie du milieu. Par contre, la valeur de λ a été variée entre 1, 30 (valeur par défaut) et 60 (Annexes C.4).
Il ressort des tests réalisés que la valeur par défaut 30 est la meilleure. En effet, le constat fait à la suite des inversions est que pour λ=1, des ondulations prononcées au niveau du socle sont observées. Aussi, lorsque ce paramètre prend une grande valeur comme 60, nous constatons un lissage et une baisse des valeurs de résistivité en profondeur.
Ensuite, l'option « blocky » (cf. paragraphe III.1.2.1) a permis d'améliorer légèrement les contrastes de résistivités entre les couches (Annexe C.4).
Par ailleurs, l'espacement inter-électrode de 5 m est conservé pour l'ensemble des investigations de terrain.

- Sections 2D de resistivité électrique de crête à crête (nord-sud)

Un exemple de pseudo-section de résistivités apparentes concaténées nord-sud passant par le forage S1 permet d'observer sur les deux coupes (Figures III.17a et III.17b) des vides dans leurs parties supérieures (entre 0 et -50 m). Ces vides sont des valeurs aberrantes qui ont été supprimées. Ces deux pseudo-sections révèlent des résistivités apparentes basses (en bleu) au centre des deux sections et des résistivités apparentes élevées lorsqu'on s'éloigne du centre (en jaune-orange). Elles ont ensuite été inversées conjointement. Le modèle de résistivité interprétée obtenu montre un compartiment très conducteur qui se caractérise par des résistivités basses (moins de 30 Ω.m, en bleu) au centre du modèle qui correspond à la vallée centrale. Mais ce compartiment conducteur devient moins épais lorsqu'on s'éloigne du centre (Figure III.17c). Par ailleurs, on constate des milieux très résistants en surface de plus de 2000 Ω.m (en noir) au niveau des deux extrémités du modèle qui coïncident avec les crêtes nord et sud recouvertes de cuirasses indurées.

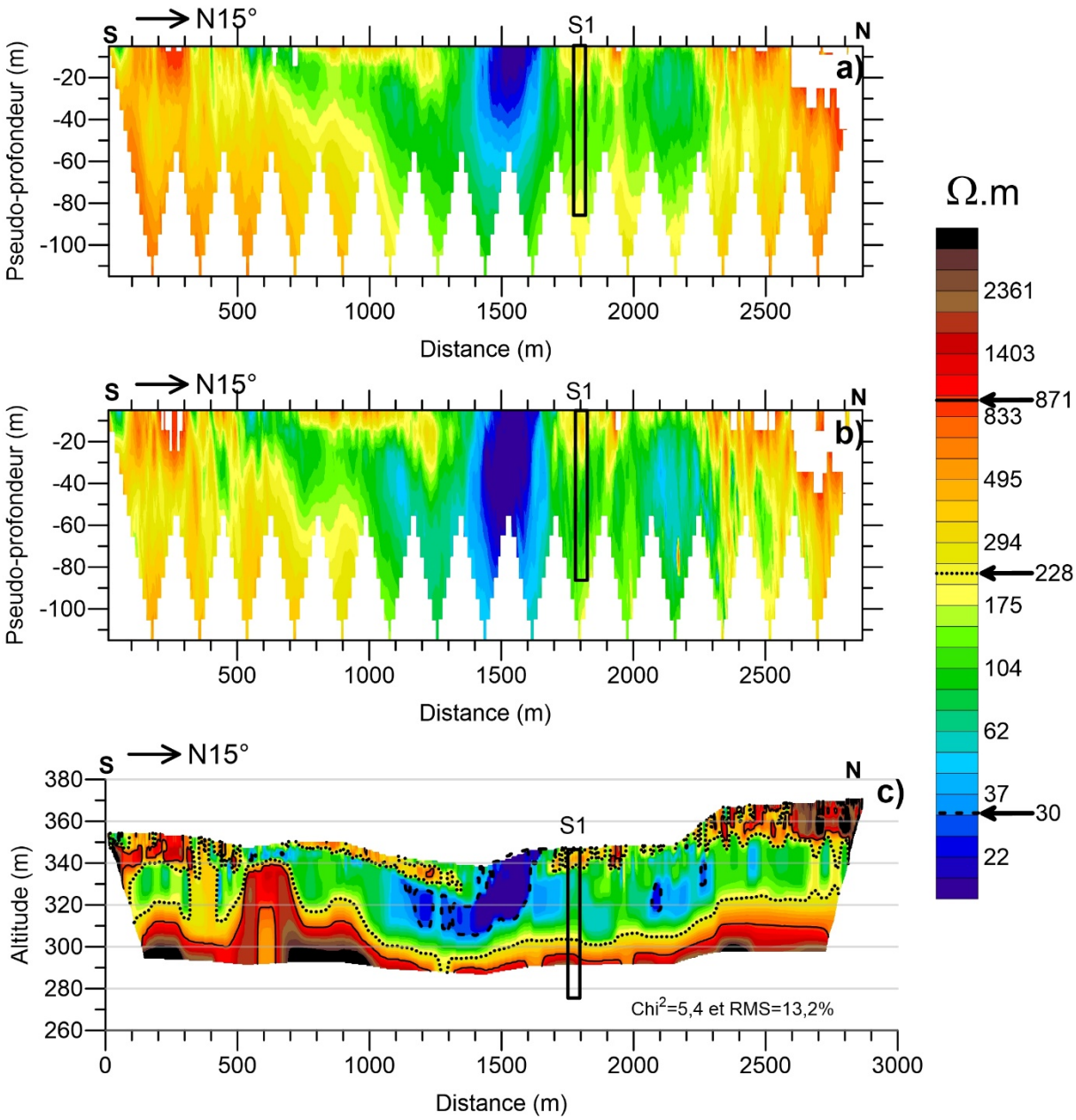

Figure III.16 : Exemple du profil PS1: pseudo-sections des résistivités apparentes mesurées avec a) un dispositif Wenner-alpha, et b) un dispositif Wenner-beta. La figure III.17c montre la section de résistivité interprétée issue d'une inversion conjointe des deux pseudo-sections.

Les résistivités interprétées ont ensuite été regroupées en fonction de leur valeurs en quatre classes. L'analyse des modèles géophysiques (Figure III.18) issus de ces classifications des sections 2D au niveau des sections PS1, PS15 et PSaG révèle que :

i) Pour chacune des sections, la géométrie du modèle géologique (en 1D) aux positions des forages S1, S15 et SaG est en adéquation avec la géométrie des lithologs issus de ces forages avec une erreur relative de 2 m.

ii) Les trois couches décrites par le modèle conceptuel classique en zone de socle sont présentes : la saprolite qui peut être scindée en deux sous-couches qui sont la sous-couche allotérite et la sous-couche isaltérite, la couche fissurée et le socle sain. Un recouvrement résistant (résistivité supérieure à 228 Ω.m) est signalé au niveau des crêtes correspondant aux carapaces indurées de cuirasse et au niveau de la vallée correspondant aux sables latéritiques secs.

iii) Le profil d'altération est plus épais au niveau de la vallée centrale et est caractérisé par une forte tendance argileuse (résistivité inférieure à 30 Ω.m). A cet endroit, la couche fissurée est moins épaisse (5-10 m). Quant à la roche saine (résistivité supérieure à 871 Ω.m), elle se trouve à une profondeur d'environ 50 m dans la vallée. Cette épaisseur diminue au niveau des crêtes où la sous-couche allotérite est quasi-inexistante. Au niveau des crêtes, le profil d'altération est marqué par un épaississement de la couche fissurée et une remontée du socle, plus accentuée au niveau de la crête sud.

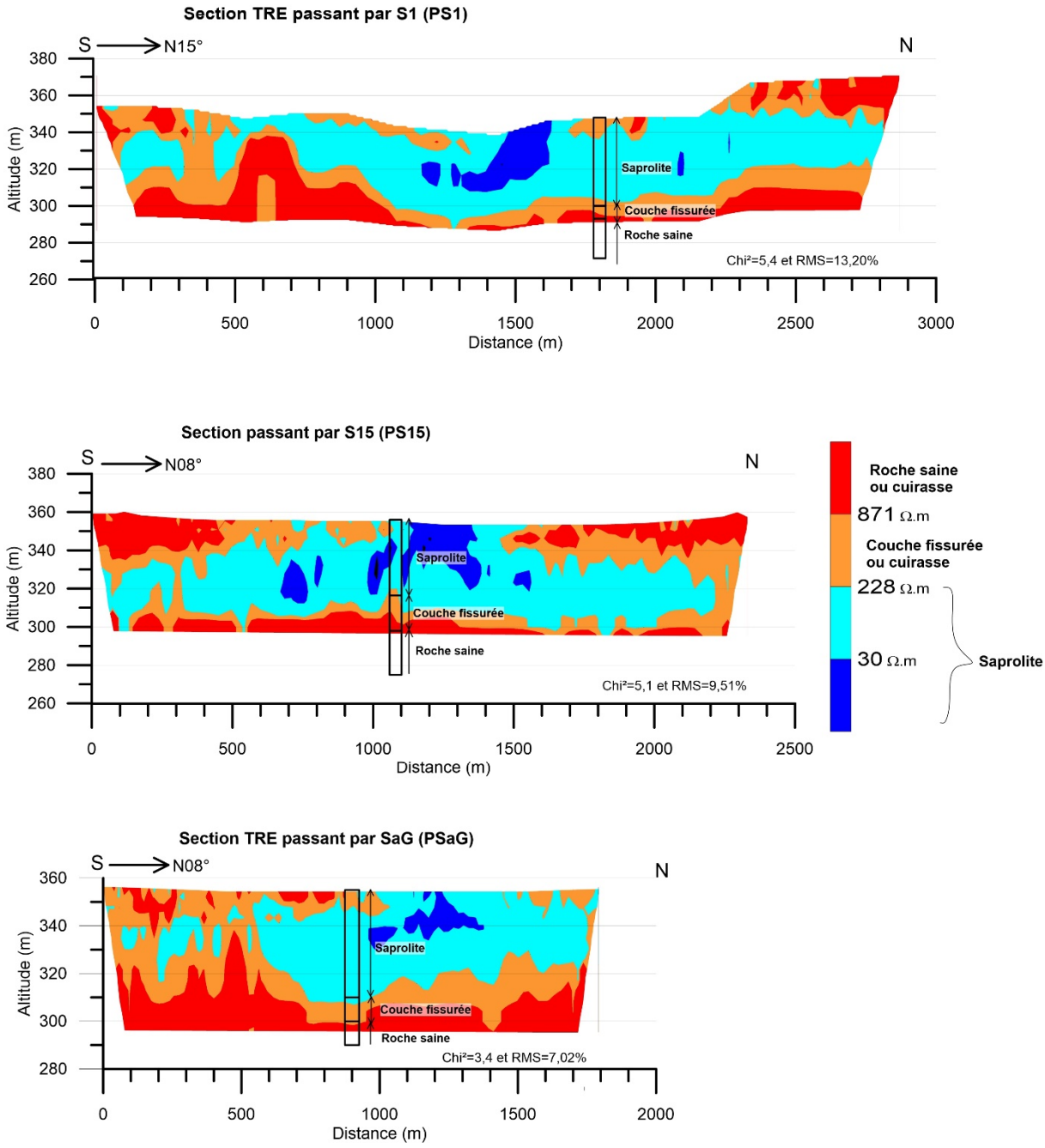

Figure III.17 : Classification des résistivités interprétées des sections a) PS1, b) PS15 et c) PSaG.

- Sections 2D de resistivité électrique amont–aval (est-ouest)

L'observation de la section de résistivité interprétée de PEO1 indique un milieu (épais de 20 à 25 m à partir de la surface) très conducteur de résistivité inférieure à 30 Ω.m en bleue (Figure III.19). Cette section permet aussi de constater une formation de résistivité supérieure à 2000 Ω.m (en noire) au bas de toute la coupe.

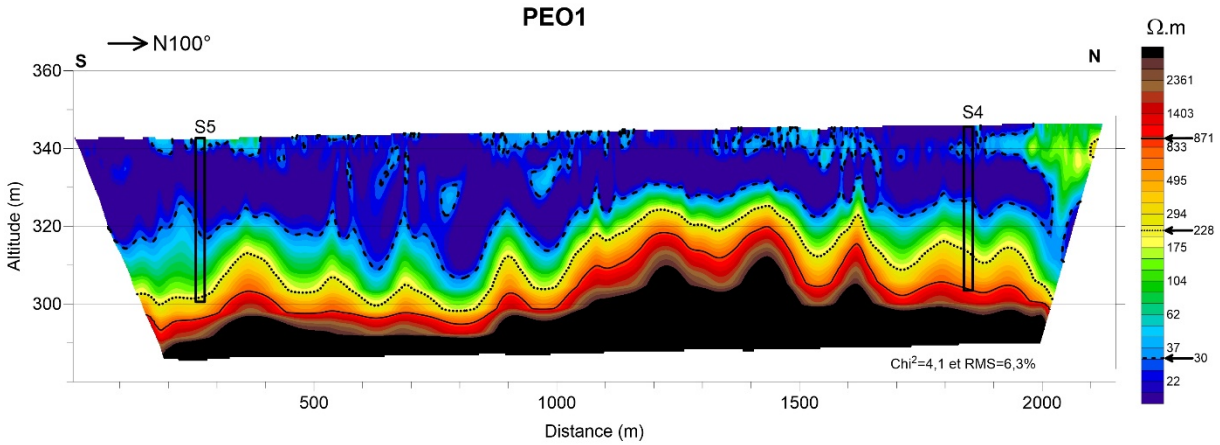

Figure III.18 : Exemple d'une section de résistivité interprétée est-ouest (PEO1)

Le regroupement des résistivités interprétées des trois sections est-ouest en quatre classes permet de faire certaines observations (Figure III.20).

i) Pour les sections PEO1 et PEO2 qui passent à proximité de forages, la géométrie du modèle géologique (en 1D) à la position du forage S4 est en adéquation avec la géométrie du litholog décrivant ce forage. Au niveau du forage S5, qui est situé à environ 2 m de la section PEO1, nous constatons que l'estimation de l'interface saprolite/couche fissurée a été surestimée d'environ 3 m par rapport à celle observée sur le litholog (Figure III.20a). Concernant le forage S1, les interfaces saprolite/couche fissurée et couche fissurée/roche saine sont aussi à une profondeur imagée qui n'est pas suffisante pour faire cette comparaison au niveau de l'interface couche fissurée/roche saine. Elles sont surestimées par rapport à celles observées sur le litholog (Figure III.20b). Cette surestimation est d'envirion 4 m pour l'interface saprolite/couche fissurée tandis qu'elle ne peut être déterminée pour l'interface couche fissurée/roche saine car la roche saine n'est visible sur l'image qu'à la position de S1.

ii) Toutes les sections présentent des milieux continus épais de résistivité inférieure à 228 Ω.m en surface. La présence en surface des formations de résistivité supérieure 871 Ω.m est observée uniquement sur la section PEO2.

iii) Les épaisseurs d'alération observées sont globalement supérieures à 40 m sur l'ensemble des sections.

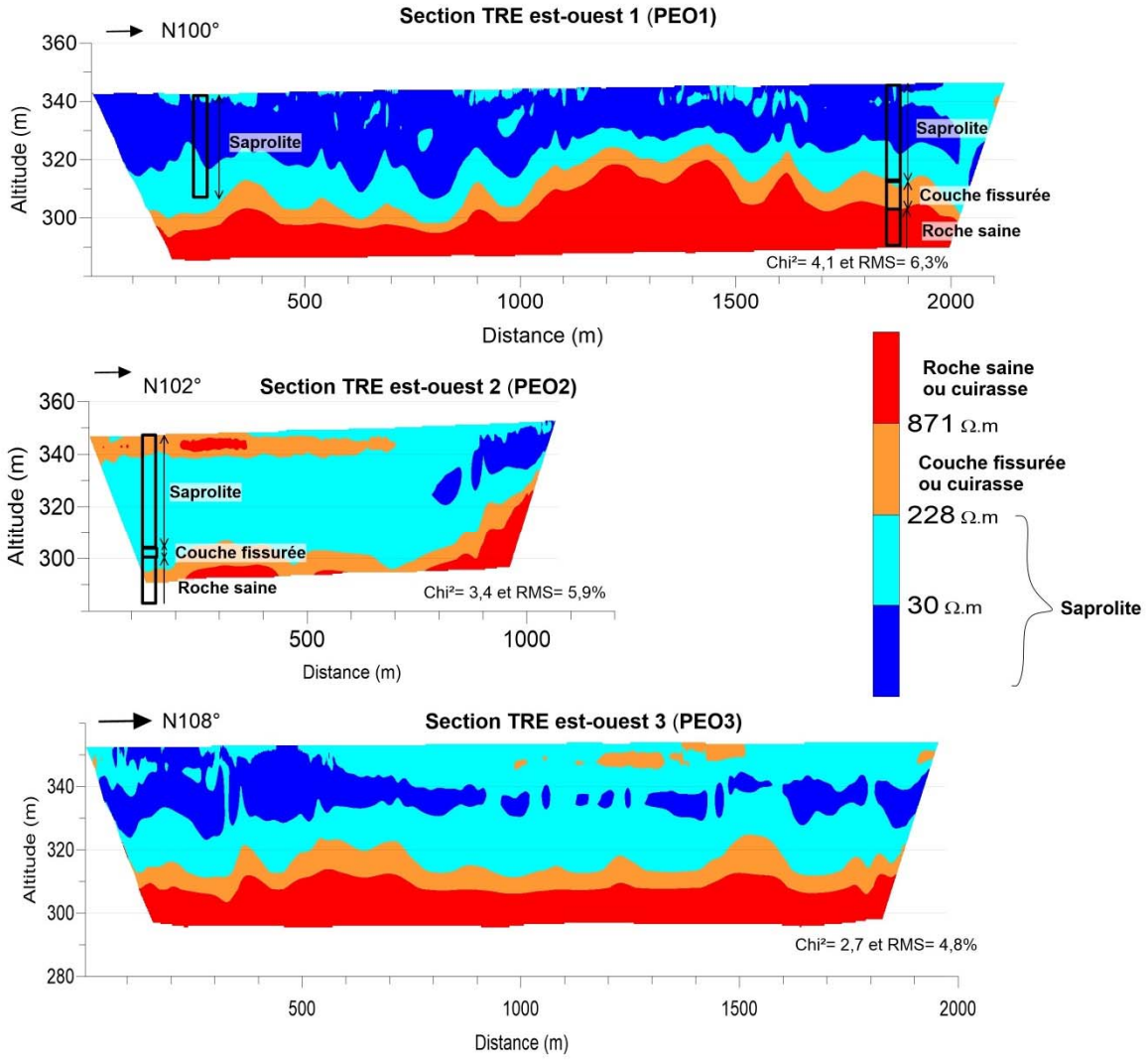

Figure III.19 : Classification des résistivités interprétées des sections a) PEO1, b) PEO2 et c) PEO3

III.2.2.2. Interprétations géologiques

La retranscription des modèles géophysiques en modèles géologiques permet d'aboutir à ces profils en trois couches avec la saprolite (cuirasse latéritique+allotérite+isaltérite), la couche fissurée et le socle sain (Figures III.21 et III.22).

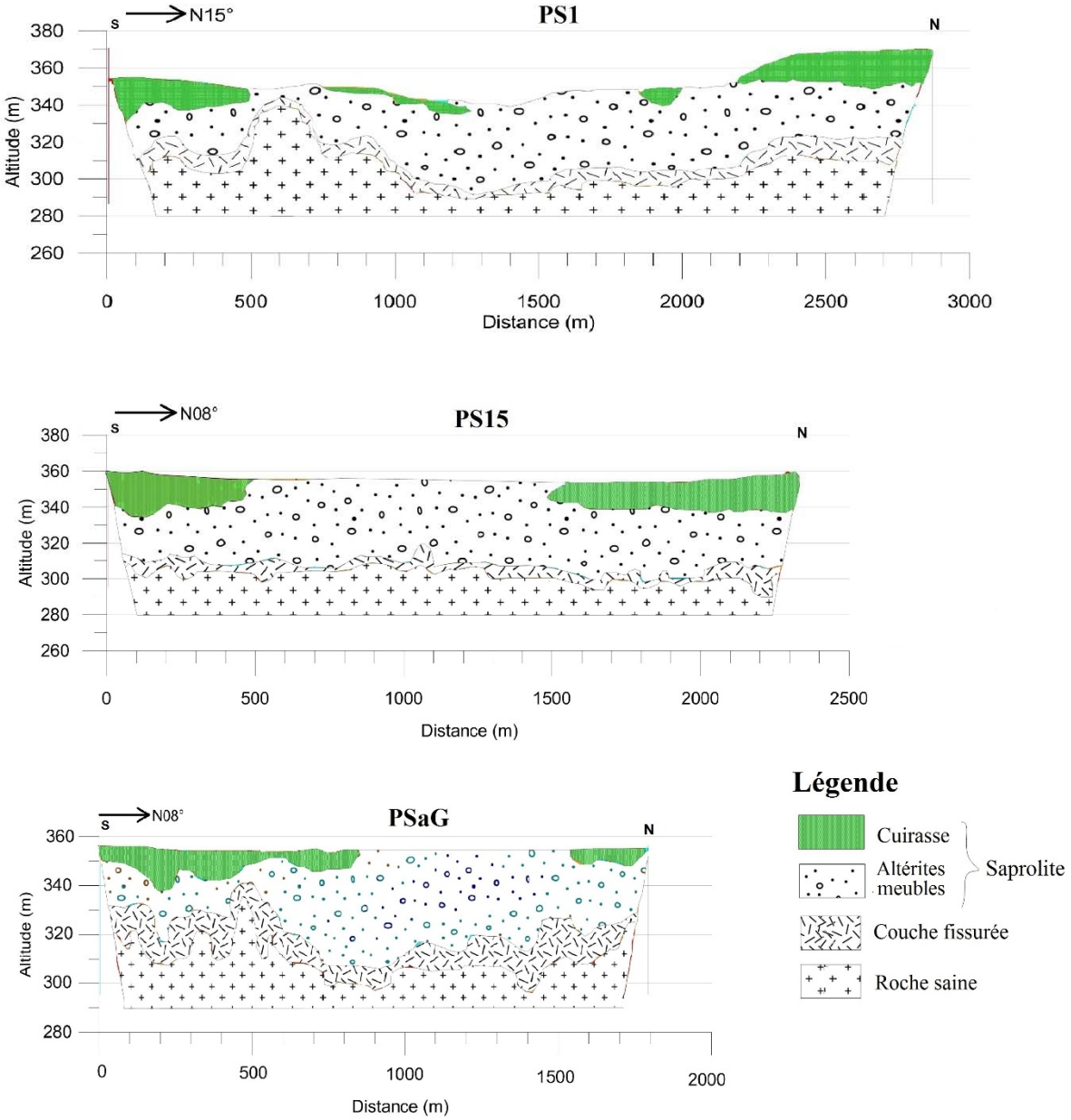

Figure III.20 : Modèles géologiques des sections PS1, PS15 et PSaG

Le modèle géologique ainsi décrit explique le comportement hydrogéologique du bassin de Sanon. En effet, la présence de la cuirasse latéritique sur les crêtes favorise le ruissellement des eaux météoriques vers la vallée centrale qui devient une zone préférentielle de recharge en raison de sa structure sableuse en surface. Les eaux ruisselés s'y concentrent, s'infiltrent et il en résulte une recharge localisée de la nappe, d'où l'existence d'une zone de dôme piézométrique confirmée par la carte piézométrique (Compaoré *et al.*, 1997).

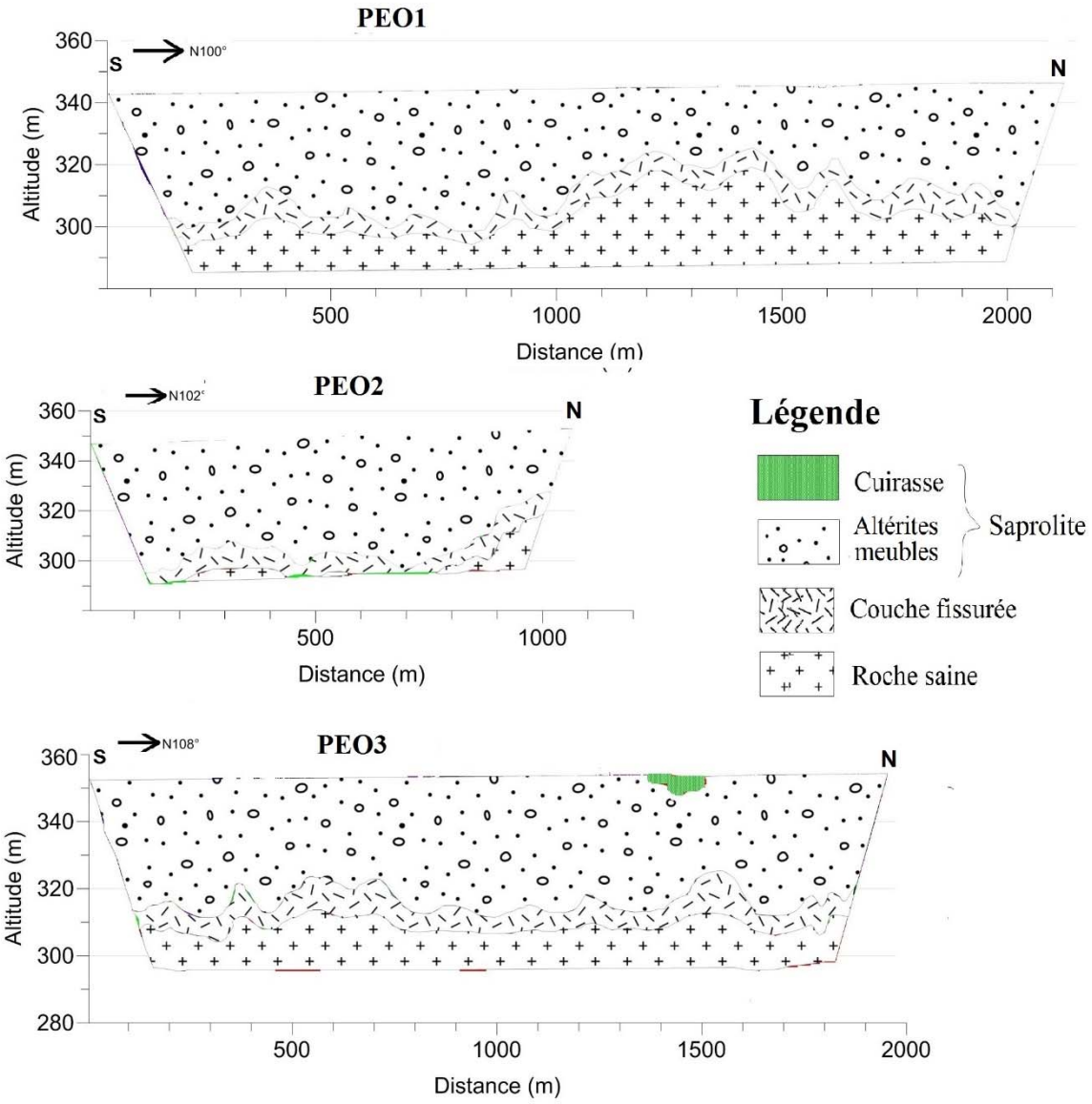

Figure III.21 : Modèles géologiques des sections PEO1, PEO2 et PEO3

III.2.3. Validation des structures linéamentaires

Dans les différents modèles géologiques (Figures III.21 et III.22), aucune trace de fractures tectoniques n'est visible sur la base des mesures géophysiques faites. Par conséquent, les linéaments identifiés sur la carte linéamentaire et considérés comme étant la représentation en surface de ces fractures tectoniques ne les sont vraisemblablement pas.

III.3. DISCUSSION

L'inversion conjointe des dispositifs Wenner-alpha+Wenner-beta a démontré son efficacité pour ressortir globalement les modèles initiaux lors de la modélisation synthétique. D'autres travaux réalisés en milieu de socle ont aussi utilisés conjointement ces deux dispositifs (Descloitres *et al.*, 2008b ; Hoareau, 2009). Massuel *et al.* (2006) indique aussi que les inversions conjointes de ces deux dispositifs permettent de maximiser les résolutions verticale et horizontale des mesures tout en offrant un bon compromis en terme de profondeur d'investigation. Les investigations géophysiques ont ainsi contribué à proposer un modèle de profil d'altération. Celui-ci présente du sommet à la base une structuration verticale avec trois couches distinctes : la saprolite qui peut être scindée en deux sous-couches (allotérite et isaltérite), la couche fissurée et la roche saine. Ce profil est en accord avec ceux proposés ces dernières années (e.g. Wyns *et al.,* 2004 ; Dewandel *et al.,* 2006 ; Courtois *et al.,* 2009 ; Lachassagne *et al.,* 2011 ; Koïta *et al.,* 2013 ; Langman *et al.,* 2015) et qui soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due au processus d'altération et non à la fracturation tectonique et à la décompression lithostatique. En effet, les TRE n'ont pas révélé les discontinuités identifiées dans les travaux antérieurs à partir de photographies aériennes et des images satellitaires Landsat 7 (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997 ; Kabré, 2012). Dans les modèles géologiques obtenus à partir des classifications des valeurs des résistivités électriques, les fractures tectoniques ne sont pas visibles. Il apparaît peu probable d'identifier des linéaments qui sont des représentations en surface des fractures tectoniques surtout lorsque l'épaisseur d'altération est importante comme à Sanon. Ce manque de corrélation entre les linéaments et les fractures tectoniques pourrait expliquer le taux élevé de forages négatifs en milieu de socle, malgré les études linéamentaires systématiques lors des différentes campagnes de foration. Bien que plusieurs auteurs aient décrit ou caractérisé la structure supposée des aquifères de roche dure et déclaré que leur fracturation est d'origine tectonique (e.g. Faillat and Blavoux, 1989 ; Wright and Burgess, 1992 ; Savadogo *et al.*, 1997 ; Razack and Lasm, 2006), ils n'ont pas démontré cette hypothèse (Lachassagne *et al.,* 2011). Lachassagne *et al.* (2011) ont déclaré que la fracturation tectonique ne peut pas être évoquée en tant que concept génétique pour expliquer l'origine des fissures secondaires/fractures dans les roches de socle. Selon les mêmes auteurs, dans des zones tectoniquement stables tels que la plupart des zones de socle dans le monde :

(i) l'apparition des fractures tectoniques est très rare à la fois dans le temps et l'espace ;

(ii) une fracture tectonique est une structure complexe qui est loin d'être systématiquement perméable ;
(iii) les fractures tectoniques ne touchent pas les derniers kilomètres sous la surface du sol à la profondeur moyenne d'un forage d'eau;
(iv) les fractures tectoniques sont anciennes et donc scellées.

Les arguments énumérés ci-dessus montrent que les fractures tectoniques sont situées à plusieurs kilomètres dans le sous-sol et ne peuvent pas être captées par les forages standards dont les profondeurs maximales se situent autour d'une centaine de mètre. Par conséquent, les modèles conceptuels hydrogéologiques basés sur les fractures tectoniques représentées par les linéaments doivent être révisés.

En conséquence, une attention particulière a été accordée à la couche fissurée car elle assure la fonction transmissive des aquifères de socle et est captée dans la plupart des forages (Courtois *et al.*, 2009). A Sanon, l'épaisseur moyenne de cette couche est estimée à 13,8 ± 8 m en utilisant les lithologs. Avec la TRE, son épaisseur maximale estimée est d'environ 20 m. Ces valeurs sont globalement inférieures à celles obtenues par Courtois *et al*. (2009) qui se situent entre 27 et 31 m sur les mêmes formations géologiques au Burkina Faso. Deux raisons principales peuvent expliquer la sous-estimation de l'épaisseur de la couche fissurée :

(i) l'absence de lithologs précis pour les forages, il existe en effet une incertitude quant à la profondeur réelle de la base de la saprolite ;
(ii) la difficulté de choisir un seuil de résistivité électrique pour délimiter la base de la couche fissurée. Cela peut s'expliquer par la théorie de la percolation (e.g. Gueguen and Palciauskas, 1992). En effet, la diminution de la densité des fissures au bas entraine l'arrêt de la percolation. Il devient alors difficile de distinguer les résistivités électriques de la base de la couche fissurée et celles de la roche saine.

Ensuite, le profil d'altération de cette étude est comparé à celui proposé par Koïta *et al.* (2013) en Côte d'Ivoire et Dewandel *et al.* (2006) en Inde. Les formations géologiques étudiées en Côte d'Ivoire et celles de Sanon ont subi la même histoire géologique durant le cycle orogénique Eburnéen daté entre 2400 et 1600 Ma (Thiéblemont *et al.*, 2004 ; Lompo, 2010). Cette comparaison révèle des similitudes et des différences à la fois en termes de géométrie et de structure. En effet, le profil d'altération proposé dans cette étude présente du somment à la base une structuration en trois principales couches comme celui proposé par Koïta *et al*. (2013) : la saprolite, la couche fissurée et la roche saine. A l'échelle du bassin, ces couches ne sont pas stratiformes ce qui indique que celles-ci ont été mises en place en différentes phases (Dewandel

et al., 2006) ou cela est dû à une altération différentielle. Aussi, à Sanon, l'épaisseur de la saprolite est faible au niveau des buttes cuirassées (vers les crêtes) mais est importante dans la vallée. Cette configuration est contraire à celle observée en Côte d'Ivoire dans des études antérieures (Koïta *et al.,* 2013) où le profil d'altération est plus complet et important au niveau des buttes cuirassées et faible dans les vallées marquées par un surcreusement du lit des cours d'eau laissant parfois apparaitre le substratum sain. La cuirasse latéritique peut être une explication à ce constat. En effet, les crêtes recouvertes de cuirasse présentent des modelés différents, cela qu'on soit en milieu soudano-sahélien (comme à Sanon) ou en milieu humide (comme en Côte d'Ivoire). A Sanon, les crêtes recouvertes de cuirasse se présentent comme des blocs étendus et compacts ayant résistés au démantèlement. Cependant, en milieu humide comme en Côte d'Ivoire, les crêtes sont couvertes de cuirasses disloquées (existence de quelques blocs résiduels) voire parfois complètement démantelées à la suite d'un abaissement du niveau de base et d'une phase climatique plus humide (Avenard *et al.*, 1971). Ainsi, l'occupation des crêtes par la cuirasse à Sanon favorise le ruissellement au détriment de l'infiltration et donne naissance à des écoulements qui peuvent être torrentiels (Maignien, 1958). De ce fait, en milieu soudano-sahélien, la vallée devient une zone préférentielle d'infiltration et donc de recharge. Aussi, l'infiltration dans la vallée serait favorisée par la faiblesse de la pente. En effet, cette pente ne favorise pas l'érosion de la vallée et permet un plus long temps de séjour de l'eau favorable à une altération profonde (Avenard *et al.*, 1971 ; Brideau *et al.*, 2009).

La conséquence du point de vue hydrogéologique de cette différence de comportement du profil d'altération de crête à crête est que les bassins versants topographique et hydrogéologique du site de Sanon ne sont pas superposés. En d'autres termes, les buttes cuirassées ne coïncident pas avec les lignes de partage des eaux souterraines.

III.4. CONCLUSION PARTIELLE

La caractérisation du profil d'altération du site expérimental de Sanon a été faite suivant sa géométrie et sa structure. Elle révèle que ce profil d'altération (sur granite et migmatite) présente du sommet à la base une structuration classique verticale avec trois principales couches : la saprolite, la couche fissurée et la roche saine. Ce profil d'altération s'apparente aux modèles proposés ces dernières années qui soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due à l'altération et non aux fractures tectoniques.

Une comparaison du profil de cette étude avec celui observé en zone tropicale humide sur les mêmes formations ayant la même histoire géologique (pendant l'Eburnéen) a été faite à l'échelle du bassin versant. Elle présente des divergences tant au niveau de la géométrie que de la structure. Ainsi, l'épaisseur de la saprolite est plus importante dans la vallée qu'au niveau des crêtes à Sanon. Ce constat est contraire à celui observé en milieu tropical humide où l'épaisseur de la saprolite est plus grande au niveau des crêtes. Cela serait due au processus de cuirassement qui est diffèrent sous ces deux types de climat.

Par ailleurs, à l'échelle du bassin, il apparait que les linéaments proposés dans des études antérieures ne sont pas corrélés avec les fractures tectoniques hydrogéologiquement utiles. En effet, ils ne sont pas présents sur les sections géologiques 2D proposées. Le manque de corrélation entre les linéaments et les fractures tectoniques hydrogéologiquement utiles peut être une explication du taux élevé de forages négatifs dans les milieux de socle où l'implantation des forages est systématiquement basée sur les études linéamentaires lors des différentes campagnes de foration.

Au sortir de ce chapitre, il serait donc important de savoir l'incidence d'une telle géométrie et structure sur les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère.

CHAPITRE IV : CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES

Les formations géologiques possèdent des propriétés hydrodynamiques dont la connaissance est indispensable pour la résolution des problèmes de flux d'eau et de transport dans les sols. Ces propriétés permettent de quantifier les flux d'eau et d'étudier leur circulation dans les sols. Les modèles qui permettent de résoudre ce type de problèmes exigent en entrée des paramètres caractérisant ces propriétés. Les principaux paramètres hydrodynamiques des aquifères comme le coefficient d'emmagasinement et la transmissivité peuvent être estimés à partir de plusieurs méthodes. Parmi celles-ci, la plus couramment utilisée est l'essai de pompage. Cependant, cette dernière se heurte souvent à des problèmes de coûts, de temps et d'accessibilité (Kruseman and de Ridder, 1994 ; Hoareau, 2009).

L'utilisation d'une méthode telle que la RMP complémentaire aux essais de pompage peut contribuer à estimer les propriétés hydrodynamiques du sol et à les spatialiser (Vouillamoz, 2003).

Dans ce chapitre nous présenterons d'abord la méthode d'essai de pompage mise en œuvre à Sanon. Ensuite, nous parlerons de la RMP employée sur le site. Enfin, nous montrerons les résultats obtenus et les relations qui ont pu être établies entre ces deux méthodes.

IV.1. ESSAIS DE POMPAGE

L'essai de pompage est une méthode d'étude *in situ* en hydrogéologie. Elle consiste à pomper de l'eau d'un aquifère initialement au repos et de suivre 1'évolution des rabattements[5] à la fois dans le puits pompé et dans un ou plusieurs piézomètres (encore appelés puits d'observation) situés à des distances connues du puits pendant et après le pompage.

Le rabattement total (s_{total}) mesuré lors du pompage est la somme du rabattement provoqué par l'aquifère lui-même ($s_{aquifère}$) correspondant aux pertes de charge linéaire, et du rabattement provoqué par l'équipement installé ($s_{équipement}$) induit par les pertes de charge quadratique (Castany, 1982) (Equation IV.1).

[5] Différence de charge entre le niveau dynamique et le niveau statique de l'eau (Figure IV.1).

$$s_{total} = s_{aquifère} + s_{équipement}$$ Equation IV.1

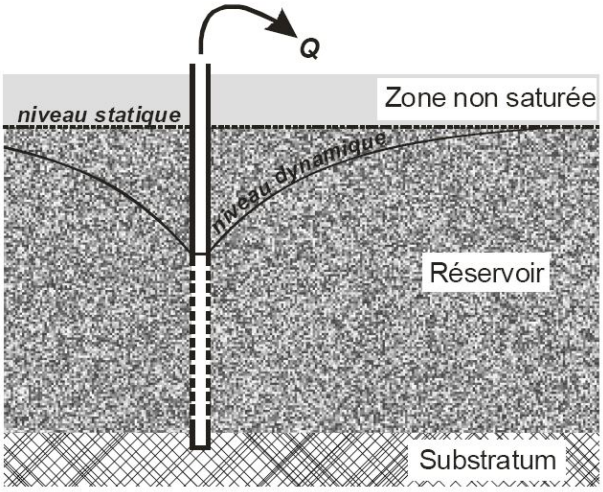

Figure IV.1 : Schéma d'un essai de pompage dans un aquifère libre (Vouillamoz, 2003)

On distingue deux types d'essais :

- Essai de puits ou essai courte durée ou essai par palier

En anglais *well test*. Le principe d'un essai de puits est de pomper à différents débits (appelés paliers de pompage) et d'observer les effets des pompages sur le niveau d'eau. Les pompages peuvent être réalisés par paliers enchainés ou par paliers non enchainés. Il permet de déterminer les caractéristiques de l'ouvrage et de son environnement immédiat. Aussi, il aide à connaître le débit critique de l'ouvrage, les différentes pertes de charge, le débit d'exploitation, la profondeur d'exploitation de la pompe, etc (Castany, 1982 ; Vouillamoz, 2003).

Dans la sous-région ouest africaine, un essai de puits simplifié appelé méthode CIEH a été développé dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise (CIEH, 1988). Il permet de déterminer la côte d'installation de la pompe et le débit maximum d'exploitation que l'ouvrage peut supporter. Le guide pour les choix des débits et le nombre de paliers est présenté en annexe (Annexe D.1).

- Essai de nappe ou essai de longue durée

En anglais *aquifer test*. Il permet d'estimer les propriétés hydrodynamiques équivalentes telles que la transmissivité et l'emmagasinement si la nappe est captive (ou la porosité de drainage si la nappe est libre) et la géométrie d'un certain volume de l'aquifère. Les données les plus fiables sont obtenues lorsque le pompage continue jusqu'à ce que le régime d'écoulement pseudo-permanent soit atteint. En général, le régime d'écoulement permanent est atteint après 15 à 20 h

de pompage pour un aquifère semi-captif, 24 h pour un aquifère captif et 3 jours pour un aquifère libre (Kruseman and de Ridder, 1994).

IV.1.1. Présentation des essais de pompage réalisés à Sanon

Ce sont six essais de longues durées qui ont été réalisés dans les forages S1CN, S5, S10, S12, S15 et SaG, (Figure IV.2). Le choix de ces sites a été guidé par le fait que ce sont des endroits où les ouvrages étaient disponibles et n'avaient pas encore fait l'objet d'essai de longue durée. En effet, les forages S1 et S8 avaient déjà fait l'objet d'essai de nappe précédemment (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997 ; Vouillamoz, 2003).

Les pompages ont duré en moyenne 72 h. L'évolution du niveau dynamique en fonction du temps a été suivie à la fois dans les puits de pompage et dans des puits d'observation sauf pour le pompage réalisé dans le forage SaG (pas de piézomètre à proximité). A l'issue de chaque pompage, la remontée a été suivie à la fois dans le puits de pompage et dans celui d'observation. Les eaux pompées ont été rejetées vers l'aval du bassin hydrologique et à plus de 50 m de distance du puits de pompage afin qu'elles ne se réinfiltrent pas à proximité.

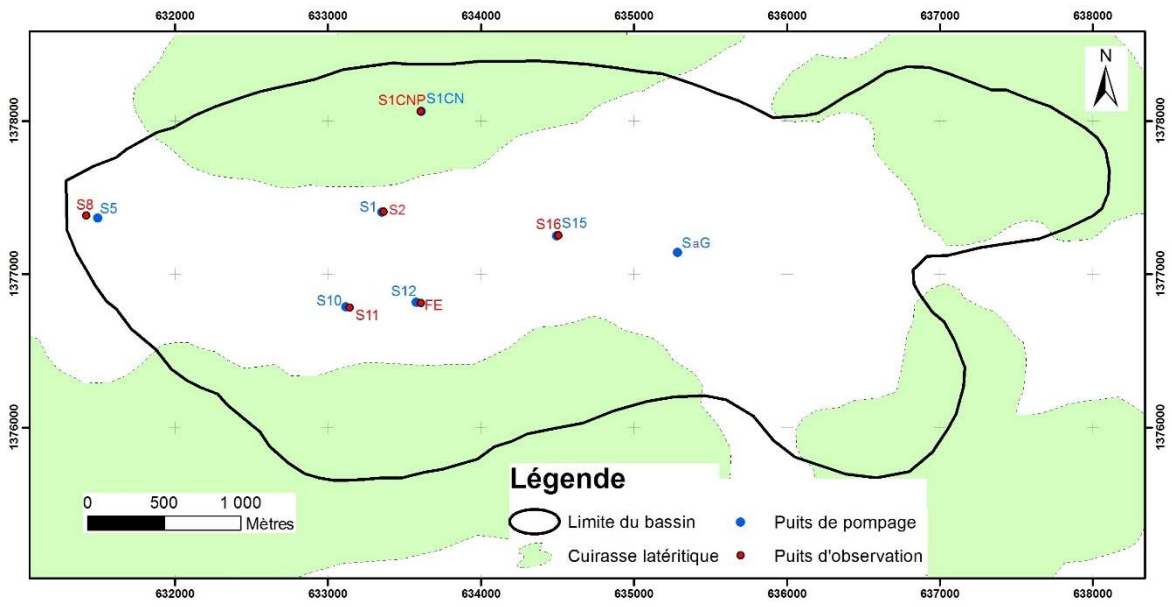

Figure IV.2 : Localisation des essais de longues durées réalisés

Les débits de pompage des essais de longues durées ont été choisis proches des débits des deuxièmes paliers des essais de courtes durées qui avaient déjà été faits dans quatre des six ouvrages de pompage du site dans le cadre de ces travaux. Les caractéristiques de ces essais sont résumées ci-dessous (Tableau IV.1).

Tableau IV.1 : Caractéristiques des essais de courtes durées

Ouvrages	Débit fin de développement (m^3/h)	1er palier		2ème palier	
		Q_1 (m^3/h)	Durée (mn)	Q_2 (m^3/h)	Durée (mn)
S1CN	0,6	0,6	240	-	-
S5	2,5	1,0	120	2,2	120
S12	1,5	0,7	120	1,4	120
SaG	0,6	0,6	240	-	-

Des essais de courtes durées n'ont pas pu être réalisés dans les forages S10 et S15 car ceux-ci étaient équipés de pompes immergées électriques. De ce fait, nous nous sommes appuyés sur des essais qui avaient été réalisés dans des études antérieures (BRGM-Aquater, 1991) dans ces deux ouvrages.

IV.1.2. Matériel et mise en œuvre

Pour la mise en œuvre des essais de pompage, il a fallu réunir un matériel constitué d'un groupe électrogène, d'une pompe immergée, un tuyau flexible, un seau de 10 L, trois chronomètres, deux sondes piézométriques (Figure IV.3). Les caractéristiques de ces essais sont résumées dans le tableau IV.2.



Figure IV.3 : Présentation de quelques équipements utilisés lors des essais de pompage

Au cours des essais de pompage, les débits étaient régulièrement contrôlés à l'aide du seau et d'un chronomètre. Une moyenne de trois mesures successives de débit était faite pour minimiser les erreurs. Lorsque nous constations une variation de celui-ci, il était ramené au débit de pompage initial. Par ailleurs, les niveaux dynamiques engendrés par le pompage étaient mesurés suivant les pas de temps indiqués sur une fiche de suivi de l'essai de nappe dans le puits de pompage et dans le puits d'observation à l'aide de sondes piézométriques.

Tableau IV.2 : Caractéristiques des essais de pompage

Puits de pompage	Puits d'observation	Distance puits pompage-observation (m)	Débit moyen de pompage (m^3/h)	Durée du pompage (h)
S1CN (56 m)[6]	S1CNP (25 m)	5,0	0,6	62
S15 (81 m)	S16 (67,5 m)	8,1	2,9	70
S10 (63 m)	S11 (76,5 m)	15,0	8,4	72
S12 (72 m)	FE (Inconnu)	35,5	1,2	72
S5 (65 m)	S8 (58 m)	95,0	2,1	72
SaG (65 m)	-	-	0,6	30
S1[7] (76 m)	S2 (34 m)	6,6	3,0	12,5

IV.1.3. Méthode d'interprétation

L'interprétation d'un essai de pompage consiste classiquement à utiliser un modèle mathématique d'écoulement qui permette de reproduire les rabattements observés au cours de l'essai. La méthode d'interprétation utilisée dans cette étude est celle de la dérivée logarithmique du rabattement (Bourdet *et al.*, 1989 ; Renard *et al.*, 2009). Cette méthode consiste essentiellement à tracer la courbe de dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps. C'est une courbe diagnostique extrêmement sensible à de subtiles variations d'écoulement souterrain comparativement à la courbe de diagnostique classique (signal temps-rabattement). De plus, elle facilite l'identification du modèle théorique le mieux adapté au système étudié (Bourdet *et al.*, 1989 ; Schlumberger, 2002 ; Renard *et al.*, 2009). Cette technique d'analyse a été appliquée dans différents travaux sur les aquifères de socle et a permis d'avoir des résultats très satisfaisants (e.g. Maréchal *et al.*, 2003 ; Comte *et al.*, 2012 ;

[6] Profondeur de l'ouvrage S1CN en m.
[7] Essai de pompage réalisé au cours des travaux de Compaoré en 1997.

Vouillamoz *et al.*, 2014a). Le processus suivi pour interpréter les essais est présenté ci-dessous (Figure IV.4) :

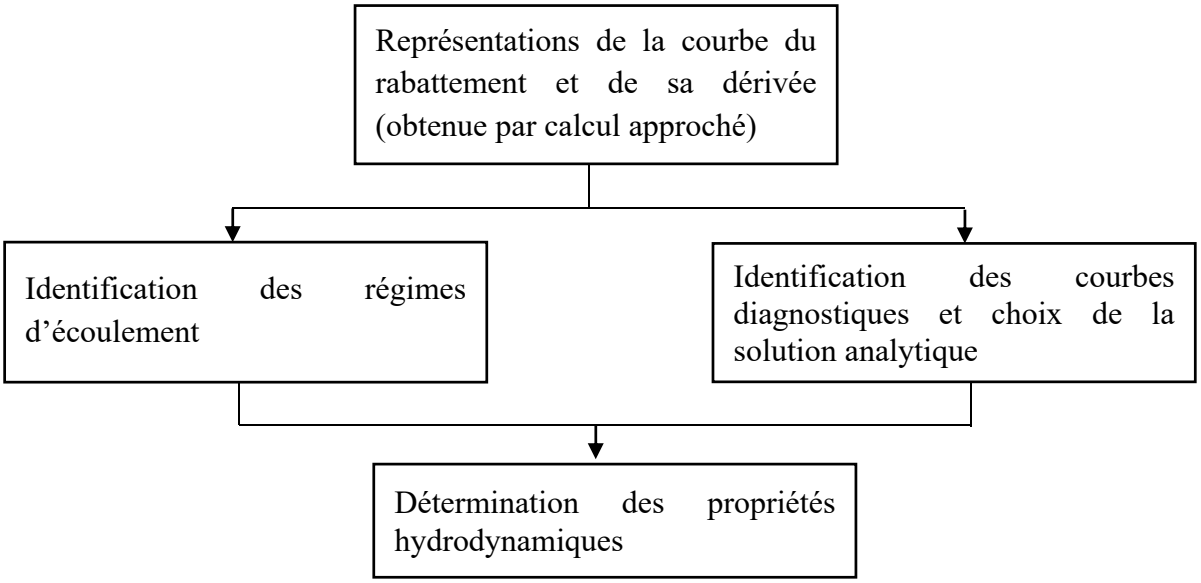

Figure IV.4 : Processus d'interprétation des essais de pompage

IV.1.3.1. Représentations de la courbe du rabattement et de sa dérivée

La représentation de la courbe du rabattement en fonction du temps consiste simplement à reporter dans un graphique semi-logarithmique ou bi-logarithmique une série de couple temps-rabattement (t_i, s_i).

Pour la représentation de sa dérivée, il faut d'abord calculer la dérivée du rabattement par rapport au logarithme du temps notée $\frac{\partial s}{\partial \ln t}$ (avec s le rabattement observé et t le temps de pompage). Elle peut être déterminée à partir de la même série couple temps-rabattement (t_i, s_i) et telle que proposée par Renard et *al*. (2009) (Equation IV.2) :

$$\left.\frac{\partial s}{\partial lnt}\right|_{t_m} = \frac{s_i - s_{i-1}}{\ln(t_i) - \ln(t_{i-1})} \qquad \text{Equation IV.2}$$

Cette approximation est associée au temps t_m correspondant au centre de l'intervalle de temps (déterminé soit par la moyenne arithmétique $t_m = (t_i + t_{i-1})/2$, soit par la moyenne géométrique $t_m = \sqrt{t_i . t_{i-1}}$ de deux valeurs de temps successives).

IV.1.3.2. Identification du régime d'écoulement

L'analyse de la dérivée permet d'identifier les régimes d'écoulement. Ceux-ci représentent la géométrie des lignes de courant dans la formation sollicitée par le pompage. Ce sont huit modèles de régime d'écoulement qui sont couramment observés lors des essais de longues durées : (i) radiale, (ii) sphérique, (iii) linéaire, (iv) bilinéaire, (v) effet de capacité (en anglais *wellbore storage*), (vi) permanent, (vii) double porosité ou double-perméabilité, (viii) double pente et (ix) compression/détente (Schlumberger, 2002). Parmi ces régimes, cinq peuvent être identifiés à l'aide du diagramme établi par Ehlig-Economides *et al.* (1994) sur une échelle bi-logarithmique (Figure IV.5).

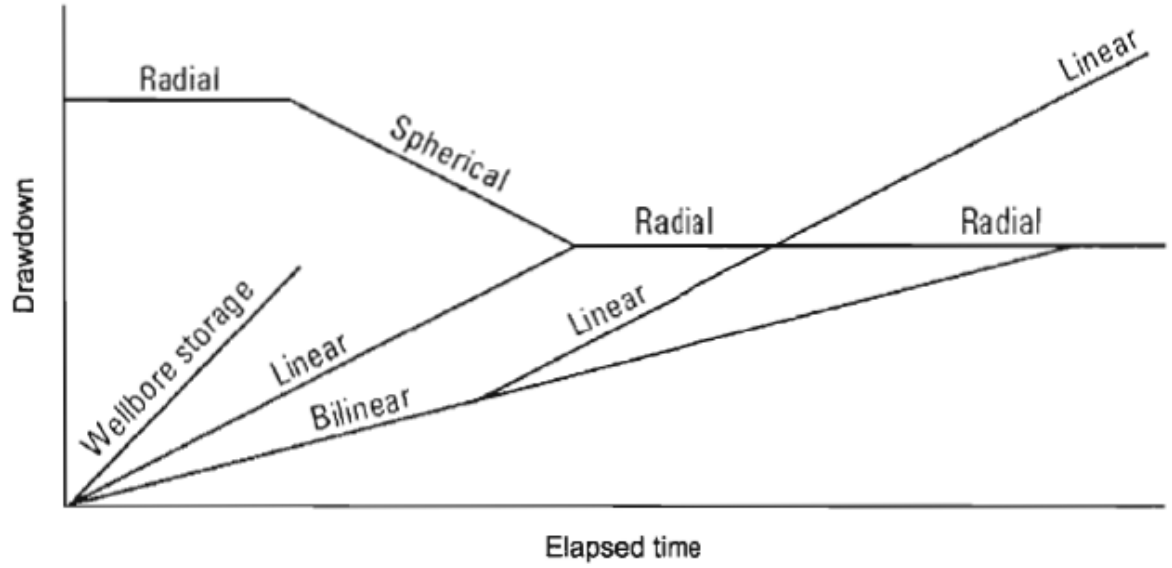

Figure IV.5 : Diagramme d'identification de cinq régimes d'écoulement (axes en logarithmes) d'après Ehlig-Economides *et al*. (1994)

Aux régimes d'écoulement, il est souvent associé la notion de dimension d'écoulement *n* (Barker, 1988 ; Rafini, 2009). Barker (1988) a développé un modèle permettant de simuler des écoulements à géométrie linéaire (*n=1*), radiale (*n=2*) ou sphérique (*n=3*) ainsi que toutes les dimensions intermédiaires correspondant à des valeurs non-entières de *n*. Une relation a aussi été établie entre *n* et la pente *p* de la dérivée logarithmique comme nous pouvons le constater sur la figure ci-après (Figure IV.6).

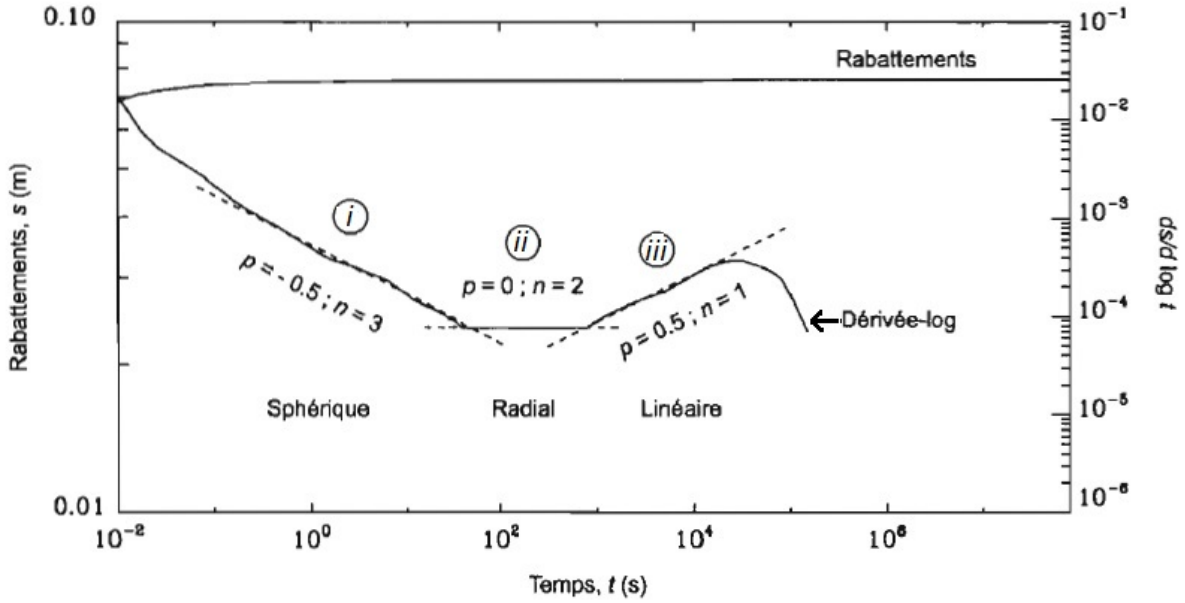

Figure IV.6 : Relation entre la dimension d'écoulement et la pente de la dérivée logarithmique (Rafini, 2009)

Schlumberger (2002) fait une description des différents régimes d'écoulement cités en début de paragraphe. Cependant, nous ne présentons ici que trois régimes à titre illustratif car ce sont les cas les plus rencontrés : régime d'écoulement (i) sphérique, (ii) radial et (iii) linéaire.
Le régime d'écoulement sphérique se produit lorsque les lignes d'écoulement convergent vers un point (Figure IV.7). Il est observé sur la courbe de la dérivée par une tendance négative de *p* estimée à -0,5 (Figure IV.6).

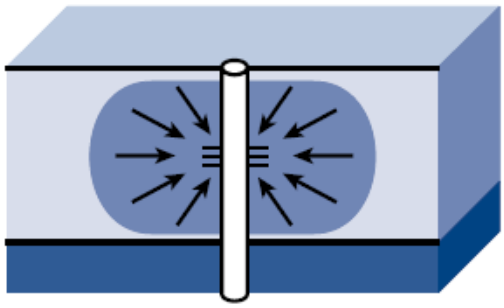

Figure IV.7 : Illustration du régime d'écoulement sphérique (Ehlig-Economides *et al*., 1994)

Le régime d'écoulement radial est reconnu par une tendance constante ou plate prolongée dans la courbe de dérivée (*p=0*, Figure IV.6). Les lignes de courant du flux radial convergent vers un cylindre circulaire.

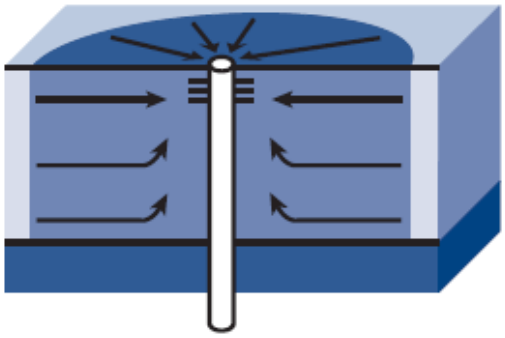

Figure IV.8 : Illustration du régime d'écoulement radial dans le cas d'un puits complet (Ehlig-Economides *et al.,* 1994)

Le régime d'écoulement linéaire se caractérise par des lignes d'écoulement rigoureusement parallèles (Figure IV.9). Il est observable sur la courbe de la dérivée par une tendance positive de la demi-pente ($p=0,5$, Figure IV.6).

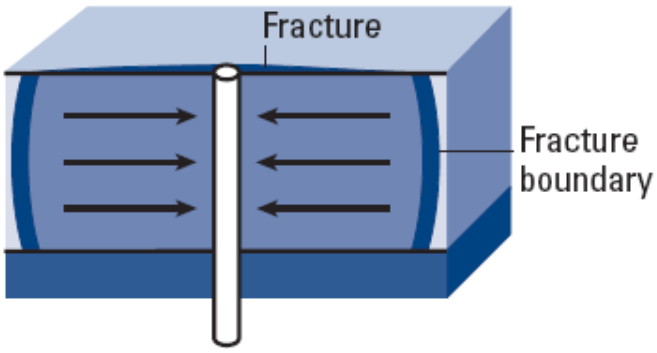

Figure IV.9 : Illustration du régime d'écoulement linéaire dans le cas d'une fracture verticale (Ehlig-Economides *et al.,* 1994)

IV.1.3.3. Identification des courbes diagnostiques et choix de la solution analytique

Le choix de la solution analytique est fait à l'aide des courbes diagnostiques (Annexe D.2). Ces courbes ont été obtenues à partir des modèles théoriques développés pour les différents types d'aquifère sous différentes conditions aux limites et qui sont supposés représenter les caractéristiques de l'aquifère dans la réalité. Elles représentent simultanément le rabattement et la dérivée du rabattement en fonction du temps de pompage.

Le principe consiste à comparer les courbes des données des essais de pompage (rabattement et dérivée du rabattement) aux courbes diagnostiques. Ensuite, la courbe diagnostique qui a une allure et une forme proche des courbes des données est retenue pour la suite de l'analyse. Le choix de la solution est précisé à l'aide d'informations complémentaires telles que les états de

surface, les logs de forages et les coupes géoélectriques issues par exemple des TRE (Schlumberger, 2002).

Lors de l'interprétation, la priorité a été accordée aux données acquises dans les puits d'observation à cause des pertes de charges quadratiques induites dans les puits de pompage. Les interprétations ont été faites à l'aide du logiciel Aqtsolv 4.5 Pro de HydroSOLVE, Inc. Ce logiciel comporte plusieurs types de solutions analytiques qui permettent d'étudier différents types d'aquifères (libres, captifs, semi-captifs, fracturés…) et différentes géométries d'aquifère.

Par ailleurs, les RMS entre les données synthétiques (Obs (i)) et les données calculées par l'interprétation (Calc(i)) ont été déterminés, afin d'apprécier la qualité de l'ajustement de la solution analytique sur les données synthétiques (Equation IV.3) :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Obs_{(i)} - Calc_{(i)})^2}{N}} \qquad \text{Equation IV.3}$$

avec N le nombre de données.

IV.2. SONDAGES RMP

Ce sont onze sondages RMP qui ont pu être réalisés sur le site de Sanon. Les positions exactes de ces sondages peuvent être observées sur la figure IV.10. Deux critères ont principalement motivé les choix des sites de mesures :

- Faire des mesures autour de certains forages permettant de faire plus tard des interprétations croisées entre les résultats des essais de pompage et ceux de la RMP ;
- Faire des mesures le long des sections de TRE permettant de faire des analyses combinées RMP-TRE.

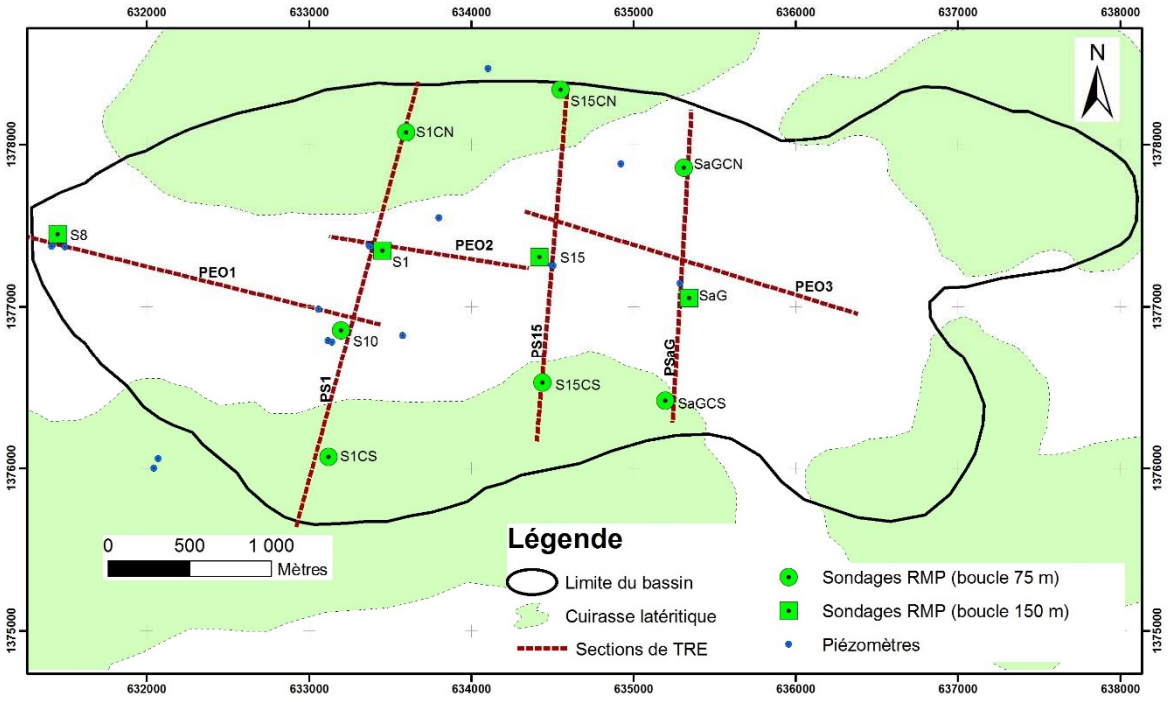

Figure IV.10 : Localisation des différents sondages RMP

Certains paramètres d'acquisition RMP qui ont servi aux mesures sont :

- Boucles d'émission-réception (Tx-Rx) : boucle carrée de 150 m pour quatre sondages (S1, S18, S15 et SaG) et boucle en « 8 » de 75 m de côté pour les sept autres sondages (S1CN, S1CS, S10, S15CN, S15CS, SaGCN et SaGCS). L'utilisation des boucles en « 8 » pour la seconde série de mesure a été motivée par le bruit ambiant avec l'usage d'une boucle carrée.
- Fenêtre de mesure de 06h 00 - 14h 00 : le bruit de fond électromagnétique ambiant est bas entre 06h 00 et 12h 30. Après 12h 30, nous sommes confrontés à un problème de décalage de la fréquence de Larmor lié à la variation du champ magnétique locale du fait de la proximité de notre zone de l'équateur. De ce fait, nous ne sommes plus en résonance rendant les acquisitions difficiles malgré l'utilisation de la boucle en « 8 ».

  En plus de ce bruit naturel, nous avons observé un second bruit d'origine artificielle. Celui-ci était dû d'une part au passage des engins roulants (moto et véhicule) à proximité ou dans la boucle de mesure et d'autre part au fonctionnement d'un moulin qui se trouve dans le marché de Sanon. Ce bruit a été particulièrement observé au cours du sondage S1.

IV.2.1. Matériel utilisé

L'appareil utilisé pour les mesures est le Numis Plus construit par Iris Instruments (Figure IV.11). Cet appareil est composé d'une unité centrale (le générateur de courant alternatif, l'unité réceptrice et le microprocesseur), de deux convertisseurs DC/DC, d'un ou deux blocs de capacités, de quatre batteries de 12 V chacune, d'une boucle Tx-Rx et d'un ordinateur portable.

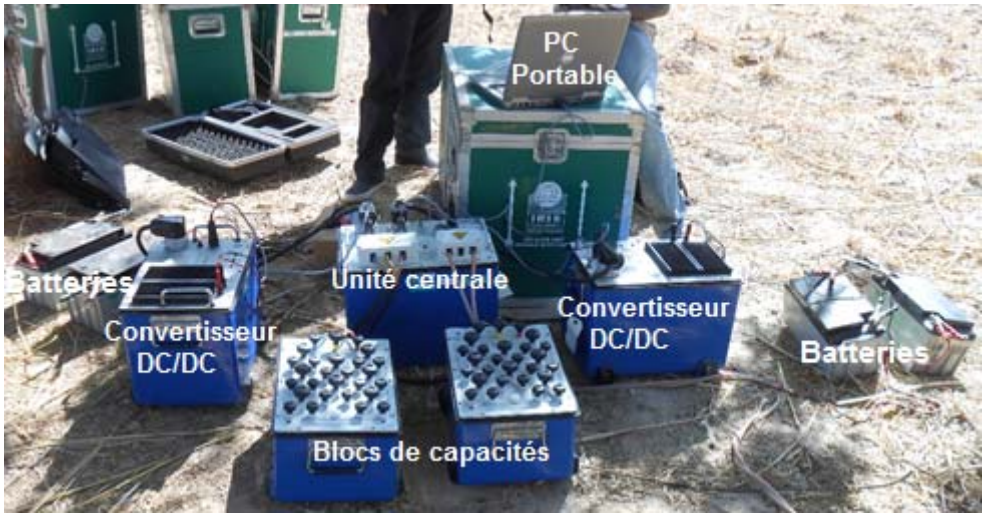

Figure IV.11 : Equipement Numis Plus

Les deux convertisseurs DC/DC sont alimentés en 24 V chacun par les quatre batteries. Ils permettent d'atteindre une profondeur d'investigation importante (par exemple 150 m). Ces convertisseurs à leur tour alimentent l'unité centrale. Le microprocesseur pilote la commutation de l'antenne (la boucle carrée ou en « 8 ») du mode émission au mode réception. Il contrôle également la génération de la fréquence de référence égale à la fréquence de Larmor (dépendant du champ magnétique terrestre local). L'unité centrale est pilotée par un ordinateur portable. Celui-ci permet d'envoyer les impulsions, enregistre le signal et effectue un prétraitement qui permet de suivre en temps réel l'évolution du sondage. Le courant transite par un ou deux blocs de capacités qui permettent d'optimiser l'énergie d'excitation.

IV.2.2. Mise en œuvre

La mise en œuvre du sondage RMP débute par deux activités. La première activité consiste à mesurer le bruit électromagnétique local du site à investiguer. Ensuite, le champ géomagnétique (ou champ magnétique terrestre) ambiant est mesuré à l'aide d'un magnétomètre à protons (Figure IV.12) permettant de déterminer la fréquence de résonance des protons et de construire la matrice d'inversion des données acquises (cf. paragraphe IV.2.3.1).



Figure IV.12 : Séance de mesure du champ magnétique terrestre à l'aide d'un magnétomètre à protons

Cette étape achevée, le sondage peut être effectué à l'aide du logiciel d'acquisition NumRun. Cependant, le logiciel par defaut du Numis Plus est Prodiviner.

Tous les sondages de la présente étude ont été réalisés avec quatorze intensités de courant (*pulses* en anglais). D'autres caractéristiques des sondages réalisés sont présentées dans le tableau IV.3.

Tableau IV.3 : Quelques caractéristiques des sondages RMP réalisés

Sondages	Forme et taille de la boucle	Fréquence de Larmor (Hz)	Nombre moyen de stack
S1	Carrée 150 m	1425,3	259
S1CN	Huit 75 m	1426,1	320
S1CS	Huit 75 m	1424,5	385
S8	Carrée 150 m	1423,6	370
S10	Huit 75 m	1425,3	367
S15	Carrée 150 m	1424,5	312
S15CN	Huit 75 m	1425,3	380
S15CS	Huit 75 m	1425,3	190
SaG	Carrée 150 m	1426,1	330
SaGCN	Huit 75 m	1424,5	440
SaGCS	Huit 75 m	1424,5	510

L'amplitude moyenne du signal RMP enregistré est de l'ordre du nV. Elle est d'autant plus intense que le nombre de protons entrés en résonance est grand, et renseigne donc sur la teneur en eau (appelée teneur en eau RMP, W_{RMP}) du sous-sol. Aussi, le temps mis par le signal pour disparaître (temps de décroissance, T_2*) fournit des indications sur la porosité des aquifères. W_{RMP} et T_2* ne sont pas des paramètres hydrogéologiques (Legchenko *et al.*, 2002 ; Chalikakis, 2006). Pour un volume d'investigation V, soit V_E le volume rempli d'eau et V_R le volume de roche ($V=V_E+V_R$). Le volume V_E peut être divisé en deux parties : l'eau soumise à un champ magnétique homogène appelée eau libre V_{libre} et l'eau soumise à un champ magnétique inhomogène, appelée eau liée $V_{liée}$; ainsi $V_E= V_{libre}+V_{liée}$. Comme les signaux correspondant à l'eau liée (apparaissant à des temps très courts) ne peuvent pas être mesurés avec l'instrumentation actuelle (> 40 ms), W_{RMP} est la part du volume investigué occupé par l'eau libre telle que $W_{RMP} = \frac{V_{libre}}{V} \times 100$. Cette équation sous-tend que la teneur en eau RMP est inférieure à la porosité totale (Lubczynski and Roy, 2007). Les deux cas limites sont $W_{RMP} = 0$ pour une roche sèche et $W_{RMP} = 100\%$ pour l'eau d'un lac. Au final, $S_y < W_{RMP} < \phi_t$: la teneur en eau RMP est donc une grandeur comprise entre la porosité de drainage et la porosité totale.

T_2* mesure à quel point les protons hydrogène de la molécule d'eau sont liés à la surface solide du réservoir géologique. Un temps de décroissance long indique une eau peu enserrée dans la roche tandis qu'un temps court indique que l'eau se situe dans des structures plus resserrées (Meju *et al.*, 2002). Les principaux facteurs qui vont influencer ce temps sont la taille moyenne des pores et l'inhomogénéité du champ statique (Schirov *et al.*, 1991). Le tableau IV.4 donne à titre indicatif des valeurs de T_2* pour quelque roches :

Tableau IV.4 : Constante de décroissance du temps T_2* (Schirov *et al.*, 1991)

Matériaux	**T_2* (ms)**
Argile sableuse	<30
Sable argileux	30 à 60
Sable fin	60 à 120
Sable moyen	120 à 180
Sable grossier	180 à 300
Gravier	300 à 600
Eau de surface	600 à 1500

IV.2.3. Traitement des données acquises : inversion et modélisation

L'inversion consiste à calculer à partir des mesures de signaux RMP un modèle des distributions en profondeur de la teneur en eau $W_{RMP}(z)$, de l'épaisseur de l'aquifère Δz et de la constante de temps $T_2^*(z)$ (Vouillamoz, 2003). Elle a été faite à l'aide du logiciel Samovar V11.5 (Legchenko *et al.*, 2008). Le processus d'interprétation d'un sondage RMP est fait en trois étapes : la création d'une matrice d'inversion, l'inversion des données et la modélisation.

IV.2.3.1. Création d'une matrice d'inversion

La matrice d'inversion contient les informations sur les conditions de mesures locales (Bernard, 2007) : taille et forme de la boucle, fréquence du générateur, propriétés du champ géomagnétique et modèle 1D géoélectrique du site. Les matrices ont été créées à l'aide du sous-programme de Samovar dénommé *SamovarComp*.

IV.2.3.2. Inversion des données

Comme indiqué dans le paragraphe I.6.2.2, le logiciel Samovar permet de choisir entre une inversion 1D avec un modèle d'aquifère monocouche (option : Block inversion) et un modèle d'aquifère multicouches (option : Smooth inversion, Legchenko, 2015).
Suivant les modèles conceptuels stratiformes admis en milieu de socle (e.g. Wyns *et al.*, 2004 ; Courtois *et al.*, 2009 ; Lachassagne *et al.*, 2011), l'on serait tenté *a priori* de choisir l'option « Smooth inversion ». Ainsi, il serait plus aisé de savoir la teneur en eau de la saprolite et celle de la couche fissurée. Cependant, la frontière entre ces deux zones n'est pas franche. Elle est graduelle (Vouillamoz *et al.*, 2015). Le système aquifère de Sanon a une forte épaisseur d'altération (30-40 m en moyenne). Cette altération qui est mouillée présente le risque de masquer la couche fissurée. Par ailleurs, Lawson *et al.* (2015) précise dans leurs travaux en milieu de socle ouest-africain que l'interprétation avec un modèle à une couche aquifère donne de meilleurs résultats. De ce fait, nous avons réalisé l'inversion des données avec l'hypothèse d'un sol à une couche aquifère à l'échelle de la boucle. Ce sont donc des valeurs moyennes des paramètres (W_{RMP}, Δz et T_2^*) qui ont ainsi été obtenues. Seule la valeur de T_2^* est retenue au sortir de cette étape car les valeurs de W_{RMP} et Δz doivent être affinées à partir d'une modélisation (paragraphe suivant IV.2.3.3).

IV.2.3.3. Modélisation des données

Du fait des soucis d'équivalence auxquelles sont soumises plusieurs méthodes d'imagerie géophysique dont la RMP, les solutions obtenues ne sont pas uniques. Par conséquent, la connaissance *a priori*, d'un terme du couple (W_{RMP}, Δz) peut aider à déterminer l'autre. Sur la base des logs de forages, des TRE et des niveaux statiques, on peut estimer une certaine valeur de l'épaisseur de l'aquifère et déterminer avec plus de certitude la valeur de la teneur en eau. La recherche de W_{RMP} et Δz est faite à partir d'une modélisation à l'aide du sous-programme *SamovarMod.* Cela consiste concrètement à trouver un modèle qui ajuste bien les données acquises. L'ajustement est jugé acceptable si la différence entre les données de terrain et les données « calculées » est inférieure à la moyenne du bruit contenu dans les données (Vouillamoz *et al.*, 2014a). Cette différence est donnée par l'erreur RMS (Equation IV.4) (Legchenko, 2015) :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{I} * \sum_{i=1}^{I} (e_{data,i} - e_{mod,i})^2} \qquad \text{Equation IV.5}$$

avec I le nombre de mesure ayant servi à la modélisation, $e_{data,i}$ les données acquises et $e_{mod,i}$ les données ajustées

IV.2.4. Estimation des propriétés hydrodynamiques à partir des W_{RMP} et T_2*

Les paramètres RMP obtenus après l'inversion et la modélisation ne sont pas des paramètres hydrogéologiques (cf. paragraphe IV.2.2). Cependant, plusieurs études ont été réalisées en vue de leur application en hydrogéologie (e.g. Schirov *et al.*, 1991 ; Legchenko *et al.*, 2004 ; Vouillamoz *et al.*, 2005 , 2014a , 2015 ; Plata and Rubio, 2008).

IV.2.4.1. Calcul de S et S_y à partir de W_{RMP}

A partir de W_{RMP}, il est possible d'estimer un coefficient d'emmagasinement RMP (S_{RMP}) ou une porosité de drainage RMP (S_{y_RMP}) suivant que nous sommes en face d'un système aquifère captif ou libre. Ces estimations sont possibles à l'aide d'équations (Equations II.3 et II.4) que nous avons déjà présentées dans le Chapitre II mais qui sont rappelées ci-dessous :

$$S_{RMP} = W_{RMP}.\Delta z.C_1 \qquad \text{Equation II.3}$$

$$S_{y_RMP} = W_{RMP}.C_2 \qquad \text{Equation II.4}$$

avec W_{RMP} la teneur en eau moyenne de l'aquifère d'épaisseur Δz et C_1 et C_2 des facteurs de calibration. Ces derniers ont été estimés pour des formations granitiques du Burkina Faso avec les valeurs $4{,}3.10^{-3}$ et $2{,}8.10^{-1}$ respectivement pour C_1 et C_2 (Vouillamoz *et al.*, 2005).

IV.2.4.1. Calcul de T à partir de T_2*

Il est possible d'estimer une transmissivité RMP (T_{RMP}) à partir de T_2* à l'aide de l'équation ci-dessous (Equation IV.5) (Vouillamoz *et al.*, 2014a) :

$$T_{RMP} = C_T . {W_{RMP}}^{a} . {T_2}^{*b} . \Delta z \qquad \text{Equation IV.5}$$

avec C_T un facteur de calibration et a et b des coefficients. Ces coefficients a et b sont pris respectivement égaux à 1 et 2 car ils permettent de mieux représenter la transmissivité estimée par essai de pompage estimés à partir de T et T_{RMP} (Legchenko *et al.*, 2004). Le facteur C_T est obtenu par l'équation IV.6 suivante (Plata and Rubio, 2008) :

$$C_T = \frac{\sum T}{\sum W_{RMP} . {T_2}^{*2} . \Delta z} \qquad \text{Equation IV.6}$$

avec $\sum T$ la somme des transmissivités obtenues par essais de pompage et $\sum W_{RMP} . {T_2}^{*2} . \Delta z$ la somme du produit des paramètres RMP des différents sondages.

Dans cette étude, les essais de pompage de longues durées et les sondages RMP n'ont pas pu être réalisés conjointement sur tous les sites. Les endroits où cela a pu être fait sont : S1, S1CN, S5, S10, S15 et SaG (Figure IV.13).

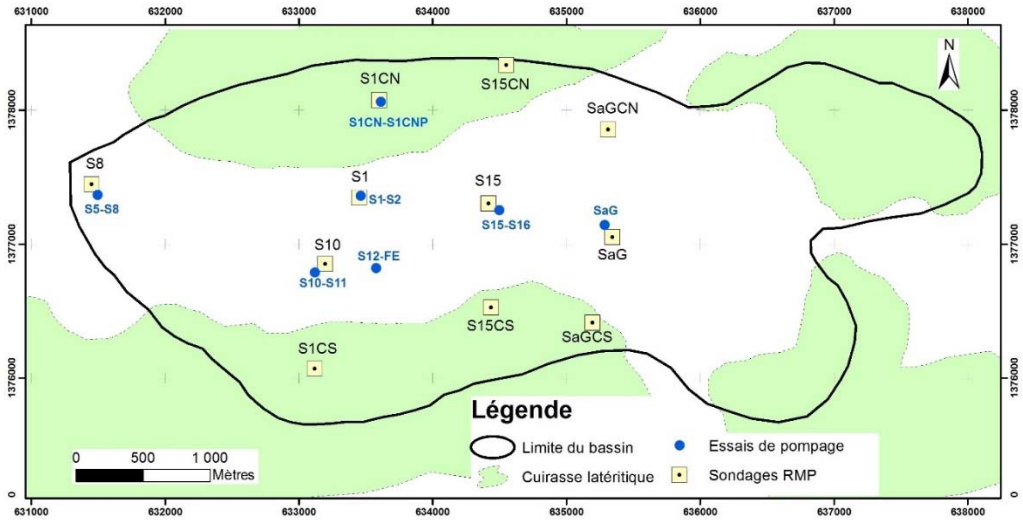

Figure IV.13 : Situation géographique des essais de pompage de longues durées et des sondages RMP

IV.3. RESULTATS DES INVESTIGATIONS

Les résultats seront présentés suivant cet ordre : essais de pompage de longues durées, RMP et couplage essais de pompage-RMP.

IV.3.1. Résultats des essais de pompage

Pour chaque essai de pompage, une analyse des rabattements et de ses dérivées est faite conformément à la méthodologie décrite précédemment dans le paragraphe IV.1.3. Puis, les paramètres hydrodynamiques sont déterminés une fois que la solution analytique appropriée est identifiée.

- **Essai de pompage S1-S2**

Nous constatons pour cet essai que le piézomètre S2 qui est situé à 6,6 m commence à réagir après 9 mn. L'analyse de la figure IV.14 présente deux parties. La première partie qui s'étend de 9 mn à 50 mn présente une augmentation du rabattement et de sa dérivée. La deuxième partie qui s'étend de 50 mn jusqu'à la fin du pompage montre un rabattement qui continue de croître et une dérivée qui se stabilise ($p=0$) correspondant à un écoulement radial. La solution analytique ayant permis d'ajuster ces données est celle de Tartakovsky et Neuman (Tartakovsky and Neuman, 1998). C'est une solution adaptée pour les écoulements transitoires, d'un aquifère libre en milieu anisotrope et homogène. Elle ne prend pas en compte l'effet de capacité.
Les paramètres hydrodynamiques obtenus sont les suivants : $T=3{,}14.10^{-4}$ m²/s, $S=1{,}52.10^{-4}$ et $S_y=2{,}92.10^{-2}$.

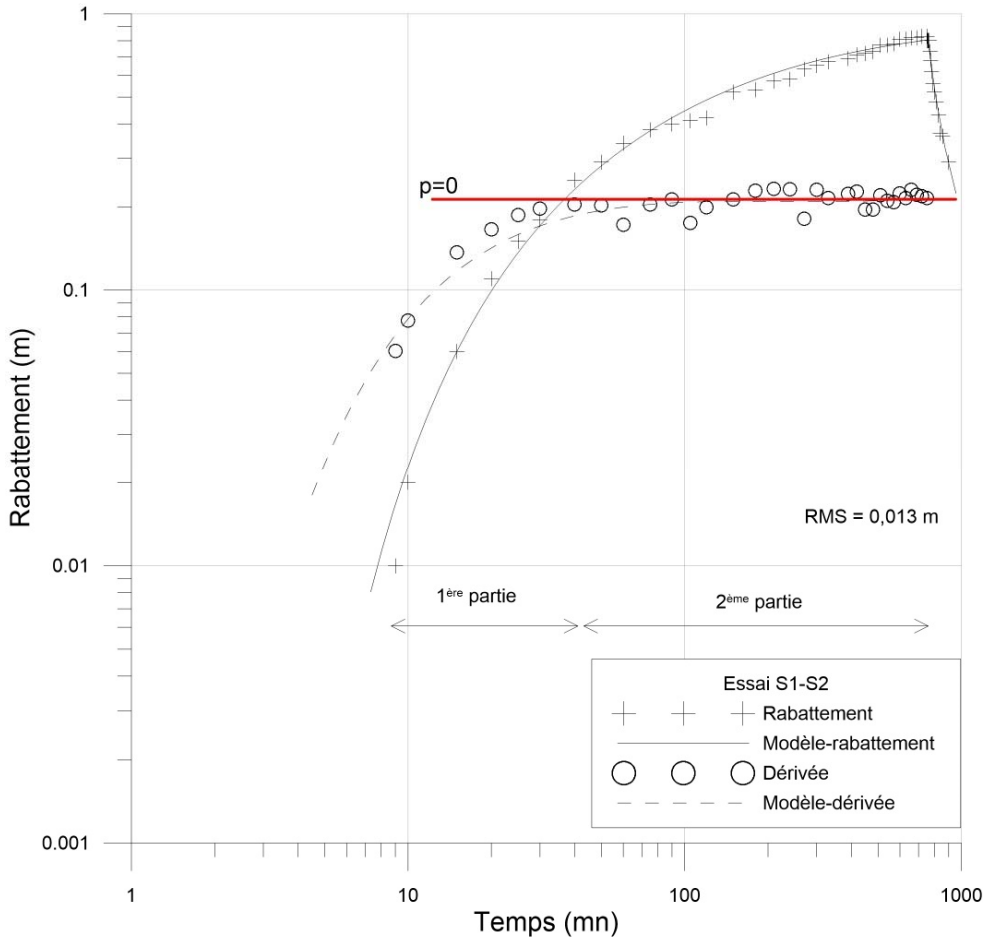

Figure IV.14 : Interprétation de l'essai de pompage S1-S2

- **Essai de pompage S1CN-S1CNP**

Le piézomètre S1CNP a réagi environ 1 h après le début du pompage réalisé dans l'ouvrage S1CN malgré que ceux-ci ne soient distant que de 5 m. Aussi, le rabattement total observé à la fin du pompage n'est que 40 cm. Ces deux constats laissent penser que la conductivité hydraulique entre ces deux ouvrages est très faible. Par ailleurs, les horizons captés par le forage S1CN (la couche fissurée) et par le piézomètre S1CNP (la saprolite) soulèvent l'hypothèse d'un système aquifère captif ou semi-captif dans la zone d'investigation.

La représentation des données du pompage S1CN-S1CNP laisse apparaitre deux parties (Figure IV.15). Dans la première partie (entre 0 et 500 mn), les rabattements observés et leur dérivée logarithmique par rapport au temps sont assez bruitées. Ce bruit peut avoir pour origine la fluctuation du débit de pompage. Par conséquent, ils ne peuvent pas donner d'information fiable sur le modèle d'aquifère. La seconde partie des données (i.e. après 500 mn) présente un rabattement et une dérivée beaucoup plus homogènes. C'est cette seconde partie qui a donc été

considérée pour l'interprétation de cet essai aussi bien pour le rabattement que pour sa dérivée. Ainsi, ces deux représentations (particulièrement le rabattement) ont une allure linéaire dont la pente correspond à celle d'un écoulement de dimension inférieure à 2 (n=1,2). La solution analytique choisie pour cet essai est celle de Barker (1988) avec les paramètres : $T=6{,}87.10^{-6}$ m^2/s et $S_y=3{,}4.10^{-2}$.

Le fait d'obtenir une porosité efficace pour cette interprétation indique que notre système aquifère est libre. Cependant, si le système était effectivement libre, la réaction du piézomètre aurait été plus importante surtout qu'il est situé à moins de 10 m. Les résultats de cet essai nous paraissent peu fiables avec le constat fait au cours du pompage. De ce fait, nous n'allons pas les considérer dans la suite des travaux.

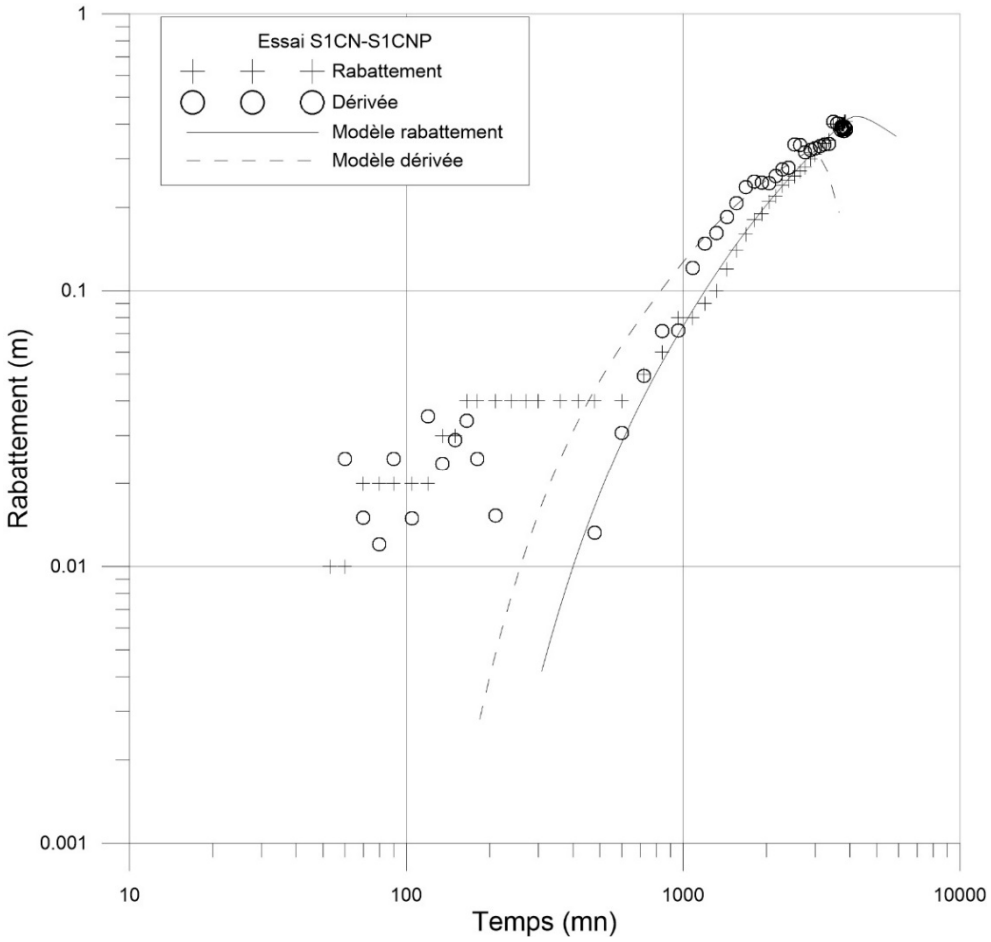

Figure IV.15 : Interprétation de l'essai de pompage S1CN-S1CNP

- **Essai de pompage S5-S8**

Pour cet essai, l'ouvrage d'observation qui est situé à 95 m du puits de pompage a réagi après 180 mn de pompage.

Sur la figure IV.16, les courbes du rabattement et de sa dérivée ne se stabilisent pas jusqu'à la fin du pompage. Ce qui signifie que la quantité d'eau pompée n'est pas compensée par l'aquifère. Cependant, la dérivée semble décrire une droite à partir de 400 mn (2ème partie) dont la pente est estimée à 0,39.

Lorsque les courbes sont comparées aux courbes diagnostiques (Renard *et al.*, 2009), elles sont assimilables à deux modèles : le modèle de Barker (1988) de dimension inférieure à 2 et le modèle de Theis (1935). Notre choix s'est finalement porté sur le modèle de Barker étant donné qu'il ajuste mieux les données avec une RMS= 0,0098 m tandis que celle du modèle de Theis est de 0,0141 m. Les paramètres du modèle de Barker pour cet ajustement sont $K=6{,}81.10^{-6}$ m/s, $S_s=4{,}95.10^{-5}$, b=49,9 m et n=1,38. Ainsi, les valeurs de T et S sont respectivement $1{,}1.10^{-4}$ m^2/s et $2{,}47.10^{-3}$.

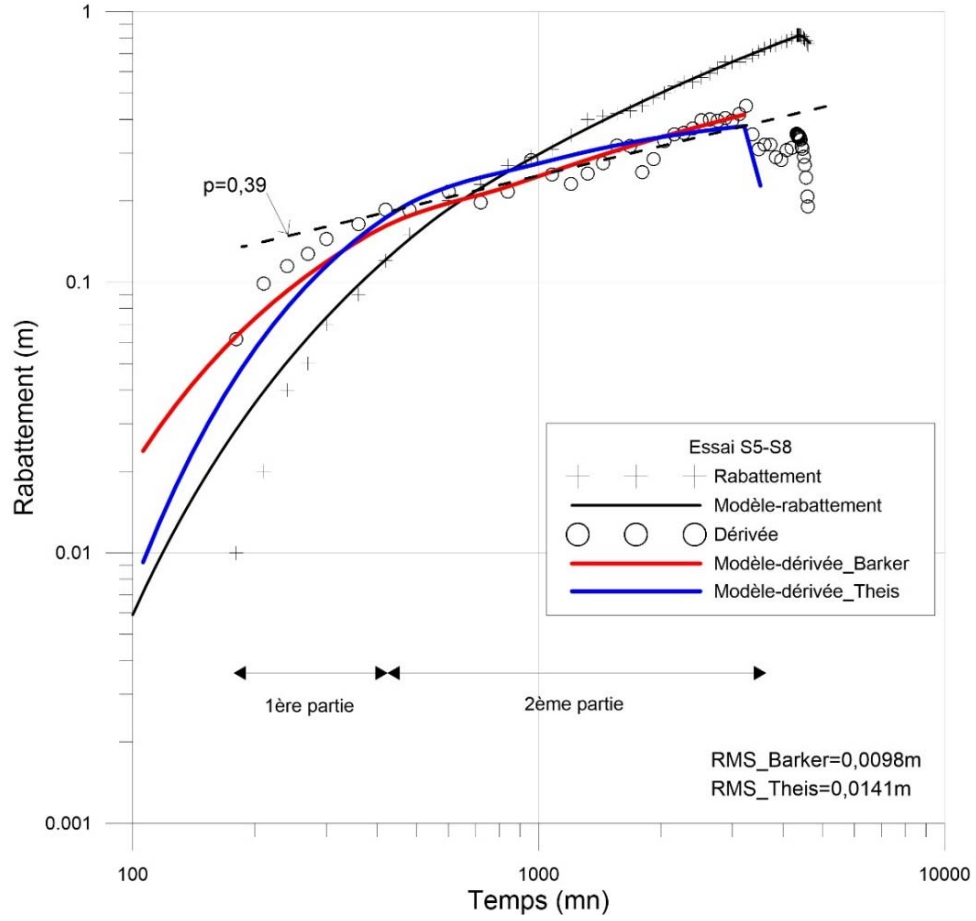

Figure IV.16 : Interprétation de l'essai de pompage S5-S8

- **Essai de pompage S10-S11**

Le niveau piézométrique a commencé à baisser dans le puits d'observation (S11) environ 40 mn après le début du pompage (Figure IV.17). Nous n'observons pas de pseudo-stabilisation du

rabattement jusqu'à l'arrêt du pompage. La courbe de la dérivée continue pareillement de croître jusqu'à la fin du pompage. Ce qui signifie que la quantité d'eau pompée n'est pas compensée par l'aquifère. Cela peut être dû à la présence d'une limite à flux nul.

Par ailleurs, nous constatons que la dérivée croit linéairement après 240 mn environ de pompage et jusqu'à la fin. La pente est de 0,34 indiquant un écoulement compris entre radial et linéaire. L'interprétation ne peut être conduite qu'à partir du modèle de Barker (Hoareau, 2009). De plus, lorsque les courbes de rabattement et de sa dérivée sont comparées aux courbes diagnostiques (Renard *et al.*, 2009), elles sont assimilables au même type d'écoulement. Hoareau (2009) indique que la dimension de l'écoulement (1,46 pour cette interprétation) étant inférieure à 2 peut aussi traduire la présence d'une limite imperméable. Afin de confirmer ou d'infirmer la présence de cette limite, nous nous sommes référés à l'image TRE (PS1) qui a été réalisée à environ 100 m de la position de l'essai. Nous avons alors constaté qu'une remontée de socle commence à être observée à environ 110 m de la zone de l'essai. Nous avons alors pu estimer la présence de cette limite à une présence de 95 m. Cette remontée (Figure IV.18) pourrait donc être la limite à flux nul indiquée par les courbes de rabattement. Finalement, la solution analytique de Barker (1988) a permis d'ajuster les données avec les paramètres : $K=9{,}55.10^{-6}$ m/s, $S_s=5{,}84.10^{-4}$, n=1,46 et b=55 m. Ainsi, nous obtenons $T=5{,}25.10^{-4}$ m^2/s et $S_y=3{,}21.10^{-2}$.

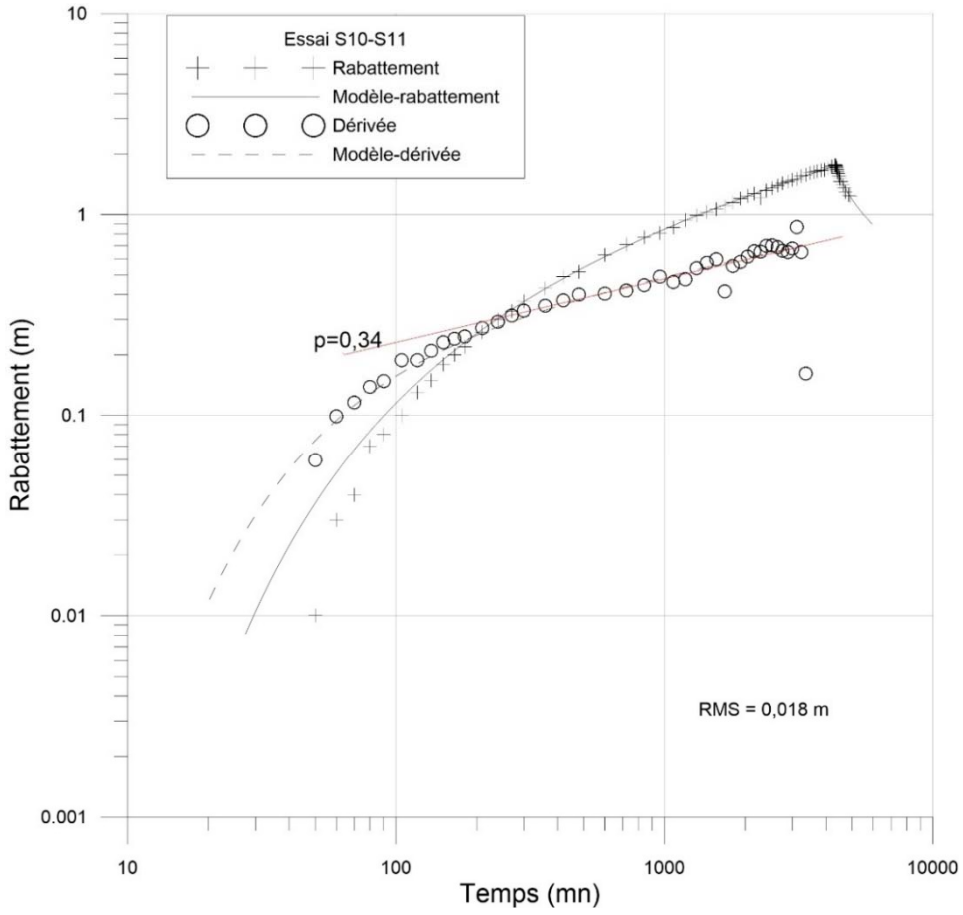

Figure IV.17 : Interprétation de l'essai de pompage S10-S11

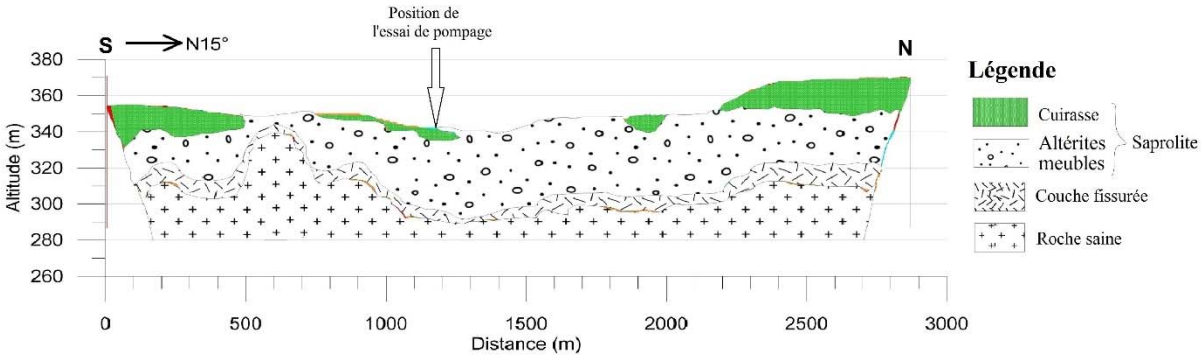

Figure IV.18 : Position de l'essai de pompage S10-S11 par rapport à la section de TRE PS1

- **Essai de pompage S12-FE**

Nous observons pour cet essai un temps de réaction assez rapide (3 mn) de l'ouvrage d'observation qui est situé à 35,5 m. Nous ne constatons pas de pseudo-stabilisation du rabattement jusqu'à l'arrêt du pompage. La courbe de la dérivée présente un comportement oscillatoire (Figure IV.19) qui se manifeste d'abord par une augmentation de la dérivée jusqu'à

30 mn après le pompage. Ensuite, la dérivée commence à baisser progressivement jusqu'à 1000 mn. Cela peut traduire une augmentation des apports en eau dans l'aquifère correspondant ainsi à un phénomène de drainance ou de limite alimentée par un réservoir plus transmissif. Par la suite, on observe une remontée de la dérivée jusqu'à l'arrêt du pompage. En somme, ce comportement est celui d'un écoulement retardé et les données peuvent être ajustées par une solution double porosité ou nappe libre (Renard *et al.*, 2009). Le choix a été porté sur la solution à double porosité (solution de Moench, 1984) avec une RMS de 0,014 m. Cette solution simule les écoulements au sein d'un milieu constitué d'un réseau de fractures transmissives et peu capacitives, recoupant des blocs de matrice rocheuse peu transmissifs mais relativement plus capacitifs (Hoareau, 2009). L'écoulement y est assuré en premier lieu par le réseau de fractures, puis, au fur et à mesure que la charge y diminue, par les blocs rocheux. La solution de Moench (1984) a permis d'obtenir les valeurs de $T=1{,}18.10^{-4}$ m^2/s, $S=1{,}41.10^{-4}$ et $S_y=1{,}98.10^{-3}$.

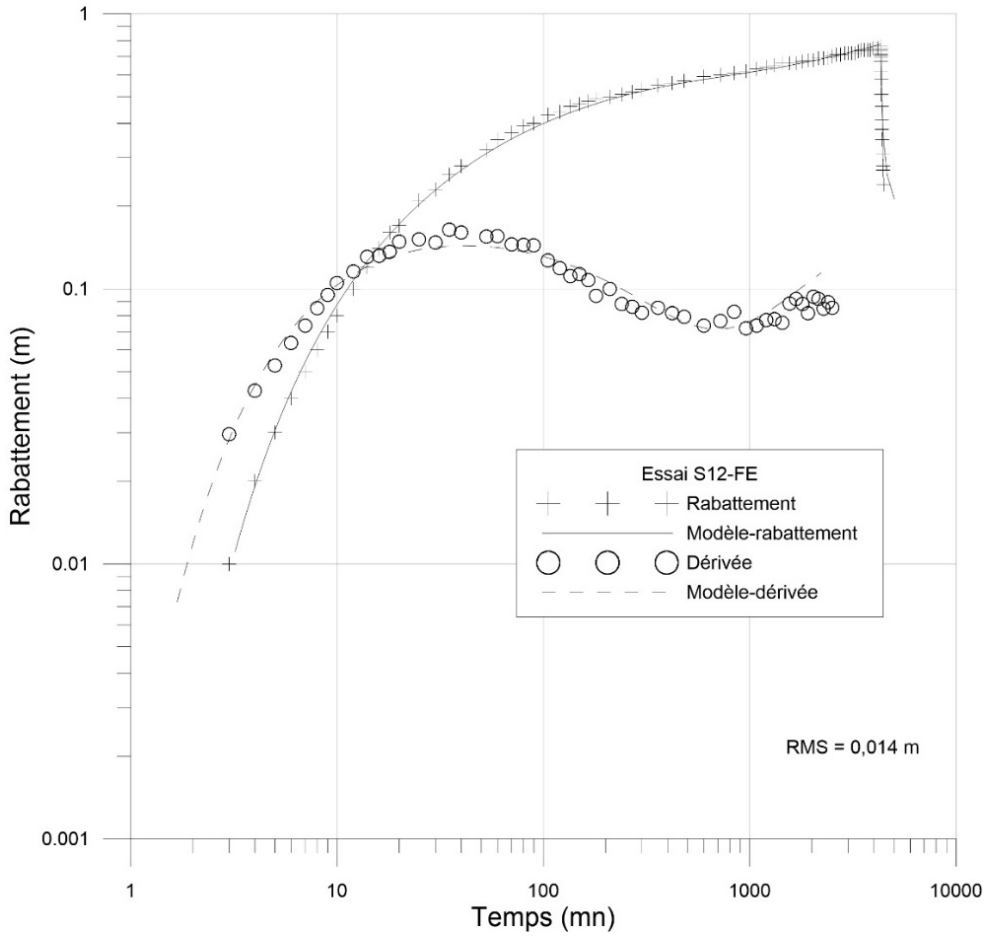

Figure IV.19 : Interprétation de l'essai de pompage S12-FE

- **Essai de pompage S15-S16**

L'évolution du rabattement et de sa dérivée pour cet essai peut être scindée en deux parties (Figure IV.20). La première partie qui s'étend sur les 10 premières minutes s'apparente à la courbe diagnostique d'un effet de capacité (Renard *et al.*, 2009). Cet effet est essentiellement dû à l'eau qui se trouve dans l'ouvrage. Il se distingue par une pente unitaire ($p=1$) et un rebond de la dérivée (Schlumberger, 2002).

La seconde partie indique un écoulement radial de dimension égale à 2 qui se distingue par une pente nulle ($p=0$). Finalement, la solution analytique de Dougherty et Babu (1984) ajuste bien les données de rabattement et de la dérivée avec une RMS de 0,020 m. Cette solution est adaptée pour un écoulement transitoire à travers un puits à pénétration partielle ou totale de diamètre fini tenant compte de l'effet de capacité et de l'effet de peau dans un aquifère homogène, isotrope et captif. La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement sont respectivement estimés à $2{,}50.10^{-4}$ m^2/s et $1{,}60.10^{-4}$.

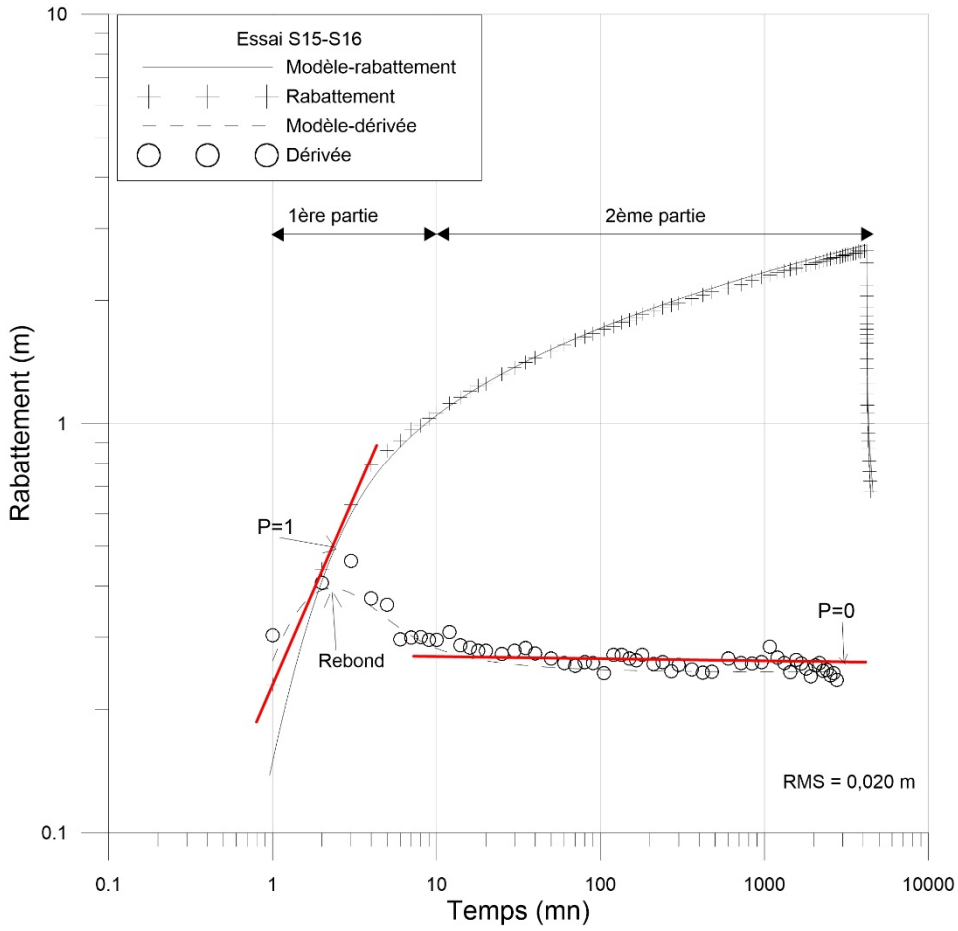

Figure IV.20 : Interprétation de l'essai de pompage S15-S16

- **Essai de pompage SaG**

Pour cet essai, nous ne pouvons obtenir que la transmissivité car il n'y a pas d'ouvrage d'observation. L'interprétation a donc été faite avec les valeurs de rabattements enregistrées dans l'ouvrage de pompage. Ces rabattements sont affectés aussi bien par les pertes de charge linéaire que les pertes de charge quadratique. Cela peut être avec l'instabilité du faible débit de pompage les raisons du bruit constaté dans les valeurs de la dérivée (Figure IV.21). Le modèle analytique identifié qui permet de mieux ajuster les données est la solution de Neuman (1974). C'est une solution de nappe libre en milieu anisotrope. La valeur de la transmissivité obtenue est $T=6{,}35.10^{-6}$ m^2/s.

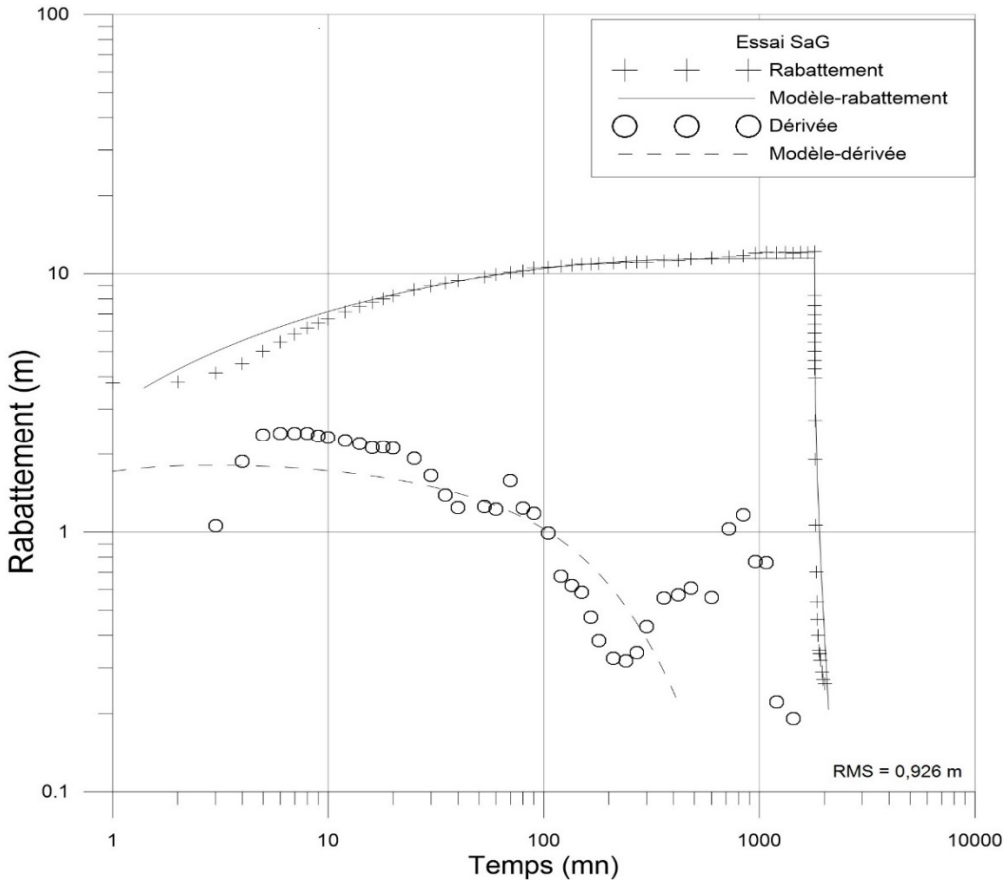

Figure IV.21 : Interprétation de l'essai de pompage SaG

- **Synthèse des résultats des essais de pompage**

L'ensemble des résultats des essais obtenu à l'issue des interprétations a été porté ci-dessous (Tableau IV.5). Les valeurs de coefficient d'emmagasinement ont été scindées en deux groupes (coefficient d'emmagasinement et porosité de drainage).

Tableau IV.5 : Récapitulatif des résultats des essais de pompage

Essais de pompage	Solutions analytiques	T (m^2/s)	S	S_y
S1-S2	Tartakovsky-Neuman	$3{,}14.10^{-4}$	$1{,}52.10^{-4}$	$2{,}92.10^{-2}$
S5-S8	Barker	$1{,}10.10^{-4}$	$1{,}17.10^{-4}$	
S10-S11	Barker	$5{,}72.10^{-4}$		$3{,}45.10^{-2}$
S12-FE	Moench	$1{,}18.10^{-4}$	$1{,}41.10^{-4}$	$1{,}98\ 10^{-3}$
S15-S16	Dougherty-Babu	$2{,}50.10^{-4}$	$8{,}97.10^{-5}$	
SaG	Neuman	$6{,}35.10^{-6}$		

IV.3.2. Résultats des sondages RMP

L'ensemble des onze sondages RMP sont de bonne qualité étant donné que les rapports signal/bruit sont tous supérieurs à 1,5. Le plus petit rapport a été constaté au niveau du sondage SaGCS avec 1,69 et le plus grand au niveau du sondage S1 avec 9,46.

La figure IV.22 montre un exemple de résultat d'inversion d'un modèle d'aquifère monocouche (option : Block inversion) tel que donné par le logiciel *Samovar*. On trouve :

1) les signaux RMP *e(t,q)* enregistrés pour chaque valeur du paramètre d'excitation en fonction du temps ;

2) les amplitudes moyennes du signal RMP (FID) et du bruit en fonction du paramètre d'excitation ;

3) la distribution verticale de la teneur en eau W_{RMP} ;

4) la fréquence du signal RMP en fonction du paramètre d'excitation ;

5) la distribution verticale du temps de relaxation T_2* ;

6) des informations utiles sur le sondage (site, date, paramètres d'inversion etc.)

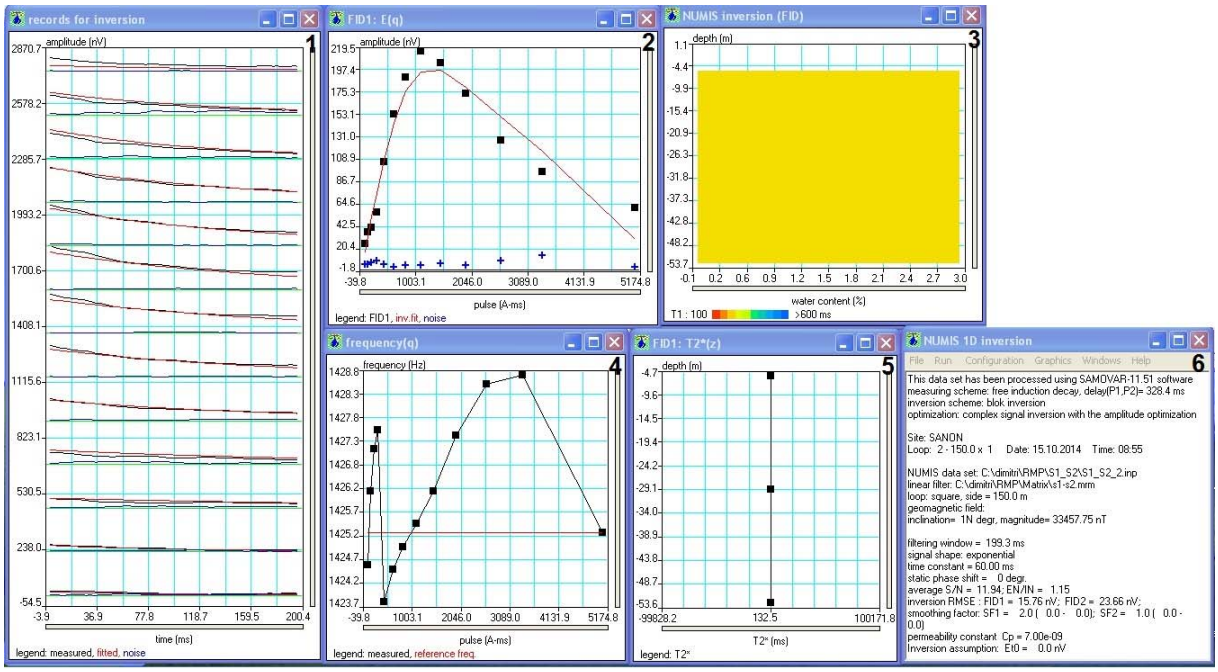

Figure IV.22 : Exemple de résultat d'une inversion RMP : Cas du sondage S1

L'ensemble des résultats (les paramètres RMP et la géométrie) est résumé dans le tableau IV.6. Au regard des informations contenues dans ce tableau, nous constatons que la teneur en eau RMP varie suivant les zones investiguées. Elle est comprise entre 0,6 et 5,2% avec une moyenne de 3,1%. Le temps de relaxation varie lui entre 84,0 et 149,1 ms avec une moyenne de 122,4 ms.

Tableau IV.6 : Résumé des résultats des inversions RMP de l'ensemble des sondages

Sondages	W_{RMP} (%)	T_2* (ms)	Toit aquifère (m)	Epaisseur aquifère Δz (m)	W_{RMP}*Δz (m)	Rapport signal/bruit	Bruit moyen (nV)	RMS (nV)
S1	4,6	132,5	5,3	54,6	2,51	9,69	9,35	8,96
S1CN	4,7	123,3	15,4	33,9	1,59	5,46	6,57	3,76
S1CS	1,4	131,1	8,3	45,6	0,63	3,95	4,06	3,52
S8	2,2	128,0	3,3	53,8	1,18	7,17	6,40	6,42
S10	1,5	84,0	11,7	19,7	0,29	3,39	2,26	2,24
S15	2,7	142,0	7,0	48,7	1,31	9,36	5,80	4,70
S15CN	3,1	120,4	16,2	29,8	0,92	3,51	7,40	2,33
S15CS	5,2	149,1	17,4	28,1	1,46	7,90	5,79	3,05
SaG	2,8	134,4	14,7	40,6	1,13	7,67	6,00	4,43
SaGCN	5,0	101,7	15,9	17,9	0,89	3,92	6,87	5,51
SaGCS	0,6	99,6	10,9	28,9	0,17	1,69	3,09	1,79

IV.3.2.1. Présentation de certains sondages

Les sondages qui sont présentés ici sont ceux qui ont eu lieu autour ou à proximité des forages qui ont fait l'objet d'essais de pompage. Ce sont les sondages S1, S1CN, S8, S10, S15 et SaG. Les cinq autres sondages sont présentés en annexe D.3.

- Sondage S1

Ce sondage est celui qui a le plus grand rapport signal/bruit de l'ensemble des sondages avec 9,69. Nous constatons pour l'ensemble des pulses que le signal se détache bien du bruit. Le modèle ajuste bien le signal avec une RMS de 8,96 nV pour un bruit moyen de 9,35 nV (Figure IV.23). L'inversion des données indique une W_{RMP} de 4,6%, un T_2* de 132,5 ms et une épaisseur de l'aquifère de 54,6 m.

Par ailleurs, les profondeurs du toit du réservoir et du substratum imperméable sont estimées en fonction des niveaux statiques et des profondeurs des substratums révélés par les forages (Vouillamoz, 2003). Ainsi, nous constatons que la profondeur du toit est sous-estimée de 0,3 m par la RMP et celle du substratum est surestimée de 3,3 m (Figure IV.23).

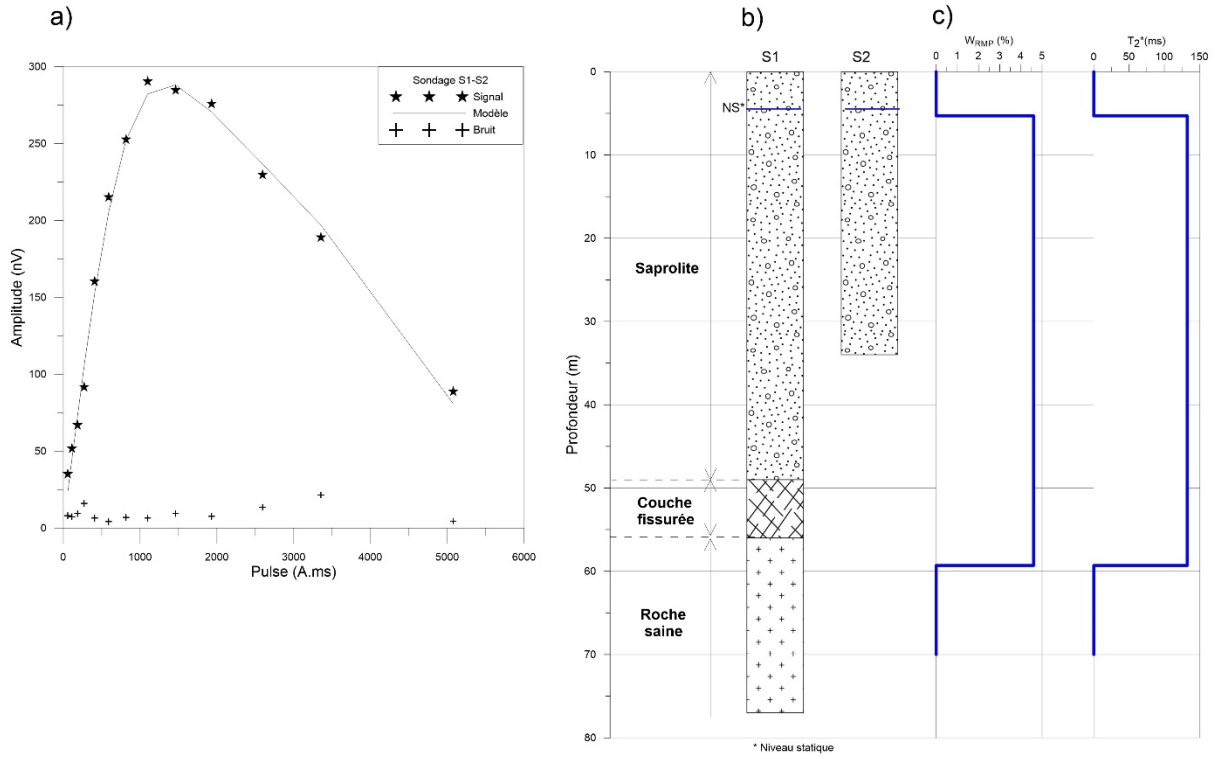

Figure IV.23 : Présentation du sondage RMP S1. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation.

- Sondage S1CN

Le modèle ajuste bien l'ensemble des données de ce sondage qui a un rapport signal/bruit de 5,46. Pour le premier pulse, il convient de noter que l'amplitude du bruit est supérieure à celle du signal (Figure IV.24). Pour les autres pulses le signal se détache bien du bruit. Ainsi, l'inversion de ce sondage indique respectivement 4,7% et 123,3 ms pour W_{RMP} et T_2* pour une épaisseur du réservoir de 33,9 m. La RMS et le bruit moyen pour ce sondage sont respectivement 3,76 et 6,57 nV

Pour ce sondage, les forages ont été réalisés après le sondage RMP. De ce fait, nous n'avons donc pas pu mesurer de niveau statique. Cependant, nous pouvons constater que la profondeur du substratum est surestimée de 2,3 m par le sondage (Figure IV.24).

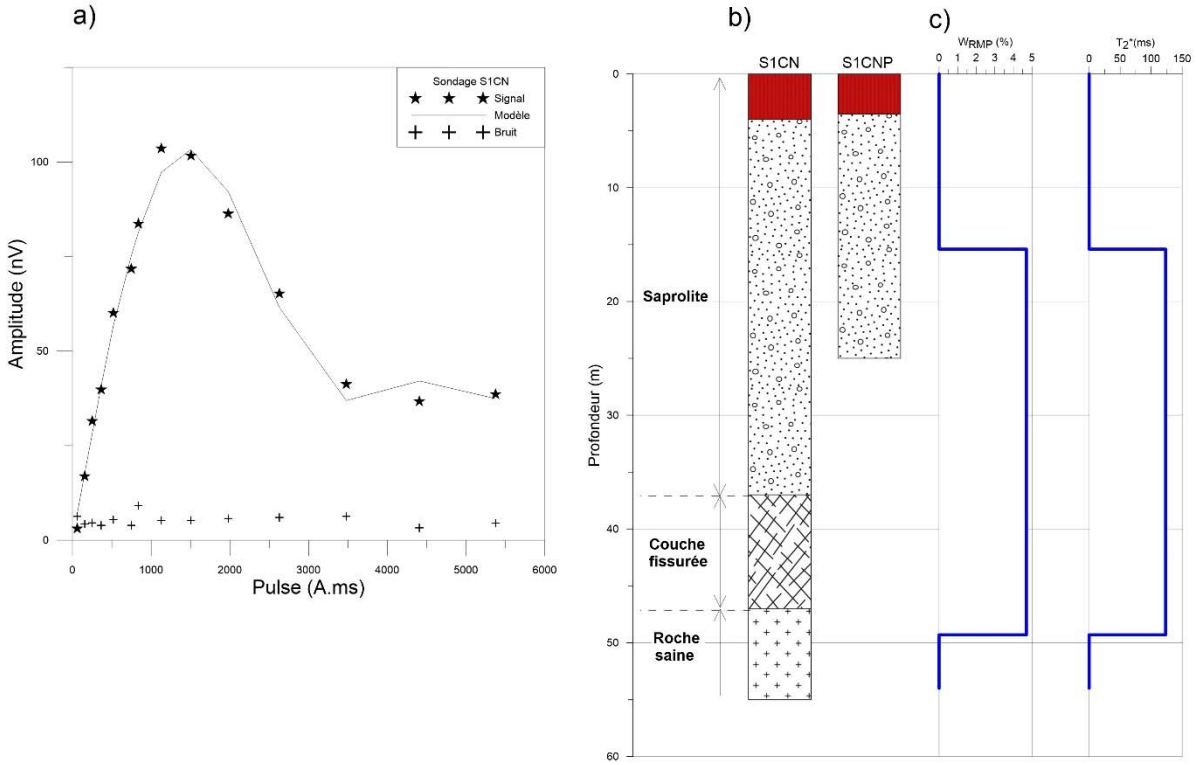

Figure IV.24 : Présentation du sondage RMP S1CN. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation

- Sondage S8

Ce sondage a un rapport signal/bruit de 7,17, un bruit moyen de 6,40 nV et une RMS de 6,42 nV. Les signaux enregistrés pour chaque pulse sont bien distincts des bruits moyens de ces pulses (Figure IV.25). Le signal est globalement bien ajusté par le modèle. La valeur de W_{RMP} est de 2,2% et celle de T_2* est de 128 ms pour une épaisseur de 53,8 m.

Par ailleurs, nous constatons que la profondeur du niveau statique est surestimée par la RMP de 2,7 m et celle du substratum est surestimée de 11,1 m (Figure IV.25).

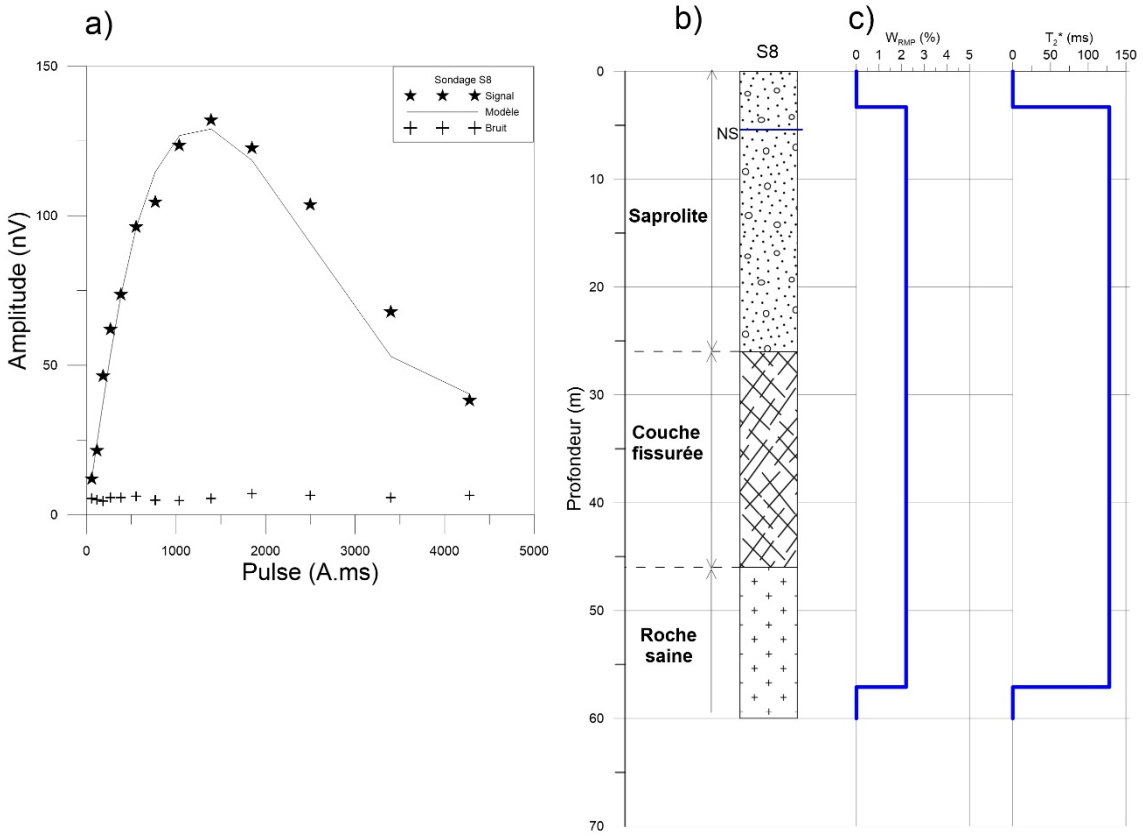

Figure IV.25 : Présentation du sondage RMP S8. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation.

- Sondage S10

Ce sondage a un rapport signal/bruit de 2,8 et un bruit moyen de 5,99 nV. Son signal décroit de façon multi-exponentielle (Figure IV.26) contrairement à ceux des autres sondages où il est observé une décroissance mono-exponentielle.

La décroissance multi-exponentielle est une conséquence de la distribution de différentes tailles de pores à l'intérieur d'une unité de volume étudiée. Elle peut également survenir en raison de la superposition des signaux qui proviennent des différentes unités lithologiques, par exemple couches du sous-sol (Mohnke and Yaramanci, 2008). Il n'est pas possible avec les versions actuelles du logiciel Samovar d'inverser ce type de signal. De ce fait, nous avons entrepris de filtrer les différents FIDs afin d'obtenir une décroissance mono-exponentielle. Cela a été fait en

augmentant progressivement les valeurs de "Aperiod-1st order[8]" tout en observant la décroissance des signaux. Les valeurs qui ont été testées sont les suivantes : 20, 40, 50, 60 et 70. L'ensemble de ces résultats est présenté en annexe (Annexe D.4). Il ressort de ces tests que l'amplitude du signal baisse avec l'augmentation des valeurs de "Aperiod-1st order". La décroissance mono-exponentielle n'a pas pu être constatée pour l'ensemble des FIDs. La valeur que nous avons finalement retenue est 60 car au-delà, nous constatons une croissance au cours des premières ms puis une décroissance de certains FIDs (Annexe D.4).

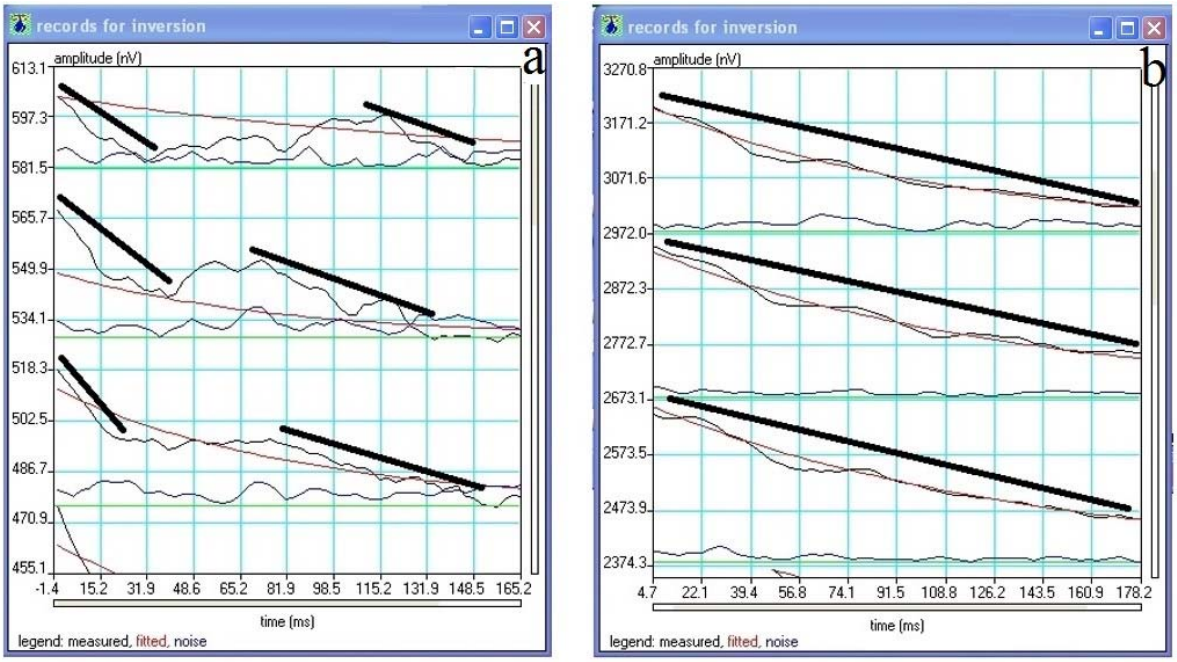

Figure IV.26 : Illustrations de la décroissance. a) multi-exponentielle du sondage S10 et b) mono-exponentielle du sondage S1.

Le signal filtré a un rapport signal/bruit de 3,14. Il a été ensuite inversé. Cette inversion indique une erreur d'ajustement (RMS=3,22 nV) qui est supérieure au bruit moyen (=2,37 nV). Cet ajustement est présenté en annexe D.5. Nous avons ensuite supprimé le dernier pulse car pour celui-ci le signal et le bruit ont quasiment les mêmes amplitudes. Cette action a permis d'améliorer légèrement le rapport signal/bruit qui est maintenant de 3,39. Le nouvel ajustement est satisfaisant avec une RMS de 2,24 nV inférieure au bruit moyen qui est égal à 2,26 nV (Figure IV.28). Les paramètres obtenus sont les suivants : W_{RMP}=1,5%, T_2*=84 ms et Δz=19,7 m.

Cette valeur de T_2* est la plus petite de l'ensemble des sondages. La valeur de W_{RMP} fait partie

[8]Aperiod-1st order est un filtre qui agit de façon assez semblable au filtre passe-bande. Pour ce filtre, le réglage est fait sur la période.

des trois plus petites valeurs de l'ensemble des sondages. Ce constat est en discordance avec les observations faites sur le terrain. D'abord, ce sondage a été fait à côté du forage S10 et d'un autre forage équipé d'une PMH. Le S10 est l'ouvrage qui a fourni le débit le plus important (18 m^3/h) après développement. Ce même forage a été pompé en continu pendant 72 h avec un débit constant de 8,4 m^3/h (le plus grand débit de l'ensemble des débits de pompage des essais de pompage). Par ailleurs, le mur de l'aquifère est sous-estimé de 18 m environ par rapport à sa profondeur indiquée sur les lithologs (Figure IV.27a). En raison de cette forte différence, nous n'allons pas utiliser les résultats de ce sondage dans la suite de l'étude.

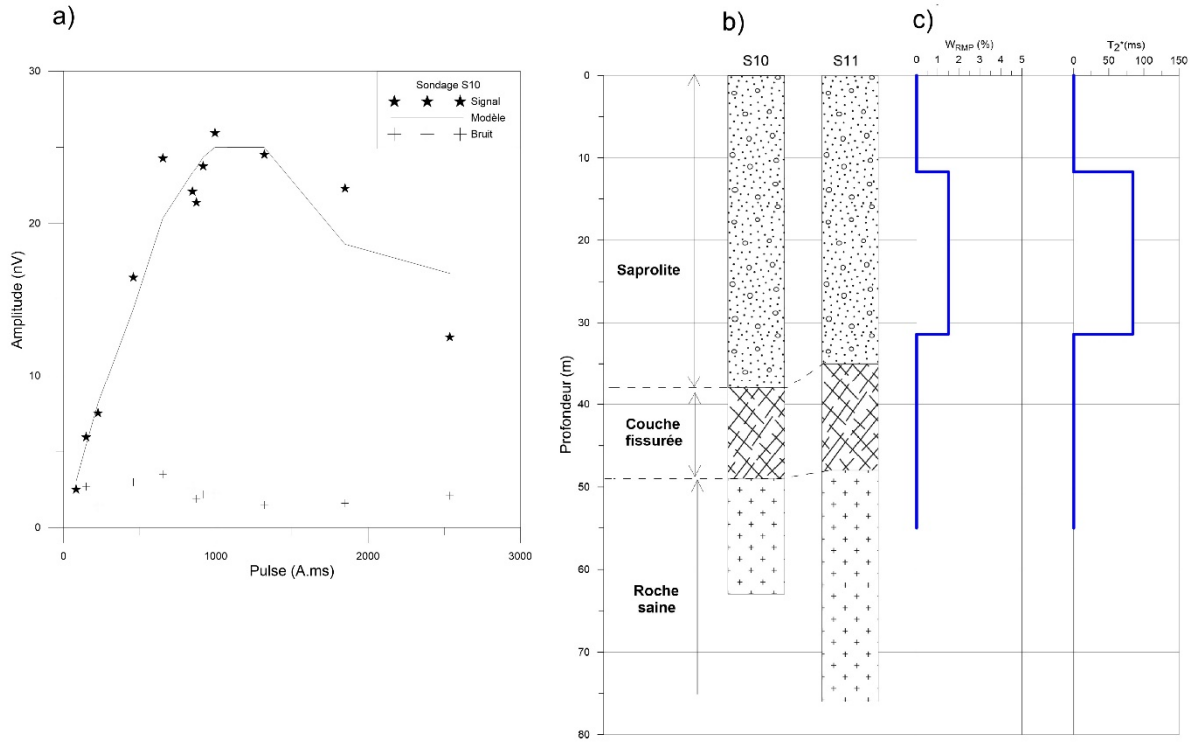

Figure IV.27 : Présentation du sondage RMP S10. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation.

- Sondage S15

Le rapport signal/bruit de ce sondage est 6,86. L'inversion des données indiquaient un ajustement avec une RMS de 7,98 nV. Cette valeur est largement supérieure au bruit moyen qui est de 5,2 nV. Nous avons alors supprimé les trois derniers pulses car ils entrainent une perte d'informations (Annexe D.6). Nous avons alors obtenu un rapport signal/bruit meilleur avec une valeur de 9,36. La nouvelle inversion a permis d'obtenir un bon ajustement avec une RMS de 4,7 nV inférieure au bruit moyen estimé à 5,8 nV (Figure IV.28). Les résultats retenus sont les suivants : W_{RMP}=2,7%, T_2*=142 ms et Δz=48,7 m.

La profondeur du niveau statique est surestimée d'environ 1 m dans S15 par la RMP. Cette imprécision ne peut pas être déterminée pour S16 parce que ce piézomètre était obstrué lors de la réalisation du sondage. Concernant la profondeur du substratum, elle est sous-estimée de 2,7 m environ.

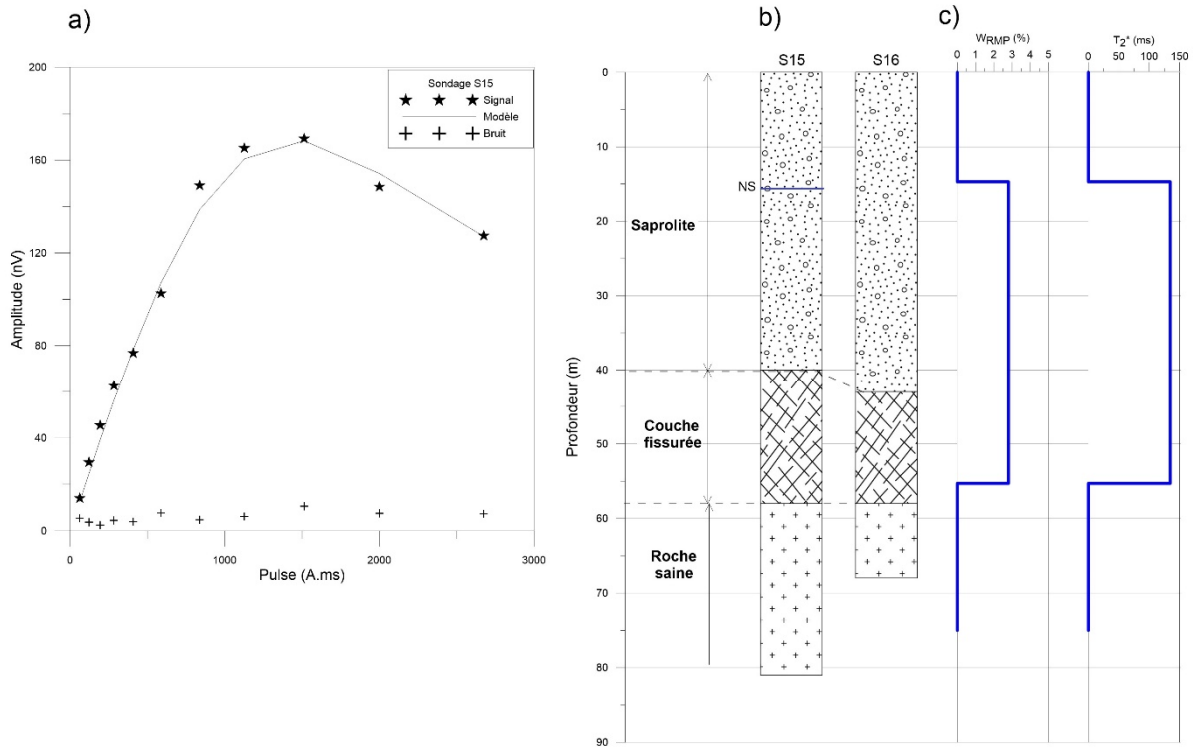

Figure IV.28 : Présentation du sondage RMP S15. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation.

- Sondage SaG

Le modèle ajuste bien l'ensemble des données de ce sondage qui a un rapport signal/bruit de 7,67. Pour le premier pulse, il convient de noter que l'amplitude du signal et celle du bruit semblent se confondre (Figure IV.29). Pour les autres pulses, le signal se détache bien du bruit. L'inversion de ce sondage indique respectivement 2,8% et 134,4 ms pour W_{RMP} et T_2* pour une épaisseur du réservoir de 40,6 m. La RMS vaut 4,43 nV et le bruit moyen est égal à 6 nV. Pour ce sondage, le piézomètre SaG a été réalisé après le sondage. Nous n'avons donc pas pu mesurer de niveau statique juste avant le sondage. Cependant, nous pouvons constater que la profondeur du substratum est surestimée de 3,3 m par rapport aux informations du litholog SaG.

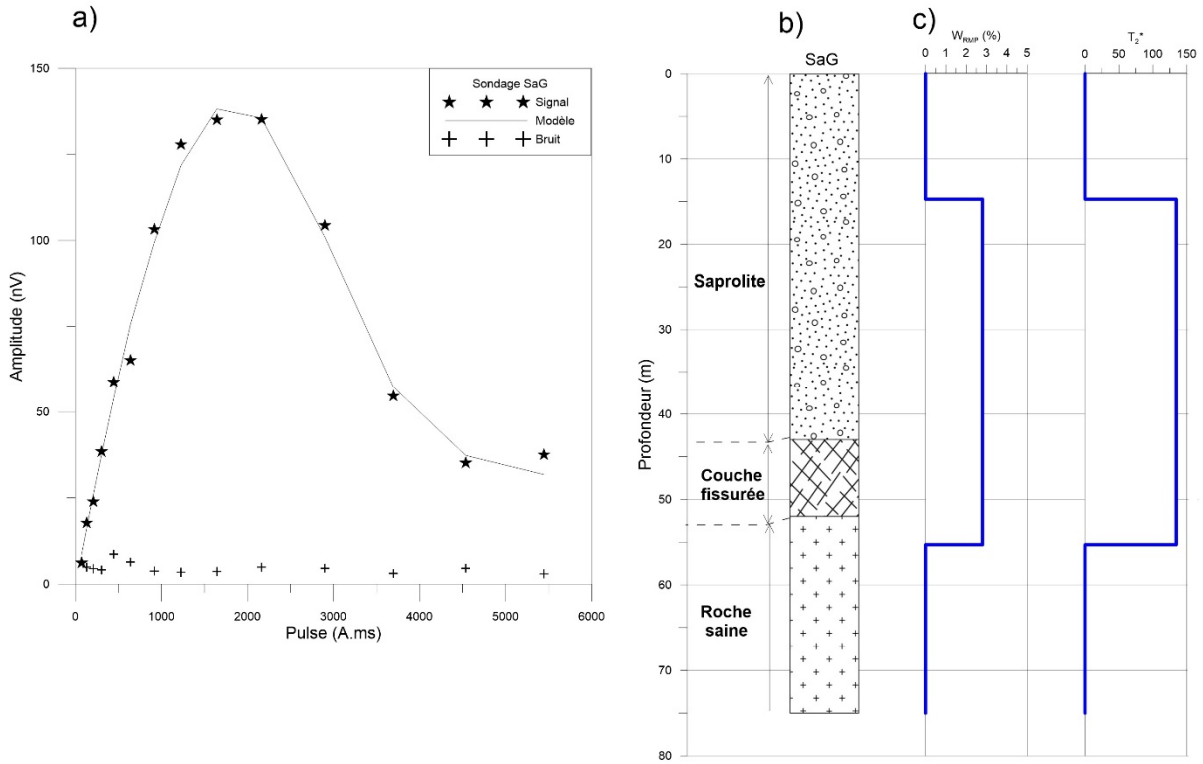

Figure IV.29 : Présentation du sondage RMP SaG. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation.

Lorsque nous comparons les limites de l'aquifère indiquées par le RMP et celles indiquées par les lithologs, nous constatons que globalement la profondeur du substratum est surestimée par la RMP de 2,3 à 11,1 m sauf au niveau de S15 où elle est sous-estimée de 2,7 m. Concernant la profondeur du niveau statique, elle est surestimée de 1 à 2,7 m environ sauf au niveau de S1 où elle est sous-estimée de 0,3 m environ.

IV.3.2.2. Analyses des résultats en fonction des formations géologiques

Comme indiqué dans le paragraphe II.2.4, il n'y a pas d'affleurement de roche mère sur le site. La cartographie du substratum a alors été faite à partir des coupes lithologiques. De ce fait, nous ne pouvons faire une analyse comparative qu'aux endroits où nous avons les lithologs et des sondages RMP. Ce sont six endroits qui possèdent cette double information (Tableau IV.7).

Tableau IV.7 : Récapitulatif des sondages RMP en fonction des formations géologiques

Formations	Nombre de sondage RMP	Noms des sondages RMP
Granite	1	S8
Gneiss	1	S10
Migmatite	4	S1, S1CN, S15 et SaG

L'analyse comparative des résultats de RMP en fonction des formations géologiques ne peut être faite objectivement à cause de la taille de l'échantillon et de leur répartition en fonction des différentes formations. Aussi, nous avons indiqué dans le paragraphe précédent que le sondage S10 ne serait pas utilisé dans la suite des travaux.

IV.3.2.3. Analyses spatiales des paramètres RMP

Au regard de la figure IV.31, il ne se dégage pas une répartition préférentielle des paramètres RMP par rapport à leur position sur le site. Toutefois, nous pouvons faire quelques remarques :

- les faibles teneurs en eau sont observées au niveau de la crête sud (Figure IV.30a), la plus grande lame d'eau ($W_{RMP}*\Delta z$) est rencontrée dans la vallée au niveau du piézomètre S1. Tandis que, les plus petites lames d'eau sont observées au niveau de la crête sud (Figure IV.30b),
- les plus longs temps de décroissance sont observés au niveau de S15 et dans la partie sud de la zone investiguée (excepté le site SaGCS, Figure IV.30c).

La carte de la répartition de W_{RMP} (Figure IV.30a) et celle de T_2* (Figure IV.30c) n'ont pas été réalisées avec la méthode du krigeage car elles n'ont pas pu être ajustées avec des variogrammes. En effet, les variations de ces paramètres sont fortes : W_{RMP} va de 0,6 à 5,2% avec une moyenne à 3,23% et un écart-type de 1,59%, tandis que T_2* va de 99,6 à 149,1 ms avec une moyenne à 126,2 ms et un écart-type de 15,8 ms. De ce fait, ces deux paramètres ont été interpolés avec la méthode "voisin naturel" (en anglais *natural neighbor*). Quant à la figure IV.30b, elle a pu être réalisée avec la méthode du krigeage dont le maillage était carré (20 m x 20 m). Les distances minimale et maximale entre les points de données sont respectivement 728 et 4022 m. Le variogramme utilisé est présenté en annexe (Annexe D.5). Les extrapolations n'ont pas été faites à l'est du site d'étude à cause du manque de données à cet endroit.

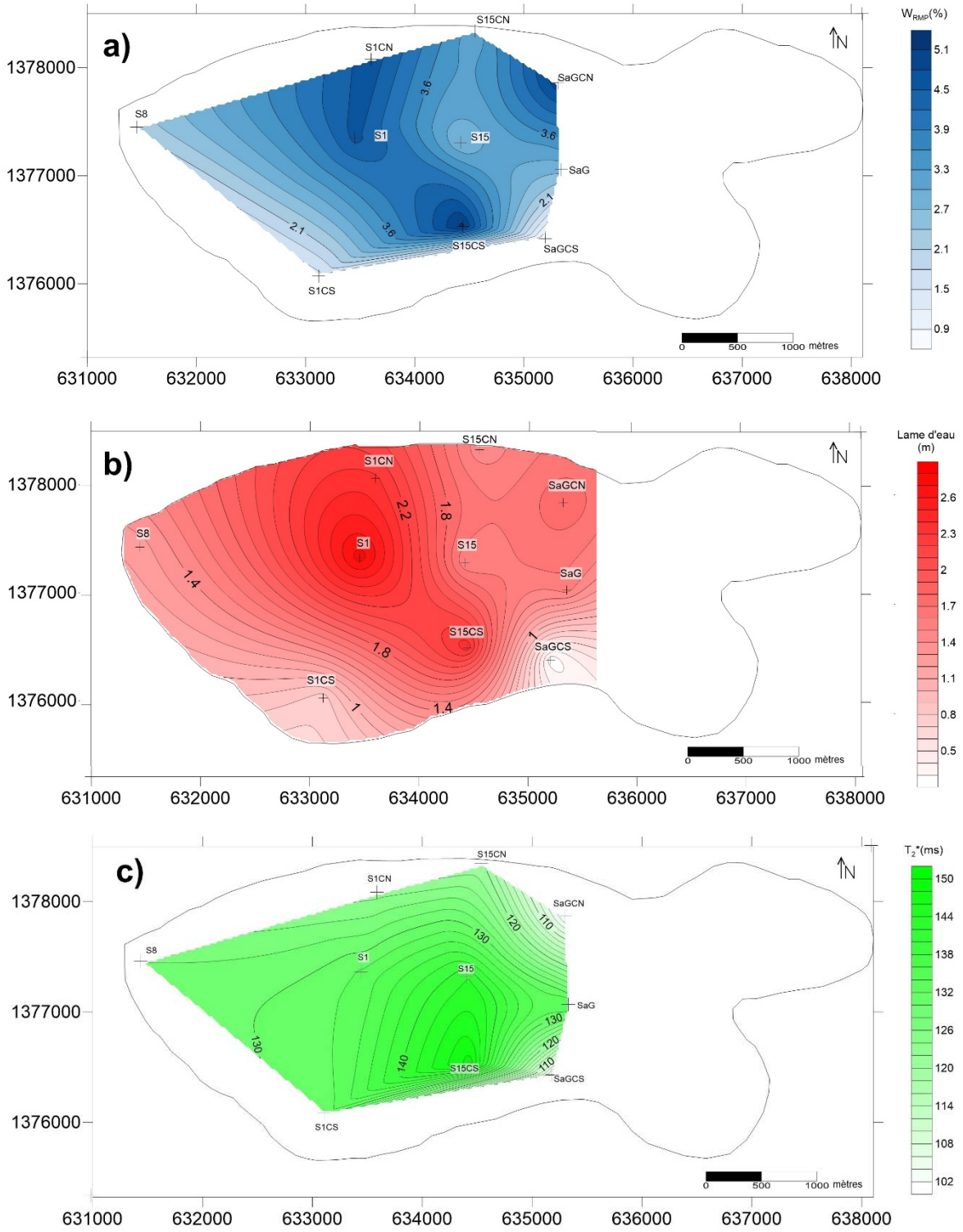

Figure IV.30 : Répartition spatiale des paramètres RMP. a) Teneur en eau W_{RMP}, b) Lame d'eau et c) Temps de décroissance T_2*.

IV.3.2.4. Comparaison des résultats RMP aux autres résultats géophysiques

La comparaison des résultats RMP avec les modèles géologiques issus des de TRE (Figure IV.31) indique le substratum de l'aquifère est surestimé par la RMP dans l'axe du site d'étude d'environ 3 m.

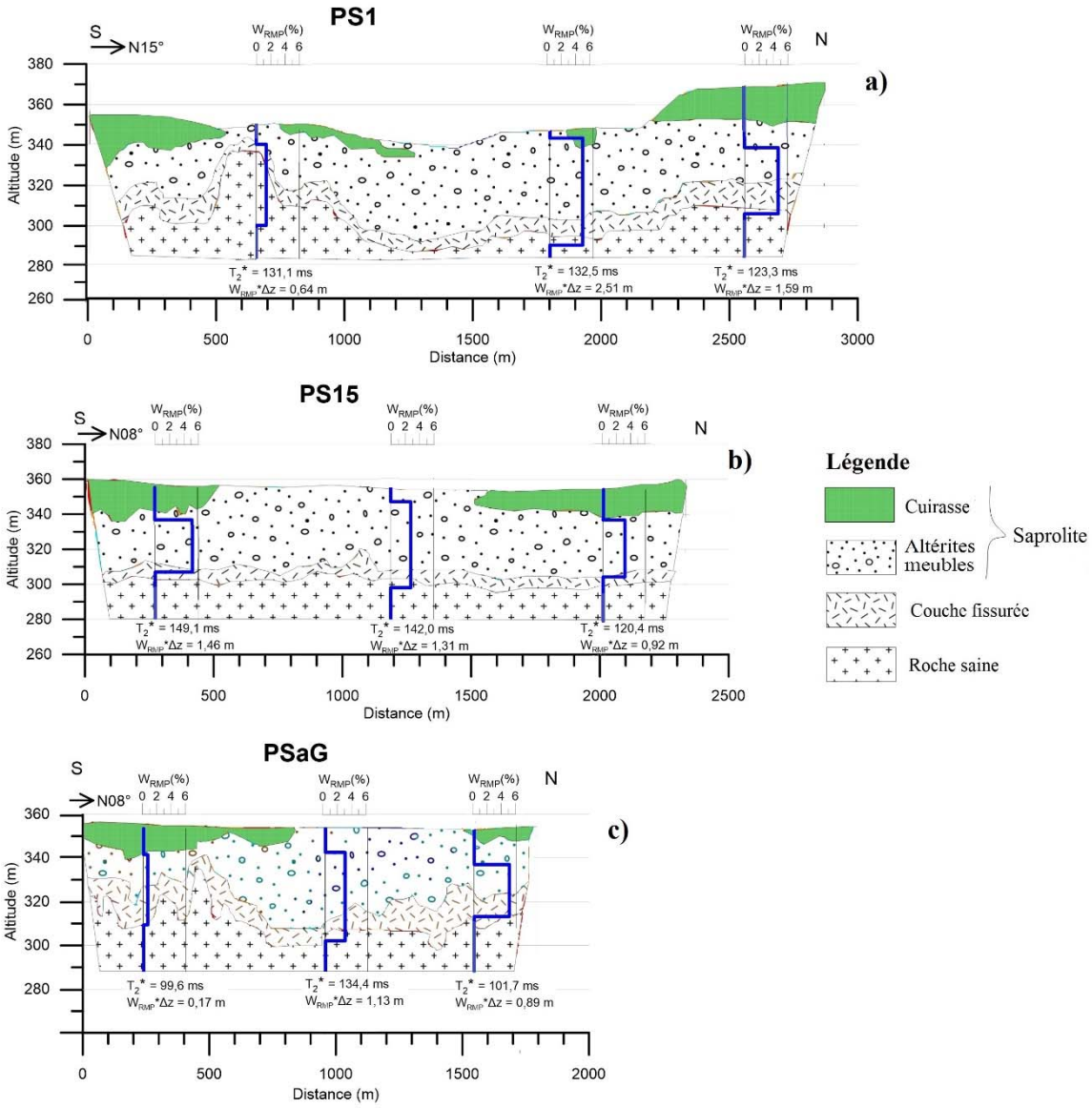

Figure IV.31 : Comparaisons des résultats RMP avec modèles géologiques a) PS1, b) PS15 et c) PSaG

Au niveau des crêtes, la profondeur du toit du substratum est bien estimée au niveau de PSaG tandis qu'elle est sous-estimée d'environ 5 m au niveau de PS15. A ces endroits, il n'y a pas de forages dont les lithologs permettraient de vérifier ces estimations.

La remontée de la roche saine au niveau de la crête sud de PS1 semble être confirmée par la

RMP parce que la teneur en eau (1,4%) y est faible. Cependant, la profondeur du substratum est surestimée de plus de 30 m. Cette surestimation peut être due à la faible amplitude du signal (Hoareau, 2009).

IV.3.3. Essai d'analyse couplée essai de pompage-RMP

Dans cette partie, nous entreprenons d'établir des lois de transfert entre les paramètres hydrodynamiques issus des essais de pompage et les paramètres RMP.

IV.3.3.1. Estimation de S et S_y à partir de W_{RMP}

Sur l'ensemble des activités réalisées, six sites ont été des lieux d'essai de pompage et de sondage RMP. Il n'a pas été possible de déterminer S ou S_y au niveau du site SaG car il n'y avait pas de puits d'observation. Aussi, les résultats des interprétations de l'essai de pompage S1CN-S1CNP et du sondage RMP S10 sont douteux comme présentés précédemment dans les paragraphes IV.3.1 (pour l'essai S1CN-S1CNP) et IV.3.2.1 (pour le sondage S10).

En somme, nous nous retrouvons avec seulement les données de trois sites pour faire cette analyse. Les valeurs d'emmagasinement ont ensuite été réparties en deux groupes (système aquifère libre ou système semi-captif/captif) suivant qu'elles sont supérieures ou inférieures à 10^{-2}. En effet lorsque S est inférieur à 10^{-2}, il est dit libre. On parle donc de S_y.

A la suite de cette étape, nous avons appliqué les équations II.3 et II.4 pour déterminer S_{RMP} et S_{y_RMP} qui sont résumés ci-après (Tableau IV.7).

Tableau IV.8 : Calcul de S_{RMP} et S_{y_RMP}

Sites	S	S_y	W_{RMP} (%)	Δz (m)	S_{RMP}	S_{y_RMP}
S1	$1{,}52.10^{-4}$	$2{,}92.10^{-2}$	4,6	54,6		$7{,}46.10^{-4}$
S8	$1{,}17.10^{-4}$		2,2	53,8	$5{,}09.10^{-3}$	-
S15	$8{,}97.10^{-5}$		2,7	48,7	$5{,}65.10^{-3}$	-

Avec les données à disposition, il n'est pas possible à ce stade d'établir des corrélations entre S et S_{RMP} et entre S_y et S_{y_RMP} car le nombre de couple de valeurs (2) n'est pas suffisant.

IV.3.3.2. Estimation de T_{RMP} à partir de T_2*

Avant d'estimer T_{RMP}, nous avons vérifié s'il existe une corrélation linéaire entre les paramètres

RMP et la transmissivité obtenue par essai comme constaté dans certains travaux (Plata and Rubio, 2008 ; Vouillamoz *et al.*, 2014a). Pour se faire, nous devons retenir les sites où il a été réalisé conjointement des mesures RMP et des essais de pompage et dont les résultats ne sont pas entachés de fortes incertitudes comme les essais S1CN-S1CNP et SaG et le sondage S10. Les résultats retenus sont présentés dans le tableau IV.8 ci-après.

Tableau IV.9 : Données pour le test de corrélation entre transmissivité et paramètres RMP

Sites	T (m^2/s)	W_{RMP} (%)	Δz (m)	T_2* (s)	$W_{RMP} * \Delta z * T_2^{*2}$ ($m.s^2$)
S1	$3{,}14.10^{-4}$	4,6	54,6	0,1325	$4{,}41.10^{-2}$
S8	$1{,}10.10^{-4}$	2,2	53,8	0,1280	$1{,}94.10^{-2}$
S15	$2{,}50.10^{-4}$	2,7	48,7	0,1420	$2{,}65.10^{-2}$

Nous obtenons une corrélation linéaire positive estimée à R^2=0,81 (Figure IV.32).

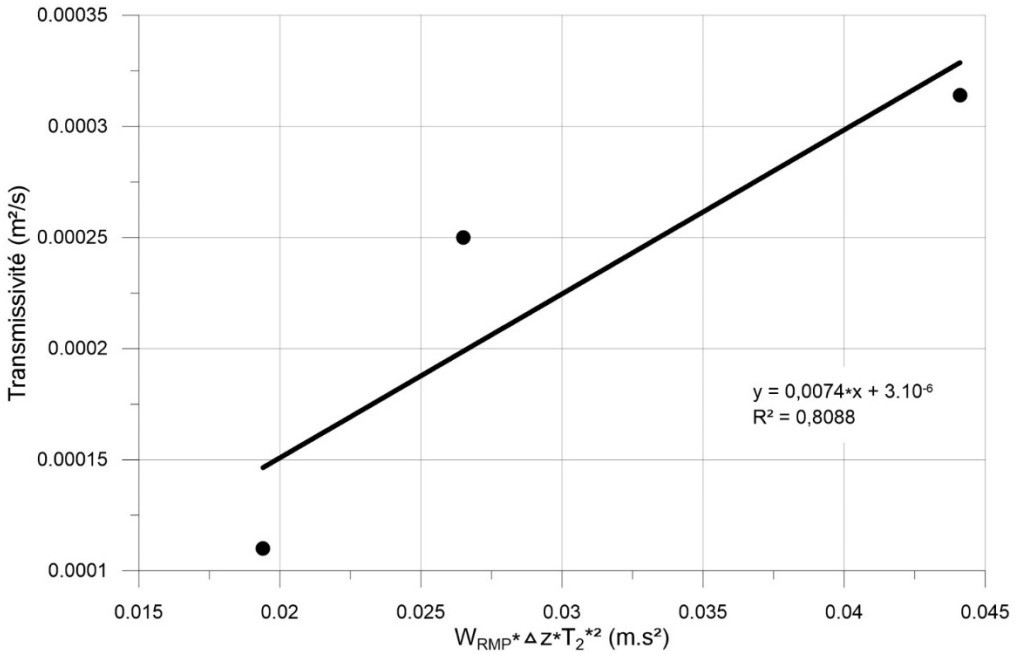

Figure IV.32 : Test de corrélation entre transmissivité issue des essais de pompage et paramètres RMP

L'estimation des T_{RMP} nécessite le calcul du facteur C_T à l'aide de l'équation IV.6. Cela été fait avec l'ensemble des données présentés dans le tableau IV.8. La valeur de C_T obtenue est de $7{,}48.10^{-3}$ $m.s^{-3}$. Cette valeur est supérieure à celle obtenue par Vouillamoz *et al*. (2014a) qui est de 3.10^{-3}. Aussi, Plata et Rubio (2008) ont obtenu sur des formations de socle des valeurs comprises entre 10^{-3} et 7.10^{-3}. Ce constat pourrait trouver un début d'explication dans la taille

de l'échantillon. En effet, Vouillamoz (2003) indique que la pertinence du C_T est fonction du nombre et de la qualité des données utilisées pour son calcul.

Le facteur C_T calculé est porté dans l'équation IV.5, nous obtenons la relation ci-dessous (Equation IV.7) :

$$T_{RMP} = 7{,}48.10^{-3} * W_{RMP} * \Delta z * {T_2}^{*2} \qquad \text{Equation IV.7}$$

avec Δz en m et ${T_2}^*$ en s.

L'équation IV.7 nous permet de calculer T_{RMP}. Ainsi, nous obtenons trois couples de points (T, T_{RMP}) qui ont été portés sur un graphe (Figure IV.33) afin de déterminer l'équation les reliant. Il ressort de ce graphe que les transmissivités obtenues par essais de pompage et les transmissivités RMP sont corrélées avec un coefficient de détermination égale à 0,81. Ainsi, la relation ci-dessous (Equation IV.8) établit un lien entre T et T_{RMP}.

$$T = 0{,}9869 * T_{RMP} + 3{,}22.10^{-6} \qquad \text{Equation IV.8}$$

avec T : la transmissivité obtenue par essai de pompage et T_{RMP} : la transmissivité obtenue à partir des paramètres RMP.

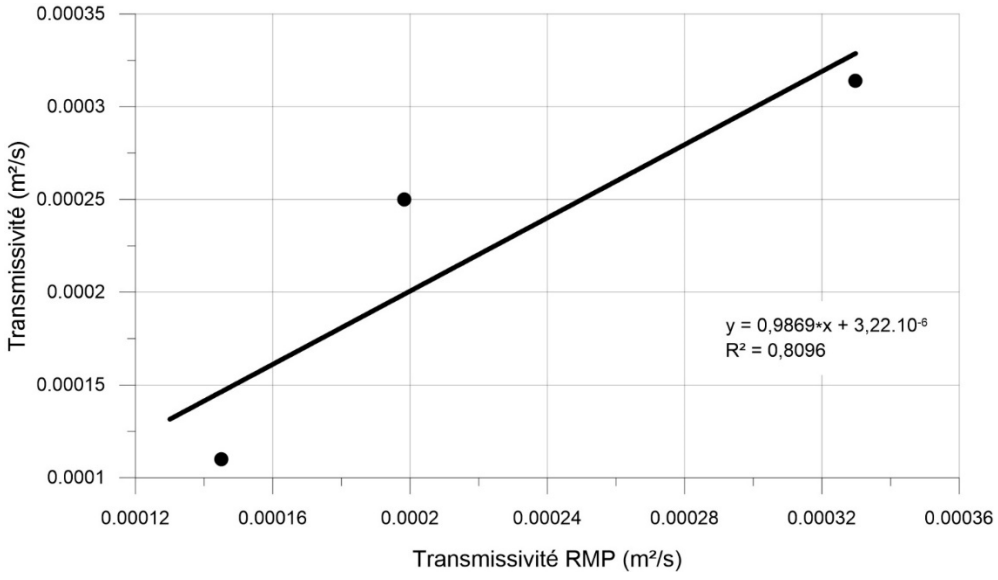

Figure IV.33 : Mise en relation entre transmissivité issue des essais de pompage et transmissivité RMP

Sur la base de la formule (Equation IV.8) obtenue, il est déjà possible d'estimer la transmissivité aux différents endroits où ont été faits les sondages RMP sauf au sondage S10. Nous proposons

donc une carte de transmissivité obtenues sur le bassin de Sanon. Elle a été réalisée avec un maillage carrée (20 m x 20 m). Le krigeage est la méthode d'interpolation qui a été utilisé. Le variogramme utilisé est présenté dans les annexes (Annexe D.5).

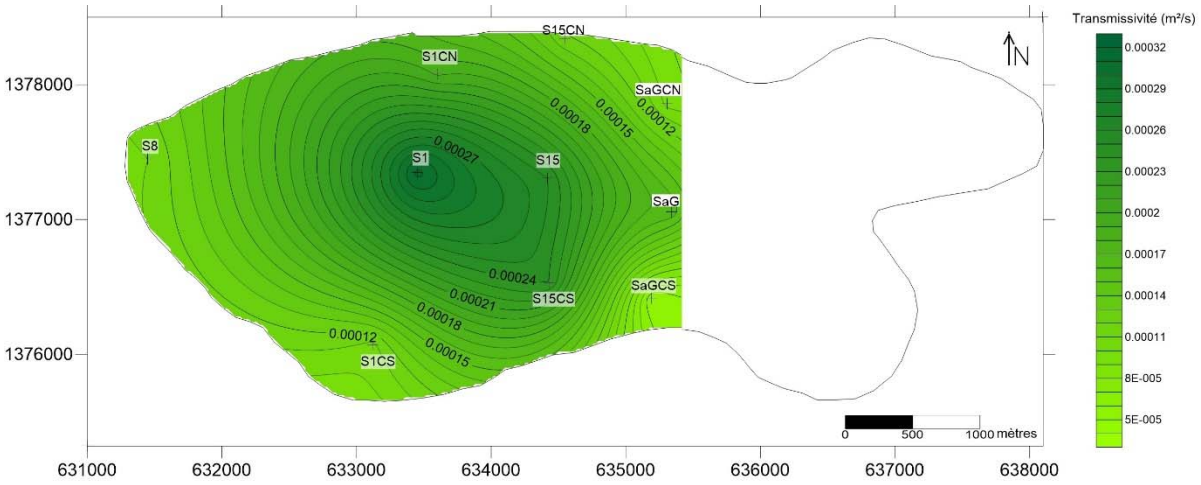

Figure IV.34 : Carte des transmissivités obtenues sur le site de Sanon

Cette carte de transmissivité (Figure IV.34) nous permet de constater que la zone du dôme piézométrique dont fait partie S1 est la zone la plus transmissive du site. Hormis la zone à l'est (au-delà de SaG), la crête sud et l'ouest du bassin sont les parties les moins transmissives.
Cette carte pourrait être très utile dans l'élaboration d'un modèle hydrogéologique de l'aquifère de Sanon.

IV.4. DISCUSSION

L'utilisation de la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps a permis de choisir différentes solutions pour interpréter les essais de pompage qui ont été réalisés. Ces solutions permettent une meilleure description des essais qui est en accord avec la réalité géologique. Cela n'a pas été le cas dans les travaux du BRGM-Aquater (1991) où l'ensemble des essais a été interprété avec la solution analytique de Theis (1935) qui suppose une typologie captive de l'aquifère. Toutefois, les ordres de grandeur des paramètres hydrodynamiques obtenus sont en accord avec les études antérieures particulièrement au niveau du dôme piézométrique (BRGM-Aquater, 1991 ; Vouillamoz, 2003).
Concernant les investigations RMP menées, elles ont permis d'obtenir une meilleure couverture spatiale du bassin de Sanon contrairement aux travaux de Vouillamoz (2003) qui n'avaient

concerné que deux zones du bassin (la zone du dôme piézométrique et l'exutoire). En ces deux endroits les valeurs de teneur en eau étaient respectivement de 4% et 2% (Vouillamoz, 2003). Quoique quelque peu différents de ces valeurs, les résultats de la présente étude affichent la même disparité : 4,6% dans la zone du dôme contre 2,2% à l'exutoire. Cette légère différence des résultats peut être liée au fait que la méthodologie d'interprétation n'est pas la même (inversion multicouche pour Vouillamoz en 2003 et inversion monocouche dans cette étude) et les tailles des boucles d'acquisition ne sont pas les mêmes (boucle carrée avec 125 m de côté pour Vouillamoz (2003) et boucle carrée avec 150 m de côté dans cette étude). Par ailleurs, la valeur élevée de W_{RMP} au niveau de S1 est en adéquation avec le fait que la région du dôme piézométrique est une zone de recharge préférentielle et confirme le rôle capacitif des altérites qui s'y développent sur une épaisseur importante. Les W_{RMP} ont été ensuite comparées à celles obtenues dans un autre milieu de socle ouest africain au Bénin (Vouillamoz *et al.*, 2014a). Il ressort de cette comparaison que les teneurs en eau obtenues au Bénin sont globalement plus grandes que celles de cette étude. Au Bénin, sur un ensemble de six sondages, trois sondages ont des teneurs en eau comprises entre 9 et 13% (Vouillamoz *et al.*, 2014a).

Au sujet du temps de décroissance T_2*, il varie entre 84,0 et 149,1 ms indiquant que l'aquifère de Sanon est constitué de sables fins à moyens d'après la classification de Schirov *et al.* (1991). Ces temps sont aussi globalement inférieurs à ceux obtenus par Vouillamoz *et al*. (2014a) où quatre sondages (sur un total de six sondages) ont des T_2* compris entre 150 et 210 ms.

En ce qui concerne la corrélation RMP-essai de pompage, la formule de transmissivité établie pourrait encore être améliorée par l'utilisation d'un plus grand nombre de données.

La corrélation obtenue proche de 80% est bonne. Cependant, elle est plus petite que celle obtenue au Bénin dans les travaux de Vouillamoz *et al*. (2014a) qui était de 93% obtenue à partir de six couples de valeurs. Ainsi, le résultat obtenu au cours de cette étude doit être pris avec une certaine réserve même s'il est très encourageant pour la suite des activités de recherche. En effet, la taille de l'échantillon est trop petite pour tirer des conclusions.

IV.5. CONCLUSION PARTIELLE

Les investigations géophysiques menées au cours de cette étude ont permis d'obtenir une bonne couverture spatiale du bassin de Sanon. En effet les études menées antérieurement n'avaient concerné que deux zones du bassin.

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques a été faite à l'aide des essais de pompage et des sondages RMP. A la suite des interprétations de ces essais par la méthode de la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps, les transmissivités obtenues sont comprises entre $6{,}35.10^{-6}$ et 5.72^{-4} m^2/s et les coefficients d'emmagasinement entre $1{,}17.10^{-4}$ et $3{,}45.10^{-2}$. Les résultats de la RMP obtenues présentent des amplitudes assez contrastées d'un endroit à l'autre du site : de 0,6 à 5,2% pour W_{RMP} et de 84,0 à 149,1 ms pour T_2*. Cela témoigne d'une grande variabilité des paramètres RMP sur le site.

Une relation a pu être établie entre la transmissivité obtenue par essai de pompage et les paramètres RMP. Elle est très encourageante pour la suite des travaux avec une corrélation d'environ 80%. Cependant, cette relation doit être éprouvée avec beaucoup plus de points d'observation vu que qu'elle a été établie à partir de seulement trois couples de points. Ainsi, la réalisation d'un sondage RMP au niveau du piézomètre S12 permettra d'étoffer le nombre de couples de points vu qu'un essai de pompage y a déjà été réalisé. Cela permettra aussi de voir s'il existe une corrélation entre S_y et W_{RMP}.

CHAPITRE V : CARACTERISATION DE LA PIEZOMETRIE ET DE LA RECHARGE

Tout comme la détermination de la géométrie (cf. Chapitre III) et des paramètres hydrodynamiques (cf. Chapitre IV), les déterminations des sens d'écoulement et de la recharge ont une importance capitale dans la caractérisation d'un aquifère surtout lorsqu'on vise à comprendre son fonctionnement.

En hydrogéologie, nous disposons généralement de mesures de charges hydrauliques en différents points. Avant de mettre en œuvre un modèle, il est nécessaire de réaliser une carte piézométrique à l'aide de ces charges. Celle-ci permet d'identifier des zones où apparaissent des changements de direction des écoulements (Atteia, 2011) et les zones de recharge. En effet, il est très important d'identifier ces zones (particulièrement les zones de recharge) car elles constituent les zones de renouvellement du stock d'eau du système aquifère. C'est ce renouvellement qui gouverne essentiellement la pérennité d'un aquifère.

Dans ce chapitre nous présenterons d'abord la piézométrie et ses fluctuations à Sanon dans l'espace et dans le temps. Ensuite, nous estimerons la recharge. Pour finir, nous discuterons les résultats obtenus.

V.1. PIEZOMETRIE

La piézométrie est la côte de l'eau dans un ouvrage d'observation (piézomètre) par rapport à un référentiel donné. Elle permet d'identifier les directions et les sens d'écoulements permettant ainsi de savoir les zones de recharge préférentielles, les zones de transition et les exutoires. Pour ce faire, une carte appelée carte piézométrique est réalisée. Elle est établie avec les données sur les niveaux piézométriques, représentant, à un instant donné, la distribution spatiale des charges (Castany, 1982). La mesure des niveaux piézométriques est d'une importance fondamentale dans les études du comportement hydrodynamique des aquifères car elle constitue une opération de base. Afin de faire ces mesures de niveaux piézométriques, il est impératif d'avoir un réseau piézométrique c'est-à-dire un ensemble de piézomètres.

Par ailleurs, l'établissement d'une bonne carte piézométrique est lié principalement à la qualité des mesures altimétriques des piézomètres.

Dans la suite du chapitre, nous ne faisons pas de distinction entre les piézomètres et les forages car ils ont tous servi au suivi des niveaux d'eau. Ainsi, l'ensemble des ouvrages sera désigné par « piézomètre ».

V.1.1. Présentation du réseau piézométrique

Le réseau piézométrique est constitué d'une part de seize piézomètres réalisés par le BRGM au cours du projet « milieu fissuré II » (BRGM-Aquater, 1991) et d'autre part de cinq piézomètres qui ont été réalisés après ce projet. La localisation de l'ensemble des piézomètres est indiquée sur la figure V.1 et une description de ceux-ci est présentée dans le tableau V.1. Les piézomètres ont été réalisés à différentes profondeurs afin d'appréhender les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère suivant ces différentes couches (saprolite uniquement, couche fissurée uniquement et les deux à la fois). La partie « est » du site d'étude ne possède pas de piézomètre parce que qu'elle ne faisait pas partie de la zone d'investigation du BRGM. Aussi, le projet du BRGM visait à fournir de l'eau aux populations pour l'alimentation et pour l'irrigation des cultures. De ce fait, les ouvrages ont été réalisés dans la zone habitée par les populations.

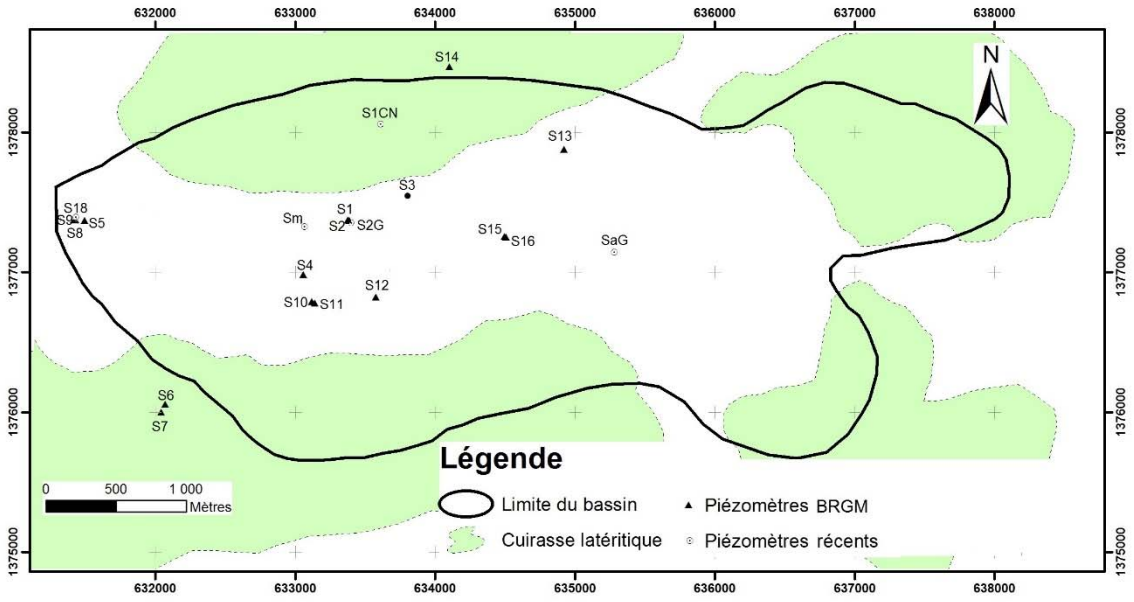

Figure V.1 : Localisation des piézomètres réalisés lors des travaux antérieurs

Tableau V.1: Description des piézomètres

Piézomètres	Profondeur (m)	Horizon capté
S1	76,0	Couche fissurée
S2	34,0	Saprolite
S3	24,0	Saprolite
S4	63,0	Saprolite et couche fissurée
S5	65,0	Couche fissurée
S6	76,5	Couche fissurée
S7	67,5	Couche fissurée
S8	58,0	Saprolite et couche fissurée
S9	25,0	Saprolite
S10	63,0	Couche fissurée
S11	76,5	Couche fissurée
S12	72,0	Saprolite et couche fissurée
S13	63,0	Saprolite et couche fissurée
S14	45,0	Saprolite et couche fissurée
S15	81,0	Saprolite et couche fissurée
S16	67,5	Saprolite et couche fissurée
S18*	20,0	Saprolite
S1CN*	56,0	Saprolite et couche fissurée
S2G*	65,0	Saprolite et couche fissurée
SaG*	65,0	Saprolite et couche fissurée
Sm*	64,0	Saprolite et couche fissurée

*piézomètres réalisés après les travaux du BRGM

Ces piézomètres ont permis de collecter des données qui sont présentées dans la section V.1.2 ci-après.

V.1.2. Données utilisées

Les données utilisées dans cette étude sont présentées en deux parties. D'abord, les données qui ont été acquises entre 1989 et 1991 par le BRGM (encore appelées données antérieures) et les données acquises au cours de cette étude acquises entre 2014 et 2016 (encore appelées données de cette étude).

V.1.2.1. Données de 1989 à 1991 (données antérieures)

Les données antérieures proviennent des études précédemment réalisées sur le site d'étude (BRGM-Aquater, 1991). Ces données comprennent des fluctuations de niveau piézométrique au pas de temps journalier du 16 Mars 1989 au 31 Mars 1991 (BRGM-Aquater, 1991).
Cependant, nous n'avons pas pu exploiter les données acquises dans les piézomètres S4, S10 et S16. Ces trois piézomètres étaient en exploitation.

V.1.2.2. Données de 2014 à 2016 (données de cette étude)

Nous avons été confrontés à un nombre réduit de piézomètres car l'ensemble du réseau piézométrique réalisé par le BRGM n'a pas été protégé de certaines actions humaines. De ce fait, certains piézomètres ont été bouchés par divers débris (sable, sachets, morceaux de bois, etc.). Malgré les tentatives de réhabilitation, six piézomètres n'ont pas pu être réhabilités (S4, S6, S7, S9, S13 et S14). Aussi, les ouvrages S10 et S16 sont équipés de pompes immergées car ils sont exploités par la population.
Cependant, cinq autres piézomètres (S18, S1CN, S2G, SaG et Sm) qui ont été réalisés après les travaux du BRGM ont permis d'étoffer le nombre de piézomètres suivis.
Des mesures piézométriques saisonnières ont été faites en basses eaux (juillet 2014 et juillet 2015) et en hautes eaux (septembre 2014 et septembre 2015) dans l'ensemble des piézomètres disponibles. Parallèlement, des mesures piézométriques en continue ont été faites dans certains piézomètres situés dans l'axe central de la vallée (S1, S2 et S3), à l'exutoire (S5, S8 et S9) et vers les crêtes (S11 et S1CN). Ces mesures ont été faites manuellement (cf. V.1.2.2.1) dans certains piézomètres et automatiquement (cf. V.1.2.2.2) dans d'autres. Les mesures n'ont pas pu être faites automatiquement dans tous les piézomètres à cause du nombre peu suffisant de capteur automatique en notre possession.
Quelques informations concernant ces mesures sont présentées dans le tableau V.2 ci-après.

Tableau V.2: Informations sur le suivi quotidien des piézomètres entre 2014 et 2016

Piézomètres	Début du suivi	Fin du suivi	Modes d'acquisition
S1	16/07/2014	26/04/2016	Manuel (du 16/07/2014 au 25/09/2014) et automatique (du 26/09/2014 au 26/04/2016
S2	16/07/2014	26/04/2016	Manuel (du 16/07/2014 au 25/09/2014) et automatique (du 26/09/2014 au 26/04/2016
S3	16/07/2014	26/04/2016	Manuel
S5	16/07/2014	22/02/2015	Manuel
S8	16/07/2014	29/02/2016	Manuel (du 16/07/2014 au 25/09/2014) et automatique (du 26/09/2014 au 26/02/2016
S11	16/07/2014	26/04/2016	Manuel (du 16/07/2014 au 25/09/2014) et automatique (du 26/09/2014 au 26/04/2016
S18	16/07/2014	26/04/2016	Manuel (du 16/07/2014 au 25/09/2014) et automatique (du 26/09/2014 au 26/04/2016
S1CN*	08/11/2015	26/04/2016	Automatique

*Piézomètre réalisé en 2015

V.1.2.2.1. Mesures manuelles

Pour les relevés manuels, un agent d'appui a été recruté sur le site d'étude afin de faire les mesures quotidiennement entre 7 et 9 h. Il a utilisé une sonde piézométrique (Figure V.2) dont le capteur est sensible à la conductivité ionique de l'eau. Le paramètre mesuré est la profondeur du niveau d'eau par rapport au bout du tubage en surface.



Figure V.2 : Illustrations de mesure du niveau piézométrique. a) Sonde piézométrique et b) Mesure d'un niveau piézométrique

V.1.2.2.2. Mesures automatiques

Concernant les mesures automatiques, des leveloggers ont été utilisés (Figure V.3a). Ce sont des enregistreurs de données autonomes qui ont été installés dans les piézomètres à l'aide d'un câble à une profondeur donnée. Ils ont été installés de sorte à ne pas être dénoyés en période de basses eaux. Ceux utilisés dans cette étude permettent de mesurer le niveau d'eau avec une précision de ± 1 cm, sans source d'alimentation externe, et de les transférer sur un ordinateur via un câble USB (Figure V.3b).



Figure V.3 : Matériel d'acquisition des mesures automatiques. a) Levelogger et b) Connexion Levelogger-ordinateur

Les leveloggers présentent l'avantage de suivre les fluctuations piézométriques en continue. Ils ont été programmés à un intervalle de temps d'acquisition de 1 h. Leur programmation et la copie des données enregistrées sont faites à l'aide d'un ordinateur. Les leveloggers mesurent une pression absolue. Cela signifie que le capteur ne mesure pas seulement la pression de l'eau mais aussi la pression de l'air agissant à la surface de l'eau. Si la pression atmosphérique varie, la pression mesurée dans l'eau variera aussi, sans avoir de variation du niveau de l'eau. Afin de corriger cette influence de la pression atmosphérique, nous avons utilisé les données de pressions atmosphériques mesurées sur le site par un capteur de pression.

V.1.3. Traitements et analyses des données

Les données acquises manuellement et automatiquement sont traitées avant leur analyse.

V.1.3.1. Données manuelles

Les niveaux piézométriques ont été obtenus à partir des profondeurs d'eau mesurées manuellement à partir de l'équation V.1.

$$NP = Z_{TN} - N_{mesuré} + H_d \qquad \text{Equation V.1}$$

avec NP : le niveau piézométrique (m) en se référant au bord du tubage, Z_{TN} : l'altitude (m) du terrain naturel à l'emplacement de l'ouvrage, $N_{mesuré}$: la profondeur (m) de la surface de l'eau mesurée avec la sonde et H_d : la hauteur (m) du tubage hors du sol.

V.1.3.2. Données automatiques

Les acquisitions automatiques sont aussi corrigées avant leur exploitation. Comme indiqué précédemment (cf. paragraphe V.1.2.2.2.), les leveloggers mesurent la pression correspondant à la colonne d'eau au-dessus de la sonde augmentée de la pression atmosphérique (Figure V.4). La hauteur de la colonne d'eau est obtenue suivant l'équation V.2.

$$CE = P_{Level} - P_{atm} \qquad \text{Equation V.2}$$

avec CE : la longueur de la colonne d'eau en m, P_{Level} : la pression mesurée par le levelogger en mCE[9] et P_{atm} : la pression atmosphérique mCE.

[9] mCE : mètre de colonne d'eau

La profondeur de la surface de l'eau est obtenue en soustrayant la hauteur de la colonne d'eau à la profondeur d'installation du levelogger (Equation V.3).

$$N_{mesuré} = L_{sonde} - CE \qquad \text{Equation V.3}$$

avec $N_{mesuré}$: la profondeur de la surface de l'eau dans le piézomètre en m et L_{sonde} : la profondeur d'installation du levelogger en m.

Lorsque $N_{mesuré}$ est obtenue, le NP peut être obtenu en utilisant l'équation V.1 précédemment présentée.

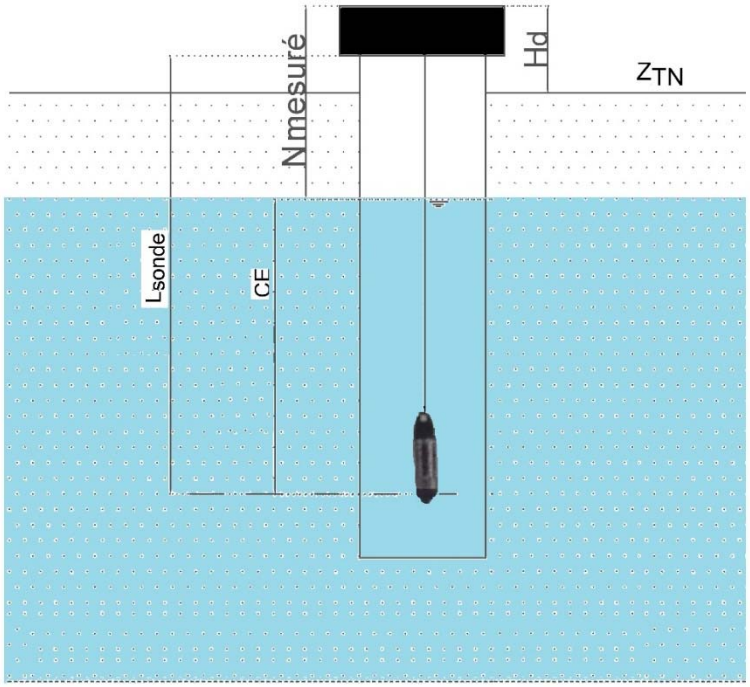

Figure V.4 : Paramètres géométriques de calcul du niveau piézométrique avec la sonde levelogger

V.1.3.3. Réalisations des cartes et des courbes piézométriques

L'analyse des données nécessite un bon nivellement des têtes des piézomètres. Nous avons utilisé le nivellement réalisé par le BRGM (BRGM-Aquater, 1991) que nous avons complété avec les côtes des piézomètres récents.

Les données collectées ont été analysées spatialement par la réalisation des cartes piézométriques en basses et en hautes eaux en 1989, en 1990, en 2014 et en 2015. Ces cartes ont été réalisées à l'aide de la méthode du kirigeage en utilisant un maillage carré 20 m x 20 m.

Les distances minimale et maximale entre les points de données sont respectivement 6 m et 3550 m environ pour les données de 1988 à 1991. Pour la période 2014 à 2016, la distance minimale est la même (6 m) tandis que la distance maximale est de 3975 m.
Ensuite, les fluctuations interannuelles des charges piézométriques ont été étudiées au cours des deux périodes de suivi (de 1989 à 1991 et de 2014 à 2016). Ces courbes permettent de mieux apprécier les variations interannuelles des niveaux piézométriques.

V.2. RECHARGE

Le renouvellement des eaux souterraines est un facteur essentiel dans tout programme de développement durable basé sur l'exploitation et la gestion des réserves en eaux souterraines. Ce renouvellement est appelé recharge. Il est le flux d'eau qui reconstitue ou réapprovisionne un aquifère, essentiellement par percolation à travers le sol.
La recharge peut être faite verticalement ou latéralement à partir d'un autre système aquifère. Elle peut être naturelle et provenir des précipitations et/ou des écoulements de surface, ou artificielle et provenir d'un apport intentionnel d'eau au sol. Les mécanismes régissant la recharge naturelle des aquifères peuvent être décrits comme suit (Kingumbi, 2006) :

- la recharge par percolation verticale des précipitations à travers la zone non saturée, appelée recharge directe ;
- la recharge à partir d'eau en provenance d'autres aquifères ;
- et la recharge par percolation de l'eau à travers les lits des cours d'eau appelée recharge indirecte.

Cette description qui peut apparaître très simpliste, ne reflète pas toute la complexité des mécanismes de recharge qui peuvent se dérouler simultanément. En effet, la recharge d'un aquifère par la précipitation est contrôlée par le processus complexe de l'infiltration, de l'écoulement dans la zone non saturée et du phénomène de l'évapotranspiration (Healy and Cook, 2002). Malgré cette complexité, une estimation de la recharge des nappes est indispensable pour une gestion optimale des ressources en eaux souterraines. Par ailleurs, elle est un élément clé dans tout modèle d'écoulement des eaux souterraines ou de transport des contaminants (Healy and Cook, 2002).

V.2.1. Méthodes de détermination de la recharge

Il existe beaucoup de méthodes de détermination de la recharge. Plusieurs de celles-ci peuvent être consultées dans la littérature (e.g. Scanlon *et al.*, 2002 ; Yongxin and Beekman, 2003). Certaines méthodes ont été appliquées en région soudano-sahélienne pour son évaluation. Elles ont conduit à des résultats assez disparates. Les processus de recharge varient d'un endroit à l'autre et il n'y a aucune garantie qu'une méthode développée et utilisée pour une zone donne des résultats fiables lorsqu'elle est utilisée sur une autre zone (Obuobie *et al.*, 2012). Cela indique dès lors qu'il n'existe pas de méthode applicable à toutes les situations (Dakouré, 2003). Toutefois, le choix d'une ou de plusieurs méthodes peut être guidé par les données disponibles, l'échelle de l'étude et la précision des résultats recherchées. En effet, la précision des estimations de la recharge étant difficile à déterminer, il est recommandé que celle-ci soit estimée à l'aide de plusieurs méthodes pour obtenir des valeurs plus fiables (Healy and Cook, 2002 ; Scanlon *et al.*, 2002).

Sur le site de Sanon, deux méthodes d'estimation ont été précédemment appliquées. Ce sont la modélisation numérique et le bilan de masse des chlorures (cf. paragraphe II.3.4.).

Dans cette étude, nous avons fait le choix d'une méthode basée sur la fluctuation des niveaux d'eau souterraine. En effet, les méthodes basées sur les données des eaux souterraines donnent généralement des estimations de la recharge plus précises (Scanlon *et al.*, 2002). Celle qui a été appliquée ici est l'analyse de la fluctuation piézométrique.

V.2.2. Analyse de la fluctuation piézométrique

En plus du fait que l'analyse de la fluctuation piézométrique (AFP) s'appuie sur les données des eaux souterraines, son attractivité réside dans sa simplicité et sa facilité d'utilisation et son faible coût d'application. Aucune hypothèse n'est formulée sur les mécanismes par lesquels l'eau se déplace à travers la zone non saturée. Par conséquent, la présence de voies d'écoulement préférentielles au sein de la zone non saturée ne limite en rien son application (Healy and Cook, 2002). Le niveau d'eau mesuré à un endroit dans une observation est bien représentatif d'une zone d'au moins plusieurs mètres carrés. De ce fait, AFP peut être considérée plus comme une approche intégrée qu'une mesure ponctuelle (Healy and Cook, 2002). Cependant, son utilisation repose sur un certain nombre de contraintes (Healy and Cook, 2002 ; Scanlon *et al*., 2002 ; Obuobie *et al*., 2012) : pas de perturbation par les pompages, pas d'effet de retard important lors du transit dans la zone non saturée, système aquifère libre.

Lorsque ces contraintes sont respectées, la recharge peut être déterminée à l'aide de l'équation V.4 ci-après :

$$R(t_j) = S_y * \Delta h(t_j) \qquad \text{Equation V.4}$$

avec, $R(t_j)$: la recharge (en m) entre le temps (t = 0) et le temps (t = j), S_y : la porosité de drainage et $\Delta h(t_j)$: la différence du niveau piézométrique (en m) entre le temps (t = 0) et le temps (t = j).

Afin d'appliquer cette méthode d'estimation de la recharge, nous avons estimé S_y et Δh suivant respectivement les indications présentées des paragraphes V.2.2.1 et V.2.2.2.

V.2.2.1. Estimation de S_y

Les porosités de drainage utilisées sont celles issues de différentes sources : les analyses d'échantillons au laboratoire (Compaoré, 1997), les interprétations des essais de pompage et l'utilisation des paramètres RMP.

Après analyses des échantillons au laboratoire, les valeurs moyennes de S_y sont de l'ordre de 2% au niveau de la zone du dôme piézométrique et 1,8% vers l'exutoire (Compaoré, 1997). Les interprétations des essais de pompage indiquent S_y=2,92% au niveau du dôme piézométrique. Cependant, nous n'obtenons pas de S_y au niveau de l'exutoire car l'emmagasinement a un ordre de grandeur de 10^{-4} indiquant ainsi que le système aquifère est captif à cet endroit. Ce constat semble être en déphasage avec les informations communiquées par l'analyse des chroniques piézométriques. En effet, l'analyse des niveaux piézométriques de deux piézomètres S8 (capte la base de la saprolite et l'horizon fissuré) et S9 (capte la saprolite uniquement) situés à l'exutoire indique des comportements identiques. Aussi, les périodes des hautes eaux et des basses eaux sont à quelques jours (1 à 3 jours) près semblable à celles des piézomètres S1 et S2 où le système aquifère est libre (S_y=2,92%). De ce fait, nous avons considéré dans la suite des travaux que le système est semi-captif à l'exutoire.

Par ailleurs, nous avons estimé S_y à l'aide de la relation établie entre la porosité de drainage S_y et la teneur en eau RMP W_{RMP} (Equation V.5) par Vouillamoz *et al.*(2014a) sur des formations de socle au Bénin :

$$S_y = 0{,}53 * W_{RMP} + 0{,}007 \qquad \text{Equation V.5}$$

Le tableau V.3 ci-après résume les différentes valeurs de S_y au niveau du dôme et à l'exutoire. Aussi, les méthodes utilisées pour avoir ces valeurs sont indiquées.

Tableau V.3: Synthèse des différentes valeurs de S_y obtenues par différentes méthodes

Zone du dôme			**Exutoire**		
essai de pompage	analyse d'échantillons	RMP	essai de pompage	analyse d'échantillons	RMP
2,92%	2,00%	3,13%	Indéterminée	1,80%	1,86%

La recharge se faisant de manière diffuse sur toute l'étendue de cette zone, nous l'avons estimée avec la petite valeur et la grande valeur de S_y au niveau du dôme. Cela nous a permis d'avoir un intervalle de variation de la recharge à cet endroit. Tandis qu'au niveau de l'exutoire, elle n'a été déterminée qu'avec une seule valeur (S_y=1,8%). Aussi, les deux valeurs de S_y sont très proches (Tableau V.3).

L'estimation de cette recharge concerne huit piézomètres dont quatre au niveau du dôme (S1, S2, S3 et S12) et quatre à l'exutoire (S5, S8, S9 et S18). Les recharges ont été déterminées pour les années 1989, 1990, 2014 et 2015.

V.2.2.2. Estimation de Δh

A l'échelle saisonnière, $h(t_j)$ est la hausse piézométrique supposée en faisant la différence entre le niveau piézométrique maximal de la saison au temps t_j et le niveau piézométrique le plus bas supposé (Figure V.5), obtenu par projection du niveau le plus bas de la saison à la même date t_j (Healy et Cook, 2002). Cela a été appliqué sur les données de S1, S2, S3, S5, S8, S9, S12 et S18.

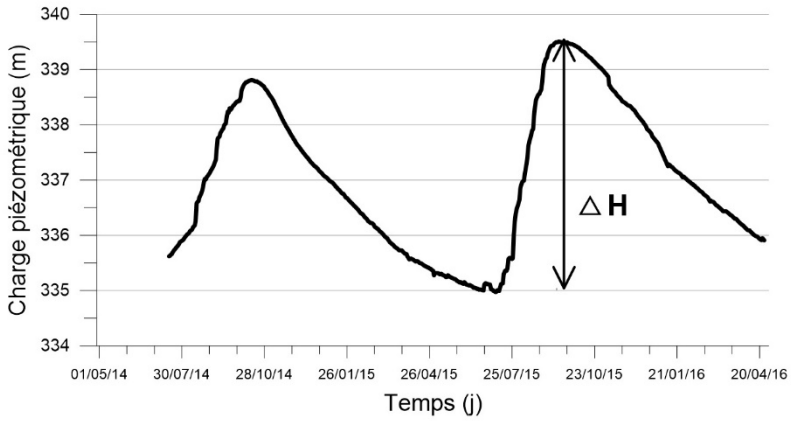

Figure V.5 : Exemple de détermination de Δh au niveau du piézomètre S1 en 2015

V.3. RESULTATS

La présentation des résultats est faite suivant l'ordre d'explication de la méthodologie. Ainsi, les résultats de la piézométrie sont d'abord présentés avant ceux de la recharge.

V.3.1. Piézométrie

Les résultats de l'étude de la piézométrie sont présentés en deux parties. La première porte sur l'analyse spatiale des niveaux piézométriques et la seconde partie concerne l'analyse des fluctuations interannuelles des charges piézométriques

V.3.1.1. Analyse spatiale des niveaux piézométriques

Cette analyse a été faite essentiellement à partir de cartes piézométriques réalisées avec les données de basses eaux et les données de hautes eaux. Des cartes avec les données acquises de 1989 à 1991 (souvent désignées par données antérieures) ont d'abord été réalisées. Ensuite, des cartes avec les données collectées de 2014 à 2016 (souvent désignées par données de cette étude) au cours de la présente étude ont été faites.

V.3.1.1.1. Analyse spatiale des niveaux piézométriques de 1989 à 1991

Quatre cartes piézométriques ont été réalisées afin de faire cette analyse. Les différents variogrammes qui ont permis de faire les cartes sont présentés en annexe (Annexe E.1).

En basses eaux, il n'y a pas de différence notable entre la carte de 1989 et celle de 1990 (Figures V.6a et V.6c). Le dôme piézométrique est observé sur les deux cartes avec S3 comme centre. En 1989, l'espacement des isopièzes (courbes de même niveau d'eau dans le sous-sol) sur ces deux cartes sont quasi-identiques indiquant ainsi un gradient hydraulique plus semblable. Vers l'exutoire (S5, S8 et S9), nous ne constatons pas de différence significative entre ces deux cartes. Les côtes piézométriques s'établissent entre 324,47 et 336,69 m en 1989 et entre 324,72 et 336,80 m en 1990. Les gradients hydrauliques entre le dôme et l'exutoire sont de $5{,}29.10^{-3}$ m/m en 1989 et $5{,}23.10^{-3}$ m/m en 1990.

Durant les hautes eaux comme pour les basses eaux, nous observons le dôme piézométrique dont le centre est S3 en 1989 et en 1990 (Figures V.6b et V.6d). Au vu des isopièzes, les gradients hydrauliques sont très similaires sur les deux cartes. Cependant, les gradients hydrauliques sont plus élevés en hautes eaux qu'en basses eaux. Les côtes piézométriques s'établissent entre 326,65 et 340,99 m en 1989 et entre 326,66 et 339,76 m en 1990. Les gradients hydrauliques entre S3 et S8 sont de $6{,}21.10^{-3}$ m/m en 1989 et $6{,}29.10^{-3}$ m/m en 1990.

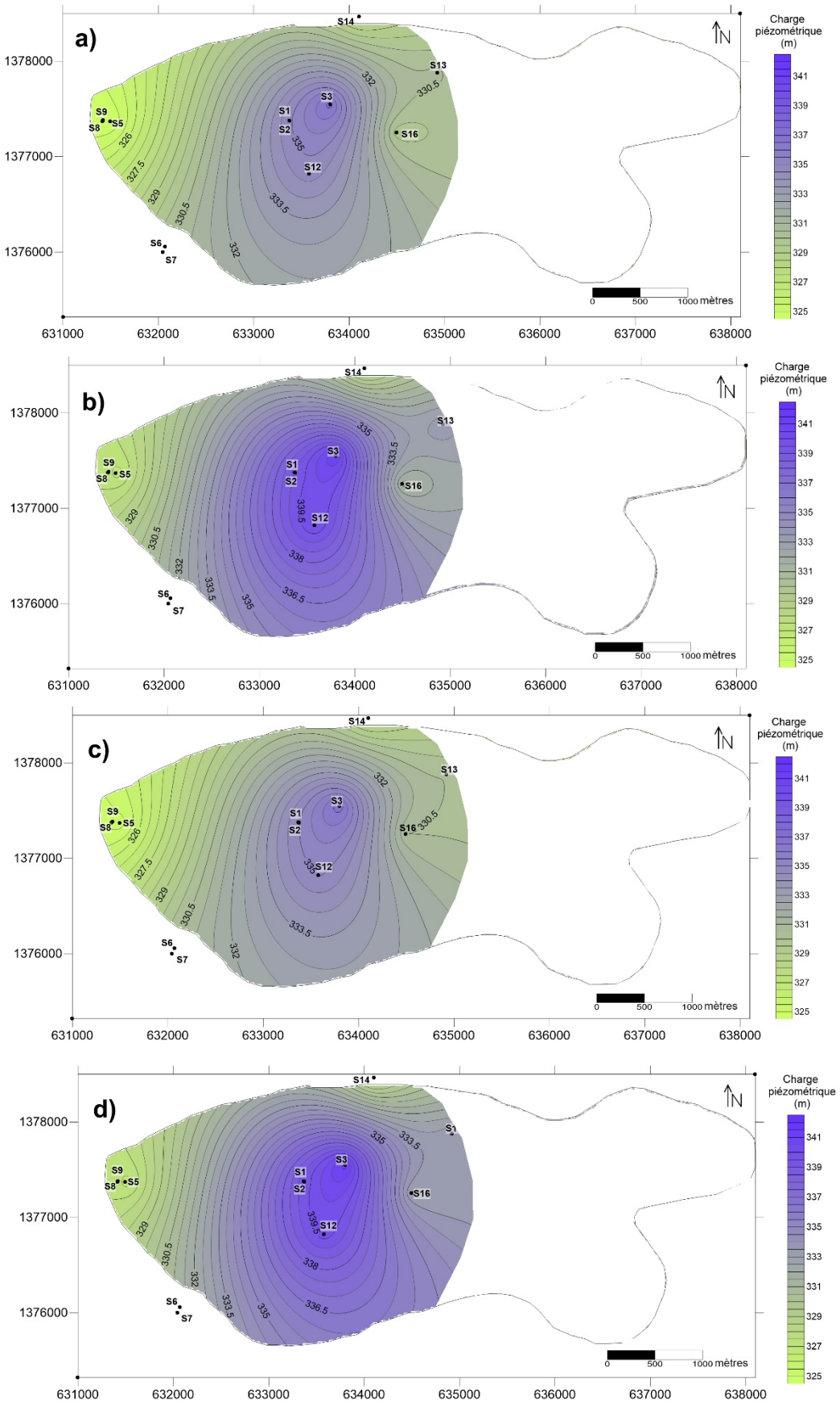

Figure V.6 : Cartes piézométriques des données de 1989 à 1991. a) Basses eaux 1989, b) Hautes eaux 1989, c) Basses eaux 1990 et d) Hautes eaux 1990

En somme, nous ne constatons pas de différence significative entre ces cartes lorsque nous les comparons aussi bien en basses qu'en hautes eaux. Deux cartes illustrant ces faibles différences de charges sont présentées dans les annexes (Annexe E.2). Cependant, il y a des écarts non moins négligeables entre les hauteurs de pluie et le nombre de jours de pluie des années 1989 et 1990 (Figure V.7). En 1989, il est tombé 797,8 mm de pluie en 72 jours soit 11,08 mm/jour. Tandis qu'en 1990, il a été enregistré 675,9 mm de pluie en 56 jours soit 12,07 mm/jour. La différence de la variable hauteur de pluie entre ces deux années donne 121,9 mm. Cet écart n'est pas constaté sur les cartes piézométriques. Cependant, lorsqu'on observe le nombre de jours pluvieux nous constatons que le mois d'août 1989 a été particulier par rapport à celui de 1990. En effet, il est tombé 305,3 mm en 22 jours en 1989 tandis qu'il a été enregistré 196,6 mm en 11 jours en 1990. Partant de ce qui précède, il est peu probable que ces quantités d'eau aient considérablement contribué à la recharge de l'aquifère vu que ce mois se situe en pleine saison pluvieuse. Il est tombé 233,5 mm de pluie en 13 jours au cours du mois précédent i.e. juillet. Cette pluie aurait humidifié les premiers horizons du sol. Lorsqu'elle se prolonge, elle favorise un type de ruissellement appelé ruissellement hewlettien ou ruissellement à saturation qui est essentiellement gouverné par la teneur en eau du sol (Mounirou, 2012). La répartition temporelle des pluies est un facteur qui influence l'infiltration des eaux de pluie. Les mois où la pluie cumulée est très élevée (généralement le mois d'Août) présentent une infiltration faible. L'eau qui occupe la partie superficielle du sol n'a pas le temps de s'infiltrer aussitôt qu'on observe une autre pluie. De ce fait, l'eau qui arrive à la surface du sol est évacuée en grande partie par ruissellement. Nous pensons que ce type de ruissellement est prépondérant dans la vallée centrale et à certains endroits de l'axe de drainage du bassin de Sanon où nous avons observé une texture à tendance sableuse à limono-sableuse. Il y a un second mécanisme de génération des écoulements en milieu aride et semi-aride appelé ruissellement hortonien ou ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité. Il est provoqué par une pluie dont l'intensité dépasse la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol. Il y a circulation d'eau en surface sans que le sol ne soit saturé. La perméabilité des horizons de surface est le facteur qui contrôle l'apparition et l'importance du ruissellement. Ce fonctionnement est celui des épisodes de ruissellement observés sur un sol préalablement sec, à la suite de pluies de courte durée et de forte intensité. Le ruissellement par dépassement de la vitesse d'infiltration du sol est considéré comme pertinent pour expliquer la réponse hydrologique des bassins en climats sahélien et semi-aride ainsi que lors de conditions de fortes intensités pluviométriques (Mounirou, 2012). Les deux mécanismes de génération des écoulements cités peuvent être observés sur un même site suivant les états de surface et lors d'un même événement pluvieux. Ces processus de

ruissellement et d'infiltration résultent d'interactions complexes entre plusieurs facteurs : le pourcentage de la surface couverte par la végétation, la mesure moyenne du microrelief, l'activité faunique et les micro-organisations pelliculaires superficielles ou croûtes (Mounirou, 2012).

Par ailleurs la fouille documentaire et les discussions avec les populations locales n'ont pas révélé de changement dans les techniques culturales.

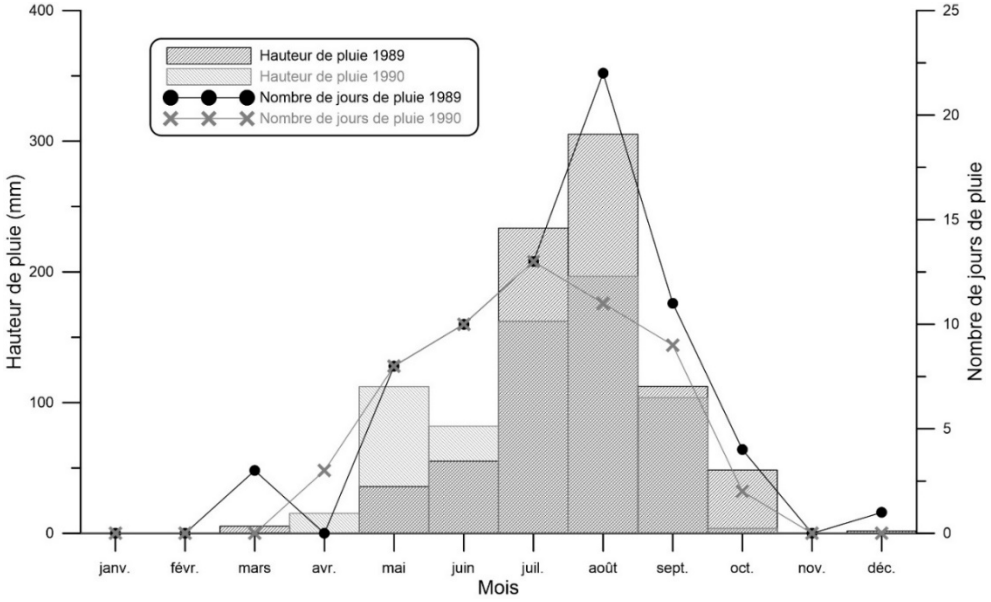

Figure V.7 : Pluviométrie et jours pluvieux de 1989 et 1990

V.3.1.1.2. Analyse spatiale des niveaux piézométriques à l'aide des données de cette étude

A partir des mesures piézométriques que nous avons réalisées, nous avons établi quatre cartes piézométriques correspondant aux périodes de basses eaux et de hautes eaux des années 2014 et 2015**.** Les différents variogrammes qui ont permis de les faire sont présentés en annexe (Annexe E.3). Cependant, il est important de rappeler que la moitié des piézomètres réalisés par le BRGM n'a pas pu être exploitée (cf. paragraphe V.1.2.2). Ainsi, les cartes piézométriques obtenues sont des représentations moins précises des surfaces piézométriques par rapport à celles de 1989 et 1990 du fait de la densité du réseau. Toutefois, elles peuvent être comparées aux cartes piézométriques antérieures. Ces comparaisons sont plus exactes aux niveaux de la vallée centrale (S1, S2 et S3) et de l'exutoire (S5 et S8).

Pour la période 2014-2015, nous ne constatons pas de changement significatif entre les cartes piézométriques des basses eaux et celles des hautes eaux en ne considérant que les piézomètres que ces cartes ont en commun (Annexe E.4). Cependant, lorsque nous intégrons les nouveaux

ouvrages (S1CN et SaG), nous constatons un changement du comportement des isopièzes au niveau de la crête nord (Figures V.8c et V.8d).

En basses eaux, la différence notable constatée entre la carte de 2014 (Figure V.8a) et celle de 2015 (Figure V.8c) est le resserrement des isopièzes au niveau de S1CN. Les côtes piézométriques s'établissent entre 327,31 et 336,69 m en 2014 et entre 326,83 et 336,77 m en 2015. Le dôme piézométrique est observé sur les deux cartes avec S3 comme centre. Celui-ci est mieux circonscrit en 2015 dans la vallée centrale à cause du piézomètre S1CN.

Par ailleurs, les gradients hydrauliques entre le dôme piézométrique et l'exutoire sont de $3{,}90.10^{-3}$ m/m en 2014 et $4{,}30.10^{-3}$ m/m en 2015.

En hautes eaux, nous observons toujours le dôme piézométrique sur les deux cartes dont le centre est S3 (Figures V.8b et V.8d). Les côtes piézométriques s'établissent entre 329,92 et 341,03 m en 2014 et entre 329,29 et 341,67 m en 2015. Au vu des isopièzes, les gradients hydrauliques entre S3 et S8 sont proches sur les deux cartes. Ils sont de $4{,}81.10^{-3}$ m/m en 2014 et $5{,}31.10^{-3}$ m/m en 2015.

Lorsque, nous comparons les hauteurs de pluie et le nombre de jours pluvieux, les écarts sont négligeables (Figure V.9). En 2014, il est tombé 843,9 mm de pluie en 68 jours. Tandis qu'en 2015, il a été enregistré 840,1 mm pluie en 63 jours.

Par ailleurs, les cartes piézométriques laissent apparaitre que les plus grandes baisses de charges entre hautes eaux et basses eaux sont observées au niveau du dôme piézométrique. Aussi, nous observons à cet endroit les plus grandes hausses de charges.

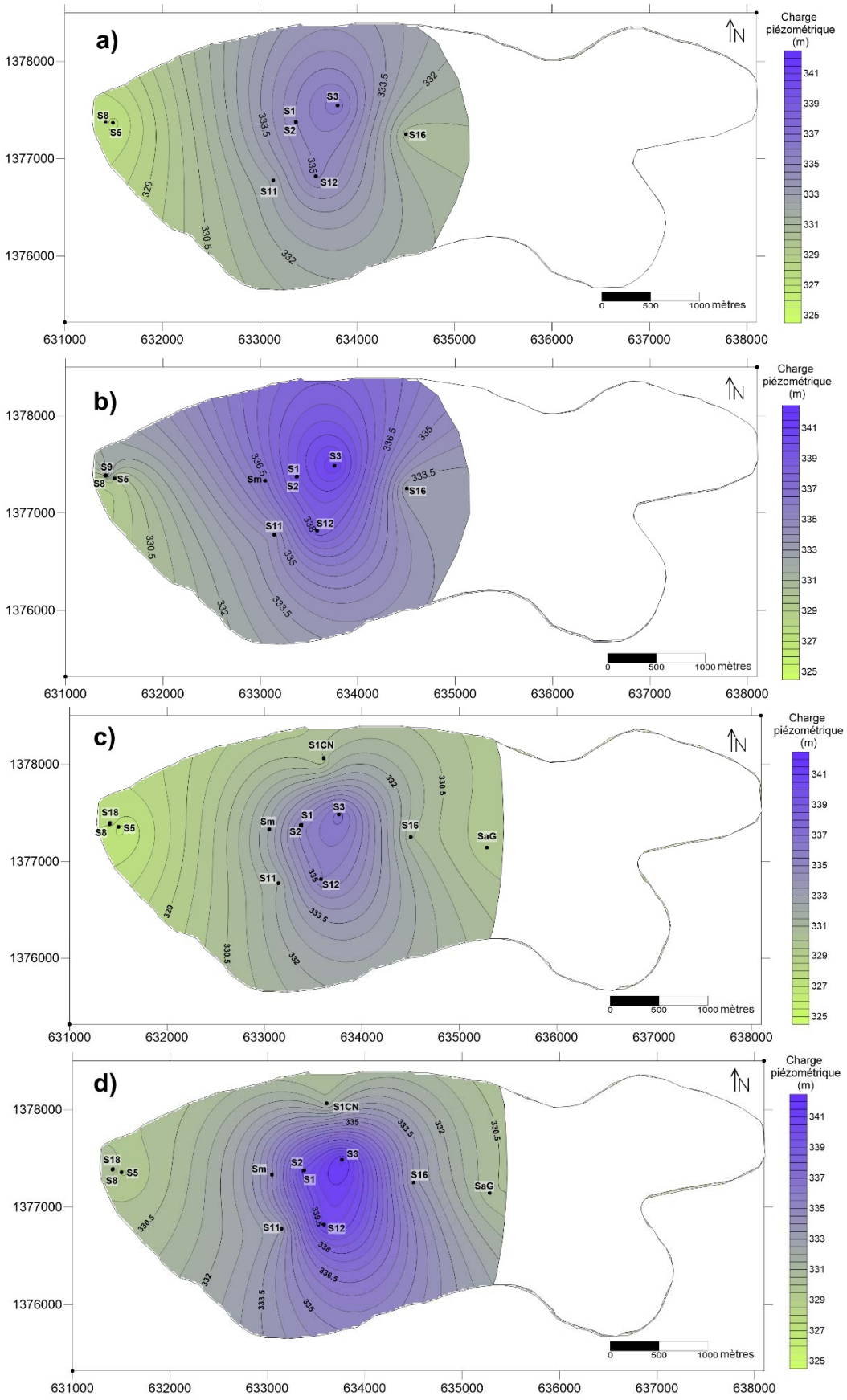

Figure V.8 : Cartes piézométriques des données de cette étude. a) Basses eaux 2014, b) Hautes eaux 2014, c) Basses eaux 2015 et d) Hautes eaux 2015

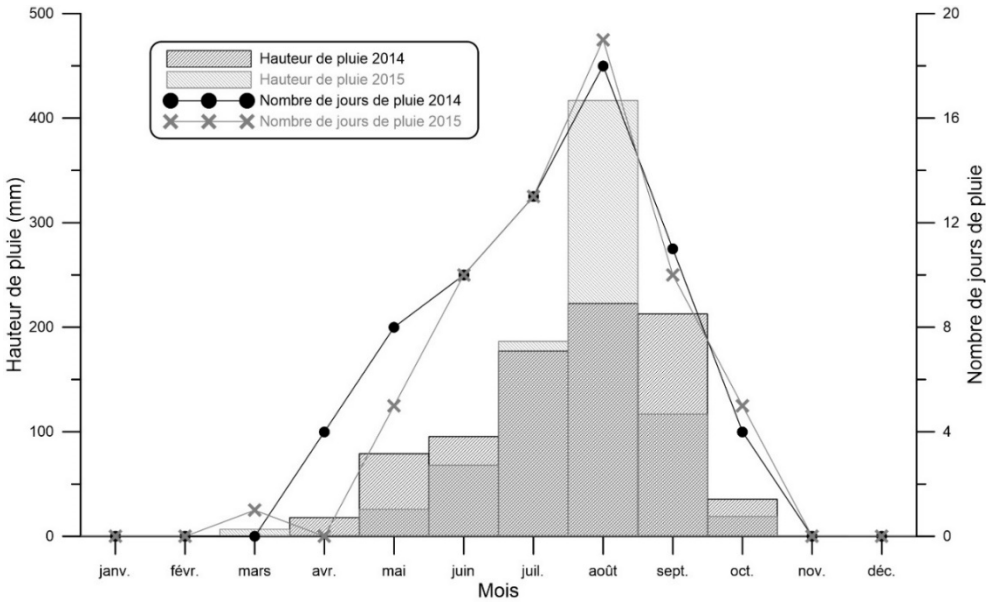

Figure V.9 : Pluviométrie et jours pluvieux de 2014 et 2015

V.3.1.2. Evolution piézométrique interannuelle

Une analyse de l'évolution interannuelle de la piézométrie a été initiée afin de comprendre les fluctuations dans le temps de la surface piézométrique en ces différents points d'observation. Cette analyse a été faite avec les données 1989-1991 et avec celles de cette étude.

V.3.1.2.1. Analyses des données de 1989 à 1991

Pour l'ensemble des piézomètres (sauf pour le S14), nous observons des variations saisonnières notables (Figure V.10). Cependant, celles-ci diffèrent d'un piézomètre à l'autre suivant leur position géographique sur le site.

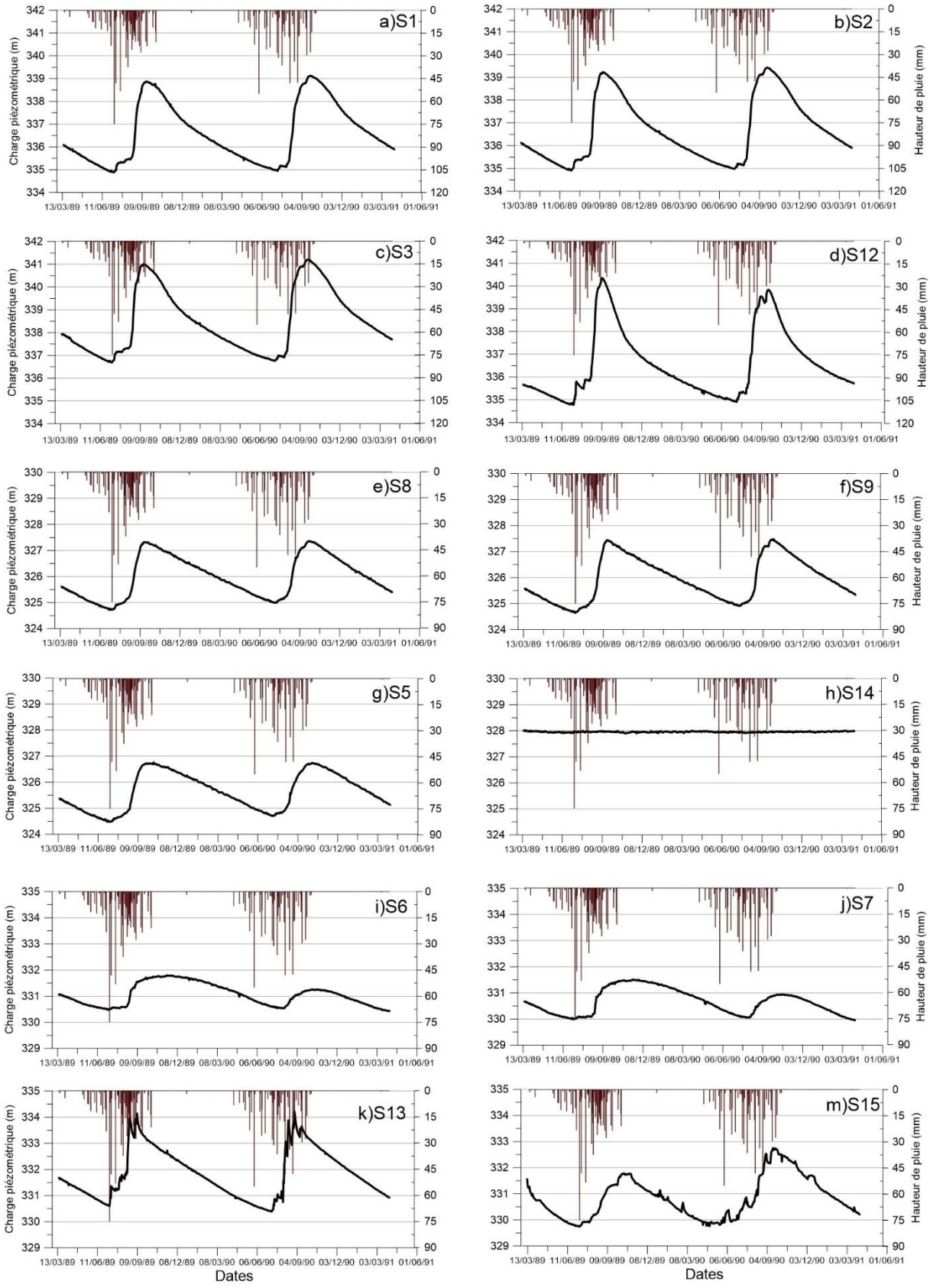

Figure V.10 : Fluctuations des niveaux piézométriques à Sanon à partir des données de 1989 à 1991. a) S1, b) S2, c) S3, d) S12, e) S8, f) S9, g) S5, h) S14, i) S6, j) S7, k) S13 et m) S15

Dans la vallée centrale, les fluctuations piézométriques enregistrées dans les ouvrages S1, S2 et S3 (Figures V.10a, V.10b et V.10c) présentent des allures semblables malgré que ceux-ci ne captent pas tous les mêmes horizons (S1 capte la couche fissurée et S2 et S3 captent la saprolite). Les charges enregistrées dans S3 et S12 sont les plus élevés de l'ensemble des piézomètres. Les différences de charge entre S1 et S2 sont les plus petites (entre 0 et 0,46 m). Les charges commencent à augmenter dans les piézomètres dans la deuxième décade de Juillet et durent environ 2 mois. Les pics s'étendent de 4 à 6 jours et sont observés vers la mi-Septembre. Ensuite, les charges commencent à baisser progressivement jusqu'à la deuxième décade de Juillet de l'année suivante où le cycle reprend. Les pics des basses et des hautes eaux sont atteints à 1-2 jours d'intervalle pour l'ensemble des quatre piézomètres sauf en hautes eaux 1990 où nous avons constaté que le pic au niveau de S12 a été atteint une semaine avant les autres piézomètres.

Les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux dans la vallée centrale sont les plus élevés du site. Ils peuvent varier entre 3,97 m au niveau de S1 à 5,50 m au niveau de S12. Une synthèse de ces fluctuations est faite dans le tableau V.4 ci-dessous.

Tableau V.4: Ecarts piézométriques dans la vallée centrale en 1989 et en 1990

Années	Ecarts piézométriques entre basses et hautes eaux (m)			
	S1	S2	S3	S12
1989	3,97	4,32	4,28	5,50
1990	4,18	4,45	4,43	4,92

A l'exutoire, les fluctuations piézométriques de S5, S8 et S9 ont des allures similaires (Figures V.10e, V.10f et V.10g). Il est important de rappeler que S5 capte uniquement la couche fissurée, S9 ne capte que la saprolite et S8 capte les deux couches (saprolite et couche fissurée). Les charges de S8 et S9 sont très proches et plus grandes que celles de S5. En hautes eaux, les charges sont plus grandes dans S9 que dans S8 de 0,15 m en 1989 et de 0,11 m en 1990. En revanche, en basses eaux, nous observons le contraire avec des charges plus grandes dans S8 que dans S9 (0,08 m en 1989 et 0,12 m en 1990). Ces écarts pourraient s'expliquer par le fait que les porosités à l'échelle de ces deux piézomètres sont différentes. La recharge y débute dans la deuxième décade de Juillet et dure 2 mois comme dans la vallée centrale. Les pics s'étendent de 4 à 6 jours pour S8 et S9 et de 12 à 18 jours pour S5. Ils sont observés dans la deuxième moitié de Septembre pour S8 et S9 et dans la première décade d'Octobre pour S5. Ensuite, les charges commencent à baisser progressivement jusqu'à la deuxième décade de Juillet de l'année suivante.

Les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux à l'exutoire peuvent varier entre 1,99 m au niveau de S5 à 2,77 m au niveau de S9. Une synthèse de ces fluctuations est faite dans le tableau V.5 ci-dessous.

Tableau V.5: Ecarts piézométriques à l'exutoire en 1989 et en 1990

Années	Ecarts piézométriques entre basses et hautes eaux (m)		
	S5	S8	S9
1989	2,24	2,58	2,77
1990	1,99	2,35	2,54

Au niveau de la crête nord (S14), l'allure générale de la courbe d'évolution piézométrique ne montre pas de fluctuation significative (Figure V.10h). Ainsi, sur toute la période d'observation la différence entre la plus grande et la plus petite charge est de 0,12 m.

Au niveau de la crête sud (S6 et S7), les figures V.10i et V.10j présentent une similarité des courbes de fluctuations piézométriques de S6 et S7. Celles-ci ont des variations inférieures à 2 m entre basses et hautes eaux. Les fluctuations saisonnières montrent que le niveau piézométrique passe par un minimum dans la première décade du mois d'Août (saison des pluies) et un maximum dans la première moitié du mois d'Octobre (début de saison sèche), indiquant que la remontée des eaux en cet endroit se produit pendant la saison des pluies. La période des hautes eaux dure plus de 2 semaines. La vidange de l'aquifère à ces endroits se fait progressivement. Cela est mis en évidence sur les graphes par la concavité de la courbe durant la période de vidange. Les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux varient de 0,7 m (1990) à 1,3 m (1989).

En amont, l'observation des fluctuations piézométriques dans les forages S13 et S15 montrent des allures générales différentes. Il est toutefois important de rappeler ici que S13 est excentré de l'axe de la vallée (vers la crête nord) par rapport à S15. La durée des pics de S13 est de 2 à 3 jours (en début Septembre) tandis que celle de S15 dure jusqu'à 15 jours (première quinzaine d'Octobre). Ensuite, l'aquifère commence à se vider jusqu'au mois de Juillet où nous commençons à observer les premières remontées de charges. Les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux de S13 varient de 3,47 m en 1990 à 3,55 m en 1989. Ceux de S15 varient de 2,04 m en 1989 à 2,88 m en 1990.

Les fluctuations saisonnières des niveaux piézométriques indiquent que le processus de remontée des eaux dans l'aquifère se fait sur deux mois environ à partir de Juillet dans la plupart des cas sauf au niveau de S14 où il n'y a quasiment pas de réaction constatée.

V.3.1.2.2. Analyses des données de cette étude

Cette analyse de l'évolution de piézométrie sur la période 2014-2016 concerne principalement deux zones : la vallée centrale (zone du dôme piézométrique) et l'exutoire où les charges les plus basses ont été enregistrées (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997). Aussi, nous avons analysé les mesures qui ont été faites dans les piézomètres S1CN et S11. L'ensemble des données a été acquis quotidiennement durant les périodes de mesures indiquées dans le tableau V.2.

Le premier constat que nous faisons au regard des courbes représentatives de la piézométrie est que celles-ci ont des amplitudes et des temps de réponses différents (Figure V.11).

Dans la vallée centrale, les piézomètres concernés par l'analyse sont S1, S2 et S3 (Figures V.11a, V.11b et V.11c). Les fluctuations de niveaux piézométriques qui ont été observées dans ces trois ouvrages présentent des allures semblables. Les charges enregistrées dans S3 sont les plus grandes de l'ensemble des piézomètres. Les différences de charge entre S1 et S2 sont les plus petites (entre -0,12 et 0,49 m). Les charges commencent à augmenter dans les piézomètres dans la deuxième décade de Juillet et durent environ 2 mois. Les pics s'étendent sur une semaine environ et sont observés entre la mi-Septembre et mi-Octobre. Ainsi, nous constatons sur la période d'observation deux pics correspondant aux fortes valeurs piézométriques (hautes eaux) et une période de basses eaux. En 2014, le premier pic est d'abord visible au niveau de S3 le 8 Octobre 2014. Il est observé le 14 Octobre 2014 dans les piézomètres S1 et S2. En 2015, un pic des hautes eaux a été premièrement observé dans S2 le 11 Septembre 2015, ensuite dans S1 le 14 Septembre et enfin le 23 Septembre dans S3. Il apparait ainsi d'une année à l'autre une différence entre les dates des pics et les niveaux atteints. Ensuite, les charges commencent à baisser progressivement jusqu'à la première décade de Juillet de l'année suivante où le cycle reprend. Nous avons ainsi constaté que les basses eaux ont été observées le 7 Juillet 2015 dans les piézomètres S1 et S2 et le 9 Juillet 2015 dans le piézomètre S3.
Les écarts piézométriques entre basses et hautes eaux dans la vallée centrale sont les plus grands du site. En 2015, ils variaient entre 4,54 m au niveau de S1, 4,86 m au niveau de S2 et à 5,16 m au niveau de S3.

Au niveau de l'exutoire, l'analyse concerne trois piézomètres : S5, S8 et S18. Les plus grandes charges sont observées dans le piézomètre S18 qui ne capte que la saprolite. En 2014, les écarts au cours des hautes eaux indiquaient une différence faible de 0,02 m entre S5 et S8. Cependant, ces écarts sont plus importants avec S18 : 0,84 m entre S8 et S18 et 0,82 m entre S5 et S18. En

basses eaux 2015, l'écart entre S8 et S18 baisse à 0,17 m. Mais en hautes eaux de cette même année, la différence de charge entre S8 et S18 remonte à 0,66 m. Par ailleurs, nous constatons que le cycle de recharge et de vidange est quasiment semblable à celui observé dans la vallée centrale.

Les écarts piézométriques à l'exutoire entre basses et hautes eaux en 2015 varient entre 2,53 m au niveau de S8 et 2,66 m au niveau de S18. Celui de S5 n'a pas pu être calculé en raison du nombre insuffisant de données collectées à ce niveau.

Pour le piézomètre S11 (Figure V.11g), l'analyse n'a porté que sur la période allant du 29 Septembre 2014 au 18 Février 2015. Au-delà de celle-ci, nous avons constaté que le niveau d'eau dans le piézomètre était influencé par les pompages réalisés dans S10. Sur cette courte période d'observation, nous avons constaté que les hautes eaux s'étendent de la mi-Octobre 2014 à tout le mois de Novembre 2014. L'écart entre la plus grande et la plus petite charge sur cet intervalle de temps est de 0,08 m. Le pic est observé le 18 Novembre 2014. Cela semble indiquer un décalage avec les hautes eaux de la zone du dôme.

Concernant le piézomètre S1CN (Figure V.11h), il est situé à proximité de la crête nord. Les enregistrements y ont débuté assez tardivement (Novembre 2015) comparativement aux piézomètres des zones du dôme et hors dôme. Toutefois, la petite chronique de mesure analysée nous a permis de constater que le niveau piézométrique n'est pas constant à cet endroit. On y observe une période de hautes eaux qui s'étend sur plusieurs semaines dont le pic est le 25 Décembre 2015. Ce pic des hautes eaux est décalé d'environ 3 mois de ceux constatés au niveau des piézomètres de la zone du dôme et de l'exutoire où ils ont été observés à la mi-Septembre 2015.

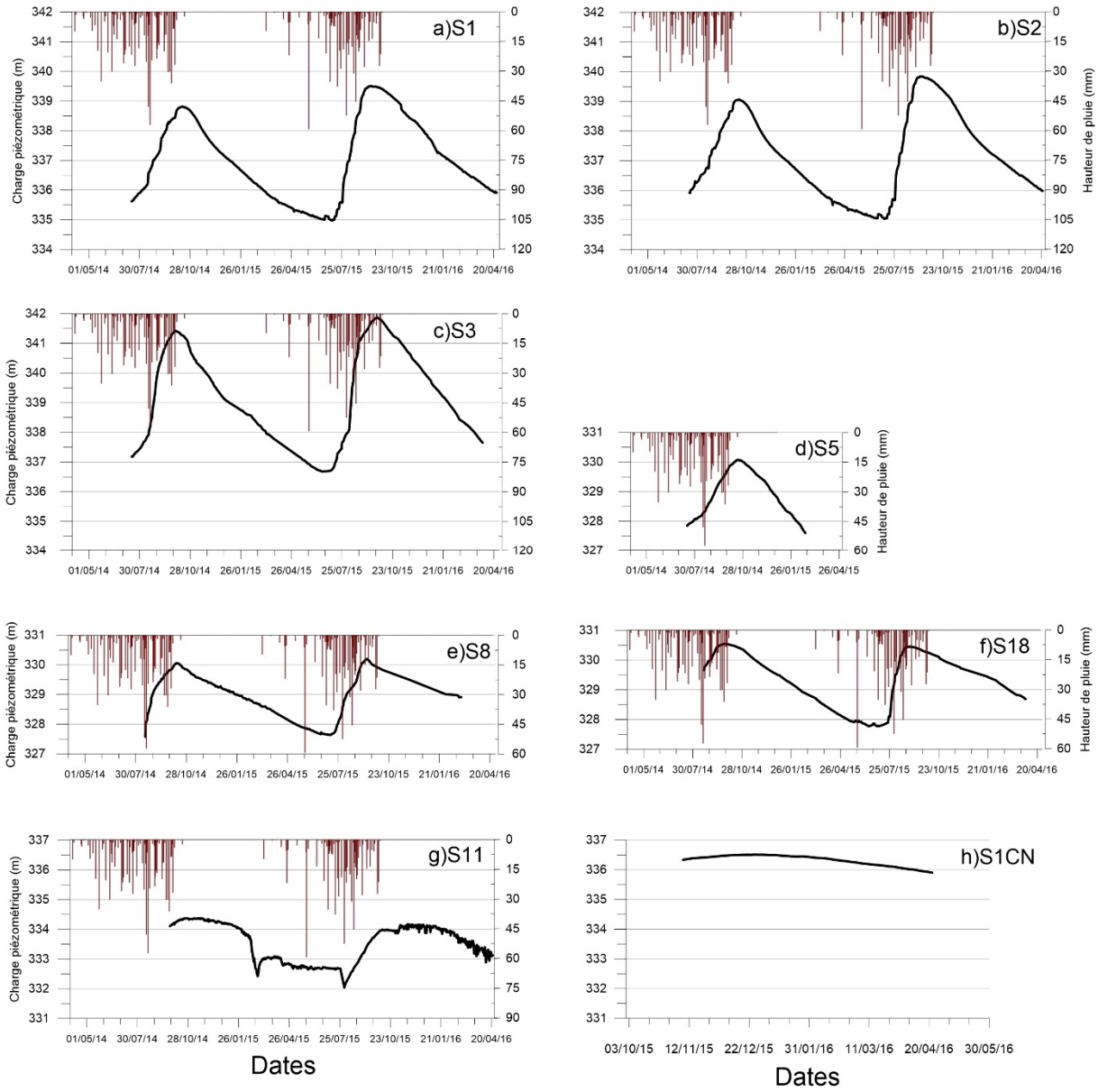

Figure V.11 : Fluctuations piézométriques à Sanon à partir des données de cette étude. a) S1, b) S2, c) S3, d) S12, e) S8, f) S18, g) S11 et h) S1CN

V.3.1.2.3. Analyses comparées des données de 1989 à 1991 par rapport à celles de cette étude

Les suivis de niveaux d'eaux souterraines réalisés dans ces ouvrages sont comparés à ceux précédemment réalisés au pas de temps journalier entre 1988 et 1991. Pour ce faire, nous avons retenu une période de suivi commune suivant le cycle hydrologique. Elle s'étend globalement du 16 Juillet 1989 au 31 Mars 1991 pour les données de 1989 à 1991 et 16 Juillet 2014 au 31 Mars 2016 pour les données de cette étude (Tableau V.6).

Tableau V.6: Périodes des analyses comparées entre les données de 1989 à 1991 et cette étude

	S1	**S2**	**S3**	**S5**	**S8**	**S9**	**S18**
De 1989 à 1991	16/07/89 au 31/03/91	16/07/89 au 31/03/91	16/07/89 au 31/03/91	16/07/89 au 22/02/90	11/07/89 au 31/03/91	19/08/89 au 31/03/91	non connu
Cette étude	16/07/14 au 31/03/16	16/07/14 au 31/03/16	16/07/14 au 31/03/16	16/07/14 au 22/02/15	11/07/14 au 31/03/16	non connu	19/08/14 au 31/03/16

Lorsque nous observons les fluctuations piézométriques de la zone du dôme (S1, S2 et S3), il n'y a pas de différences significatives entre les allures des courbes des deux périodes d'observation (Figure V.12). Aussi, les écarts constatés entre les charges piézométriques de cette étude et celles de 1989-1991 sont en général inférieures à 0,5 m. Ces écarts sont globalement plus importants au cours du second cycle (2èmes hautes eaux). Par ailleurs, nous avons constaté un décalage notable de trois semaines environ entre les dates des pics des 1ères hautes eaux des trois piézomètres. Il est d'abord atteint pour les données 1989-1991. Au cours des 2èmes hautes eaux, ces observations ne changent pas pour S3. Cependant, pour S1 et S2 le décalage baisse à environ deux semaines et il est premièrement atteint pour les données de cette étude. Concernant le seul pic des basses eaux, nous constatons un faible décalage (environ trois jours) entre les deux chroniques de données et il est d'abord observé avec les données de cette étude.

Concernant l'exutoire, nous avons comparé les relevés de 1989-1991 en S9 (piézomètre captant la saprolite) aux relevés de 2014-2016 en S18 (piézomètre captant aussi la saprolite). Cela est dû au fait que S9 n'est plus utilisable car il est totalement obstrué par des débris et que S18 est situé à moins de 10 m de S9. Ceci étant, le constat que nous faisons est que pour l'ensemble des trois comparaisons (S5, S8 et S9/S18), les charges enregistrées entre 2014 et 2016 sont largement supérieures de 2 à 3 m environ à celles enregistrées de 1989 à 1991 (Figure V.13). Ce constat est très différent de celui fait au niveau de la vallée centrale où les différences de charge entre les deux périodes comparées ne sont pas aussi importantes. Des renseignements ont été pris auprès des populations villageoises afin de savoir s'il y a eu un changement des pratiques agricoles au niveau de l'exutoire entre les deux périodes. Elles ont répondu par la négative. Cependant, elles ont indiqué que les premières couches du sol sont retournées au début des campagnes agricoles afin de permettre une meilleure humidification des premiers horizons du sol par l'eau.

Par ailleurs, nous avons constaté un décalage de quatre jours (S9/S18) à trois semaines environ (S5) entre les dates des pics des 1ères hautes eaux des données de cette étude et des données antérieures. Pour l'ensemble des piézomètres, le pic est d'abord atteint pour les données 1989-1991. Au cours des 2èmes hautes eaux, le décalage est d'environ dix jours pour S8 et vingt jours pour S9/S18 et il est premièrement atteint pour les données de cette étude. Concernant le seul pic des basses eaux, nous constatons un faible décalage (environ trois jours) entre les deux chroniques de données et il est d'abord observé avec les données de cette étude.

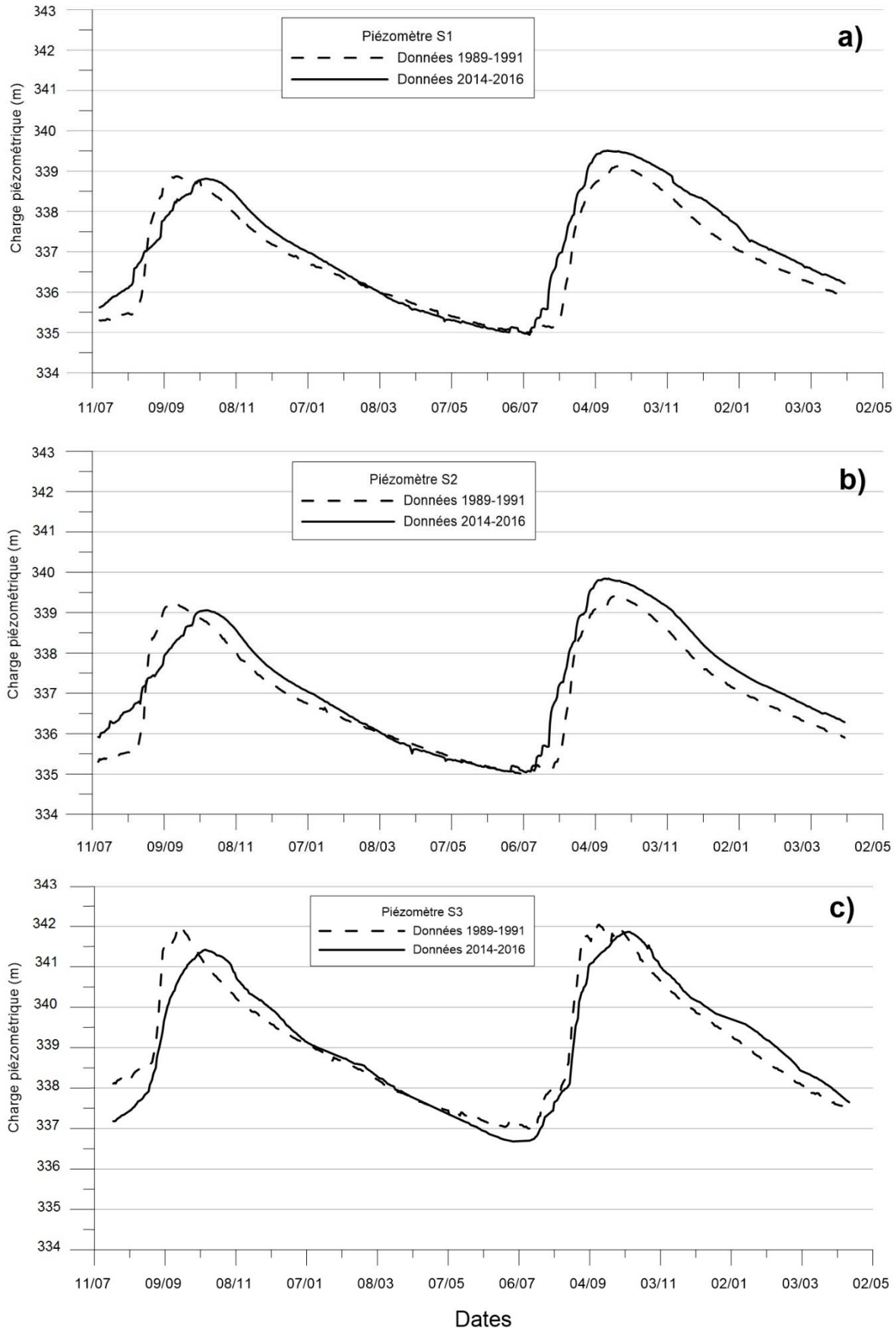

Figure V.12 : Comparaisons des fluctuations piézométriques dans la vallée centrale à partir des données de 1989 à 1991 et de celles de cette étude. a) S1, b) S2 et c) S3

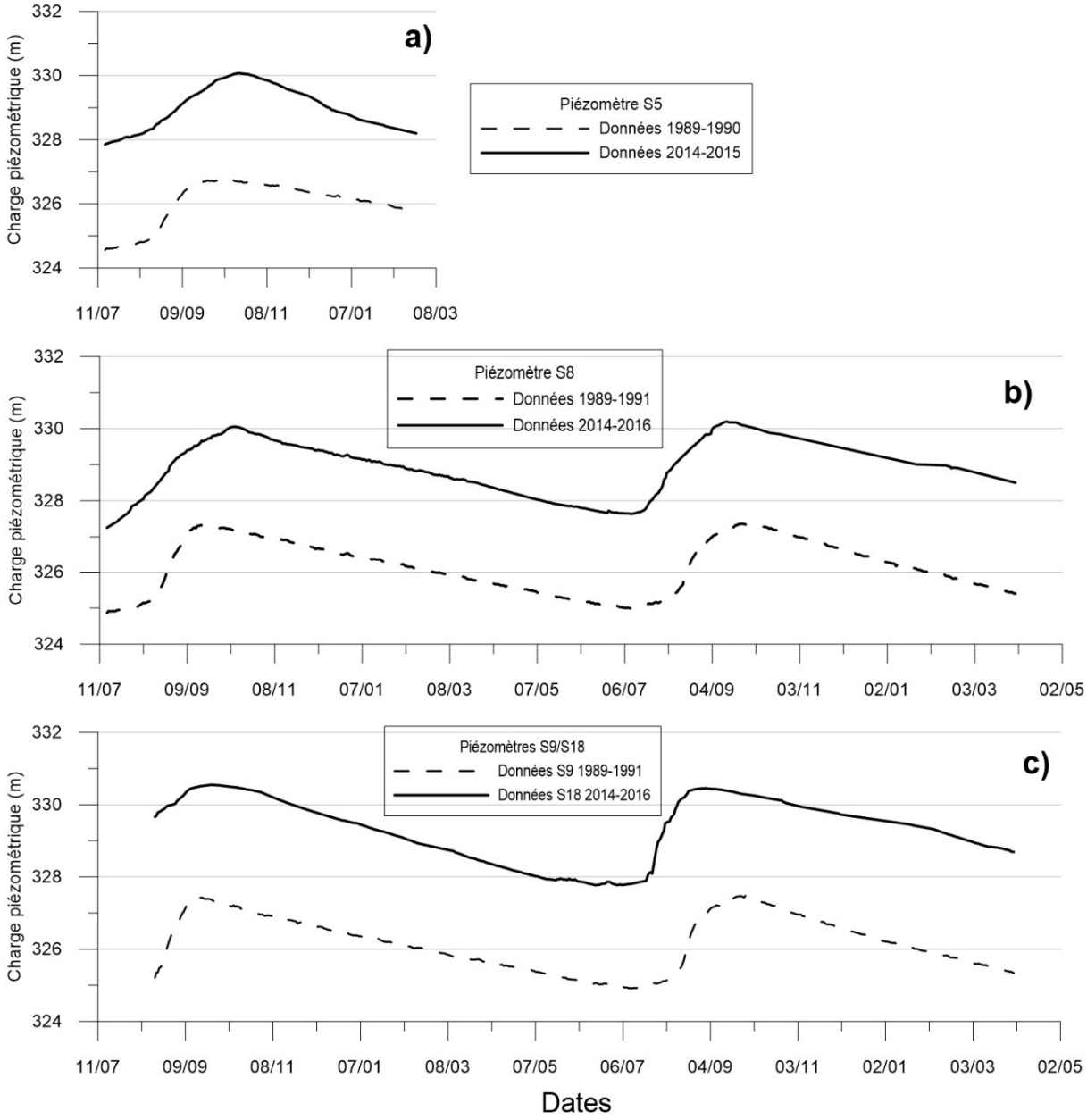

Figure V.13 : Comparaisons des fluctuations piézométriques à l'exutoire à partir de 1989 à 1991 et de celles de cette étude. a) S5, b) S8 et c) S9/S18

V.3.2. Recharge

L'AFP a été appliquée dans la zone du dôme piézométrique (dans la vallée centrale) et à l'exutoire. Les calculs de recharge ont porté sur les données antérieures et sur celles que nous avons acquises au cours de la présente étude.

V.3.2.1. Dans la zone du dôme piézométrique

En 1989 et pour une porosité de drainage **S_y=2%**, la recharge varie de 81 mm (en S1) à 112 mm (en S12) avec une moyenne de 92 mm soit 11% de la pluie annuelle. L'année suivante en 1990, la recharge varie légèrement. Cette variation se manifeste par une augmentation de 2 mm environ en S1, S2 et S3 et une baisse de 4 mm en S12. La recharge moyenne obtenue correspond à 12% de la pluie annuelle. Lorsque la porosité de drainage **S_y=3,1%**, les valeurs de recharges sont comprises entre 125 mm en S1 et 177 mm en S12 (Tableau V.7). Les recharges correspondent alors à 17 et à 22% de la pluie annuelle respectivement en 1989 et 1990.

Concernant les années 2014 et 2015, nous constatons une recharge assez homogène avec moins de 15 mm de différence d'un piézomètre à l'autre aussi bien en 2014 qu'en 2015 pour une porosité de drainage **S_y=2%**. En effet, en 2014, nous avons obtenu une recharge comprise entre 72 mm au niveau de S12 et 87 mm au niveau de S3 (Tableau V.7). Tandis qu'en 2015, elle est comprise entre 91 mm en S1 et 100 mm en S3. Elle correspond à environ 11% de pluie annuelle de ces deux années. Pour une porosité de drainage **S_y=3,1%**, la recharge est comprise entre 111 mm au niveau de S12 (en 2014) et 154 mm au niveau de S3 (en 2015). Cela correspond à 14 et à 17% de la pluie annuelle respectivement en 2014 et 2015.

Tableau V.7: Estimation de la recharge dans la zone du dôme piézométrique

	S1	**S2**	**S3**	**S12**	**S1**	**S2**	**S3**	**S12**
Sy	0,02				0,031			
	Recharge (mm)							
1989	81	86	88	112	125	134	137	177
1990	83	88	91	98	128	137	141	152
2014	77	82	87	72	118	126	135	111
2015	91	96	100	96	141	149	154	149

V.3.2.2. A l'exutoire

En 1989, la recharge varie de 41 mm en S5 à 52 mm avec une moyenne de 46 mm soit 5,7% de la pluie annuelle. L'année suivante en 1990, la recharge moyenne baisse d'environ 4 mm. Elle est estimée à 42 mm soit 6,2% de la pluie annuelle.

Concernant les années 2014 et 2015, la recharge n'a pas pu être déterminée aux piézomètres S5 et S9 à cause d'un manque de données. En 2014, elle a été calculée seulement en S8 où elle vaut 40 mm soit 6,6% de la pluie annuelle. Enfin, en 2015, elle est estimée à 41 mm en S8 et 45 mm en S18 soit respectivement 5% et 5,4% de la pluie annuelle.

L'ensemble des valeurs obtenues est consigné dans le tableau V.8 ci-après.

Tableau V.8: Estimation de la recharge à l'exutoire

	S5	S8	S9	S18
Sy		0,018		
		Recharge (mm)		
1989	41	47	52	Indéterminée
1990	37	43	46	Indéterminée
2014	Indéterminée	40	Indéterminée	Indéterminée
2015	Indéterminée	41	Indéterminée	45

V.4. DISCUSSION

Les gradients hydrauliques calculés entre la vallée et l'exutoire sont plus grands en hautes eaux qu'en basses eaux. Cela pourrait être expliqué par le fait que les eaux baissent généralement d'environ 4 m en basses eaux au niveau du dôme alors que cette baisse n'est que de 2 m environ à l'exutoire.

Dans la zone du dôme piézométrique, nous n'avons pas constaté de changement majeur entre les données du BRGM et celles de cette étude. Cependant, ce constat est différent au niveau de l'exutoire où on constate une hausse de la nappe de 2 m environ à certains moments, soit une hausse des réserves de l'aquifère.

Certaines explications de la hausse de la nappe peuvent être exclues telles que la recharge artificielle due à l'irrigation parce que la culture pratiquée dans la zone est le riz en mode pluviale. Aussi, une décroissance des pompages doit aussi être écartée car la zone est dépourvue de PMH. Toutefois, deux hypothèses semblent crédibles pour expliquer cette hausse. La première est le temps de séjour de l'eau (5 à 6 mois) dans la zone car c'est une zone de bas-fonds évasé et qui est à la plus basse altitude du site. Ainsi, nous pouvons comparer l'état hydrique en surface de ce lieu en saison sèche (Figures V.14a et V.14b) et en début de saison des pluies (Figures V.14c et V.14d). La seconde hypothèse est la présence d'un site de fabrication de briques traditionnelles à base d'argile prélevée dans le bas-fond. Cette activité de fabrication de brique est pratiquée périodiquement après la saison des pluies. Au fil du temps, elle peut avoir eu pour conséquence de réduire l'épaisseur de la sous-couche allotérite et de favoriser ainsi l'infiltration de l'eau dans le sol. Cela est d'autant plus plausible que cette activité a engendré des fosses qui s'agrandissent au fil des années.

En somme, nous pensons que ces hypothèses peuvent expliquer en partie la remontée constatée dans les piézomètres de l'exutoire.



Figure V.14 : Exutoire du site de Sanon en saison sèche et après une averse en début de saison pluvieuse

Concernant la recharge, elle est ici estimée entre 11 et 12% de la pluie annuelle (pour S_y=2%). Elle avait été estimée au maximum à 10% de la pluie à l'aide de simulation numérique (BRGM-Aquater, 1991). Aussi, la méthode du bilan de masse des chlorures a montré que 40% de la pluie arrive dans les altérites alors que seulement 10% atteint la nappe dans le socle fracturé (Compaoré, 1997).

Par ailleurs, nous avons constaté que tous les piézomètres n'ont pas les mêmes temps de réaction suivant leur position sur le site et les couches qu'ils captent. Nous avons ainsi pu remarquer par exemple que deux piézomètres qui captent les mêmes couches (exemple : S1 et S1CN) ont leurs hautes eaux séparées d'environ 3 mois. Ces temps de réaction différents ont été déjà mis en évidence dans les travaux précédents (BRGM-Aquater, 1991 ; Compaoré, 1997).

V.5. CONCLUSION PARTIELLE

Sur l'ensemble des chroniques piézométriques (données de 1988 à 1991) et données de cette étude), nous distinguons une tendance interannuelle à laquelle se superposent des fluctuations saisonnières. Les périodes de basses eaux et de hautes eaux varient selon les piézomètres et se

situent respectivement entre Juin-Juillet et Septembre-Octobre pour la majorité des piézomètres. Nous avons constaté la présence d'un dôme piézométrique dans la vallée centrale sur l'ensemble des cartes piézométriques produites aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux. Lorsque nous comparons les données enregistrées aux mêmes périodes d'observation. Il ressort qu'il n'y a pas de différences significatives entre les allures des courbes des deux périodes. Cependant, les charges enregistrées à l'exutoire entre 2014 et 2015 sont largement supérieures de 2 à 3 m environ à celles du BRGM contrairement au niveau du dôme piézométrique où les différences de charges entre les deux périodes sont inférieures 0,5 m.

Concernant la recharge, elle se fait principalement au niveau du dôme piézométrique (entre 11 et 17% de la pluie annuelle). L'alimentation des zones périphériques se ferait plutôt par des transferts latéraux.

CHAPITRE VI : ESSAI DE MODELISATION NUMERIQUE DES ECOULEMENTS

De plus en plus, on s'aperçoit que les ressources en eau ne sont pas infinies et qu'il convient d'optimiser la gestion aussi bien quantitative que qualitative des eaux souterraines. Il faut donc être capable d'apprécier l'impact d'aménagement ou de définir les mesures de sauvegarde ou de protection les plus pertinentes en cas de surexploitation ou de pollution. Sur le site de Sanon, les populations s'approvisionnent en eau uniquement à partir des eaux souterraines. Ces eaux sont exploitées pour les besoins domestiques et pour irriguer deux périmètres.

Les modèles d'eau souterraine sont de plus en plus mis à contribution pour comprendre les écoulements souterrains. Ainsi, ils permettent de mieux gérer et planifier les ressources en eau. Ils sont d'autant plus efficaces que les données disponibles sur la géométrie du réservoir (cf. Chapitre III), les conditions aux limites et les paramètres structuraux (cf. Chapitres III, IV et V) du système aquifère sont nombreux (Zammouri and Besbes, 1994). Leur avantage consiste à intégrer toutes les données disponibles, d'approximer de façon logique et fiable les données manquantes et de fournir une réponse globale montrant les tendances de l'aquifère.

Après de brefs rappels sur l'intérêt de la modélisation numérique des écoulements, l'intérêt de la présente modélisation est indiqué. Ensuite, la mise en place des modèles conceptuels (géologique et hydrogéologique) et les simulations numériques sont présentés.

VI.1. INTERET D'UNE MODELISATION NUMERIQUE

Une synthèse sur la modélisation numérique des écoulements souterrains a été faite dans la section I.5 du chapitre I. Dans celle-ci, il est mentionné que les formules analytiques sont très pratiques dans les cas simples, mais difficilement applicables dès que la réalité devient trop complexe. C'est pourquoi, l'utilisation de la modélisation numérique des écoulements souterrains devient incontournable. Aussi, elle permet d'intégrer des données multi-sources et de faire des analyses pouvant tenir compte de contraintes très diversifiées pour une optimisation de la gestion des eaux (Dupont *et al.*, 1998). En effet, un aquifère est un hydrosystème plus ou moins complexe produisant une réponse lorsqu'il est soumis à une sollicitation. Le modèle

numérique constitue une schématisation de ce système essayant de reproduire le mieux possible cette relation *sollicitation-réponse*. Ce terme de modèle n'est pas assigné à une simple formule analytique, mais il est plus judicieux de l'utiliser pour des constructions plus complexes. En hydrogéologie, le modèle est de type physique déterministe, car basé sur l'application des lois physiques générales comme la loi de Darcy (Leduc, 2005).
En somme, le modèle est une schématisation numérique du système hydrogéologique. Il permet de passer d'un système naturel complexe, le terrain, à un ensemble numérique, le modèle. Il s'agit par conséquent de deux réalités très différentes (Leduc, 2005).

La réalisation d'un modèle numérique nécessite plusieurs étapes telles que la détermination des objectifs à atteindre, l'élaboration des modèles conceptuels, le choix du logiciel à utiliser, la mise en place proprement dite du modèle numérique, le calage et la validation du modèle numérique, la réalisation de simulations prédictives (si besoin) et enfin l'analyse critique des résultats obtenus. Il faut toutefois préciser que pour faire une ou des simulations prédictives, le modèle doit être fait en régime transitoire.

La modélisation numérique de l'écoulement est basée sur la résolution de l'équation de diffusivité aux dérivées partielles de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (cf. paragraphe I.5.1). Cette équation se décline en régime permanent et en régime transitoire suivant respectivement les équations VI.1 et VI.2 ci-dessous:

$$K_{xx}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy}\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz}\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + q' = 0 \qquad \text{Equation VI.1}$$

$$K_{xx}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy}\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz}\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s\frac{\partial h}{\partial t} - q' \qquad \text{Equation VI.2}$$

Avec K_{xx}, K_{yy} et K_{zz}, : conductivité hydraulique suivant les directions principales du milieu (x, y et z) de l'espace, S_s : coefficient d'emmagasinement spécifique, q' : somme algébrique des débits prélevés et apportés, h : charge hydraulique et t : temps.

Une solution analytique h(x,y,t) satisfaisant l'équation de diffusivité et les conditions aux limites (cf. paragraphe I.5.3) n'est pas aisée compte tenu de la complexité des hydrosystèmes (de Marsily, 1994). Les méthodes numériques sont alors utilisées pour obtenir une solution numérique approximée.

VI.2. OBJECTIF DE CETTE MODELISATION

La présente étude vise à valoriser l'ensemble des acquis des travaux antérieurs, surtout en terme de schéma conceptuel, pour élaborer un modèle qui va permettre de simuler le comportement hydrogéologique global de l'aquifère.

De manière spécifique, l'objectif visé dans cette modélisation est de vérifier si les modèles conceptuels géologiques et hydrogéologiques proposés dans les chapitres III et IV permettent de reproduire l'écoulement souterrain observé à Sanon. De ce fait, cet essai de modélisation numérique ne sera réalisé qu'en régime permanent. Ce choix de modélisation convient dans l'immédiat pour cette étude mais il serait opportun dans un second temps de poursuivre la modélisation en régime transitoire afin que le modèle soit utilisé comme outil de gestion de la ressource en eau. En effet, la démographie croissante, le changement climatique (prise en compte des scénarios climatiques existant), la réduction des zones préférentielles d'infiltration et l'augmentation des besoins en eau auront des impacts sur la ressource qu'il faudra prédire afin de proposer des modes de gestion pour l'aquifère de Sanon.

VI.3. ELABORATION DU MODELE CONCEPTUEL

L'utilisation de la modélisation numérique des écoulements souterrains est réalisée en deux grandes étapes dont la plus critique est la conceptualisation du système. Cette étape vise à simplifier le système complexe modélisé en se basant sur des hypothèses fondamentales. Cette simplification du système dépend de l'échelle d'étude (locale, intermédiaire, régionale) et doit être réaliste. De ce fait, elle exige la compréhension des caractéristiques du système.

Il est toutefois important de conserver en mémoire qu'il s'agit d'un processus itératif. Elle commence par le développement d'un modèle géologique décrivant les caractéristiques principales du système et procède par étapes séquentielles de collection des données et de réalisation du modèle, de mise à jour et de raffinement des approximations incorporées dans le modèle géologique. Autrement dit, la construction du modèle nécessite un minimum de connaissances du terrain comme la géométrie du domaine à modéliser, les paramètres hydrodynamiques des formations, la recharge, les prélèvements, les valeurs de charges hydrauliques en certains endroits.

VI.3.1. Géométrie du modèle

La géométrie des frontières et la dimension du modèle sont deux des aspects à définir pour conceptualiser le modèle. En effet, dans le modèle, les systèmes aquifères peuvent être représentés en système monocouche ou en système multicouche. Pour un système multicouche, les trois composantes de l'écoulement sont prises en compte au sein des couches et le modèle conceptuel tient compte des caractéristiques de chaque couche (de Marsily, 1981).

Comme présenté dans le chapitre I à la section I.3, les aquifères de socle sont des systèmes composites dont les différentes strates n'ont pas les mêmes propriétés. De ce fait, une représentation multicouche conviendrait à ce type de système.

La prise en compte de l'extension latérale (ou horizontale) et verticale du domaine à modéliser permet d'avoir un domaine à modéliser en 3D.

L'extension latérale du modèle est différente de celle de la limite du bassin versant hydrologique de Sanon qui a été décrit dans le paragraphe II.2.2. En effet, les limites latérales du bassin hydrogéologique ne sont pas bien connues. Au vu des cartes piézométriques réalisées dans le chapitre V, nous constatons que le bassin versant hydrologique et le bassin versant hydrogéologique ne se superposent pas. De ce fait, nous avons défini un domaine à modéliser en nous appuyant sur le réseau piézométrique existant sur le site. Ainsi, nous avons conservé les limites du bassin hydrologique sur l'ensemble du domaine sauf dans la partie « est » du site d'étude. A ces endroits, nous avons des piézomètres au-delà de la limite qui nous permettent de savoir approximativement les charges hydrauliques. Concernant la limite « est », elle a été tracée de sorte à ce qu'elle passe entre les piézomètres S13 et SaG. Le nouveau domaine étudié se présente suivant la figure VI.1 ci-dessous. Il couvre une superficie de 9,8 km^2

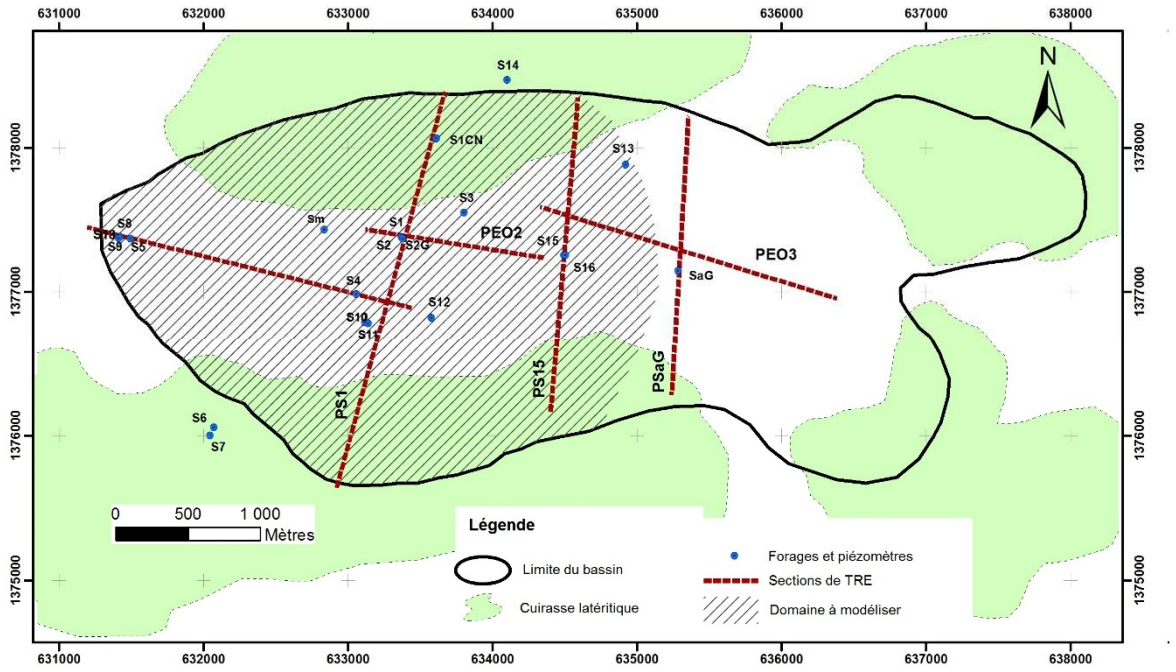

Figure VI.1: Délimitation du domaine à modéliser

L'extension verticale est prise en compte par l'intégration des différentes couches du domaine à modéliser et leurs épaisseurs qui ne sont pas constantes. Cette extension verticale s'étend de la surface topographique jusqu'au toit du socle sain. Le MNT présenté dans le Chapitre II (paragraphe II.2.6) constitue à cet effet la surface topographique du modèle. Il provient de données du satellite américain Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) avec une résolution géométrique d'une seconde d'arc (environ 30 m). Le SRTM a une précision de ±20 m en planimétrie et de ±16 m en altimétrie (Bamler, 1999, http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/statistics.html). Une vérification et un contrôle de la précision en altimétrie de la qualité des données SRTM dans la zone a été faite à l'aide de 25 points qui avaient été levés de manière relative par le BRGM. Les résultats de ce test indiquent une bonne corrélation (R^2=0,97) entre ces deux sources de données (Figure VI.2) avec des écarts allant de −1,24 m à +1,04 m. Ces écarts sont faibles en raison du relief topographique peu accentué et de la faible couverture ligneuse du site (Rusli *et al.*, 2014).

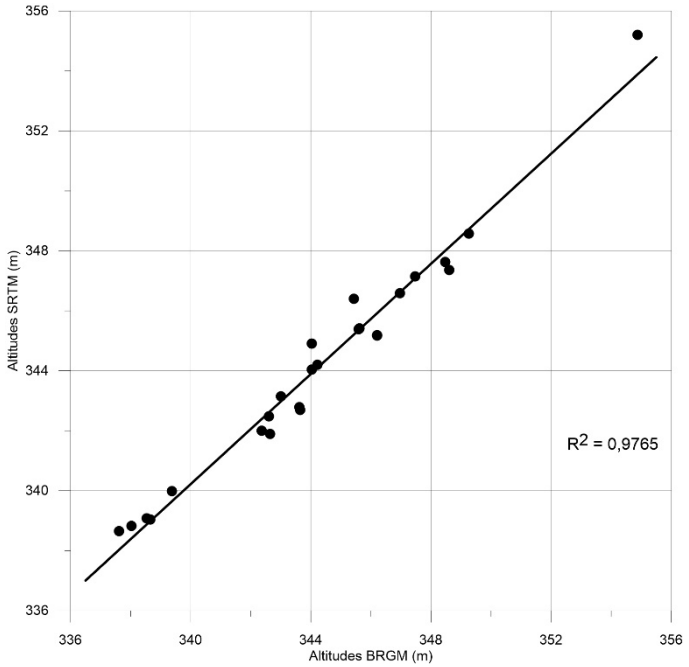

Figure VI.2: Corrélation entre les altitudes du BRGM et celles du SRTM

Suivant les constats faits dans les différentes études et les résultats obtenus et présentés dans le chapitre III, il a été retenu deux couches dans ce modèle dont les limites supérieures (toit) et inferieures (mur) ont été construites à partir des lithologs et des modèles géologiques provenant des sections de TRE présentés dans le paragraphe III.2.2 et sur la figure VI.1. L'épaisseur de chaque couche n'est pas uniforme à l'échelle du bassin. Sur la base des lithologs, des modèles géologiques et hydrogéologiques décrits dans les paragraphes précédents, nous avons considéré un domaine de l'aquifère de type bicouche :

- une couche de saprolite. Le toit de cette couche constitue la surface topographique et sa base correspond également au toit de la couche fissurée sous-jacente. Elle a une épaisseur moyenne d'environ 38 m. Cependant, elle peut varier entre environ 20 et 50 m en fonction de la position spatiale.
- une couche fissurée. Son sommet est la base de la couche de saprolite sus jacente et sa base constitue le toit du socle sain. Elle a une moyenne d'environ 14 m. Les épaisseurs de cet horizon varient entre environ 2,5 et 35 m en fonction de la position spatiale.

Nous avons exclu la couche « roche saine » parce qu'elle ne présente pas d'intérêt hydrodynamique particulier, puisque la roche saine est considérée comme imperméable. Etant donné qu'aucune discontinuité tectonique n'a été mise en évidence au cours de cette étude (cf. chapitre III), le toit de cette couche peut être considéré comme le mur du système aquifère.

Les sections de TRE et les lithologs présentés précédemment (cf. Chapitre III et figure VI.1) ont permis de définir la géométrie 3D du mur et du toit de la couche fissurée. Quant au toit de la saprolite, il a été défini à l'aide de la topographie du site.

VI.3.2. Conditions aux limites

D'une manière générale, il est avantageux que les limites du domaine d'étude coïncident avec des limites physiques afin que la description des flux puisse être effectuée à partir de certaines observations de terrain en surface (Ledoux, 1989). Cependant, à Sanon, nous n'avons pas ce schéma. De ce fait, nous avons appliqué à l'ensemble du contour du domaine une condition aux limites de type potentiel imposé. Les valeurs attribuées ont été déterminées à partir des relevés piézométriques. En effet, ceux-ci ont permis de réaliser plusieurs cartes piézométriques (cf. paragraphe V.3.1.1) sur lesquelles peut être superposé le contour du domaine à modéliser permettant ainsi d'avoir les valeurs de charges à imposer aux limites.

VI.3.3. Paramètres hydrodynamiques

Les capacités d'un système aquifère à conduire le flux et à stocker l'eau sont déterminées par ses propriétés hydrodynamiques : la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement. En régime permanent, ce ne sont que les valeurs de conductivité hydraulique qui sont nécessaires. Celles qui ont été utilisées dans le modèle sont issues de l'interprétation des essais de pompage et de la littérature (valeurs recensées pour des systèmes aquifères analogues).

Les résultats des essais de pompage n'ont malheureusement pas pu être tous utilisés car certains parmi eux renseignent à la fois sur les paramètres hydrodynamiques de la saprolite et de la couche fissurée. Cela est dû au fait que certains forages de pompage captent à la fois ces deux horizons. De ce fait, les résultats issus de ces interprétations concernent les deux couches. En définitive, nous avons retenu trois interprétations pour connaitre les conductivités hydrauliques de la couche fissurée. Ce sont les interprétations des essais de pompage S1-S2, S5-S8 et S10-S11. Concernant la saprolite, nous avons utilisé les résultats des essais de pompage réalisés par Compaoré (1997) qui ont été réalisés dans la saprolite uniquement. Ils sont au nombre de deux et se situent au niveau du dôme piézométrique (S2) et au niveau de l'exutoire (S9).

Pour l'attribution des valeurs de conductivité hydraulique, ce sont deux approches qui ont été testées.

- Première approche

Elle a consisté à attribuer des valeurs de conductivité hydraulique moyennes à chacune des deux couches. De ce fait, nous avons fait les moyennes arithmétiques des conductivités hydrauliques de chacune des deux couches. L'ensemble des valeurs utilisées est consigné dans le tableau VI.1.

Tableau VI.1 : Conductivités hydrauliques initiales affectées aux différentes couches

Horizons	K (m/s)	K moyen (m/s)
Saprolite	$7{,}87.10^{-6}$	$4{,}10.10^{-6}$
	$3{,}33.10^{-7}$	
Couche fissurée	$9{,}71.10^{-6}$	$8{,}69.10^{-6}$
	$6{,}81.10^{-6}$	
	$9{,}55.10^{-6}$	

- Deuxième approche

Dans cette seconde approche, nous avons défini des zones de conductivité en nous appuyant sur la cartographie ponctuelle des formations géologiques (cf. Figure II.13 dans la section II.4). Cette figure indique au niveau de chaque forage ou piézomètre la nature de la formation géologique de la roche saine. Cela nous a permis de définir au départ quatre zones de conductivité (Figure V.3). Les valeurs de conductivités ont été ajustées à partir de celles obtenues dans cette thèse et de celles observées dans la littérature (cf. Tableau VI.2).

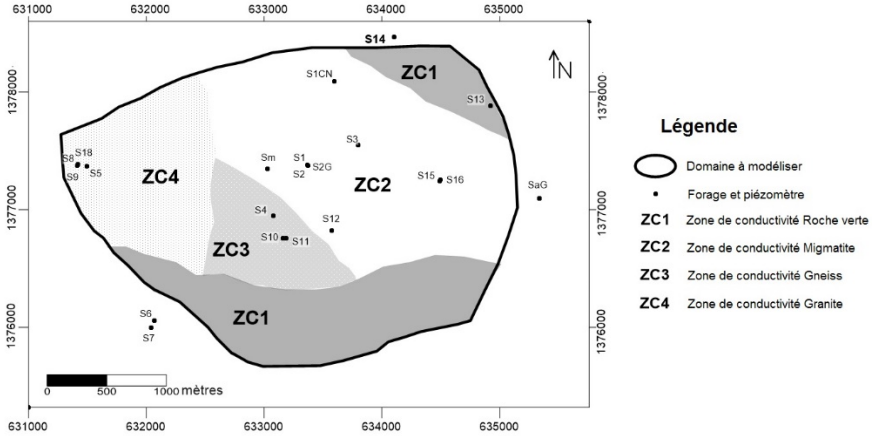

Figure VI.3: Zones de conductivité hydraulique de la saprolite et de la couche fissurée

Les composantes de la conductivité hydraulique suivant les trois directions (x, y, z) de l'espace sont supposées identiques dans les différentes couches de l'aquifère. En effet, l'anisotropie de la conductivité hydraulique de l'aquifère n'a pu être étudiée lors des essais de pompage.

Tableau VI.2 : Revue bibliographique pour une estimation des conductivités hydrauliques des différents horizons du profil d'altération en milieu de socle

Horizons	Références	Contextes géologiques	Méthodes d'estimation	K (m/s)		
				Min.	Moy.	Max.
Saprolite	Houston and Lewis, 1988*	Granite (Province Victoria)	Essais de pompage	$6{,}0.10^{-7}$	$3{,}0.10^{-6}$	$4{,}0.10^{-5}$
	McFarlane, 1992*	Roches cristallines (Malawi)	Essais de pompage	$5{,}0.10^{-7}$	$5{,}5.10^{-7}$	$5{,}0.10^{-6}$
	Wright, 1992*	Roches cristallines (Afrique)	Essais de pompage	$2{,}0.10^{-7}$	$4{,}0.10^{-6}$	$4{,}0.10^{-5}$
	Chilton and Foster, 1995	Roches cristallines (Afrique)	Essais de pompage	$6{,}0.10^{-7}$	$4{,}0.10^{-6}$	$4{,}0.10^{-5}$
	Dewandel *et al*., 2006	Granite (Inde)	Mesure de flux	$7{,}0.10^{-7}$	$4{,}0.10^{-6}$	$3{,}0.10^{-5}$
	Lachassagne *et al*., 2011	Cas général	Revue bibliographique		$1{,}0.10^{-6}$	
			Moyennes	$5{,}2.10^{-7}$	$2{,}7.10^{-6}$	$3{,}1.10^{-5}$
Couche fissurée	Uhl et Sharma, 1978*	Roches cristallines (Inde)	Essais de pompage	$1{,}0.10^{-6}$	$4{,}0.10^{-5}$	$4{,}0.10^{-4}$
	Houston and Lewis, 1988*	Granite (Province Victoria)	Essais de pompage		$3{,}5.10^{-6}$	
	Rushton and Weller, 1985*	Granite (Inde)	Essais de pompage	$4{,}0.10^{-5}$	$5{,}5.10^{-5}$	$6{,}0.10^{-5}$
	Howard *et al*., 1992*	Roches cristallines (Ouganda)	Essais de pompage	$1{,}0.10^{-9}$	$1{,}0.10^{-7}$	$3{,}0.10^{-5}$
	Chilton and Foster, 1995*	Roches cristallines (Afrique)	Revue bibliographique	$5{,}0.10^{-7}$	$5{,}5.10^{-7}$	$5{,}0.10^{-6}$
	Taylor and Howard, 2000	Granite (Ouganda)	Essais de pompage	$3{,}0.10^{-7}$	$2{,}0.10^{-6}$	$4{,}0.10^{-5}$
	Marechal *et al.*, 2004	Grantie (Inde)	Essais de pompage	$1{,}0.10^{-6}$	$2{,}0.10^{-5}$	$5{,}0.10^{-3}$
	Dewandel *et al.,* 2006	Granite (Inde)	Mesure de flux	$5{,}0.10^{-6}$	$2{,}0.10^{-5}$	$9{,}0.10^{-5}$
	Chandra *et al.,* 2008	Granite (Inde)	Essais de pompage	$9{,}0.10^{-7}$	$5{,}5.10^{-6}$	$1{,}0.10^{-5}$
	Lachassagne *et al*., 2011	Cas général	Revue bibliographique		$1{,}0.10^{-5}$	
			Moyennes	$6{,}1.10^{-6}$	$1{,}5.10^{-5}$	$6{,}8.10^{-4}$

* Extrait de Dewandel *et al.*(2006)

VI.3.4. Recharge et prélèvements

La recharge de l'aquifère se fait essentiellement par les infiltrations des eaux de pluie principalement au niveau du centre du bassin versant. Elle constitue le principal paramètre d'entrée. Les principales pertes en eau de l'aquifère se font par le biais des prélèvements d'eau tout en supposant qu'il n'y a pas de pertes par évaporation.

VI.3.4.1. Recharge

En fonction des états de surface (présence ou non de cuirasse) et des calculs de recharge effectués dans le paragraphe V.3.2, le site a été scindé en deux grandes zones de recharge (Figure VI.4). Ce sont : la zone centrale dans la vallée (zone de recharge 1, ZR1) et la zone de l'exutoire (zone de recharge 2, ZR2). La recharge est nulle au niveau des zones recouvertes de cuirasse latéritique.

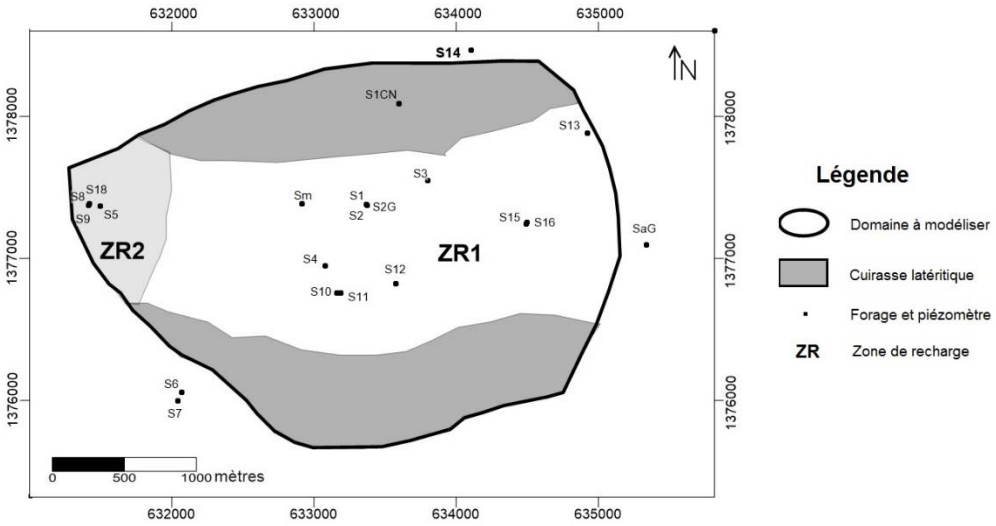

Figure VI.4: Zones de recharge

Les valeurs de ZR1 et ZR2 ont déjà été déterminées dans le chapitre V (cf. paragraphe V.3.2). Elles sont rappelées dans le tableau VI.3 ci-après.

Tableau VI.3 : Valeur de recharge estimée en 1989

	Zones de recharge	
	ZR1	**ZR2**
Minimum (mm)	81	41
Moyenne (mm)	113	47
Maximum (mm)	177	52

Ce sont les valeurs moyennes de recharge qui ont été utilisées comme paramètres d'entrée du modèle.

VI.3.4.2. Prélèvements

Ils correspondent aux quantités d'eau prélevées pour l'alimentation en eau potable des populations et pour l'irrigation des cultures. L'agriculture est la plus grande consommatrice d'eau sur le site. En effet, afin d'irriguer les cultures des deux périmètres agricoles (prioritairement) et de fournir de l'eau de consommation aux populations, ce sont 199 m^3/j qui ont été prélevés en moyenne sur la période 1989-1991 (BRGM-Aquater, 1991). Ces prélèvements ont été faits à l'aide de pompes électriques immergées qui ont été installées dans les forages S4, S10 et S16. D'autres prélèvements ont été aussi effectués à l'aide des PMH installées dans cinq forages pour l'AEP exclusivement d'après l'Inventaire National des Ouvrages Hydrauliques (INOH) de 2004. Le prélèvement au niveau de l'unique PMH du village Barouli a été estimé à 8,4 m^3/j (une PMH fonctionne 12 h par jour en moyenne avec un débit maximum de 0,7 m^3/h). Pour les quatre autres PMH qui sont situés dans le village Sanon, les volumes prélevés ont été estimés à 16,8 m^3/j soit 4,2 m^3/PMH. La population de ce village préférait s'approvisionner au niveau des robinets installés à proximité des périmètres agricoles. Ces ouvrages de prélèvement sont indiqués sur la figure VI.5.

Par ailleurs, il faut signaler qu'une partie de la population s'approvisionne à partir des puits traditionnels qui ne captent que la saprolite.

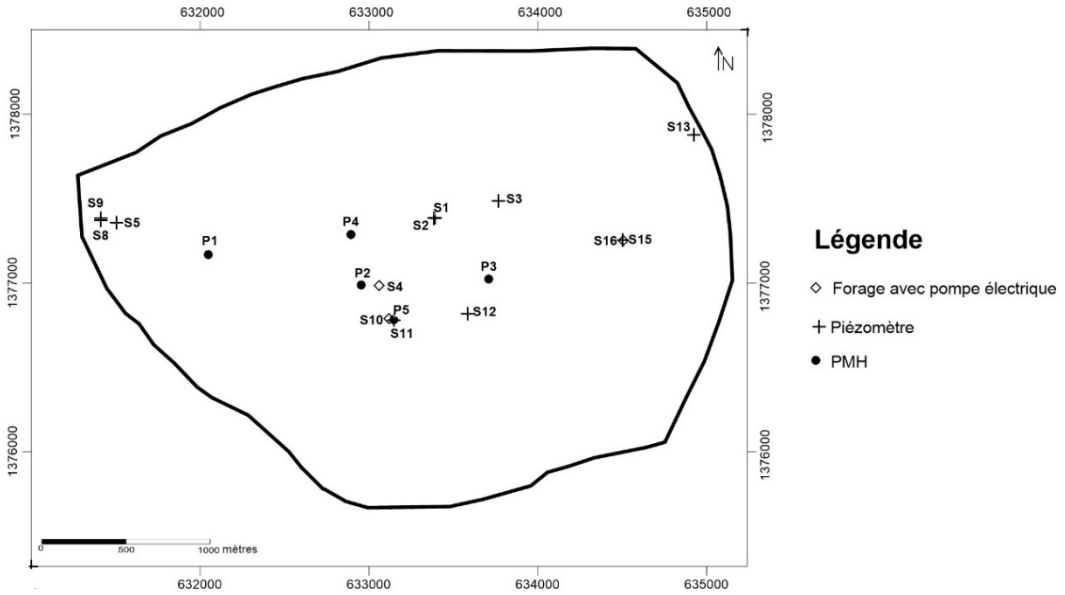

Figure VI.5: Localisation des forages et des piézomètres sur la période 1989-1991

VI.4. MODELE NUMERIQUE

VI.4.1. Logiciel utilisé

Pour cette modélisation, le code MODFLOW, développé en Fortran par l'USGS (United States Geological Survey, McDonald and Harbaugh, 1988) a été utilisé. Ce logiciel a pour qualités premières d'être simple, modulaire et d'avoir été rendu fiable par une utilisation mondiale massive. La version utilisée fonctionne sous GMS (Groundwater Modeling System). MODFLOW résout l'équation de diffusivité aux dérivées partielles de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité, cf. paragraphe I.5.1) par la méthode des différences finies (cf. paragraphe I.5.2). Pour ce faire, l'aquifère doit être discrétisé en mailles quadrangulaires.

VI.4.2. Discrétisation spatiale

Le domaine à modéliser est discrétisé (Figure VI.6) dans un système cartésien en mailles régulières de 50 m x 50 m aux centres desquels l'équation de diffusivité est résolue et les conditions aux limites doivent être connues. La discrétisation verticale tient compte des deux couches. Le maillage est affiné au niveau des forages et des piézomètres. Cela permet une meilleure approximation de la solution à l'équation de diffusivité.

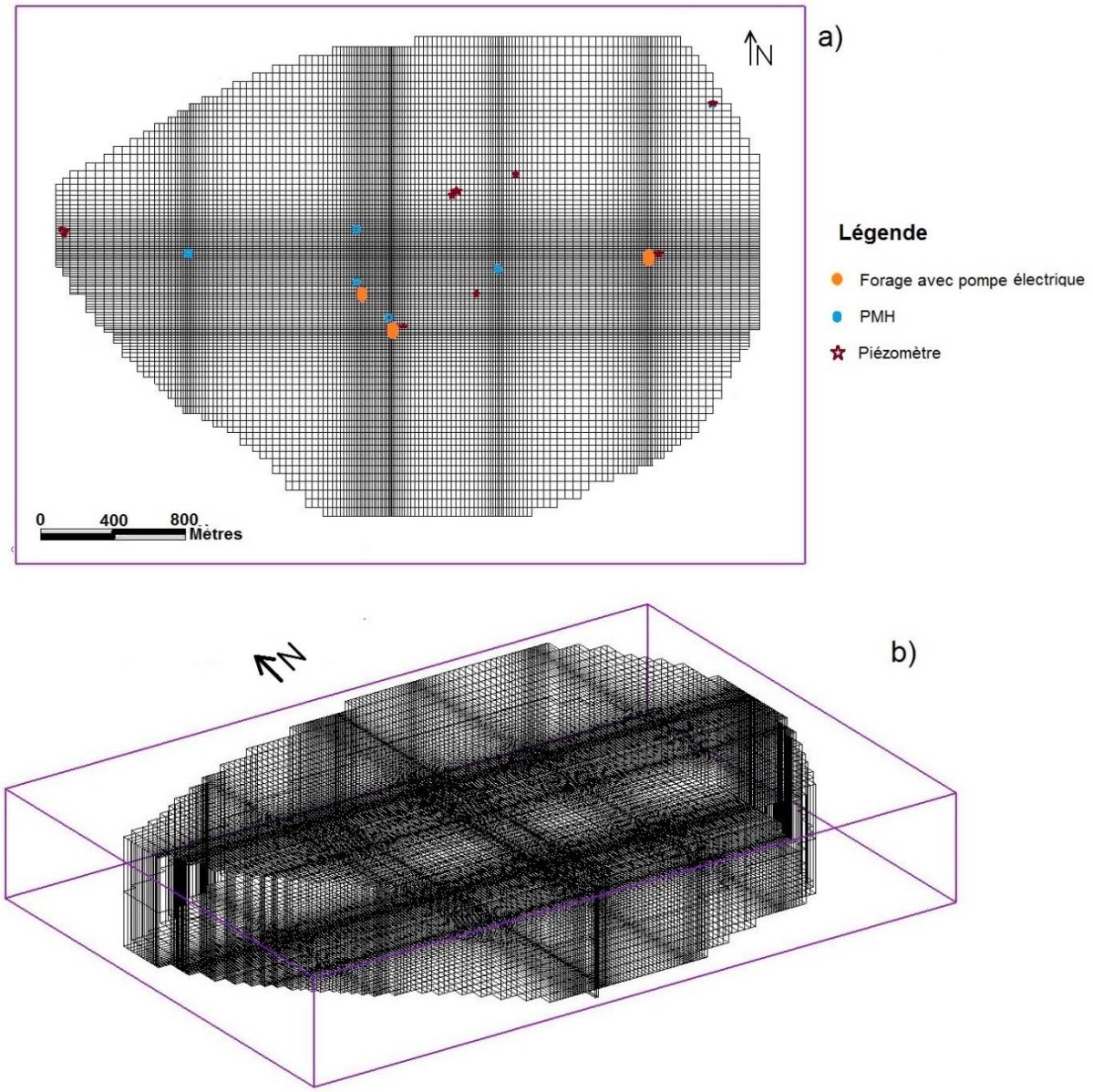

Figure VI.6: Domaine discrétisé. a) Vue en 2D et b) Vue en 3D

VI.4.3. Simulation numérique

La simulation numérique se compose en deux phases suivant les deux approches d'attribution des conductivités hydrauliques indiquées dans le modèle conceptuel (cf. section VI.3.3).

L'analyse des résultats issus des simulations est facilitée dans GMS par des cibles (en anglais *targets*) qui sont observables au niveau de chaque piézomètre (Figure VI.7). Lorsque la marge d'erreur (ici en vert) se trouve dans l'intervalle de confiance (valeur observée ± 1 m), la simulation est dite "bonne" au niveau du piézomètre où l'erreur a été calculée. La cible apparait

alors en vert. Cependant, lorsqu'elle est "mauvaise", la cible apparait en orange (erreur comprise entre 1 et 2 m) ou en rouge (erreur supérieure à 2 m).

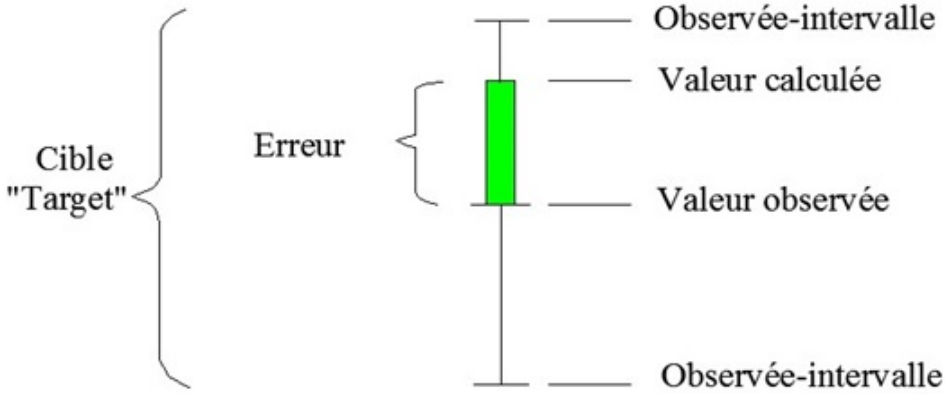

Figure VI.7: Schéma explicatif de la lecture d'erreur

Aussi, GMS permet d'apprécier globalement les résultats d'une simulation à l'aide de plusieurs estimateurs d'erreurs. Ce sont : l'erreur moyenne (EM, Equation VI.3) en m, l'erreur moyenne absolue (EMA, Equation VI.4) en m et l'erreur quadratique moyenne (RMS, Equation VI.5) en m.

- l'erreur moyenne qui est la différence moyenne entre les charges observées (h_m) et celles calculées (h_c)

$$EM = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_c)_i \qquad \text{Equation VI.3}$$

avec n le nombre de valeur

- l'erreur moyenne absolue qui est la différence moyenne absolue calculée entre h_m et h_c

$$EMA = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|h_m - h_c|_i \qquad \text{Equation VI.4}$$

- l'erreur quadratique moyenne qui est la moyenne des carrés des différences entre h_m et h_c

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_c)_i^2} \qquad \text{Equation VI.5}$$

VI.4.3.1. Première phase de simulation

La première phase de simulation est basée sur l'approche milieu continue équivalent et isotrope (cf. section I.4.1). Pour la saprolite et la couche fissurée, les valeurs de conductivité hydraulique sont respectivement $4{,}10.10^{-6}$ et $8{,}69.10^{-6}$ m/s. Le détail des méthodes utilisées pour les obtenir est présenté dans la section VI.3.3 précisément dans le tableau VI.1.

Les données utilisées sont celles acquises en janvier 1989. Cette période est située à équidistance entre la période des hautes eaux et celle des basses eaux. Les informations nécessaires pour la simulation sont disponibles à cette période.

VI.4.3.2. Deuxième phase de simulation

La deuxième phase de simulation se distingue de la première par la définition de différentes zones de conductivité telles que décrites dans la section VI.3.3.

Cette seconde phase de simulation a aussi été réalisée avec les données de janvier 1989.

VI.4.3.2.1. Simulation initiale

Une première simulation (simulation initiale) est faite avec les autres données d'entrée telles que renseignées dans le modèle conceptuel. Suivant les résultats de cette simulation, le modèle nécessite un calage ou pas.

VI.4.3.2.2. Calage

Le calage consiste à ajuster la conductivité hydraulique et/ou la recharge afin de minimiser la différence entre les charges observées et les charges calculées au niveau des dix piézomètres qui permettent de faire les observations. Toutefois, il est important de signaler que les ajustements de ces paramètres sont restés entre les intervalles de valeurs obtenues expérimentalement et dans la littérature.

De façon pratique, le calage est effectué par un processus "essai/erreur". Il se déroule comme suit :

- ajustement de la conductivité hydraulique ou de la recharge ;
- simulation du modèle ;
- comparaison des valeurs de charge calculée aux valeurs de charges mesurées (si les écarts sont grands alors on reprend le processus).

Ce processus est exécuté jusqu'à ce que nous obtenions des faibles écarts de calage.

VI.4.3.2.3. Validation

Une fois le modèle calé, les valeurs de conductivité ayant permis d'ajuster les charges observées aux charges simulées sont retenues. Elles ont fait l'objet de deux validations à l'aide de mesures de terrain différentes de celles utilisées pour le calage. Les données utilisées pour la validation sont celles obtenues pendant les périodes des basses et des hautes eaux de 2015.

De façon pratique, les données d'entrée du modèle calé (recharge, prélèvements et charges imposées aux contours) en janvier 1989 sont remplacées par les données de basses et hautes eaux de 2015 sauf les valeurs de conductivité hydraulique qui restent inchangées.

Il est toutefois important de signaler ici que deux piézomètres (S9 et S13) de la phase du calage n'étaient plus disponibles car ils sont bouchés. Cependant, quatre piézomètres (Sm, S18, S2G et S1CN) qui ont été réalisés après le projet du BRGM ont permis d'étoffer le nombre de piézomètre.

VI.4.3.2.4. Tests de sensibilité

L'analyse de sensibilité d'un modèle permet de tester l'influence de ces paramètres sur les résultats. Dans cette étude, cette analyse est faite sur la recharge et la conductivité hydraulique. Le modèle calé est celui qui est utilisé comme référence.

Les valeurs de recharge ont été réduites de 10 % puis augmentées de 10 % de leurs valeurs calées. Les nouvelles valeurs de recharge obtenues sont dans les intervalles de recharge déterminés sur le site (cf. tableau VI.3). Aussi, les conductivités hydrauliques de chaque zone ont été baissées de 10 % puis augmentées de 10 % de leurs valeurs calées.

VI.4.4. Résultats des simulations

La présentation des résultats de simulation a été scindée en trois parties : (i) les résultats de la première phase et (ii) les résultats de la deuxième phase de simulation.

Toutes les cartes piézométriques ont été réalisées avec la méthode du krigeage et un maillage carré 20 m x 20 m.

VI.4.4.1. Première phase de simulation

La première phase de simulation (conductivités hydrauliques moyennes attribués à chaque couche) ne permet pas de reproduire les charges observées (Figure VI.8). Les charges simulées sont globalement supérieures aux charges observées à l'exutoire (cibles de S5, S8 et S9 en

orange). Par contre au niveau du dôme piézométrique, les charges simulées sont globalement inférieures aux charges observées (cibles de S1, S2 et S12 en orange et cible de S3 en rouge). Cependant, le calage est bon au niveau de deux piézomètres (cibles de S3 et S15 en vert) où les écarts sont inférieurs à 1 m.

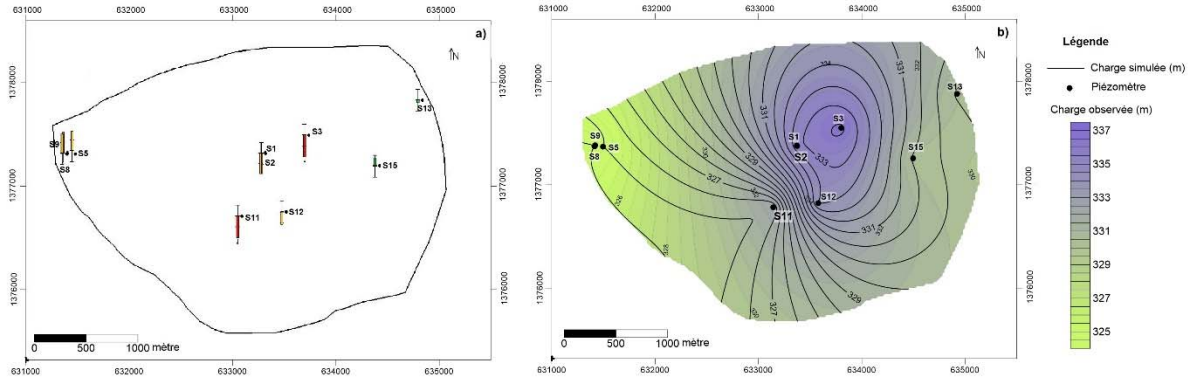

Figure VI.8: Résultats de la première phase de la simulation. a) Présentation des cibles et b)[10] Comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées

Les statistiques de cette simulation indiquent les résultats suivants : EM=-1,428 m, EMA=2,078 m et RMS=2,514 m. Ces résultats montrent des écarts importants entre les charges simulées et les charges observées.

A la suite de l'analyse des résultats statistiques, nous avons réalisé le bilan de masse. Il permet de faire une analyse des flux entrants et sortants qui doivent être équilibrés à l'échelle de ces limites (Atteia, 2011). Le bilan de cette simulation indique une différence entre les flux entrants et les flux sortants de -0,0125 m^3/j.

En somme, les indicateurs de qualité montrent que cette simulation n'est pas satisfaisante. Il convient donc d'apporter une ou des modifications au modèle conceptuel afin que les charges simulées et les charges observées se rapprochent. Une modification a alors été faite par la définition de différentes zones de conductivité hydraulique. Elle a été traitée dans la section VI.4.4.2.

[10] Les variogrammes sont dans les annexes (Annexe F.1).

VI.4.4.2. Deuxième phase de simulation

Différentes zones de conductivité hydraulique ont été définies dans le modèle comme expliqué dans la section VI.3.3. Dans cette partie, nous présentons : (i) les résultats de la simulation initiale, (ii) les résultats du calage de ce modèle, (iii) les tests de validation et (iv) les tests de sensibilité.

VI.4.4.2.1. Simulation initiale

La simulation initiale avec les paramètres d'entrée du modèle conceptuel obtenus tels quels après les investigations de terrain ne permet pas de reproduire l'écoulement. Les charges simulées sont globalement supérieures aux charges observées (Figure VI.9).

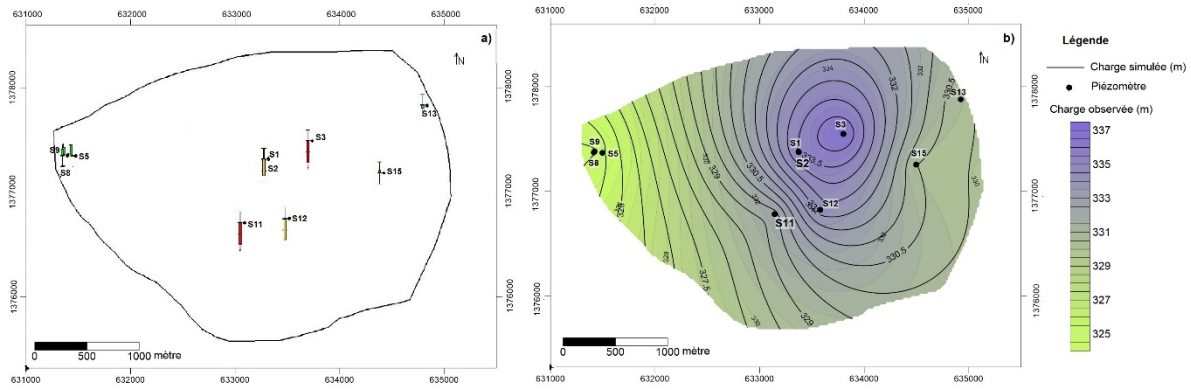

Figure VI.9: Résultats de la simulation initiale. a) Présentation des cibles et b)[11] Comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées

Nous constatons que le modèle sous-estime les charges dans la vallée centrale au niveau de S1, S2, S3, S11 et S12 de plus de 1 m. Cela peut être dû à une recharge qui est basse et/ou à des valeurs de conductivité hydraulique qui sont élevées.

L'analyse statistique des charges de cette simulation indiquent les résultats suivants : EM=-1,353 m, EMA=1,841 m et RMS=1,953 m. Les écarts importants observés entre les charges simulées et les charges observées indiquent que les paramètres d'entrée doivent être ajustés.

La différence entre les flux entrants et les flux sortants est de -0,0384 m^3/j.

[11] Les variogrammes sont dans les annexes (Annexe F.2).

VI.4.4.2.2. Calage

Les valeurs de conductivité hydraulique et de recharge ont été modifiées jusqu'à l'obtention d'une piézométrie simulée proche de la piézométrie observée. Ainsi, après plusieurs simulations, nous avons défini trois zones de conductivité hydraulique pour la saprolite et deux zones de conductivité hydraulique pour la couche fissurée (Figure VI.10). Les valeurs de recharge qui ont permis de réaliser ce bon ajustement sont 160 mm pour ZR1 et 47 mm pour ZR2.

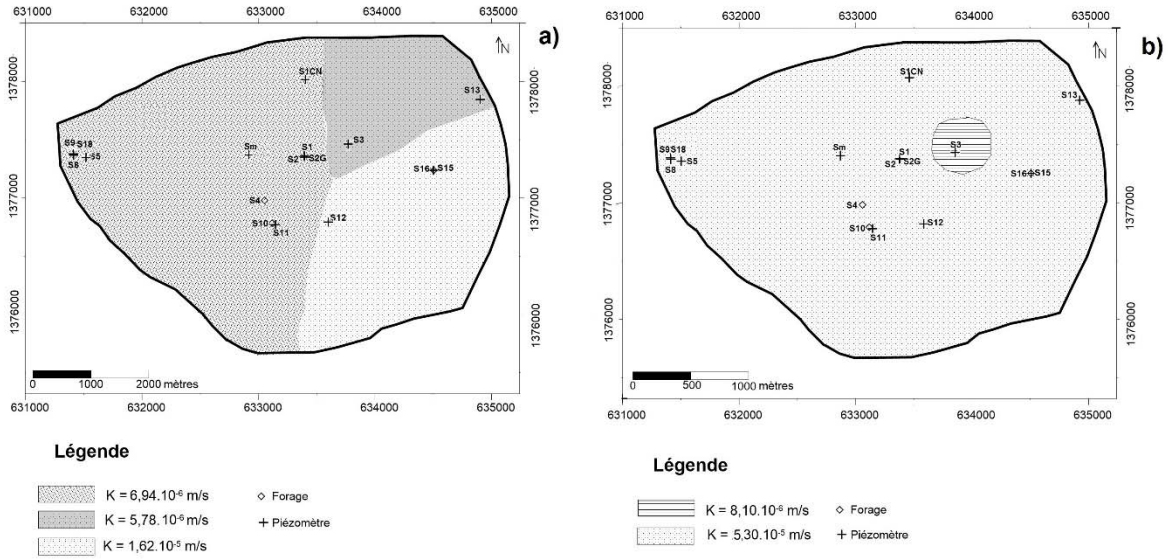

Figure VI.10: Zones de conductivité hydraulique retenues après calage. a) Saprolite et b) Couche fissurée

L'analyse statistique des résultats du calage (Tableau VI.4) indique que les résidus sont situés entre -1,757 m (S11) et +0,690 m (S15). La moyenne de la valeur absolue des résidus est 0,649 m pour un niveau piézométrique compris entre 324 et 336 m. De plus, la RMS qui est de 0,814 m, est inférieure à l'incertitude sur les données topographiques qui est comprise entre -1,24 et +1,04 m en fonction des endroits. Lorsque la RMS est recalculée sans S11, elle baisse à 0,621. Au regard de ces taux d'erreur relativement faibles, le calage est considéré comme satisfaisant.

Tableau VI.4 : Indices statistiques des résultats du calage du modèle

Erreurs	Valeurs (m)
Résidu min.	-1,757
Résidu max.	+0,690
EM	-0,207
EMA	0,649
RMS	0,814

Par ailleurs, le graphique présenté à la figureVI.11 illustre cette bonne correspondance. En effet, les points sont tous proches de la droite de la première bissectrice, excepté quelques-uns qui sont un peu éloignés (S11 et S3). S11 étant situé à moins de 15 m du S10, il serait sous l'influence du pompage réalisé dans celui-ci. Concernant S3, l'écart de sa charge simulée par rapport à sa charge observée (-1,239 m) demeure dans la marge des incertitudes sur les données topographiques.

Le calcul du coefficient de corrélation (R^2) a donné 0,98 (très proche de 1). Sans S11, R^2 remonte à 0,99. Cette valeur montre que la charge observée et celle simulée par le modèle sont bien corrélées. Le modèle mis en place permet donc de calculer des charges proches de celles observées en réalité.

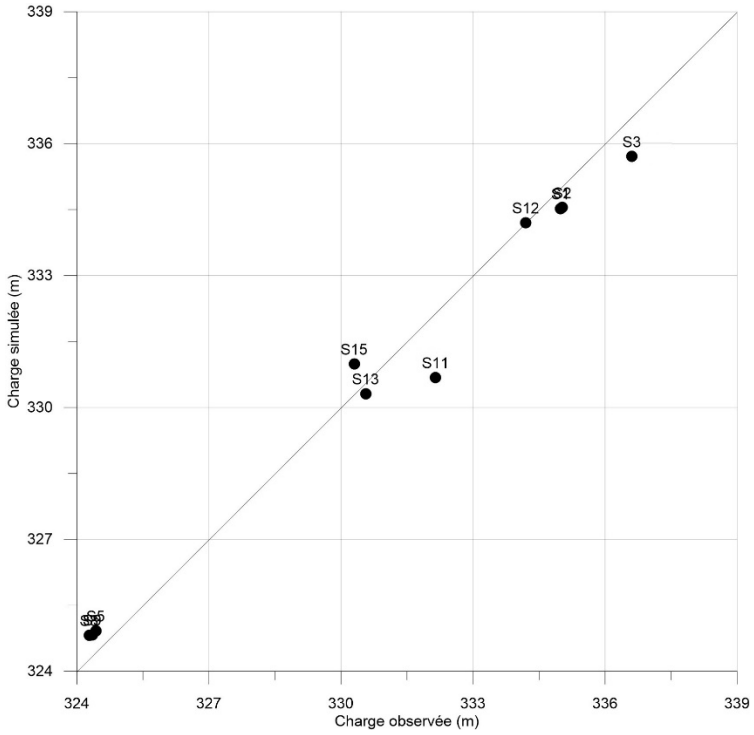

Figure VI.11: Diagramme de comparaison entre charge observée et charge simulée

A la suite de l'analyse statistique, nous avons réalisé des cartes[12] piézométriques avec les charges simulées et les charges observées. Ces cartes illustrent la grande proximité existante entre piézométrie simulée et observée (Figure VI.12). Cependant, nous constatons deux légères différences. La première se trouve au niveau du piézomètre S11 où le modèle simule une charge qui est inférieure à celle observée. La seconde différence est constatée à l'exutoire. A cet endroit, les charges simulées sont légèrement supérieures (moins de 0,5 m) à celles observées.

[12] Les variogrammes utilisés pour la réalisation cartes piézométriques sont présentés en annexe (Annexe F.3).

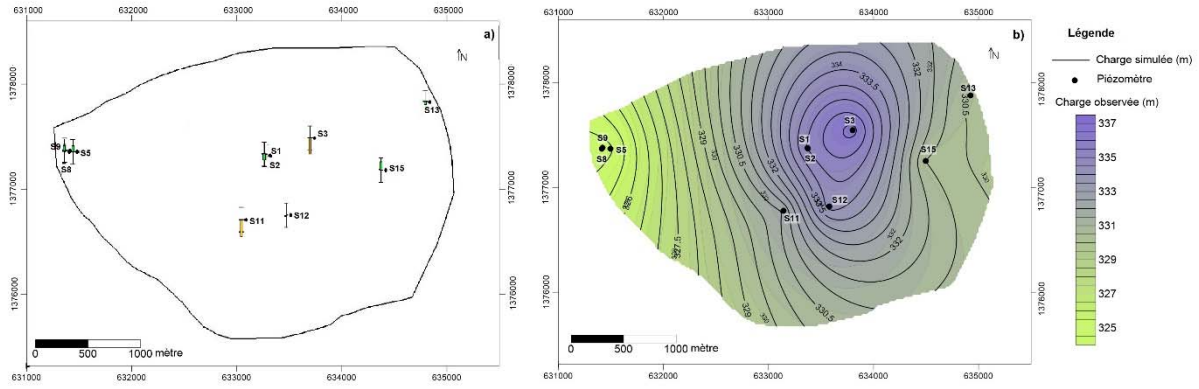

Figure VI.12: Résultats du calage. a) Présentation des cibles et b) Comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées

A la suite des cartes piézométriques, nous avons réalisé le bilan de masse du modèle calé (Tableau VI.5). Il s'équilibre entre les flux entrants et les flux sortants.

Tableau VI.5 : Bilan de masse du modèle calé

Type de flux	Flux entrant (m^3/j)	Flux sortant (m^3/j)
Limites	0	1315,3093
Forages.	0	223,8000
Recharge	1539,1046	0
Total (m^3/j)	**-0,0047**	

A la lecture de ces résultats contenus dans le tableau VI.5, nous pouvons dire que la recharge est la seule source d'apport en eau du domaine modélisé. Les principaux points de décharge de l'eau souterraine sont les écoulements latéraux au niveau des limites et les prélèvements au niveau des forages.

VI.4.4.2.3. Validation

Lorsque le calage du modèle s'est avéré satisfaisant, nous avons réalisé deux simulations (en basses eaux et en hautes eaux de 2015) afin de valider les valeurs et les zones de conductivité hydraulique retenues après le calage. Les résultats statistiques de ces simulations de validation sont présentés dans le tableau VI.6.

Les variogrammes utilisés pour la réalisation des cartes piézométriques sont présentés en annexe (Annexe F.4).

Tableau VI.6 : Statistiques des tests de validation

Paramètres	Basses eaux 2015	Hautes eaux 2015
Résidu min (m).	-1,203	-1,896
Résidu max. (m)	+2,541	+0,658
EM (m)	-0,531	-0,341
EMA (m)	0,836	0,865
RMS (m)	0,622	0,903
R^2	0,94	0,95
Bilan de masse (m^3/j)	-0.0032	-0.0085

En basses eaux (Figure VI.13), nous remarquons un écart de plus de 1 m aux niveaux de S12 (-1,203 m) et S15 (+2,541 m) entre les valeurs simulées et les valeurs observées. L'écart au niveau de S12 est à la limite de l'incertitude minimum de la topographie. Par contre, l'écart au niveau de S15 vaut le double de l'incertitude maximum de la topographie. Cet écart pourrait être dû à sa proximité avec le forage S16 où nous avons observé un pompage en continu pour l'irrigation du périmètre de culture.

En hautes eaux (Figure VI.14), le modèle sous-estime les charges au niveau du dôme piézométrique. Les écarts les plus importants sont observés aux niveaux de S12 (-1,575 m) et S3 (-1,896 m).

Nous constatons pour ces deux essais de validation que les erreurs estimées (hormis quelques valeurs) sont dans la marge d'incertitude observée sur les données topographiques qui est comprise entre -1,24 et +1,04 m. Par ailleurs, les autres estimateurs d'erreur tels que EM, EMA et RMS sont inférieurs à 1 m pour ces deux modèles. Aussi, les coefficients de corrélation sont supérieurs à 94%. En somme, les résultats des simulations sont globalement satisfaisants.

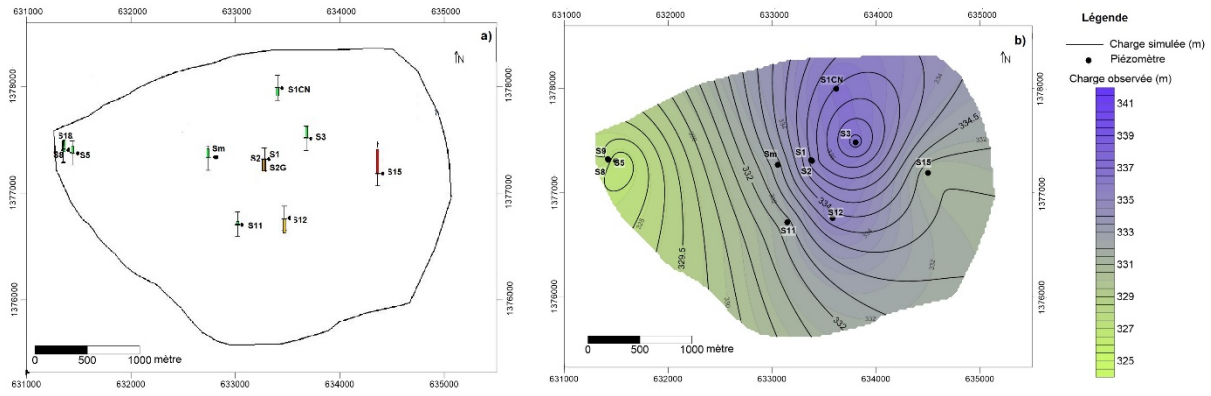

Figure VI.13: Résultats de la validation en basses eaux. a) Présentation des cibles et b) Comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées

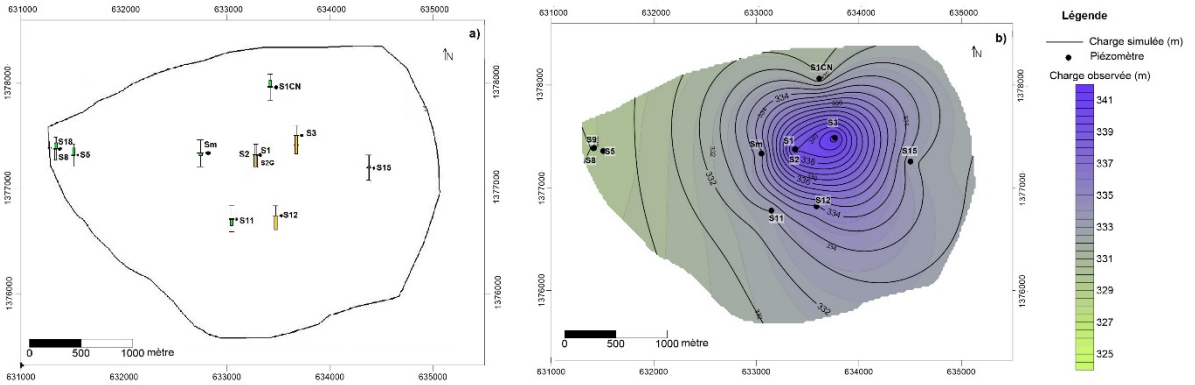

Figure VI.14: Résultats de la validation en hautes eaux. a) Présentation des cibles et b) Comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées

VI.4.4.2.4. Tests de sensibilité

Une analyse de sensibilité a été réalisée. Elle a permis d'appréhender l'effet de la variation de la recharge et de la conductivité hydraulique sur le modèle calé. L'ensemble des résultats statistiques est consigné dans le tableau VI.7 ci-après.

Tableau VI.7 : Statistiques des tests de sensibilité

Paramètres	Modèle calé	Recharge -10%	Recharge +10%	Conductivité -10%	Conductivité +10%
Résidu min (m).	-1,757	-2,601	-1,575	-1,402	-1,879
Résidu max. (m)	+0,690	+0,578	+0,508	+1,072	+0,554
EM (m)	-0,207	-0,258	-0,436	-0,505	-0,358
EMA (m)	0,649	0,763	0,808	0,923	0,755
RMS (m)	0,814	0,995	0,913	1,149	0,932
R^2	0,98	0,96	0,98	0,97	0,98
Bilan de masse (m^3/j)	-0,0047	-0.0092	-0.0085	-0,0068	-0,0056

Les résultats de ces tests indiquent que le modèle est peu sensible aux variations de la recharge. Les indicateurs comme la RMS et l'EMA sont inférieurs à 1 m aussi bien pour la baisse que pour l'augmentation de la recharge. Aussi, les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,96 et les bilans de masse sont équilibrés. Cependant, nous constatons que la baisse de la recharge entraine une augmentation des écarts entre les charges simulées et les charges observées au niveau de certains piézomètres. Cela est visible aux niveaux de S3 et S11 où les écarts de charge se sont accrus passant respectivement de -1,339 à -1,572 m et de -1,757 à -2,601 m. Aussi, nous constatons que le coefficient de corrélation a légèrement baissé de 0,98 à 0,96.

Concernant la conductivité hydraulique, une baisse de 10% génère une augmentation des écarts entre les charges simulées et les charges observées. En effet, la RMS et l'EMA augmentent respectivement de 0,814 à 1,149 m et de 0,649 à 0,923. La RMS est supérieure à l'erreur observée sur la topographie (1,04 m). Cela sous-tend que le modèle est sensible à la baisse de la conductivité hydraulique. Lorsque la conductivité hydraulique augmente de 10%, nous ne constatons pas de changement notable concernant les écarts des charges. En somme, le modèle est assez sensible à la baisse de la conductivité hydraulique.

VI.5. DISCUSSION

Le modèle mis en place dans cette étude présente des similitudes et des différences avec celui réalisé par le BRGM au niveau conceptuel. Dans ces deux modèles, les conditions aux limites indiquées sont des charges imposées. Cependant, les superficies modélisées sont différentes (21 km² pour le BRGM et 10 km² pour cette étude). Le modèle BRGM est de type monocouche avec une conductivité hydraulique moyenne (BRGM-Aquater, 1991) alors que le nôtre est constitué de deux couches avec différentes zones de conductivité hydraulique. Aussi, le modèle du BRGM prend en compte des fractures tandis que le nôtre ne contient aucune fracture. Cette prise en compte des fractures d'origine tectonique dans les travaux du BRGM a permis de reproduire l'écoulement. Cela s'explique par le fait que le rôle transmissif de la couche fissurée avait été sous-estimé.

Par ailleurs, le modèle ici réalisé a montré une certaine flexibilité au vu des tests de validation contrairement au modèle du BRGM qui a été caractérisé de « rigide » (BRGM-Aquater, 1991) *A posteriori*, l'approche conceptuelle que nous avons adoptée dans cette modélisation est bonne. Toutefois, la prise en compte des fractures dans les modèles doit être contextualisée suivant les cas d'étude. En effet, dans un modèle numérique à trois couches et de superficie 6 300 km² environ réalisé en Côte d'Ivoire (Koïta, 2010), la prise en compte de fractures tectoniques a permis d'équilibrer le bilan de masse.

VI.6. CONCLUSION PARTIELLE

Le modèle numérique a été construit sur la base de l'ensemble des connaissances acquises au cours de cette étude et des travaux antérieurs sur le site. Il est constitué de deux couches et ne contient aucune fracture tectonique.

Le modèle réalisé avec différentes zones de conductivité hydraulique est globalement satisfaisant car les estimateurs d'erreur sont dans la marge des erreurs sur la topographie. Ces résultats très satisfaisants obtenus sont confortés par le bilan de masse qui s'équilibre entre les flux sortants et entrants. Il ressort alors de cette modélisation que l'écoulement n'est pas gouverné par les fractures d'origine tectonique.

Les tests de validation des valeurs et des zones de conductivité hydraulique révèlent que le modèle peut encore être amélioré notamment au niveau du dôme piézométrique où il sous-estime d'environ 1 m les valeurs observées en hautes eaux.

Un modèle n'étant pas figé, ce dernier est amené à évoluer et à s'améliorer au fil de l'acquisition de données supplémentaires, bien après les travaux présentés ici.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de ces travaux de thèse est de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique en milieu de socle fracturé soudano-sahélien en combinant différentes méthodes hydrogéophysiques et hydrogéologiques classiques.

Pour atteindre cet objectif nous avons utilisé des informations climatiques, géologiques, hydrogéologiques et géophysiques. L'interprétation et le traitement de ces données nous ont permis d'obtenir plusieurs résultats dont la synthèse est présentée ci-après :

- **Caractérisation de la géométrie et de la structure du système aquifère**

Le profil d'altération (sur granite et migmatite) présente du sommet à la base une structuration classique verticale avec trois principales couches : la saprolite, la couche fissurée et la roche saine. Ce profil d'altération s'apparente aux modèles proposés ces dernières années qui soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due à l'altération et non aux fractures tectoniques.

Une comparaison du profil de cette étude avec celui observé en zone tropicale humide sur les mêmes formations ayant la même histoire géologique (pendant l'Eburnéen) a été faite à l'échelle du bassin versant. Elle présente des divergences tant au niveau de la géométrie que de la structure. Ainsi, l'épaisseur de la saprolite est plus importante dans la vallée qu'au niveau des crêtes à Sanon. Ce constat est contraire à celui observé en milieu tropical humide où l'épaisseur de la saprolite est plus grande au niveau des crêtes. Cela serait dû au processus de cuirassement qui est diffèrent sous ces deux types de climat.

Par ailleurs, à l'échelle du bassin, il apparait que les linéaments proposés dans des études antérieures ne sont pas corrélés avec les fractures tectoniques hydrogéologiquement utiles. En effet, ils ne sont pas présents sur les sections géologiques 2D proposées. Il est toutefois important de rappeler que ce constat dépend de la résolution de la méthode TRE d'une part et d'autre part d'un éventuel contraste de résistivité qui existerait entre les fractures et leur environnement.

Le manque de corrélation entre les linéaments et les fractures tectoniques hydrogéologiquement utiles peut être une explication du taux élevé de forages négatifs dans les milieux de socle où l'implantation des forages est systématiquement basée sur les études linéamentaires lors des différentes campagnes de foration.

• **Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du système aquifère**

Les propriétés hydrodynamiques déterminées à l'aide de l'interprétation des essais de pompage basée sur l'identification des régimes d'écoulement en rapport avec la géométrie et la structure identifiées de l'aquifère et des sondages RMP relèvent que les valeurs de transmissivité sont comprises entre $6{,}35.10^{-6}$ et $5{,}72.10^{-4}$ m^2/s et celles des coefficients d'emmagasinement entre $1{,}17.10^{-4}$ et $3{,}45.10^{-2}$. Concernant les ordres de grandeur du coefficient d'emmagasinement, nous remarquons que le système aquifère étudié est libre à certains endroits (particulièrement dans la vallée centrale) et captif ou semi-captif à d'autres endroits.

Les investigations RMP ont permis d'estimer et de répartir spatialement les valeurs W_{RMP} et T_2*. Les amplitudes de W_{RMP} et de T_2* sont comprises respectivement entre 0,6 et 5,2% et entre 84,0 et 149,1 ms. Selon T_2*, le système aquifère est composé de sables moyens à fins. Le calcul des lames d'eau RMP (W_{RMP} *Δz) indiquent que la zone du dôme piézométrique est l'endroit où elle est la plus grande avec une hauteur de 2,51 m. Cela s'explique par la présence d'une importante couche de saprolite, par l'état de surface de cette zone et par sa position sur le bassin qui fait d'elle une zone de recharge préférentielle.

Par ailleurs, le couplage essais de pompage-RMP a permis d'établir une relation entre la transmissivité issue des essais de pompage et les paramètres RMP. Ainsi, une corrélation linéaire positive d'environ 80% a été obtenue entre les transmissivités et les paramètres RMP. Cette relation permet d'estimer la transmissivité connaissant W_{RMP}, T_2* et Δz. Cependant, le résultat obtenu au cours de cette étude doit être pris avec une certaine réserve même s'il est très encourageant pour la suite des activités de recherche. En effet, la taille de l'échantillon est trop petite pour tirer des conclusions.

• **Caractérisation de la piézométrie et de la recharge**

L'étude de la piézométrie indique que les chroniques piézométriques sont fortement corrélées aux variations saisonnières. L'observation de leurs évolutions montre qu'elles se superposent. Toutefois, il faut noter que les fluctuations ne sont pas identiques au niveau de tous les piézomètres. Mais pour la majorité des piézomètres, les périodes de basses eaux et de hautes eaux se situent respectivement entre Juin-Juillet et Septembre-Octobre. Par ailleurs, les différentes cartes piézométriques réalisées indiquent la présence d'un dôme piézométrique dans la vallée centrale aussi bien en basses eaux qu'en hautes eaux. Ce dôme avait été précédemment mis en évidence par le BRGM.

Lorsque nous comparons les chroniques piézométriques (données de 1989-1991 et données acquises pendant cette étude) enregistrées aux mêmes périodes d'observation, il ressort qu'il n'y a pas de différences significatives entre les allures des courbes des deux périodes. Cependant, les charges enregistrées à l'exutoire pendant cette étude sont supérieures de 2 à 3 m environ à celles mesurées par le BRGM. Ce constat est différent au dôme piézométrique où les différences de charges entre ces deux périodes sont inférieures 0,5 m.
Concernant la recharge, elle se fait principalement au niveau du dôme piézométrique où elle est estimée entre 11 et 17% de la pluie annuelle et secondairement à l'exutoire où elle vaut 5 à 7% de la pluie annuelle. L'alimentation des zones périphériques se ferait plutôt par des transferts latéraux.

- **Essai de modélisation numérique de l'écoulement**

Les résultats issus des investigations géologiques et hydrogéologiques ont permis de réaliser un modèle numérique et de simuler l'écoulement dans une partie du site expérimental (environ 10 km^2).
Les résultats des premières simulations révèlent que les paramètres hydrodynamiques (conductivités hydrauliques) estimés à l'échelle du pompage n'arrivent pas à reproduire l'écoulement observé à l'échelle du bassin. Cependant, les valeurs de conductivité hydraulique qui permettent de reproduire à l'échelle du bassin l'écoulement et d'équilibrer le bilan de masse sont supérieures (particulièrement la couche fissurée) à celles observées à l'échelle du pompage. Les erreurs estimées entre les charges observées et les charges simulées sont en adéquation avec la marge d'erreurs enregistrées sur la topographie. Par ailleurs, l'adéquation entre les charges simulées et les charges observées lorsque nous utilisons les données enregistrées en 2015 a permis de valider le modèle numérique. Enfin, Cette modélisation a permis de valider le modèle conceptuel hydrogéologique proposé dans cette étude. Elle a aussi permis de valider l'hypothèse selon laquelle il n'y aurait pas de corrélation entre les linéaments qui seraient la représentation en surface des fractures tectoniques et les fractures hydrauliquement actives en milieu de socle.
La modélisation présentée ici et les résultats qui en découlent constituent donc la première phase d'un processus qui devra se poursuivre en régime transitoire afin d'obtenir un outil prédictif.

PERSPECTIVES

Au terme de cette étude, nous pensons que plusieurs actions peuvent être entreprises afin d'appréhender davantage le système aquifère de Sanon et les écoulements qui s'y déroulent. De ce fait, plusieurs perspectives sont envisageables :

• Couplage essais de pompage-RMP

La relation de transfert établie entre la transmissivité issue des essais de pompage et les paramètres RMP peut être améliorée au regard du nombre de données utilisées pour sa formulation (trois couples de points). Ceci peut être fait par la réalisation d'autres essais de pompage à des endroits où ont déjà été menés des sondages RMP, bien que leur réalisation nécessite l'exécution de nouveaux forages et piézomètres. Un sondage RMP peut aussi être fait au niveau du piézomètre S12 car nous y avons déjà fait un essai de pompage de longue durée. Ces nouvelles activités (sondage RMP et nouveaux essais de pompage de longue durée) peuvent permettre d'établir une relation entre la porosité de drainage et les paramètres RMP. Ainsi, un ACT (Apparent Cut off Time approch ; Vouillamoz *et al.*, 2014a, 2014b) spécifique au site de Sanon pourra être déterminée. L'ACT est une valeur seuil de T_2* qui indique la limite entre W_{RMP} drainable et W_{RMP} non drainable (Vouillamoz *et al.*, 2014b). L'application pratique de l'ACT est de déterminer à partir d'un sondage RMP si la teneur en eau peut être extraite par pompage et donc si un forage peut être réalisé. En effet, la connaissance de W_{RMP} n'est pas suffisante pour obtenir un emplacement de forage exploitable par les populations (Vouillamoz *et al.*, 2014b).

• Suivi piézométrique et recharge

Le suivi piézométrique du site doit être amélioré. Cela sous-tend qu'il faut améliorer la distribution spatiale des observations particulièrement au niveau de la crête sud où les piézomètres S6 et S7 n'ont pas pu être correctement réhabilités. Afin de pallier à ce problème, il est souhaitable de réaliser de nouveaux forages et piézomètres comme indiqué dans la perspective précédente. A défaut, il faudra tenter de nouveau de réhabiliter les piézomètres S6 et S7.

Par ailleurs, il faudra équiper tous les forages et piézomètres de sonde piézométrique automatique et faire des mesures piézométriques automatiques afin de corriger d'éventuelles anomalies dans les mesures automatiques.
Concernant la recharge, nous pensons qu'il sera très intéressant de faire des tests de traçage à l'exutoire au niveau de S8 et S9 afin de mieux appréhender le système de recharge de l'aquifère à cet endroit. Cela nous permettrait aussi de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse de semi-captivité indiqué pour cet endroit.

- **Modélisation numérique de l'écoulement**

La modélisation numérique de l'écoulement a été faite en régime permanent. Elle ne permet pas de retranscrire les phénomènes qui évoluent avec le temps. De ce fait, nous pensons qu'il serait judicieux de faire une modélisation en régime transitoire car cela permettra d'étudier la remontée de la nappe observée au niveau de l'exutoire. Cela se justifie aussi par le fait que nous sommes dans un contexte de péjoration climatique. Ainsi, le modèle pourra servir comme outil de gestion de la ressource en eau.
Par ailleurs, le modèle réalisé pourra être amélioré avec l'apport d'informations nouvelles sur la géométrie, les paramètres hydrodynamiques, les prélèvements, la recharge et les conditions aux limites.

En définitive, le site de Sanon peut être utilisé comme observatoire pérenne de référence.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Acworth RI. 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **20** (4): 265–272.

Adja M. 2009. Étude de l'état hydrique saisonnier du bassin versant de la Bagoé dans un contexte de variabilité climatique. Départements de Boundiali et Tengréla (milieux soudano-sahéliens au nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université de Cocody - Abidjan, Côte d'Ivoire.

Ali A, Lebel T. 2009. The Sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology* **29** (12): 1705–1714.

Archie GE. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers* **146** (1): 54–62.

Atteia O. 2011. *Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères: Logiciel Rflow2D et applications*. Lavoisier, France.

Avenard JM, Eldin M, Girard G, Sircoulon J, Touchebeuf P, Guillaumet JL, Adjanohoun E. 1971. Le milieu naturel de Côte d'Ivoire. Mémoire 50. ORSTOM, France.

Bäckblom G, Martin CD. 1999. Recent experiments in hard rocks to study the excavation response: Implications for the performance of a nuclear waste geological repository. *Tunnelling and Underground Space Technology* **14** (3): 377–394.

Banfield JF, Eggleton RA. 1988. Transmission electron microscope study of biotite weathering. *Clays and Clay Minerals* **36** (1): 47–60.

Bamler R. 1999. The SRTM Mission-A World-Wide 30 m Resolution DEM from SAR Interferometry in 11 Days. *Photogrammetric Week 1999*: 145–154.

Barenblatt GI, Zheltov IP, Kochina IN. 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* **24** (5): 1286–1303.

Barker J. 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* **24** (10): 1796–1804.

Beck M, Girardet D. 2002. Apport des diagraphies électriques expéditives lors de la mise en œuvre de l'hydrofracturation au Burkina Faso. Rapport de Master. Université de Lausanne, Suisse.

Behroozmand AA, Keating K, Auken E. 2014. A review of the principles and applications of the NMR technique for near-surface characterization. *Surveys in Geophysics* **36** (1): 27–85.

Bernard J. 2007. Instruments and field work to measure a Magnetic Resonance Sounding. *Boletín Geológico y Minero* **118** (3): 459–472.

Bernard J. 2003. Short note on the depth of investigation of electrical methods.

Bernard J, Valla P. 1991. Groundwater exploration in fissured media with electrical and VLF methods. *Geoexploration* **27** (1–2): 81–91.

Bessoles B. 1977. *Géologie de l'Afrique: le craton Ouest Africain*. BRGM, France.

BGB Méridien. 2009. Plan Communal de Développement Approvisionnement en Eau Potable et Assainissement (PCD-AEPA) de la Commune de Sourgoubila. Rapport, Burkina Faso.

Blot A. 2002. Signification des ferruginisations des formations néoprotérozoïques du Nord-Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus Geoscience* **334** (12): 909–915.

Bobatchev AA. 2003. X2IPI software: http://geophys.geol.msu.ru/x2ipi/x2ipi.html

Boronina A, Renard P, Balderer W, Christodoulides A. 2003. Groundwater resources in the Kouris catchment (Cyprus): data analysis and numerical modelling. *Journal of Hydrology* **271** (1–4): 130–149.

Boucher M. 2007. Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par résonance magnétique des protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France.

Boucher M, Girard JF, Legchenko A, Baltassat JM, Dörfliger N, Chalikakis K. 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology* **330** (3–4): 413–421.

Bourdet D, Ayoub JA, Pirard YM. 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *SPE Formation Evaluation* **4** (2): 293–302.

BRGM-Aquater. 1991. Exploitation des eaux souterraines en socle cristallin et valorisation agricole : pilote expérimental en milieu rural pour les zones soudano-sahéliennes et sahéliennes. Rapport 33576. BRGM, France.

Brideau MA, Yan M, Stead D. 2009. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology* **103** (1): 30–49.

Buvat S. 2012. Caractérisation de l'organisation spatiale de la couverture pédologique par mesure de la résistivité électrique : application à la cartographie des sols en contexte agricole. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, France.

Campbell RB, Bower CA, Richards LA. 1949. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion Concentration for soil extracts. *Soil Science Society of America Journal* **13** (C): 66–69.

Carbonnel JP, Hubert P. 1985. Sur la sécheresse au Sahel d'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina Faso (ex Haute-Volta). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **301** (13): 941–944.

Carrière SD, Chalikakis K, Sénéchal G, Danquigny C, Emblanch C. 2013. Combining electrical resistivity tomography and ground penetrating radar to study geological structuring of karst unsaturated zone. *Journal of Applied Geophysics* **94**: 31–41.

Carter RC, Parker A. 2009. Climate change, population trends and groundwater in Africa. *Hydrological Sciences Journal* **54** (4): 676–689.

Cary L, Pauwels H, Ollivier P, Picot G, Leroy P, Mougin B, Braibant G, Labille J. 2015. Evidence for TiO2 nanoparticle transfer in a hard-rock aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology* **179**: 148–159.

Cassidy R, Comte JC, Nitsche J, Wilson C, Flynn R, Ofterdinger U. 2014. Combining multi-scale geophysical techniques for robust hydro-structural characterisation in catchments underlain by hard rock in post-glacial regions. *Journal of Hydrology* **517**: 715–731.

Castaing C, Chevremont P, Donzeau M, Egal E, Le Mentour J, Thiéblemont D, Tegyey M, Guerrot C, Billa M, Itard Y, Delpont G., Ki JC. 2003. Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000.

Castany G. 1982. *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Bordas, France.

Chalikakis K. 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, France.

Chalikakis K, Nielsen MR, Legchenko A, Hagensen TF. 2009. Investigation of sedimentary aquifers in Denmark using the magnetic resonance sounding method (MRS). *Comptes Rendus Geoscience* **341** (10–11): 918–927.

Chalikakis K, Plagnes V, Guérin R, Valois R, Bosch FP. 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal* **19** (6): 1169–1180.

Chao WC, Chen B. 2001. The origin of Monsoons. *Journal of the Atmospheric Sciences* **58** (22): 3497–3507.

Chapellier D. 1987. *Diagraphies appliquées à l'hydrologie*. Lavoisier, France.

Chaudhuri A, Sekhar M, Descloitres M, Godderis Y, Ruiz L, Braun JJ. 2013. Constraining complex aquifer geometry with geophysics (2D ERT and MRS measurements) for stochastic modelling of groundwater flow. *Journal of Applied Geophysics* **98**: 288–297.

Chevalier A. 2014. Imagerie 2-D/3-D de la teneur en eau en milieu hétérogène par méthode RMP : Biais et incertitudes. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble, France.

Chilton PJ, Foster SSD. 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. *Hydrogeology Journal* **3** (1): 36–49.

Chouteau M, Giroux B. 2006. Géophysique appliquée II-GLQ 3202: Méthodes électriques, notes de cours. *École Polytechnique Montréal*. Canada.

CIEH. 1984. Utilisation des méthodes géophysiques pour la recherche d'eau dans les aquifères discontinus. Rapport BURGEAP R. 543/E. BRGM, France.

CIEH. 1988. Essais de débit simplifiés sur forages d'hydraulique villageoise. Notice explicative R 785/E. 1708. CIEH.

Clément R. 2010. Étude du suivi des injections des lixiviats dans les massifs de déchets: combinaison entre méthodes géophysiques et simulation hydrodynamique. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, France.

Clément R, Descloitres M, Günther T, Ribolzi O, Legchenko A. 2009. Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience* **341** (10–11): 886–898.

Compaoré G. 1997. Evaluation de la fonction capacitive des altérites: Site expérimental de Sanon (Burkina Faso) socle granito-gneissique sous climat de type soudano-sahélien. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays Vaucluse, France.

Compaoré G, Lachassagne P, Pointet T, Travi Y. 1997. Evaluation du stock d'eau des altérites: expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina Faso). *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* **241**: 37–46.

Comte JC, Cassidy R, Nitsche J, Ofterdinger U, Pilatova K, Flynn R. 2012. The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal* **20** (8): 1569–1588.

Courtois N, Lachassagne P, Wyns R, Blanchin R, Bougaïré FD, Somé S, Tapsoba A. 2009. Large scale mapping of hard rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Ground Water* **48** (2): 269–283.

Cudennec C, Leduc C, Koutsoyiannis D. 2007. Dryland hydrology in Mediterranean regions—a review. *Hydrological Sciences Journal* **52** (6): 1077–1087.

Cutillo PA, Bredehoeft JD. 2011. Estimating aquifer properties from the water level response to Earth Tides. *Ground Water* **49** (4): 600–610.

Dahlin T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computer and Geosciences* **27** (9): 1019–1029.

Dahlin T, Zhou B. 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* **52** (5): 379–398.

Dakouré D. 2003. Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso-Mali): essai de modélisation. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, France.

Dassargues A. 1990. Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **113** (2): 217–229.

Descloitres M, Ribolzi O, Troquer YL, Thiébaux JP. 2008a. Study of water tension differences in heterogeneous sandy soils using surface ERT. *Journal of Applied Geophysics* **64** (3–4): 83–98.

Descloitres M, Ruiz L, Sekhar M, Legchenko A, Braun JJ, Mohan Kumar MS, Subramanian S. 2008b. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes* **22** (3): 384–394.

Descroix L, Niang AD, Panthou G, Bodian A, Youssouph S, Dacosta H, Abdou MM, Vandervaere JP, Quantin G. 2015. Évolution récente de la pluviométrie en Afrique de l'ouest à travers deux régions: la Sénégambie et le Bassin du Niger Moyen. *Climatologie* **12**: 25–43.

Detay M, Poyet P. 1990. Design and implementation of a field expert system for village water supply programs. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur* **41** (1): 63–75.

Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Maréchal JC, Krishnamurthy NS. 2006. A generalized 3D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* **330** (1–2): 260–284.

Dippenaar MA, Witthüser KT, Van Rooy JL. 2009. Groundwater occurrence in basement aquifers in Limpopo Province, South Africa: model-setting-scenario approach. *Environmental Earth Sciences* **59** (2): 459–464.

Dougherty DE, Babu DK. 1984. Flow to a partially penetrating well in a double-porosity reservoir. *Water Resources Research* **20** (8): 1116–1122.

Dupont J, Smitz J, Rousseau AN, Mailhot A, Gangbazo G. 1998. Utilisation des outils numériques d'aide à la décision pour la gestion de l'eau. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* **11**: 5–18.

Durand V, Deffontaines B, Leonardi V, Guérin R, Wyns R, de Marsily G, Bonjour JL. 2006. A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the Plancoet migmatitic aquifer (NE Brittany, W France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **177** (5): 227–236.

Edwards L. 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics* **42** (5): 1020–1036.

Ehlig-Economides CA, Hegeman P, Vik S. 1994. Guidelines simplify well test interpretation. *Oil and Gas Journal* **92** (29).

Empereur Mot L. 2001. La fragmentation naturelle des massifs rocheux modèles de blocs et bases de données tridimensionnelles réalisation, exploration géométrique et applications. Thèse de doctorat, Université de Savoie, France.

Engalenc M. 1978. Méthode d'étude et de recherches de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. Volume 1. Rapport, Géohydraulique, France.

Faillat JP, Blavoux B. 1989. Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes fissurées en zone tropicale humide: l'exemple de la Côte d'Ivoire. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* **9** (1): 31–40.

Fargier Y. 2011. Développement de l'imagerie de résistivité électrique pour la reconnaissance et la surveillance des ouvrages hydrauliques en terre. Thèse de doctorat, Ecole Centrale de Nantes, France.

Feuga B. 1982. Caracterisation du milieu poreux équivalent à un milieu rocheux fracturé par essais à l'eau in situ. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur* **26**–**27** (1): 403–410.

Feybesse JL, Billa M, Guerrot C, Duguey E, Lescuyer JL, Milesi JP, Bouchot V. 2006. The paleoproterozoic ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* **149** (3–4): 149–196.

Francés AP, Lubczynski MW, Roy J, Santos FAM, Mahmoudzadeh Ardekani MR. 2014. Hydrogeophysics and remote sensing for the design of hydrogeological conceptual models in hard rocks – Sardón catchment (Spain). *Journal of Applied Geophysics* **110**: 63–81.

Friedman SP. 2005. Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and Electronics in Agriculture* **46** (1–3): 45–70.

Glover PWJ, Hole MJ, Pous J. 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters* **180** (3–4): 369–383.

Godio A, Strobbia C, De Bacco G. 2006. Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. *Engineering Geology* **83** (1–3): 273–286.

Gogu R, Carabin G, Hallet V, Peters V, Dassargues A. 2001. GIS-based hydrogeological databases and groundwater modelling. *Hydrogeology Journal* **9** (6): 555–569.

Grimaud JL. 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France.

Guérin R. 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal* **13** (1): 251–254.

Guérin R, Chalikakis K. 2015. Les outils pour détecter les ressources hydrologiques. *Eau à découvert.* Chapitre III.28: 148–149, CNRS, France.

Guérin R, Baltassat JM, Boucher M, Chalikakis K, Galibert PY, Girard JF, Plagnes V, Valois R. 2009. Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouysse system (Poumeyssen, France). *Comptes Rendus Geoscience* **341** (10–11): 810–817.

Guérin R, Bégassat P, Benderitter Y, David J, Tabbagh A, Thiry M. 2004. Geophysical study of the industrial waste land in Mortagne-du-Nord (France) using electrical resistivity. *Near Surface Geophysics* **2** (3): 137–143.

Guihéneuf N. 2014. Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppal (Inde du Sud). Thèse de doctorat, Université Rennes 1, France.

Guéguen Y, Palciauskas V. 1992. *Introduction à la physique des roches*. Hermann, France.

Günther T. 2004. Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements. PhD Thesis, University of Mining and Technology of Freiberg, Germany.

Gustafsson P. 1994. Spot satellite data for exploration of fractured aquifers in a semi-arid area in southeastern Botswana. *Applied Hydrogeology* **2** (2): 9–18.

Hacini Y. 2006. Application des méthodes géophysiques à l'étude de deux sites (Kappelen et Grenchen) de l'aquifère poreux complexe du Seeland. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Suisse.

Healy RW, Cook PG. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* **10** (1): 91–109.

Hertrich M, Braun M, Gunther T, Green AG, Yaramanci U. 2007. Surface Nuclear Magnetic Resonance tomography. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **45** (11): 3752–3759.

Hoareau J. 2009. Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour l'étude des aquifères - Applications aux contextes de socle et côtier sableux. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, France.

Ibrahim B. 2012. Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, France.

INSD (Institut National de la Statistique et du Développement). 2008. Annuaire statistique du Burkina Faso. Rapport institutionnel. INSD, Burkina Faso.

INSD. 2009. Recueil des concepts, définitions, indicateurs et méthodologies utilisés dans le système statistique national. Rapport institutionnel. INSD, Burkina Faso.

Izquierdo T. 2014. Conceptual hydrogeological model and aquifer system classification of a small volcanic island (La Gomera ; Canary Islands). *Catena* **114**: 119–128.

Jaunat J. 2012. Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme : application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France). Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne-Bordeaux 3, France.

Kabré WP. 2012. Caractérisation hydrogéologique en milieu de socle fracturé : Cas de la province de Kourwéogo. Mémoire de master. Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement de Ouagadougou, Burkina Faso.

Kingumbi A. 2006. Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation: cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de doctorat, Université de Tunis El Manar, Tunisie.

Koïta M. 2010. Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle : cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, France.

Koïta M, Jourde H, Koffi KJP, Silveira KSD, Biaou A. 2013. Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). *Journal of Earth System Science* **122** (3): 841–854.

Konikow LF. 1996. Use of numerical models to simulate groundwater flow and transport. In Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology, International Atomic Energy Agency Rept. IAEA-TECDOC-910, Vienna, Austria: 59-112.

Koukadaki MA, Karatzas GP, Papadopoulou MP, Vafidis A. 2007. Identification of the saline zone in a coastal aquifer using electrical tomography data and simulation. *Water Resources Management* **21** (11): 1881–1898.

Koussoubé Y, Savadogo NA, Nakolendoussé S. 2003. Les différentes signatures des fractures de socle cristallin en zone sahélo-soudanienne du Burkina Faso (bassin versant de Bidi, province du Yatenga). *Télédétection* **3** (5): 419–427.

Krásný J, Sharp JM. 2007. *Groundwater in fractured rocks: IAH Selected Paper Series*. CRC Press.

Kruseman GP, de Ridder NA. 1994. *Analysis and evaluation of pumping test data*. International institute for land reclamation and improvement Wageningen, The Netherlands: International Institut for Land Reclamation and Improvement.

Laborde JP. 2000. Eléments d'hydrologie de surface. Université de Nice-Sophia Antipolis Available at: http://www.hydrologie.org/BIB/manuels/Laborde_2009.pdf

Lachassagne P, Wyns R. 2005. Aquifères de socle : nouveaux concepts - Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. *Géosciences* **2**: 32–37.

Lachassagne P, Aunay B, Frissant N, Guilbert M, Malard A. 2014. High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nova* **26** (4): 307–321.

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** (3): 145–161.

Lam MP. 2008. Modélisation 3D du transport particulaire asynchrone en simple et double continuum matrice-fractures: Application au stockage de déchets nucléaires. Thèse de doctorat, Institut Polytechnique National de Toulouse, France.

Langman JB, Blowes DW, Sinclair SA, Krentz A, Amos RT, Smith LJD, Pham HN, Sego DC, Smith L. 2015. Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an Arctic climate: a laboratory and field site comparison. *Journal of Geochemical Exploration* **156**: 61–71.

Lawson FMA, Vouillamoz JM, Yalo N, Descloitres M. 2015. Application de le resonance magnétique protonique à la caractérisation des aquifères de socle: exemple du Bénin.

Actes du colloque 'Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles'. La Roche sur Yon, France: 35.

Le Barbé L, Lebel T, Tapsoba D. 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate* **15** (2): 187–202.

Leduc C. 2005. Modélisation numérique en hydrogéologie. Notes de cours, Université Paris Sud - Paris X1, France.

Ledoux E. 1989. Modèle mathématique en hydrogéologie. Rapport, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, France.

Legchenko A. 2015. MRS software Samovar 11x62. Inversion guide.

Legchenko A. 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. *Boletin Geologico y Minero* **118** (3): 489–508.

Legchenko A, Baltassat JM, Beauce A, Bernard J. 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics* **50** (1–2): 21–46.

Legchenko A, Baltassat JM, Bobachev A, Martin C, Robain H, Vouillamoz JM. 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water* **42** (3): 363–373.

Legchenko A, Ezersky M, Girard JF, Baltassat JM, Boucher M, Camerlynck C, Al-Zoubi A. 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. *Journal of Applied Geophysics* **66** (3): 118–127.

Leray S, de Dreuzy JR, 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.

Lin T, Chen W, Du W, Zhao J. 2015. Signal acquisition module design for multi-channel surface magnetic resonance sounding system. *Review of Scientific Instruments* **86** (11): 114702.

Loke MH, Barker RD. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* **44** (1): 131–152.

Lompo M. 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences* **58** (1): 19–36.

Lubczynski MW, Roy J. 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. *Boletín Geológico y Minero* **118** (3): 509–530.

MAHRH (Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques) 2004. Stratégie de développement rural à l'horizon 2015 du Burkina Faso. Rapport

Maignien R. 1958. Le cuirassement des sols en Guinée : Afrique occidentale. ORSTOM, France.

Maréchal JC, 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** (11): W11508.

Maréchal JC, Wyns R, Lachassagne P, Subrahmanyam K, Touchard F. 2003. Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *Comptes Rendus Geoscience* **335** (5): 451–460.

Marescot L. 2008. Imagerie électriques pour géologues: acquisition, traitement, interprétation. Cours. http://www.tomoquest.com/attachments/File/Geol_Intro_ERT.pdf

de Marsily G. 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Masson, France.

Martínez J, Rey J, Gutiérrez LM, Novo A, Ortiz AJ, Alejo M, Galdón JM. 2015. Electrical resistivity imaging (ERI) and ground-penetrating radar (GPR) survey at the Giribaile site (upper Guadalquivir valley, southern Spain). *Journal of Applied Geophysics* **123**: 218–226.

Massuel S, Favreau G, Descloitres M, Le Troquer Y, Albouy Y, Cappelaere B. 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *Catena* **67** (2): 105–118.

McDonald MG, Harbaugh AW. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *Techniques of water-resources investigations*, **6** (A1): 586. USGS, USA.

Meju MA, Denton P, Fenning P. 2002. Surface NMR sounding and inversion to detect groundwater in key aquifers in England: comparisons with VES–TEM methods. *Journal of Applied Geophysics* **50** (1): 95–111.

Michel L. 2009. Transport en fracture et interaction avec la matrice : une expérience analogique. Thèse de doctorat, Université Rennes 1, France.

Moench AF. 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* **20** (7): 831–846.

Mohnke O, Yaramanci U. 2008. Pore size distributions and hydraulic conductivities of rocks derived from Magnetic Resonance Sounding relaxation data using multi-exponential decay time inversion. *Journal of Applied Geophysics* **66** (3–4): 73–81.

Mouhamed L, Traore SB, Alhassane A, Sarr B. 2013. Evolution of some observed climate extremes in the West African Sahel. *Weather and climate extremes* **1**: 19–25.

Mounirou LA. 2012. Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données. Thèse de doctorat, Université de Montpellier 2, France.

Mustapha H. 2008. Simulation numérique de l'écoulement dans des milieux fracturés tridimensionnels. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1, France.

Naba S. 2007. Propriétés magnétiques et caractères structuraux des granites du Burkina Faso oriental (Craton Ouest Africain, 2,2-2,0 Ga): implications géodynamique. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France.

Neuman SP. 1974. Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research* **10** (2): 303–312.

Obuobie E, Diekkrueger B, Agyekum W, Agodzo S. 2012. Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences* **71**–**72**: 80–86.

Ogilvy R, Meldrum PI, Kuras O, Wilkinson PB, Chambers JE, Sen MA, Pulido-Bosch A, Gisbert J, Jorreto S, Frances I, Tsourlos P. 2009. Automated monitoring of coastal aquifers with electrical resistivity tomography. *Near Surface Geophysics* **7** (5–6): 367–375.

Olayinka AI, Yaramanci U. 2000. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospecting* **48** (2): 293–316.

OMM. 2003. Le climat de demain. Publication de l'Organisation Météorologique Mondiale, OMM n°952, Génève, Suisse.

Orlando L. 2013. GPR to constrain ERT data inversion in cavity searching: Theoretical and practical applications in archeology. *Journal of Applied Geophysics* **89**: 35–47.

Ouedraogo M. 2012. Impact des changements climatiques sur les revenus agricoles au Burkina Faso. *Journal of Agriculture and Environment for International Development* **106** (1): 3–21.

Panthou G, Vischel T, Lebel T. 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology* **34** (15): 3998–4006.

Paturel JE, Boubacar I, L'Aour A, Mahé G. 2010. Analyses of pluviometric grids and main features of the changes occurring in West and Central Africa during the 20th century. *Hydrological Sciences Journal* **55** (8): 1281–1288.

Pavelic P, Giordano M, Keraita B, Rao T, Ramesh V. 2012. Groundwater availability and use in Sub-Saharan Africa. *A review of 15 countries*. Eds. Sri Lanka: International Water Management Institute (IWMI).

Penz S. 2012. Modélisation et inversion de données électriques en courant continu : vers une prise en compte efficace de la topographie. Thèse de doctorat, École nationale supérieure des mines de Paris, France.

Perdomo S, Ainchil JE, Kruse E. 2014. Hydraulic parameters estimation from well logging resistivity and geoelectrical measurements. *Journal of Applied Geophysics* **105**: 50–58.

Perrone A, Iannuzzi A, Lapenna V, Lorenzo P, Piscitelli S, Rizzo E, Sdao F. 2004. High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). *Journal of Applied Geophysics* **56** (1): 17–29.

Place J, Géraud Y, Diraison M, Herquel G, Edel JB, Bano M, Le Garzic E, Walter B. 2016. Structural control of weathering processes within exhumed granitoids: compartmentalisation of geophysical properties by faults and fractures. *Journal of Structural Geology* **84**: 102–119.

Plata JL, Rubio FM. 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. *Journal of Applied Geophysics* **66** (3–4): 128–139.

Rafini S. 2012. Comportement hydraulique des milieux faillés. PhD Thesis, Université du Québec à Montréal, Canada.

Rapantova N, Grmela A, Vojtek D, Halir J, Michalek B. 2007. Ground water flow modelling applications in mining hydrogeology. *Mine Water and the Environment* **26** (4): 264–270.

Razack M, Lasm T. 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). *Journal of Hydrology* **325** (1–4): 164–178.

Renard P, Glenz D, Mejias M. 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* **17** (3): 589–600.

Revil A, Glover PWJ. 1998. Nature of surface electrical conductivity in natural sands, sandstones, and clays. *Geophysical Research Letters* **25** (5): 691–694.

Ricolvi M. 1992. Document guide pour l'implantation et la mise en exploitation des forages à gros débits en zone de socle cristallin. Rapport 3991 4s/Eau. BRGM, France.

Ricordel-Prognon C, Quesnel F, Thiry M. 2009. Les altérites : l'épiderme de la Terre. *Geosciences* **9**: 56–63.

Ritz M, Robain H, Pervago E, Albouy Y, Camerlynck C, Descloitres M, Mariko A. 1999. Improvement to resistivity pseudosection modelling by removal of near-surface inhomogeneity effects: application to a soil system in south Cameroon. *Geophysical Prospecting* **47** (2): 85–101.

Roy A, Apparao A. 1971. Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics* **36** (5): 943–959.

Rusli N, Majid MR, Din AHM. 2014. Google Earth's derived digital elevation model: A comparative assessment with Aster and SRTM data. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*.

Samouëlian A, Richard G, Cousin I, Guérin R, Bruand A, Tabbagh A. 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. *European Journal of Soil Science* **55** (4): 751–762.

Sander P. 2006. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal* **15** (1): 71–74.

Sattran V, Wenmenga U. 2002. *Géologie du Burkina Faso*. Czech Geological Survey.

Savadogo NA, Nakolendousse S, Diallo S. 1997. Étude comparée de l'apport des méthodes électromagnétiques MaxMin et électriques dans l'implantation des forages à gros débits dans les régions de socle cristallin du Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences* **24** (1–2): 169–181.

Scanlon BR, Healy RW, Cook PG. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* **10** (1): 18–39.

Schirov M, Legchenko A, Creer G. 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* **22** (2): 333–338.

Schlumberger. 2002. Well test interpretation. Schlumberger Testing Services. Schlumberger.

Shahin M. 2003. Groundwater resources of Africa. In *Hydrology and Water Resources of Africa* Springer Netherlands ; 509–563.

Singhal BBS. 2008. Nature of hard rock aquifers: hydrogeological uncertainties and ambiguities. In *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers*, Ahmed S, Jayakumar R, Salih A (eds). Springer Netherlands ; 20–39.

Singhal DBBS, Gupta DRP. 2010. Hydrogeology of crystalline rocks. In *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks* Springer Netherlands ; 237–255.

Su N, Yang SY, Wang XD, Bi L, Yang CF. 2015. Magnetic parameters indicate the intensity of chemical weathering developed on igneous rocks in China. *Catena* **133**: 328–341.

Sultan B, Janicot S. 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I: mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Science et changements planétaires/Sécheresse* **15** (4): 321–330.

Tartakovsky DM, Neuman SP. 1998. Transient effective hydraulic conductivities under slowly and rapidly varying mean gradients in bounded three-dimensional random media. *Water resources research* **34** (1): 21–32.

Telford WM, Telford WM, Geldart LP, Sheriff RE. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press.

Theis CV. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **16** (2): 519–524.

Thiéblemont D, Goujou JC, Egal E, Cocherie A, Delor C, Lafon JM, Fanning CM. 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences* **39** (3–5): 97–104.

Toé G. 2004. Apport de nouvelles techniques géophysiques à la connaissance des aquifères de socle: tomographie électrique, électromagnétisme fréquentiel, résonance magnétique protonique: applications au Burkina Faso. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, France.

Trushkin DV, Shushakov OA, Legchenko AV. 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR groundwater surveys in the earth's magnetic field1. *Geophysical Prospecting* **42** (8): 855–862.

Tsang YW, Tsang CF. 1987. Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research* **23** (3): 467–479.

de la Vega M, Osella A, Lascano E. 2003. Joint inversion of Wenner and dipole–dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics* **54** (1–2): 97–109.

Violette A. 2010. Processus et bilans d'altération en milieu tropical (bassin versant de Mule Hole, Inde du Sud) : sensibilité à la composition minéralogique et au climat. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France.

Vouillamoz JM. 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Thèse de doctorat, Université Paris Sud - Paris XI, France.

Vouillamoz JM, Descloitres M, Toe G, Legchenko A. 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics* **3** (3): 205–213.

Vouillamoz JM, Lawson FMA, Yalo N, Descloitres M. 2014a. The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. *Journal of Applied Geophysics* **107**: 16–24.

Vouillamoz JM, Sophoeun P, Bruyere O, Arnout L. 2014b. Estimating storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding: a field verification in northern Cambodia of the gravitational water apparent cutoff time concept. *Near Surface Geophysics* **12** (2): 211–216.

Vouillamoz JM, Lawson FMA, Yalo N, Descloitres M. 2015. Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change. *Journal of Hydrology* **520**: 379–386.

de Vries JJ, Simmers I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* **10** (1): 5–17.

Warren JE, Root PJ. 1963. The behavior of naturally fractured reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal* **3** (3): 245–255.

Wright EP, Burgess WG. 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication* **66**: 1–27.

Wyns R. 2013. Les altérations : un enregistrement des mouvements verticaux des lithosphères continentales, un concept de réservoir dans les roches cristallines. Communication de conférence. Available at: https://www.univ-orleans.fr/sites/default/files/OSUC/documents/conf_ensciterre_rw.pdf

Wyns R, Baltassat JM, 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** (1): 21–34.

Wyns R, Gourry JC, Baltassat JM, Lebert F. 1999. Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0–100 m) en contexte de socle altéré. In *BRGM, IRD, UPMC (Eds), 2ieme Colloque GEOFCAN, Orléans, France*105–110.

Yongxin X, Beekman HE. 2003. Groundwater recharge estimation in southern Africa. *Paris: United Nations Educational Scientific and Cultural Organization.*

Youan Ta M, Lasm T, Jourda JP, Kouamé KF, Razack M. 2008. Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire Landsat-7 ETM+ et analyse des réseaux de

fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (nord-est de la Côte d´Ivoire). *Télédétection* **8** (2): 119–135.

Zammouri M, Besbes M. 1994. Représentativité des modèles des grands aquifères. Cas du Continental intercalaire Saharien. *Hydrogéologie* **3**: 25–34.

Zhou W, Beck BF, Adams AL. 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology* **42** (8): 922–928.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Figure I.1: Présentation des différentes porosités hydrogéologiques. A) Représentation du profil de saturation et B) Comparaison des porosités hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003) 7
Figure I.2: Exemple de différents types de porosité (Boucher, 2007) 9
Figure I.3: Occurrences principales des aquifères de socle cristallin dans le monde (Singhal and Gupta, 2010)..... 10
Figure I.4: Histogramme du nombre de publications et du nombre de citations par année sur les 20 dernières années ayant pour sujet « hard rock » dans la base de données Web of Knowledge..... 11
Figure I.5: Localisation des formations de socle en Afrique (Wright and Burgess, 1992)..... 12
Figure I.6: Synthèse des termes les plus couramment utilisés pour décrire les horizons des modèles conceptuels aquifères de socle (Comte et al., 2012) 13
Figure I.7: Modèle conceptuel basé sur la fracture tectonique (Lachassagne and Wyns, 2005) 14
Figure I.8: Profil d'altération des roches de socle en Afrique et les variations hydrodynamiques selon la profondeur (Chilton and Foster, 1995)..... 16
Figure I.9: Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns *et al.*, 2004).... 16
Figure I.10: (a) Profil d'altération monophasée sur granite et (b) profil d'altération polyphasée sur granite (Dewandel *et al.*, 2006)..... 17
Figure I.11: Diagramme schématique d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang and Tsang, 1987)..... 18
Figure I.12: Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren and Root, 1963)..... 20
Figure I.13: Discrétisation d'un aquifère (a) à l'aide d'un maillage en différences finies (b) et en éléments finis (c) (Konikow, 1996)..... 23
Figure I.14: Mesure expérimentale de la résistivité (Chouteau and Giroux, 2006) 26
Figure I.15: Schéma général d'une mesure de résistivité du sol utilisant un dispositif à quatre électrodes (Chouteau and Giroux, 2006 modifiée)..... 27
Figure I.16: Lignes de courant (en traits discontinus) et équipotentielles (en traits continus) induites par deux électrodes de courant A et B (Chouteau and Giroux, 2006)..... 28
Figure I.17 : Illustration des lignes de courant issues d'un faible espacement d'électrodes et d'un grand espacement d'électrodes. Les lignes de courant sont plus fortement perturbées par la présence d'un substratum (ρ2) dans le cas de forts espacements (Chouteau and Giroux, 2006) 30
Figure I.18 : Schéma d'acquisition d'un panneau électrique et d'une pseudo-coupe. Cas d'un dispositif dipôle-dipôle (Boucher, 2007) 32
Figure I.19 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D (Hacini, 2006)..... 33
Figure I.20 : Principe de la méthode RMP (Legchenko *et al.*, 2002) 35
Figure I.21 : Diagramme temporel d'une mesure RMP (Vouillamoz., 2003) 36

CHAPITRE II

Figure II.1: Localisation du site expérimental de Sanon 42
Figure II.2: Cycle des alizés en Afrique de l'Ouest (source : ww.oecd.org/csao/cartes)..... 44
Figure II.3: Circulation des masses d'air au-dessus du Burkina (Carbonnel and Hubert, 1985)..... 45
Figure II.4: Zones climatiques du Burkina Faso (d'après Ibrahim, 2012 modifié) 46
Figure II.5: Migration des isohyètes au cours des 50 dernières années au Burkina Faso..... 46
Figure II.6: Variation saisonnière de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro..... 47
Figure II.7: Variation interannuelle de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro..... 48
Figure II.8: Variation des indices pluviométriques à la station de Ouaga-aéro 49
Figure II.9: Variation de la température moyenne mensuelle à la station de Ouaga-aéro 50
Figure II.10: Variation interannuelle de la température moyenne annuelle à la station de Ouaga-aéro 51
Figure II.11: Variation saisonnière des vitesses moyennes mensuelles des vents à la station de Ouaga-aéro 51
Figure II.12: Carte géologique simplifiée du Craton Ouest Africain (Lompo, 2010) 53
Figure II.13: Cartographie des informations géologiques ponctuelles ayant servies à la description géologique du site..... 54
Figure II.14: Modèle numérique du site de Sanon..... 57
Figure II.15: Localisation de certaines mesures (1988-2004) faites sur le site de Sanon..... 60
Figure II.16: Carte linéamentaire du bassin versant de Sanon (BRGM-Aquater, 1991; Kabré, 2012) 61
Figure II.17: Carte des résistivités apparentes et situation géographique des SE (BRGM-Aquater, 1991) 62
Figure II.18: Coupes géologiques schématiques nord-sud et est-ouest de Sanon (Compaoré, 1997) . 63
Figure II.19: Résultats des inversions TRE sur le site de Sanon. A) Profil 1 ; B) Profil 2 et C) Profil 3 (Toé, 2004) 64
Figure II.20: SE réalisés en 2004 (Toé, 2004) 65
Figure II.21: Exemple de résultat d'une inversion RMP réalisée pour un sondage au niveau du forage S1 (Vouillamoz, 2003) 66
Figure II.22: Exemple de carte piézométrique en hautes eaux du site de Sanon (d'après Compaoré, 1997 modifié) 67
Figure II.23: Schéma de recharge du système aquifère de Sanon (BRGM-Aquater, 1991)..... 68
Figure II.24: Habillage et maillage du modèle (BRGM-Aquater, 1991)..... 69

CHAPITRE III

Figure III.1 : Position des forages et piézomètres dont les lithologs ont été utilisés..... 74
Figure III.2 : Réalisation d'un piézomètre sur le site d'étude. a) Fonçage dans la saprolite et b) dépôts des cuttings à chaque mètre de l'avancement de la foration 75
Figure III.3 : Schéma du dispositif de réalisation des diagraphies de résistivité électrique "normal" ou " pôle-pôle" 76

Figure III.4 : Processus simplifié de la modélisation synthétique 79
Figure III.5 : Modèles synthétiques a) à faible épaisseur d'altération, b) à moyenne épaisseur d'altération et c) à forte épaisseur d'altération. 81
Figure III.6 : Resistivimètre Syscal R1 plus 72 switchs 83
Figure III.7 : Roll Allong ½ (Bernard, 2003) 83
Figure III.8 : Localisation des différentes sections TRE 85
Figure III.9 : Fichier de mesure de résistivités apparentes *.bin ouvert dans Prosys II 85
Figure III.10 : Onglet « Filtering data » de Prosys II 86
Figure III.11 : Illustrations de quelques profils d'altération analysés sur granite, migmatite et roche verte. 90
Figure III.12 : Variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur dans le forage S1.. 92
Figure III.13 : Regroupement des résistivités corrigées en fonction des couches du profil d'altération. 93
Figure III.14 : Résultats des inversions du modèle 1 avec les dispositifs a) Schlumberger, b) Wenner-alpha, c) Wenner-beta et d) Wenner-alpha+Wenner-beta, sachant que les pointillés représentent la position des interfaces du modèle initial. 94
Figure III.15 : Résultats des inversions du modèle 2 avec les dispositifs a) Schlumberger et b) Wenner-alpha+Wenner-beta. 96
Figure III.16 : Résultats des inversions du modèle 3 pour les dispositifs a) Schlumberger et b) Wenner-alpha+Wenner-beta. 97
Figure III.17 : Exemple du profil PS1: pseudo-sections des résistivités apparentes mesurées avec a) un dispositif Wenner-alpha, et b) un dispositif Wenner-beta. La figure III.17c montre la section de résistivité interprétée issue d'une inversion conjointe des deux pseudo-sections. 99
Figure III.18 : Classification des résistivités interprétées des sections a) PS1, b) PS15 et c) PSaG. 101
Figure III.19 : Exemple d'une section de résistivité interprétée est-ouest (PEO1) 102
Figure III.20 : Classification des résistivités interprétées des sections a) PEO1, b) PEO2 et c) PEO3 103
Figure III.21 : Modèles géologiques des sections PS1, PS15 et PSaG..... 104
Figure III.22 : Modèles géologiques des sections PEO1, PEO2 et PEO3 105

CHAPITRE IV

Figure IV.1 : Schéma d'un essai de pompage dans un aquifère libre (Vouillamoz, 2003)..... 112
Figure IV.2 : Localisation des essais de longues durées réalisés 113
Figure IV.3 : Présentation de quelques équipements utilisés lors des essais de pompage..... 114
Figure IV.4 : Processus d'interprétation des essais de pompage 116
Figure IV.5 : Diagramme d'identification de cinq régimes d'écoulement (axes en logarithmes) d'après Ehlig-Economides *et al*. (1994)..... 117
Figure IV.6 : Relation entre la dimension d'écoulement et la pente de la dérivée logarithmique (Rafini, 2009)..... 118
Figure IV.7 : Illustration du régime d'écoulement sphérique (Ehlig-Economides *et al*., 1994)..... 118

Figure IV.8 : Illustration du régime d'écoulement radial dans le cas d'un puits complet (Ehlig-Economides *et al.,* 1994) 119
Figure IV.9 : Illustration du régime d'écoulement linéaire dans le cas d'une fracture verticale (Ehlig-Economides *et al.,* 1994) 119
Figure IV.10 : Localisation des différents sondages RMP 121
Figure IV.11 : Equipement Numis Plus 122
Figure IV.12 : Séance de mesure du champ magnétique terrestre à l'aide d'un magnétomètre à protons 123
Figure IV.13 : Situation géographique des essais de pompage de longues durées et des sondages RMP 127
Figure IV.14 : Interprétation de l'essai de pompage S1-S2 129
Figure IV.15 : Interprétation de l'essai de pompage S1CN-S1CNP 130
Figure IV.16 : Interprétation de l'essai de pompage S5-S8 131
Figure IV.17 : Interprétation de l'essai de pompage S10-S11 133
Figure IV.18 : Position de l'essai de pompage S10-S11 par rapport à la section de TRE PS1 133
Figure IV.19 : Interprétation de l'essai de pompage S12-FE 134
Figure IV.20 : Interprétation de l'essai de pompage S15-S16 135
Figure IV.21 : Interprétation de l'essai de pompage SaG 136
Figure IV.22 : Exemple de résultat d'une inversion RMP : Cas du sondage S1 138
Figure IV.23 : Présentation du sondage RMP S1. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation. 139
Figure IV.24 : Présentation du sondage RMP S1CN. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation 140
Figure IV.25 : Présentation du sondage RMP S8. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation. 141
Figure IV.26 : Illustrations de la décroissance. a) multi-exponentielle du sondage S10 et b) mono-exponentielle du sondage S1. 142
Figure IV.27 : Présentation du sondage RMP S10. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation. 143
Figure IV.28 : Présentation du sondage RMP S15. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation. 144
Figure IV.29 : Présentation du sondage RMP SaG. a) Ajustement des données, b) Lithologs à proximité et c) Résultats de l'interprétation. 145
Figure IV.30 : Répartition spatiale des paramètres RMP. a) Teneur en eau W_{RMP}, b) Lame d'eau et c) Temps de décroissance T_2*. 147
Figure IV.31 : Comparaisons des résultats RMP avec modèles géologiques a) PS1, b) PS15 et c) PSaG 148
Figure IV.32 : Test de corrélation entre transmissivité issue des essais de pompage et paramètres RMP 150
Figure IV.33 : Mise en relation entre transmissivité issue des essais de pompage et transmissivité RMP 151

Figure IV.34 : Carte des transmissivités obtenues sur le site de Sanon 152

CHAPITRE V

Figure V.1 : Localisation des piézomètres réalisés lors des travaux antérieurs 156
Figure V.2 : Illustrations de mesure du niveau piézométrique. a) Sonde piézométrique et b) Mesure d'un niveau piézométrique 160
Figure V.3 : Matériel d'acquisition des mesures automatiques. a) Levelogger et b) Connexion Levelogger-ordinateur 160
Figure V.4 : Paramètres géométriques de calcul du niveau piézométrique avec la sonde levelogger 162
Figure V.5 : Exemple de détermination de Δh au niveau du piézomètre S1 en 2015 166
Figure V.6 : Cartes piézométriques des données de 1989 à 1991. a) Basses eaux 1989, b) Hautes eaux 1989, c) Basses eaux 1990 et d) Hautes eaux 1990 168
Figure V.7 : Pluviométrie et jours pluvieux de 1989 et 1990 170
Figure V.8 : Cartes piézométriques des données de cette étude. a) Basses eaux 2014, b) Hautes eaux 2014, c) Basses eaux 2015 et d) Hautes eaux 2015 172
Figure V.9 : Pluviométrie et jours pluvieux de 2014 et 2015 173
Figure V.10 : Fluctuations des niveaux piézométriques à Sanon à partir des données de 1989 à 1991. a) S1, b) S2, c) S3, d) S12, e) S8, f) S9, g) S5, h) S14, i) S6, j) S7, k) S13 et m) S15 174
Figure V.11 : Fluctuations piézométriques à Sanon à partir des données de cette étude. a) S1, b) S2, c) S3, d) S12, e) S8, f) S18, g) S11 et h) S1CN 179
Figure V.12 : Comparaisons des fluctuations piézométriques dans la vallée centrale à partir des données de 1989 à 1991 et de celles de cette étude. a) S1, b) S2 et c) S3 182
Figure V.13 : Comparaisons des fluctuations piézométriques à l'exutoire à partir de 1989 à 1991 et de celles de cette étude. a) S5, b) S8 et c) S9/S18 183
Figure V.14 : Exutoire du site de Sanon en saison sèche et après une averse en début de saison pluvieuse 186

CHAPITRE VI

Figure VI.1: Délimitation du domaine à modéliser 193
Figure VI.2: Corrélation entre les altitudes du BRGM et celles du SRTM 194
Figure VI.3: Zones de conductivité de la saprolite et de la couche fissurée 196
Figure VI.4: Zones de recharge 198
Figure VI.5: Localisation des forages et des points d'observations 199
Figure VI.6: Domaine discrétisé. Vue en a) 2D et en b) 3D 201
Figure VI.7: Schéma explicatif de la lecture d'erreur 202
Figure VI.8: Résultats de la première phase de la simulation. a) Présentation des cibles et b) comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées. 205

Figure VI.9: Résultats de la simulation initiale. a) Présentation des cibles et b) comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées. 206
Figure VI.10: Zones de conductivité hydrauliques retenues après calage. a) Saprolite et b) Couche fissurée 207
Figure VI.11: Diagramme de comparaison entre charge observée et charge simulée 208
Figure VI.12: Résultats du calage. a) Présentation des cibles et b) comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées. 209
Figure VI.13: Résultats de la validation en basses eaux. a) Présentation des cibles et b) comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées. 210
Figure VI.14: Résultats de la validation en hautes eaux. a) Présentation des cibles et b) comparaison des isopièzes obtenues à partir des charges observées aux isopièzes obtenues à partir des charges simulées. 211

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE II

Tableau II.1 : Quelques caractéristiques physiques du bassin versant 43
Tableau II.2 : Description statistique sommaire de la pluviométrie à la station de Ouaga-aéro 47
Tableau II.3 : Description statistique de la température moyenne annuelle à la station de Ouaga-aéro 50
Tableau II.4 : Comparaison des positions des interfaces obtenues par SE et par litholog (Toé, 2004)65
Tableau II.5 : Erreurs relatives sur les estimateurs RMP (Vouillamoz, 2003) 71

CHAPITRE III

Tableau III.1 : Profondeurs de réalisation des diagraphies de résistivité électrique dans les forages et les piézomètres.....76
Tableau III.2 : Paramètres de mesure avec le Syscal R1 plus 72 switchs.....83
Tableau III.3 : Caractéristiques des sections de tomographie.....84
Tableau III.4 : Statistique des données filtrées.....86
Tableau III.5 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 1.....95
Tableau III.6 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 2.....96
Tableau III.7 : Valeurs des estimateurs des inversions du modèle synthétique 3.....97

CHAPITRE IV

Tableau IV.1 : Caractéristiques des essais de courtes durées 114
Tableau IV.2 : Caractéristiques des essais de pompage..... 115
Tableau IV.3 : Quelques caractéristiques des sondages RMP réalisés 123
Tableau IV.4 : Constante de décroissance du temps T_2* (Schirov *et al.*, 1991)..... 124
Tableau IV.5 : Récapitulatif des résultats des essais de pompage 137
Tableau IV.6 : Résumé des résultats des inversions RMP de l'ensemble des sondages 138
Tableau IV.7 : Récapitulatif des sondages RMP en fonction des formations géologiques 146
Tableau IV.8 : Calcul de S_{RMP} et S_{y_RMP} 149
Tableau IV.9 : Données pour le test de corrélation entre transmissivité et paramètres RMP..... 150

CHAPITRE V

Tableau V.1: Description des piézomètres..... 157
Tableau V.2: Informations sur le suivi quotidien des piézomètres entre 2014 et 2016 159
Tableau V.3: Synthèse des différentes valeurs de S_y obtenues par différentes méthodes..... 166
Tableau V.4: Ecarts piézométriques dans la vallée centrale en 1989 et en 1990..... 175
Tableau V.5: Ecarts piézométriques à l'exutoire en 1989 et en 1990..... 176

Tableau V.6: Périodes des analyses comparées entre les données de 1989 à 1991 et cette étude 180
Tableau V.7: Estimation de la recharge dans la zone du dôme piézométrique..... 184
Tableau V.8: Estimation de la recharge à l'exutoire..... 185

CHAPITRE VI

Tableau VI.1 : Conductivités hydrauliques initiales affectées aux différentes couches 196
Tableau VI.2 : Revue bibliographique pour une estimation des conductivités hydrauliques des différents horizons du profil d'altération en milieu de socle..... 197
Tableau VI.3 : Valeur de recharge estimée en 1989..... 198
Tableau VI.4 : Indices statistiques des résultats du calage du modèle 207
Tableau VI.5 : Bilan de masse du modèle calé..... 209
Tableau VI.6 : Statistiques des tests de validation..... 210
Tableau VI.7 : Statistiques des tests de sensibilité 211

LISTE DES ABBREVIATIONS

2iE	:	Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement
ACT	:	Apparent Cut off Time
AE	:	Arrivée d'Eau
AEP	:	Approvisionnement en Eau Potable
AFP	:	Analyse de la Fluctuation Piézométrique
ASTER	:	Advanced Spaceborne Thermal Emission And Reflection Radiometer
BRGM	:	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
BV	:	Bassin Versant
CAMES	:	Conseil Africain et Malgache pour l'Enseignement Supérieur
DAAD	:	Deutscher Akademischer Austauschdienst
CIEH	:	Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques
DC/DC	:	Direct Current/Direct Current
ERT	:	Electrical Resistivity Tomography
EM	:	Erreur Moyenne
EMA	:	Erreur Moyenne Absolue
FID	:	Free Induce Decay
FIT	:	Front Inter Tropical
GMS	:	Groundwater Modeling System
GRIBA	:	Groundwater Resources In Basement rocks of Africa
INSD	:	Institut National de la Statistique et du Développement
IRE	:	Imagerie de Résistivité Electrique
IRD	:	Institut de Recherche pour le Développement
IRM	:	Imagerie par Résonance Magnétique
JICA	:	Japan International Cooperation Agency
MAHRH	:	Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques
METIS	:	Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols
MNT	:	Modèle Numérique de Terrain
PDI MSC	:	Programme Doctoral International Modélisation des Systèmes Complexes
PIB	:	Produit Intérieur Brut
PMH	:	Pompe à Motricité Humaine
RMN	:	Résonance Magnétique Nucléaire
RMP	:	Résonance Magnétique des Protons
RMS	:	Root Mean Squared (en français « erreur moyenne quadratique »)
SE	:	Sondage Electrique
SPOT	:	Satellite Pour l'Obseration de la Terre
SRTM	:	Satellite Américain Shuttle Radar Topography Mission
TRE	:	Tomographie de Résistivité Electrique
USGS	:	United States Geological Survey
UPMC	:	Université Pierre et Marie Curie
URSS	:	Union des Républiques Soviétique Socialistes
USAID	:	United States Agency for International Development
VER	:	Volume Elémentaire Représentatif
ZC	:	Zone de Conductivité
ZCIT	:	Zone de Convergence Inter-Tropicale
ZR	:	Zone de Recharge

ANNEXES

ANNEXE A

Annexe A.1: Caractéristiques de certains dispositifs utilisés pour des mesures de résistivité électrique 251
Annexe A.2: Notions de d'équivalence et de suppression des données 253

ANNEXE B

Annexe B.1: Lithologs des forages S10 et S11 (BRGM-Aquater, 1991) 254
Annexe B.2: Litholog*s* des forages S1 et S8 (Toé, 2005) 256

ANNEXE C

Annexe C.1: Abaque permettant de corriger les mesures de diagraphie du dispositif pôle pôle 257
Annexe C.2: Exemple d'élimination de valeurs aberrantes dans une image de TRE à m'aide du logiciel X2IPI 258
Annexe C.3: Exemple de concaténation de trois panneaux électriques à l'aide du logiciel X2IPI 258
Annexe C.4: Résultats des inversions des modèles synthétiques 259

ANNEXE D

Annexe D.1: Méthode d'estimation des débits par paliers suivant la méthode du CIEH 265
Annexe D.2: Courbes diagnostics 266
Annexe D.3: Ajustements des données RMP non présentées dans le document 267
Annexe D.4: Tests pour le choix de la valeur de A.period 1st Order 268
Annexe D.5: Variogrammes ayant permis d'ajuster les paramètres RMP 269

ANNEXE E

Annexe E.1: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de 1989-1991 270
Annexe E.2: Cartes des différences de charge hydraulique entre les hautes eaux et les basses eaux (Données de 1989-1991) 271
Annexe E.3: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de cette étude 272
Annexe E.4: Cartes des différences de charge hydraulique entre les hautes eaux et les basses eaux (Données de cette étude) 273

ANNEXE F

Annexe F.1: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées de la première phase de la simulation 274
Annexe F.2: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées de la simulation initiale 274
Annexe F.3: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées du modèle calé 275
Annexe F.4: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des différentes validations du modèle calé 275

ARTICLE……..……277

ANNEXE A

Annexe A.1: Caractéristiques de certains dispositifs utilisés pour des mesures de résistivité électrique

Dahlin et Zhou (2004) ont étudié et comparé plusieurs dispositifs TRE 2D en termes de couverture et résolution spatiale, de sensibilité aux anomalies et au bruit et testé numériquement (à l'aide de modèles synthétiques 2D) leur capacité respective à imager correctement des structures géologiques variées. Les dispositifs présentés sont les suivants : Wenner-alpha, Wenner-beta, Schlumberger, Dipôle-Dipôle, Pôle-Dipôle et Pôle-Pôle.

- Dispositif Wenner-alpha

Il est le plus largement utilisé en TRE. Les quatre électrodes sont disposées à équidistance avec le dipôle de mesure situé à l'intérieur du dipôle d'injection : AB = 3 MN, permettant un bon rapport signal/bruit. Sa couverture 2D est parfaitement homogène et sa profondeur d'investigation moyenne.

- Dispositif Wenner-beta

Ce dispositif possède, comme le Wenner-alpha, quatre électrodes équidistantes, mais les deux dipôles de mesure et d'injection sont disjoints. Sa couverture spatiale est homogène mais sa profondeur d'investigation faible. Sa résolution spatiale est importante, en particulier pour la détection des structures verticales ou obliques, mais son rapport signal/bruit reste faible. Le Wenner-beta est adapté à l'imagerie des milieux fracturés ou basculés.

- Dispositif Schlumberger

Il correspond à un Wenner-alpha modifié où l'écartement du dipôle d'injection est de taille supérieure ou égale à celui du Wenner-alpha (c'est-à-dire que AB >= 3 MN). Ses caractéristiques sont proches de celles du Wenner-alpha avec toutefois un moins bon rapport signal/bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importantes ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales. Le Schlumberger est beaucoup utilisé en hydrogéologie dans les milieux complexes.

- Dispositif Dipôle-Dipôle (DD)

Il correspond à un Wenner-beta pour lequel on agrandit la distance de séparation entre les deux dipôles AB et MN. Ses propriétés sont proches du Wenner-beta avec un rapport signal/bruit encore plus faible mais une meilleure résolution spatiale (bien que faible en profondeur) et une plus grande profondeur d'investigation.
Le DD est particulièrement adapté à l'imagerie des structures verticales ou obliques (p. ex. les milieux fracturés) et des structures 3D.

- Dispositif Pôle-Dipôle (PD)

C'est un dispositif dissymétrique avec une électrode d'injection disposée à l'infini (c'est-à-dire à grande distance du dispositif). Les trois électrodes mobiles ont une configuration proche de celle du DD. Son rapport signal/bruit est relativement faible et sa couverture peu homogène mais sa résolution spatiale est assez bonne et sa profondeur d'investigation élevée. Le PD est adapté à l'imagerie des structures verticales et 3D.
Sa mise en œuvre sur le terrain est fastidieuse à cause de l'électrode à implanter à l'infini.

- Dispositif Pôle-Pôle (PP)

Ce dispositif possède deux électrodes disposées à l'infini (injection B et mesure N). Seules les électrodes A et M sont déplacées sur le site. Malgré une couverture homogène, sa résolution spatiale des structures est assez faible, avec un rapport signal/bruit moyen mais une profondeur d'investigation élevée. Le PP est plutôt adapté pour la prospection profonde et pour les structures 3D. Cependant, les deux électrodes à disposer à l'infini rendent la mise en œuvre très fastidieuse.

Annexe A.2: Notions de d'équivalence et de suppression des données

La solution définie par le processus d'inversion n'est pas unique. En effet, lors de l'interprétation d'un sondage électrique, plusieurs modèles de structure du sol (résistivité/épaisseur) différents peuvent reproduire aussi bien une même mesure. Cette indétermination est illustrée en premier lieu par la notion d'équivalence (Telford *et al.*, 1996), qui est particulièrement forte dans le cas où une couche conductrice fine est située entre deux couches résistantes. Dans ce cas, seul le rapport $\Delta z/\rho$ de cette couche (la conductance longitudinale) pourra être déterminé. De la même manière, pour une formation résistante fine située entre deux formations conductrices, seule la résistance transversale $\Delta z * \rho$ sera définie. Il existera donc une infinité de couples $(\Delta z_i; \rho_i)$ permettant de caractériser ces couches (Hoareau, 2009). L'estimation de la résistivité des terrains profonds est également sujette à une certaine indétermination, due à un manque de résolution en profondeur.

L'indétermination peut également être illustrée par la notion de suppression, qui masque les terrains ne présentant pas un contraste de résistivité suffisant par rapport aux formations avoisinantes (Hoareau, 2009).

ANNEXE B

Annexe B.1: Lithologs des forages S10 et S11 (BRGM-Aquater, 1991)

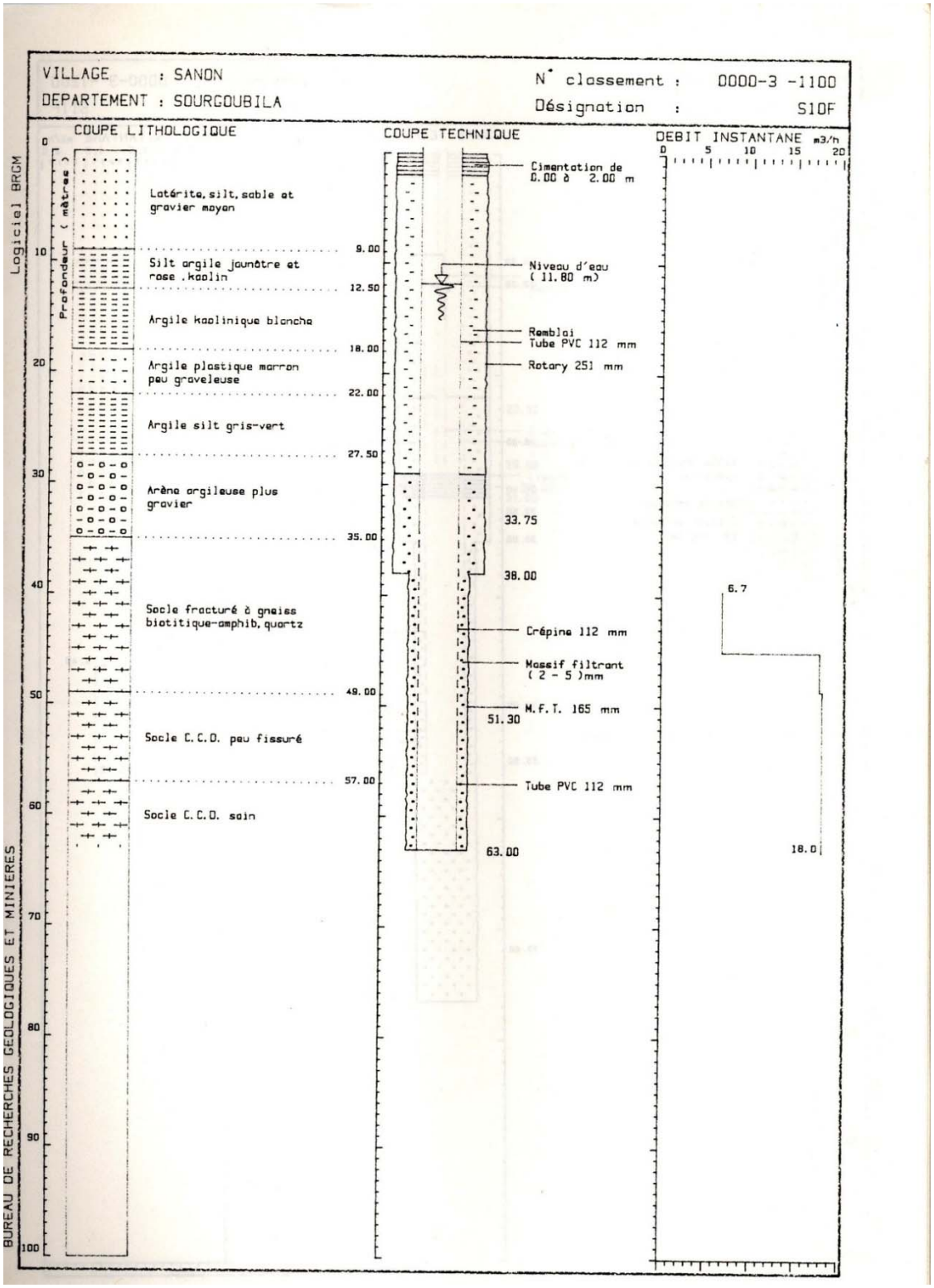

Figure B.1a : Lithologs du forage S10

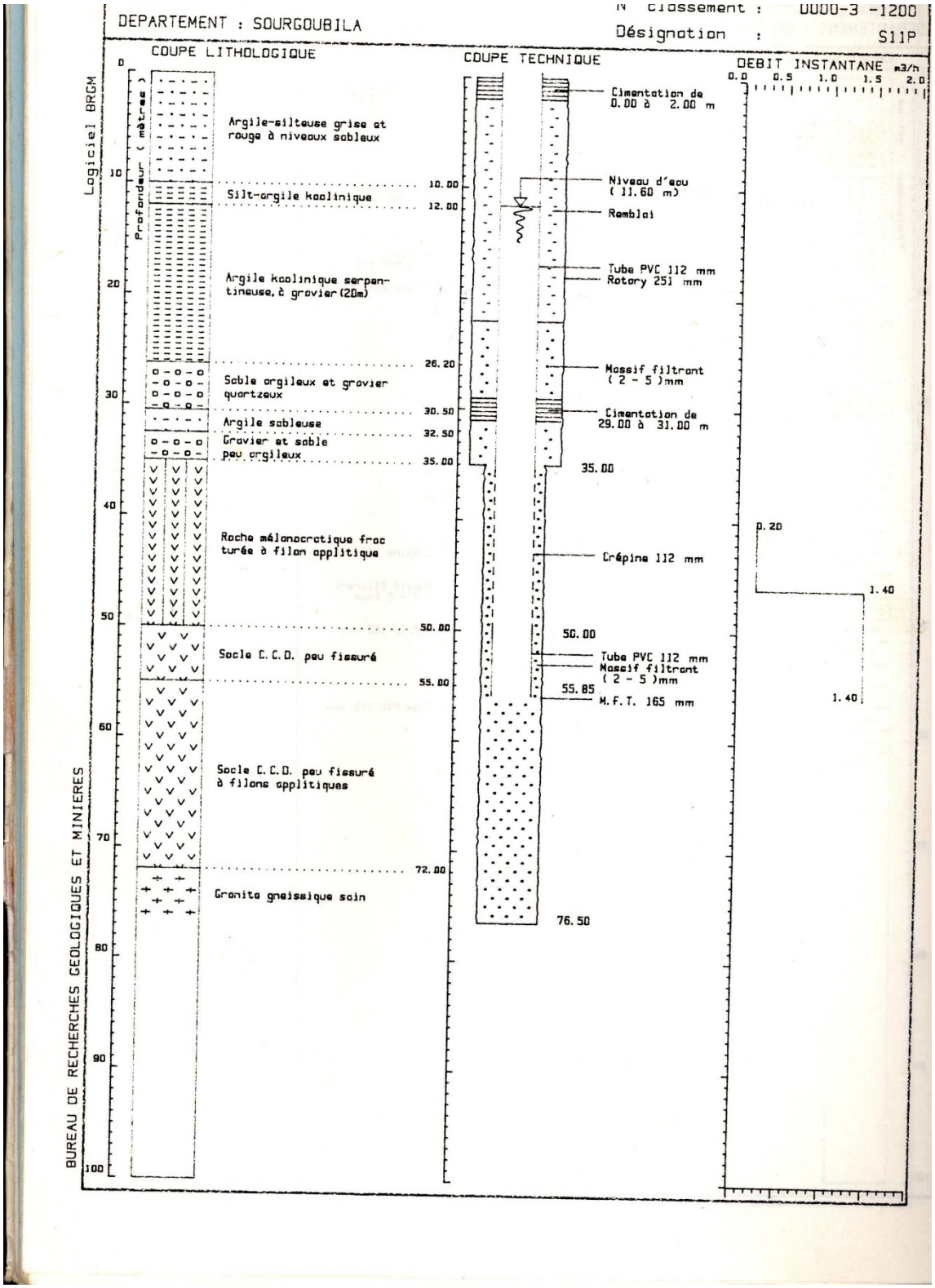

Figure B.1b : Lithologs du forage S11

Annexe B.2: Lithologs des forages S1 et S8 (Toé, 2005)

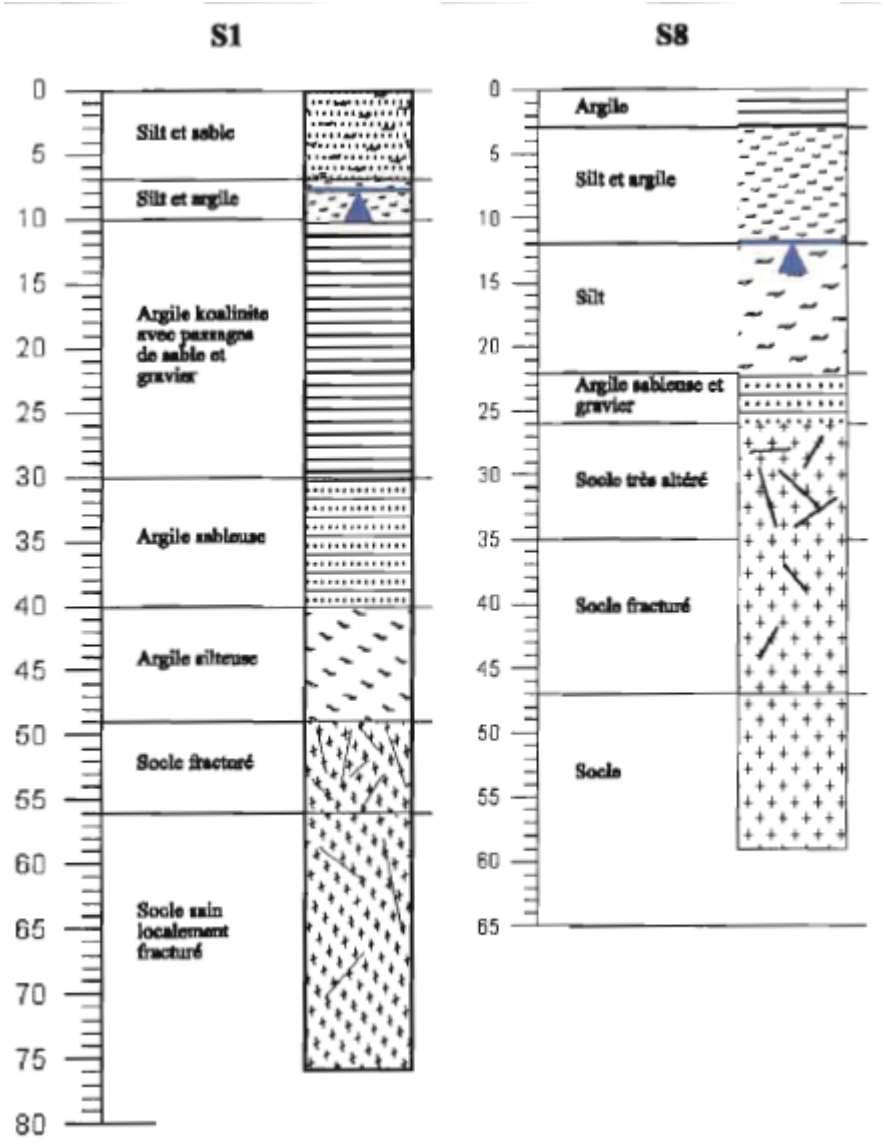

Figure B.2 : Lithologs des forages S1 et S8

ANNEXE C

Annexe C.1: Abaque permettant de corriger les mesures de diagraphie du dispositif pôle pôle

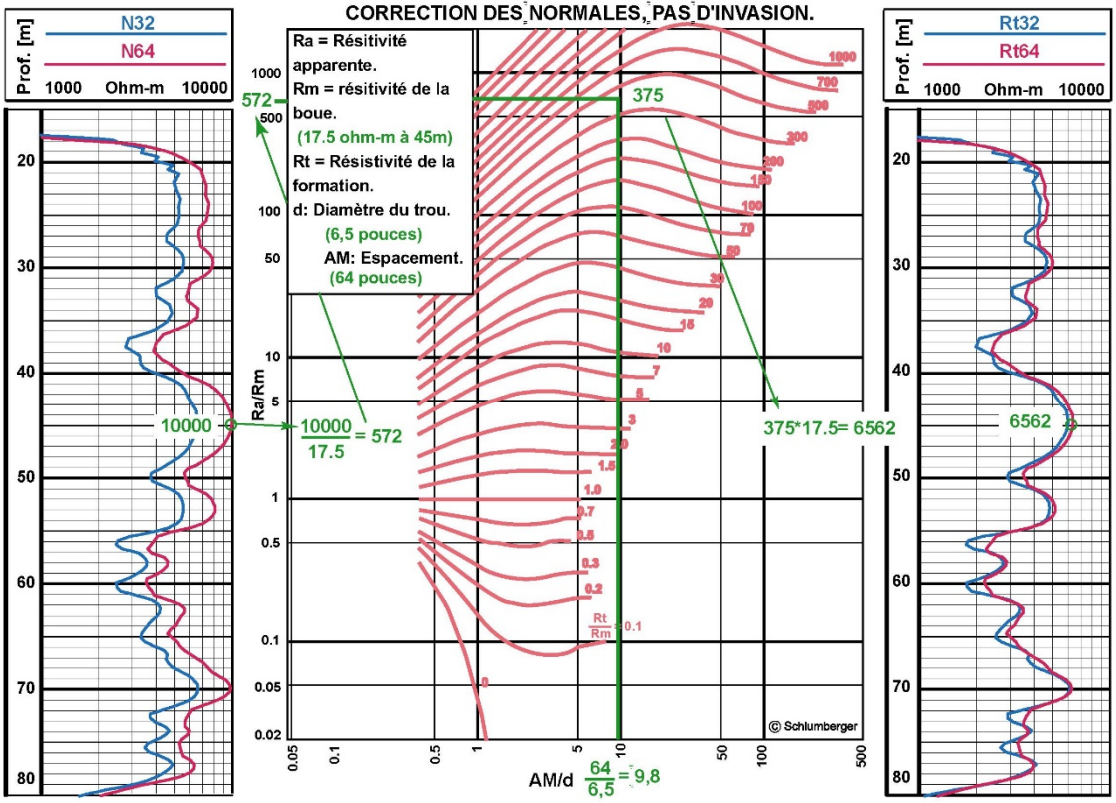

Figure C.1 : Abaque de correction des mesures de diagraphie du dispositif pôle pôle (Beck and Girardet, 2002)

Il est présenté sur cet abaque l'exemple d'une mesure de résistivité apparente (R_a) de 10000 Ω.m acquise à une profondeur de 45 m dans un ouvrage de 6,5" de diamètre (d). A cette même profondeur, la résistivité du fluide (R_m) dans l'ouvrage est 17,5 Ω.m. L'espacement inter-électrode AM de cette acquisition est de 64".

La procédure de correction peut être résumée en trois points :

i) Déterminer les rapports R_a/R_m et AM/d ;

ii) Rechercher sur l'abaque la valeur du point d'intersection des valeurs R_a/R_m (en ordonnée) et AM/d (en abscisse). Faire une interpolation si le point d'intersection ne se trouve pas sur une des courbes de l'abaque ;

iii) Multiplier la valeur du point d'intersection par R_m pour avoir la valeur corrigée (R_t).

Annexe C.2: Exemple d'élimination de valeurs aberrantes dans une image de TRE à m'aide du logiciel X2IPI

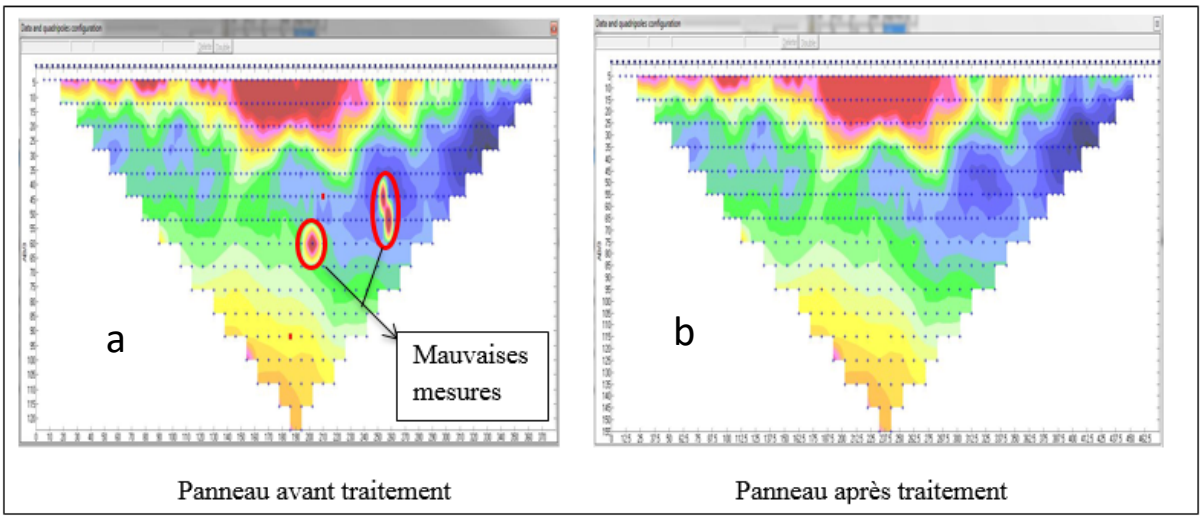

Figure C.2 : Exemple d'élimination de valeurs aberrantes dans une image de TRE. a) Image brute et b) image traitée

Annexe C.3: Exemple de concaténation de trois panneaux électriques à l'aide du logiciel X2IPI

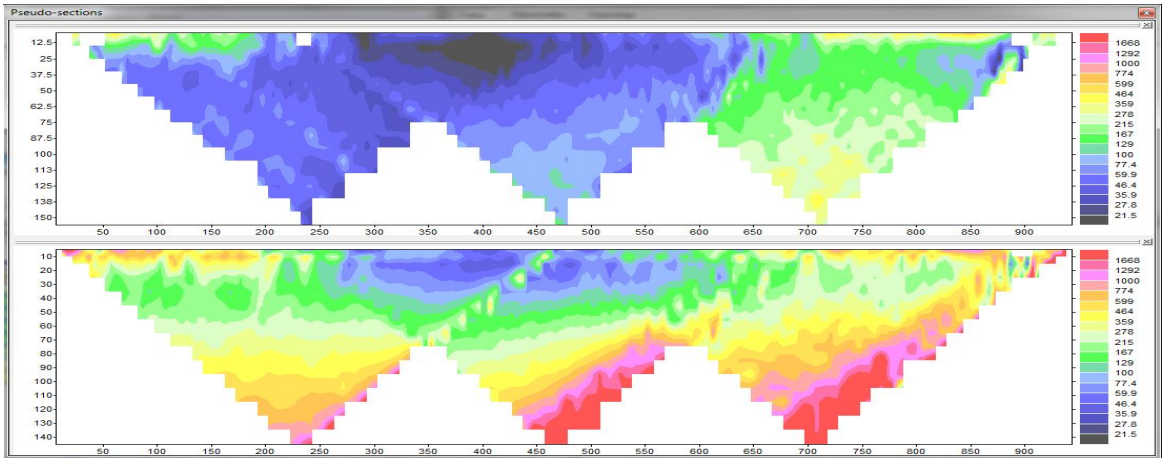

Figure C.3 : Exemple de concaténation de trois panneaux électriques de la section PS1

Annexe C.4: Résultats des inversions des modèles synthétiques

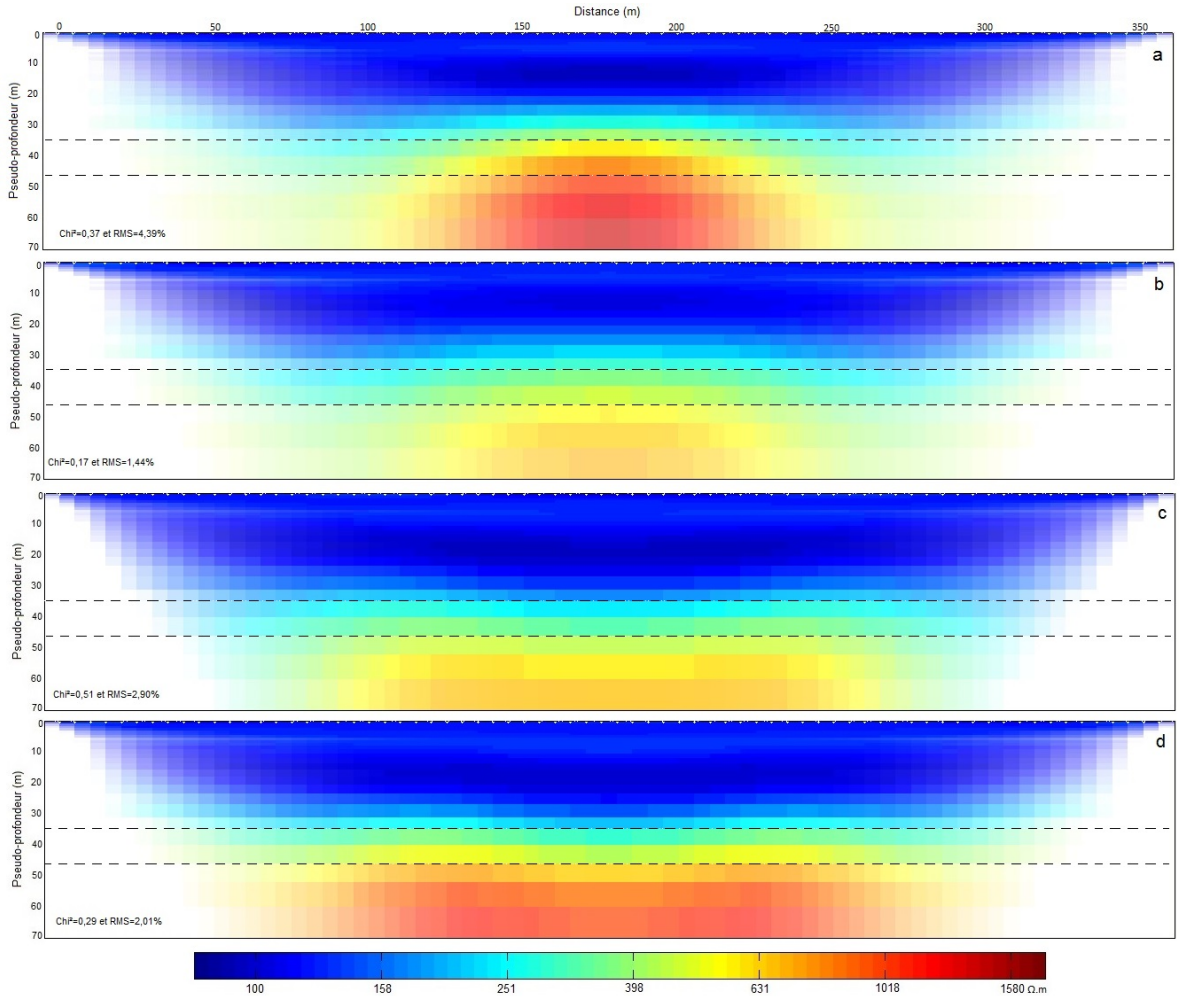

Figure C.4.1 : Résultats des inversions du modèle 2 avec les dispositifs. a) Schlumberger, b) Wenner-alpha, c) Wenner-beta et d) Wenner-alpha+Wenner-beta

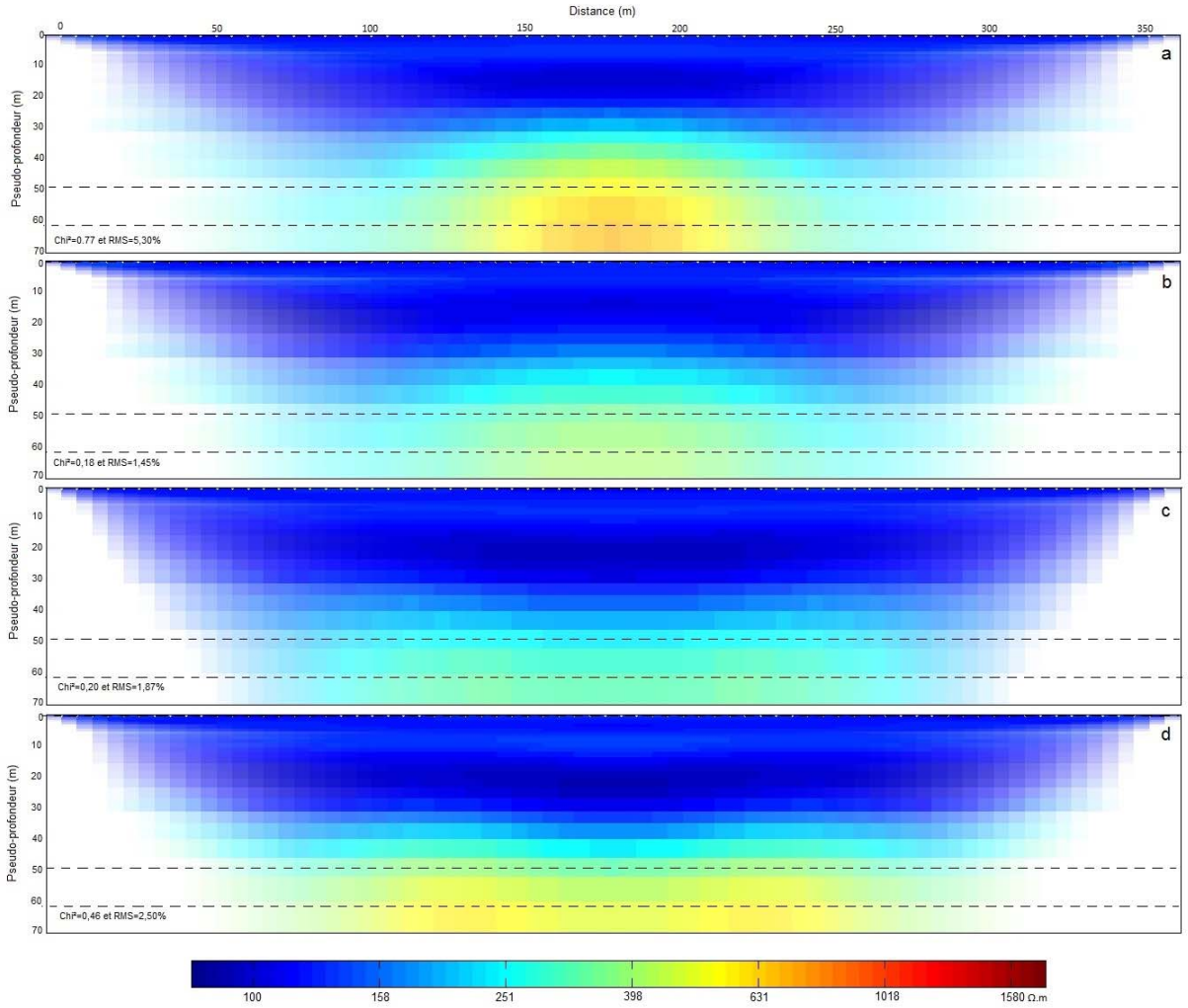

Figure C.4.2 : Résultats des inversions du modèle 3 avec les dispositifs. a) Schlumberger, b) Wenner-alpha, c) Wenner-beta et d) Wenner-alpha+Wenner-beta

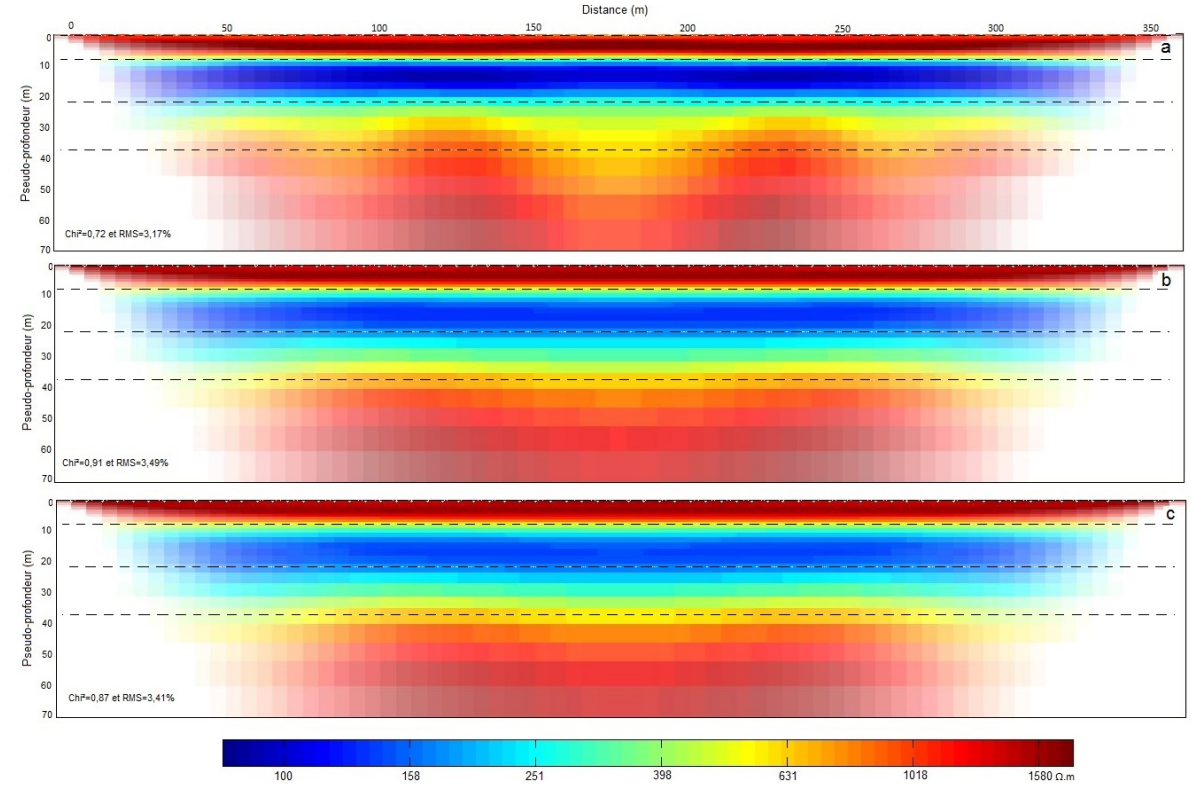

Figure C.4.3 : Résultats des inversions du modèle 1 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta. a) λ=1, b) λ=30 et c) λ=60

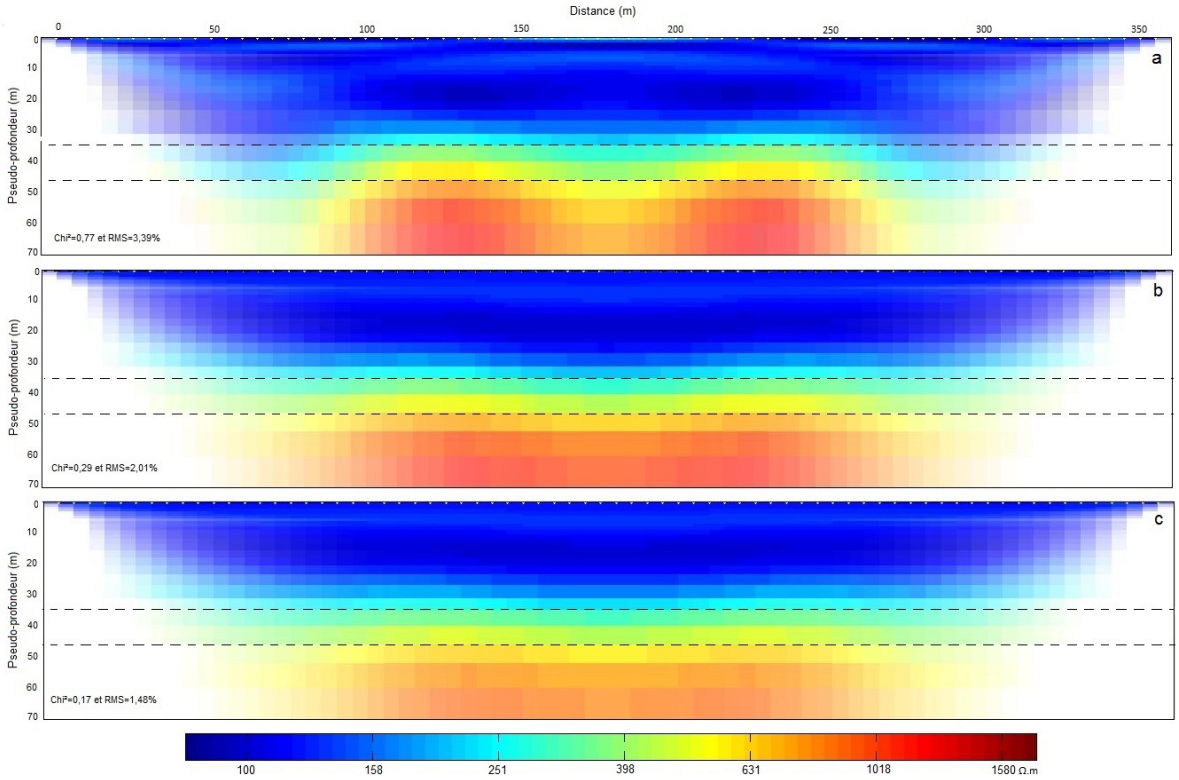

Figure C.4.4 : Résultats des inversions du modèle 2 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta. a) λ=1, b) λ=30 et c) λ=60

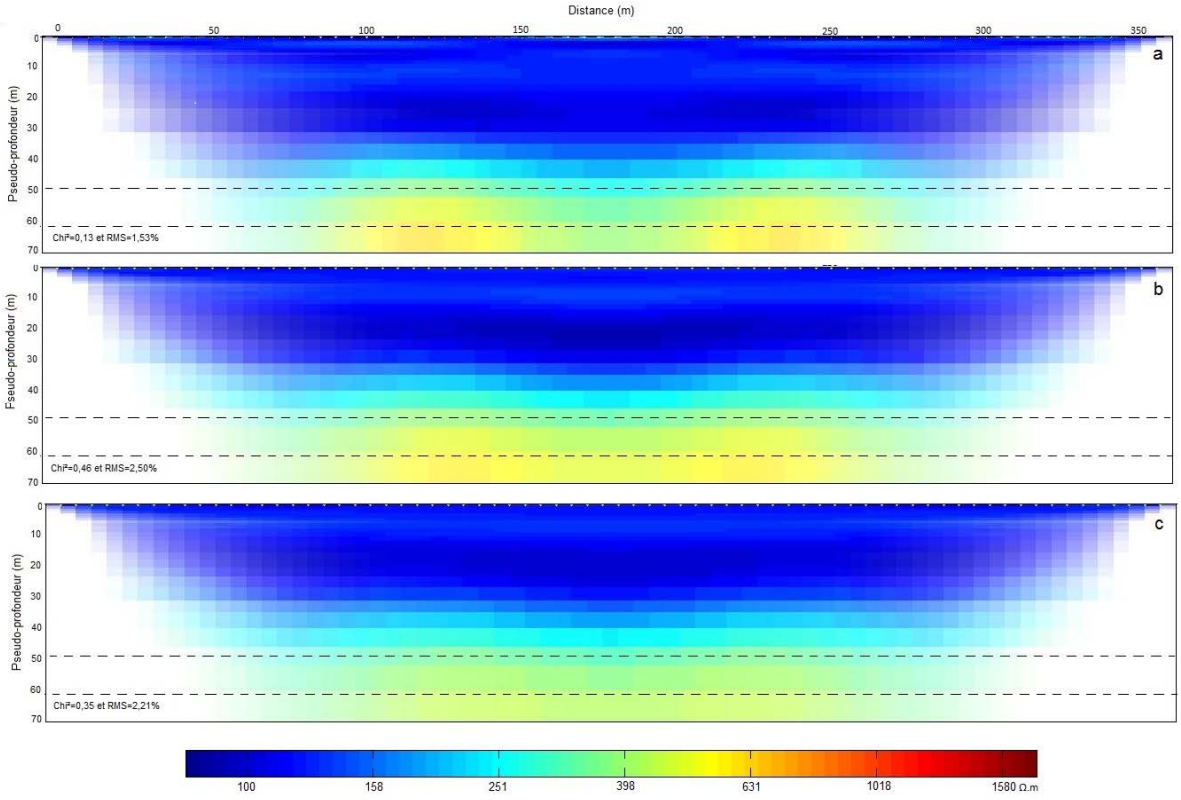

Figure C.4.5 : Résultats des inversions du modèle 3 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta. a) λ=1, b) λ=30 et c) λ=60

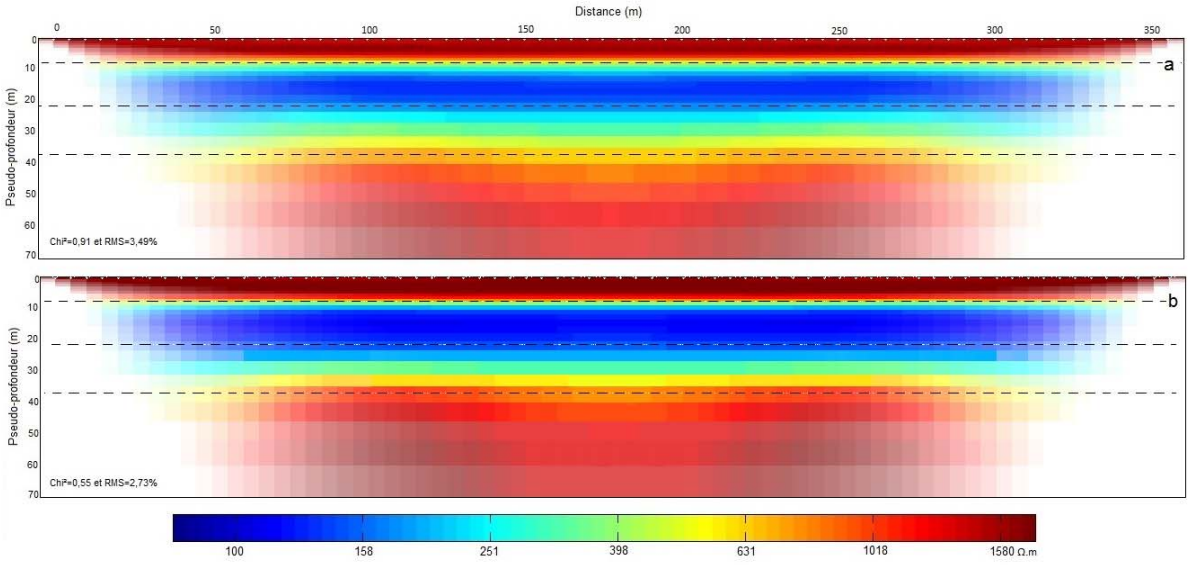

Figure C.4.6 : Résultats des inversions du modèle 1 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta et λ=30. a) Sans option Blocky et b) Avec option Blocky

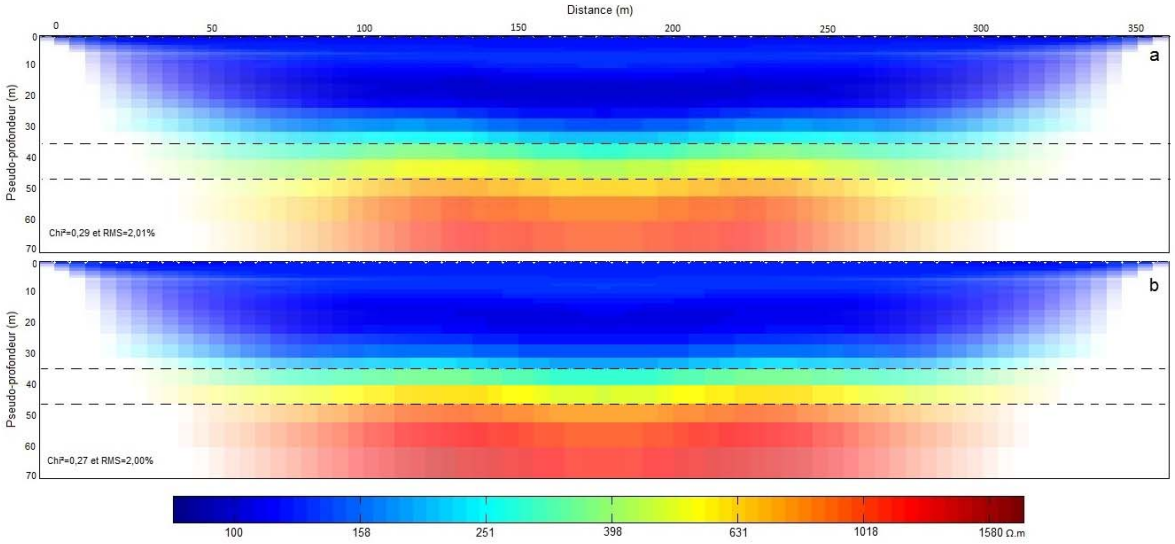

Figure C.4.7 : Résultats des inversions du modèle 2 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta et λ=30. a) Sans option Blocky et b) Avec option Blocky

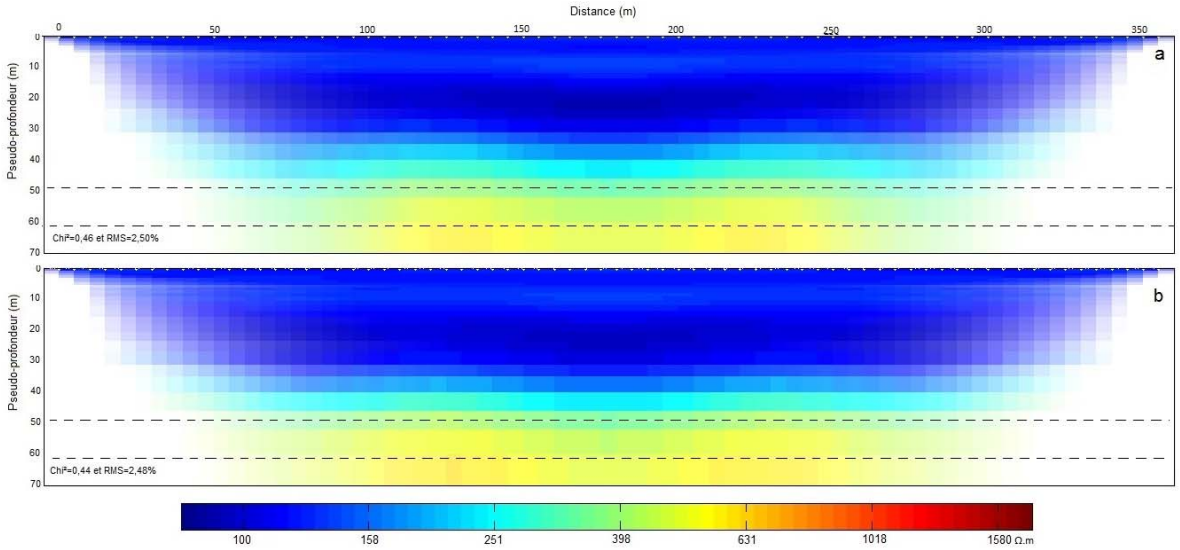

Figure C.4.8 : Résultats des inversions du modèle 3 avec le dispositif Wenner-alpha+Wenner-beta et λ=30. a) Sans option Blocky et b) Avec option Blocky

ANNEXE D

Annexe D.1: Méthode d'estimation des débits par paliers suivant la méthode du CIEH

Le CIEH (1988) préconise d'observer les recommandations suivantes pour le choix des débits par paliers dans le cadre des programme d'hydraulique villageoise :

- Si le forage donne moins de 1 m^3/h après soufflage, on réalise un seul palier de pompage continu que l'on maintient pendant 4 h au débit le plus proche de 0,7 m^3/h (débit maximum des PMH).

- Si le forage a fourni après soufflage entre 1 et 2 m^3/h, on réalise deux paliers seulement, de 2 h chacun. Le premier débit est choisi entre 0,7 et 1 m^3/h et le second est pris entre 1,5 et 2 m^3/h.

- Si le forage a donné après soufflage un débit supérieur à 3 m^3/h. On réalise trois paliers de 4 h chacun. Il est ici fortement conseillé de résister à la tentation de "forcer" sur le débit du premier palier (Q_1), qui doit toujours être compris entre 0,7 à 1 m^3/h. Les deux paliers suivants doivent être calculés pour répartir uniformément les trois débits de l'essai dans la gamme présumée de capacité connue du forage. Ainsi, on choisit les débits du troisième palier (Q_3) et du deuxième palier (Q_2) à partir des équations ci-après :

- $Q_3 = 0{,}7 * Q_{soufflage}$

- $Q_2 = \frac{Q_1 + Q_3}{2}$

Annexe D.2: Courbes diagnostiques

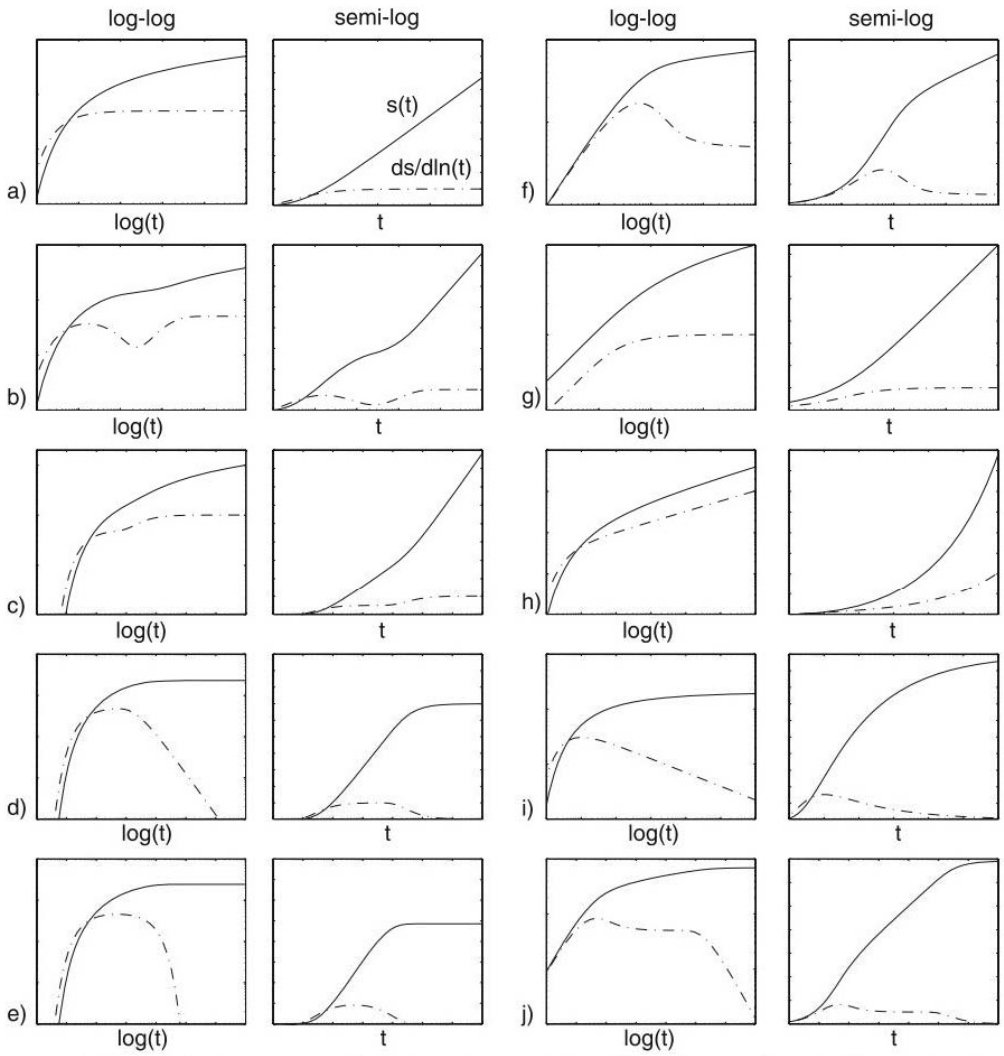

Figure D.2: Most typical diagnostic plots encountered in hydrogeology: **a** Theis model: infinite two-dimensional confined aquifer; **b** double porosity or unconfined aquifer; **c** infinite linear no-flow boundary; **d** infinite linear constant head boundary; **e** leaky aquifer; **f** well-bore storage and skin effect; **g** infinite conductivity vertical fracture.; **h** general radial flow—non-integer flow dimension smaller than 2; **i** general radial flow model—non-integer flow dimension larger than 2; **j** combined effect of well bore storage and infinite linear constant head boundary (modified from Renard 2005b)

Annexe D.3: Ajustements des données RMP non présentées dans le document

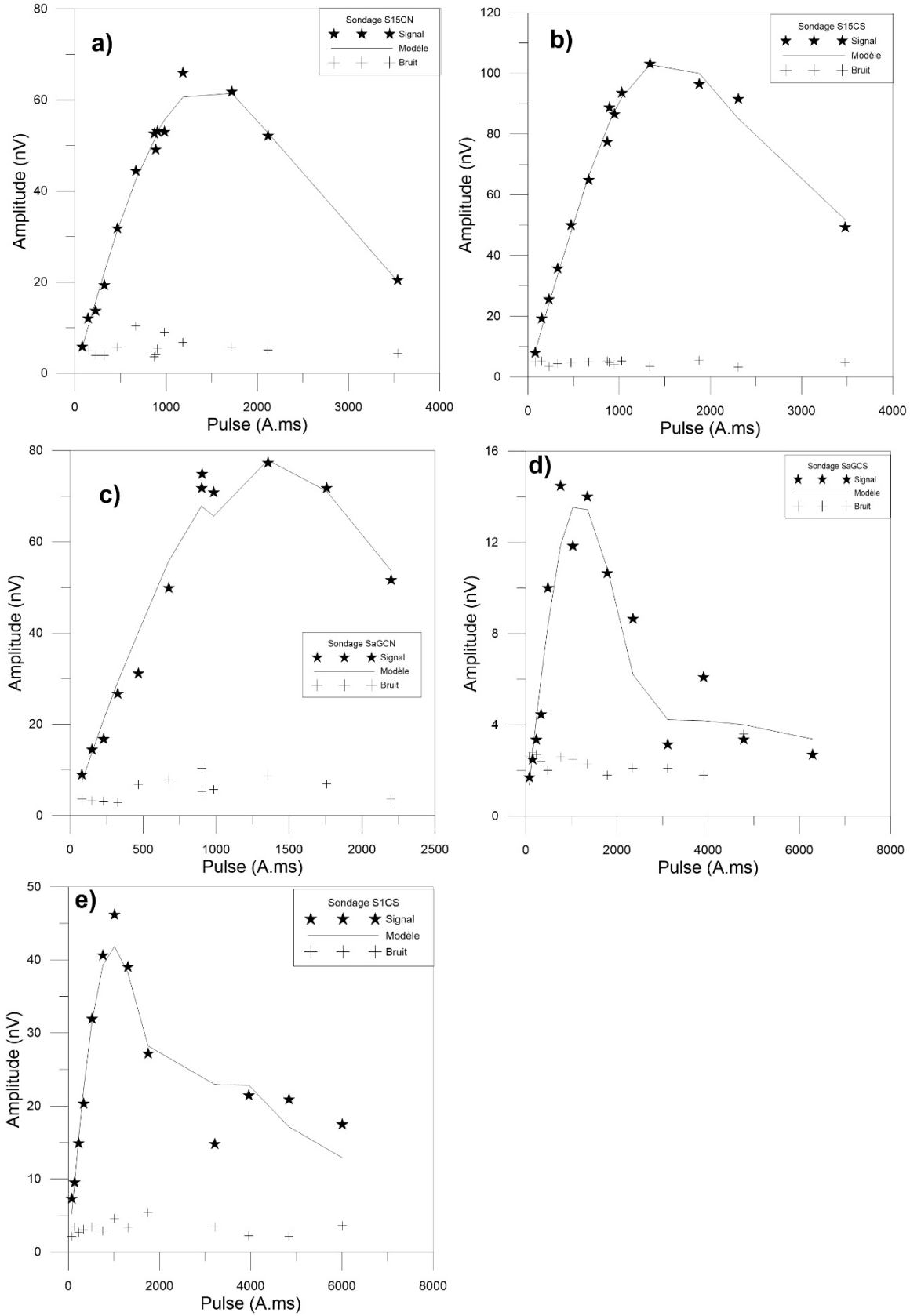

Figure D.3 : Ajustements des données RMP. a) Sondage S15CN, b) Sondage S15CS, c) Sondage SaGCN, d) Sondage SaGCS et e) Sondage S1CS

Annexe D.4: Tests pour le choix de la valeur de A.period 1st Order

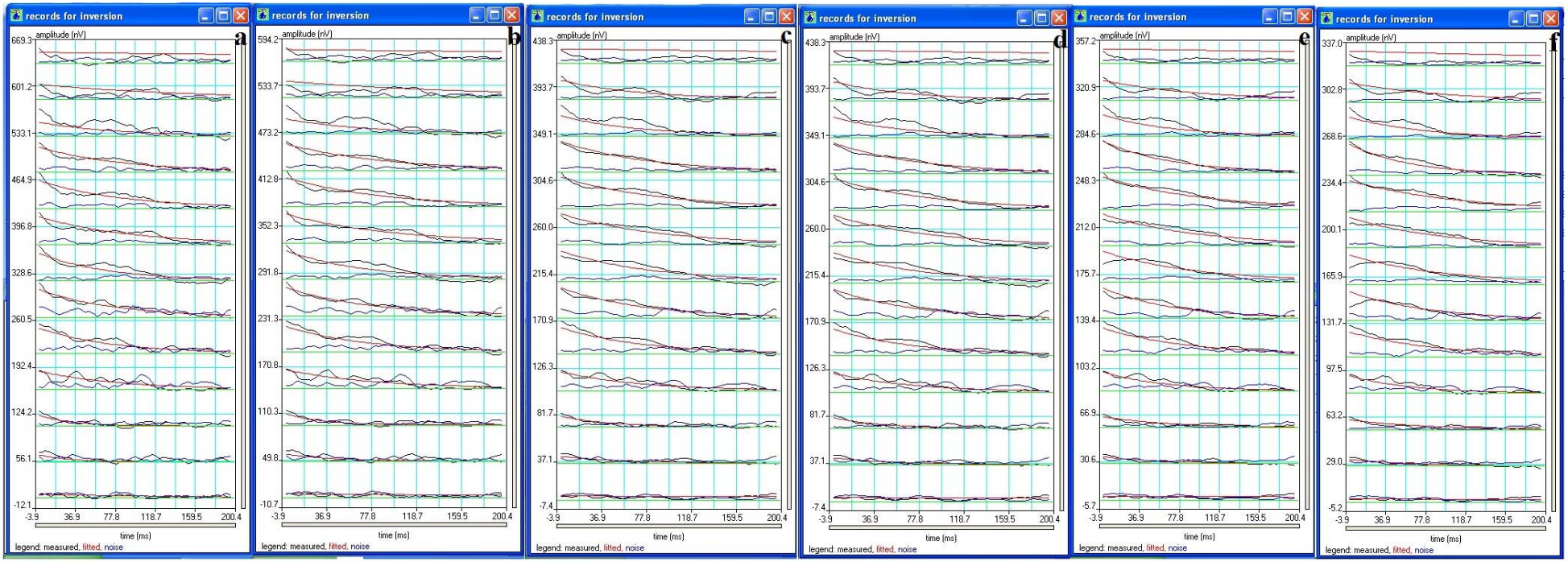

Figure D.4 : Décroissance du signal en fonction des valeurs de A.period 1st Order. a) Valeur par défaut, b) A.period = 20, c) A.period = 40, d) A.period = 20, e) A.period = 40 et f) A.period = 70

Annexe D.5: Variogrammes ayant permis d'ajuster les paramètres RMP

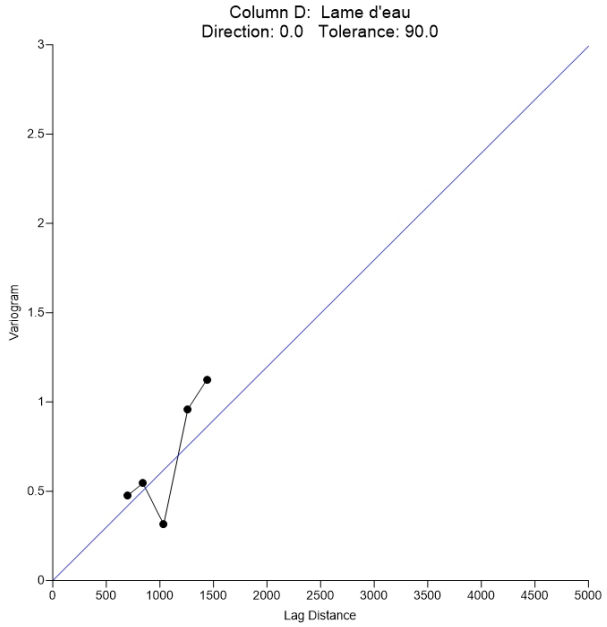

Figure D.5.1 : Variogramme ayant permis d'ajuster la variable lame d'eau

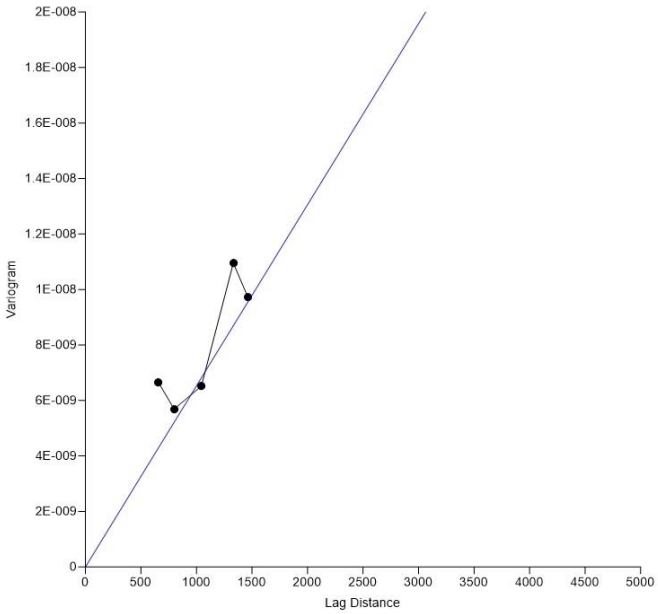

Figure D.5.2 : Variogramme ayant permis d'ajuster les valeurs de transmissivité.

ANNEXE E

Annexe E.1: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de 1989-1991

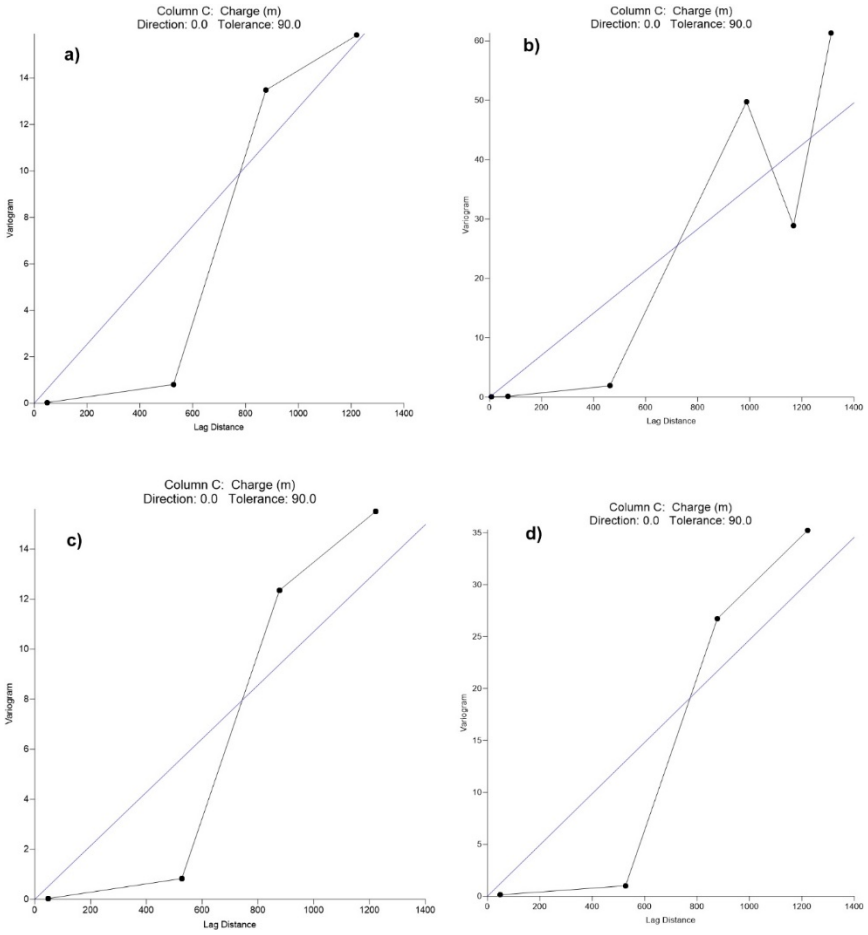

Figure E.1 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de 1989-1991. a) Basses eaux 1989, b) Hautes eaux 1989, c) Basses eaux 1990 et d) Hautes eaux 1990.

Annexe E.2: Cartes des différences de charge hydraulique entre les hautes eaux et les basses eaux (Données de 1989-1991)

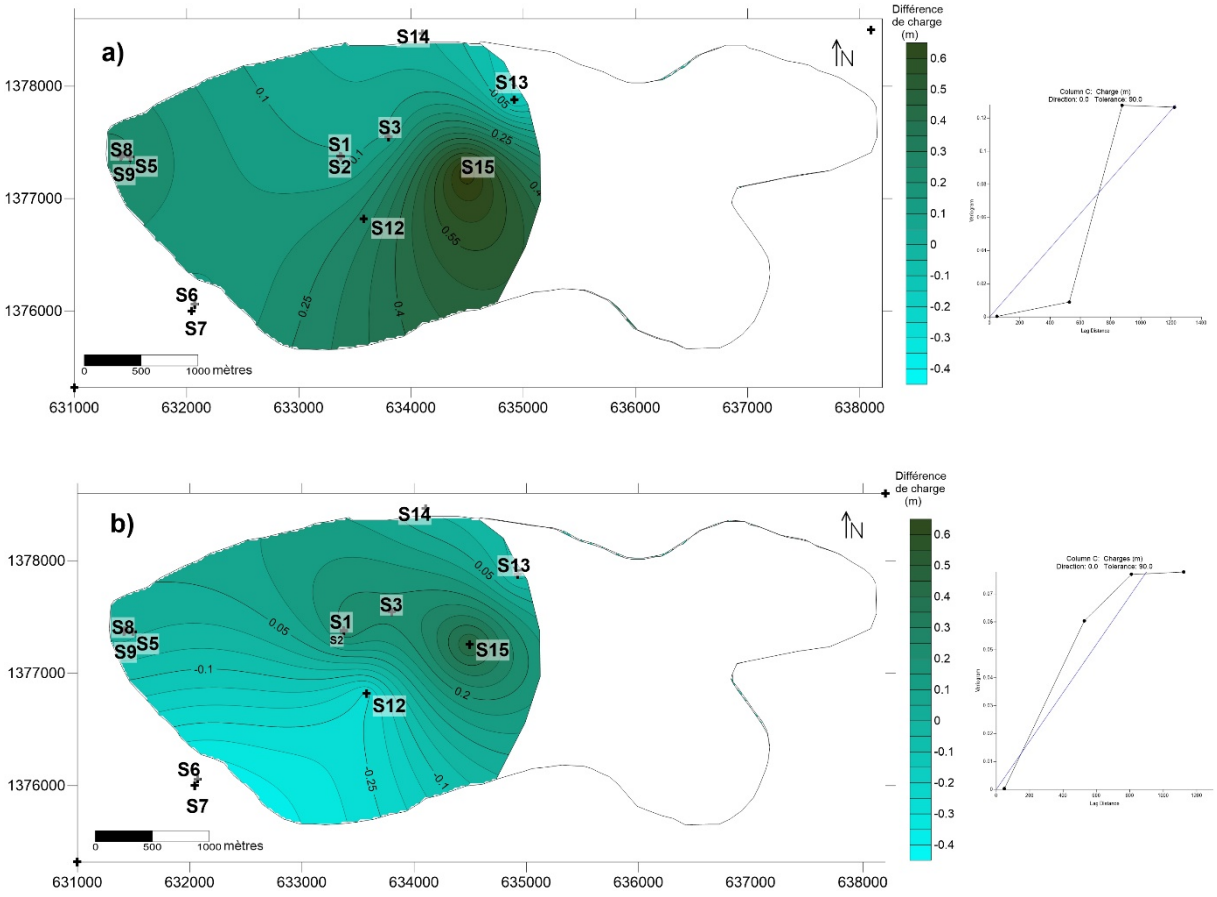

Figure E.2 : Cartes des différences de charge hydraulique. a) Basses eaux 1990-Basses eaux 1989 et b) Hautes eaux 1990-Hautes eaux 1989

Annexe E.3: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de cette étude

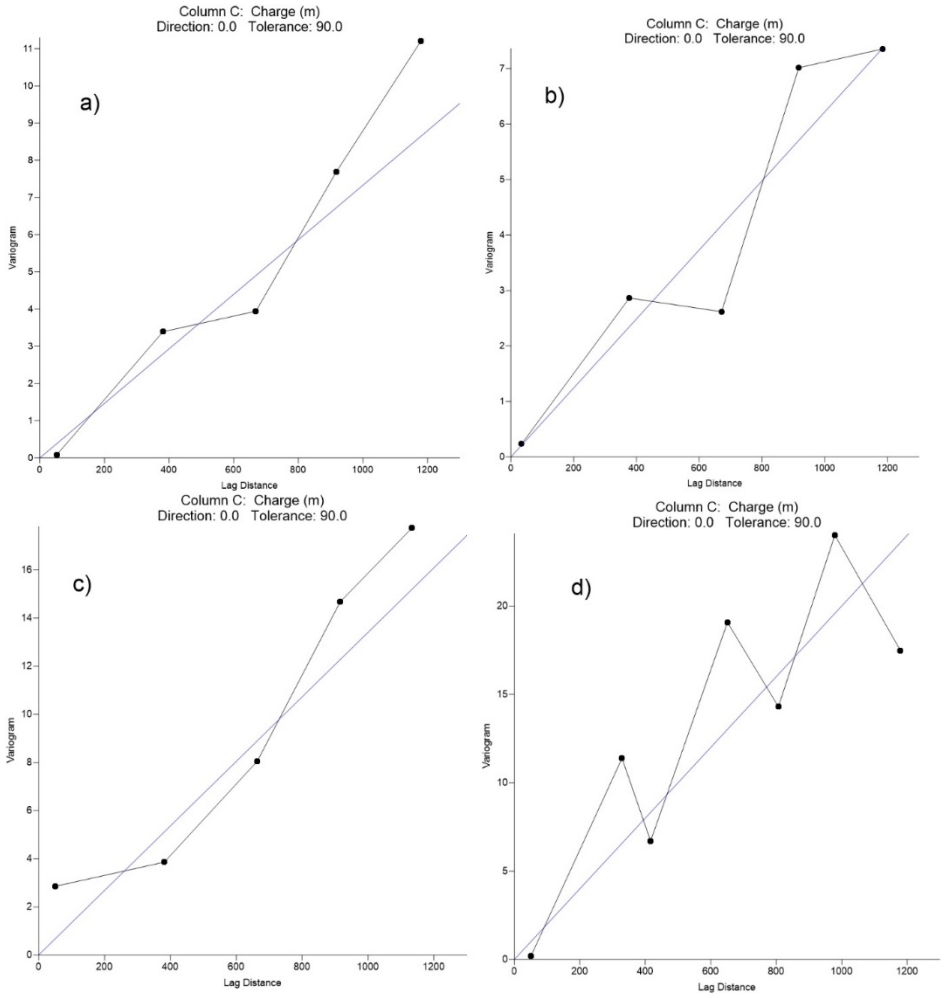

Figure E.3 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques à partir des données de cette étude. a) Basses eaux 2014, b) Hautes eaux 2014, c) Basses eaux 2015 et d) Hautes eaux 2015

Annexe E.4: Cartes des différences de charge hydraulique entre les hautes eaux et les basses eaux (Données de cette étude)

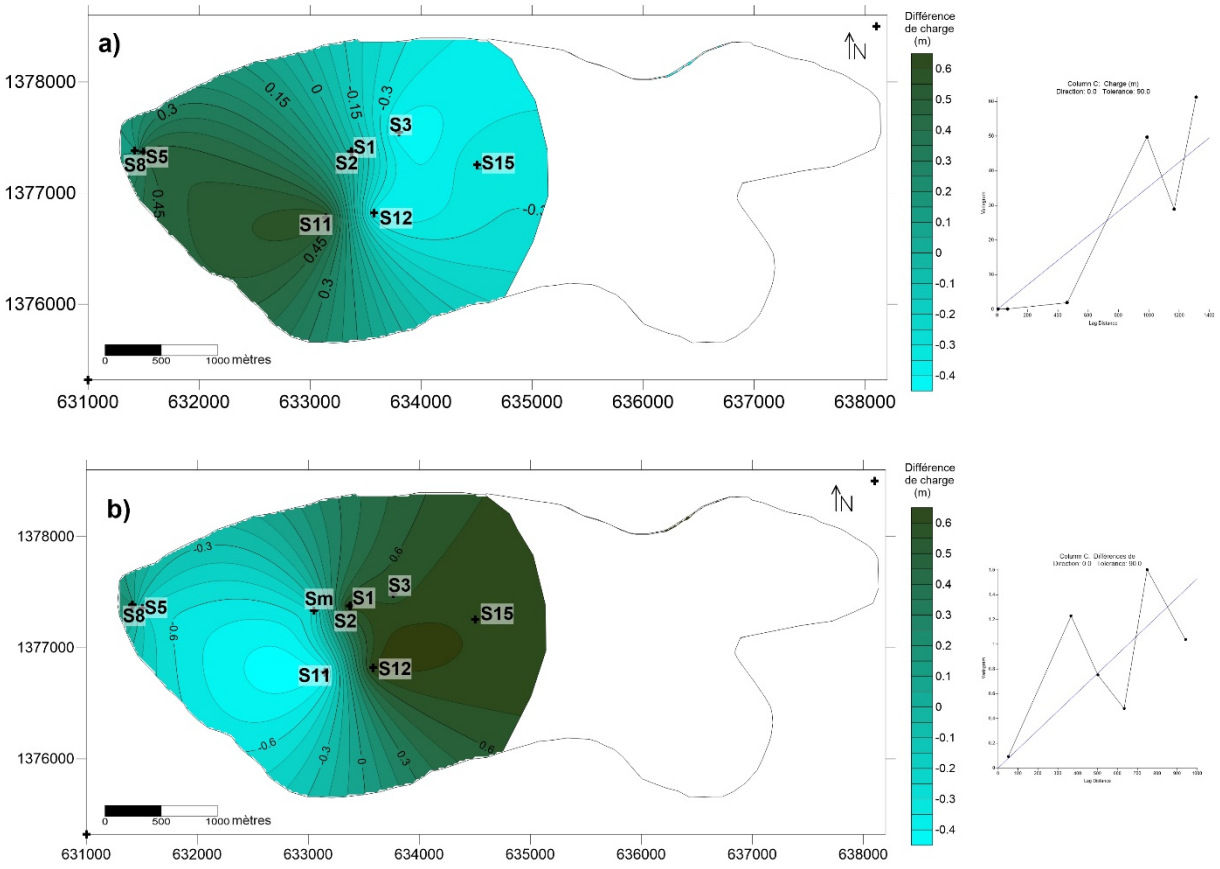

Figure E.4 : Cartes des différences de charge hydraulique. a) Basses eaux 2015-Basses eaux 2014 et b) Hautes eaux 2015-Hautes eaux 2014

ANNEXE F

Annexe F.1: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées de la première phase de la simulation

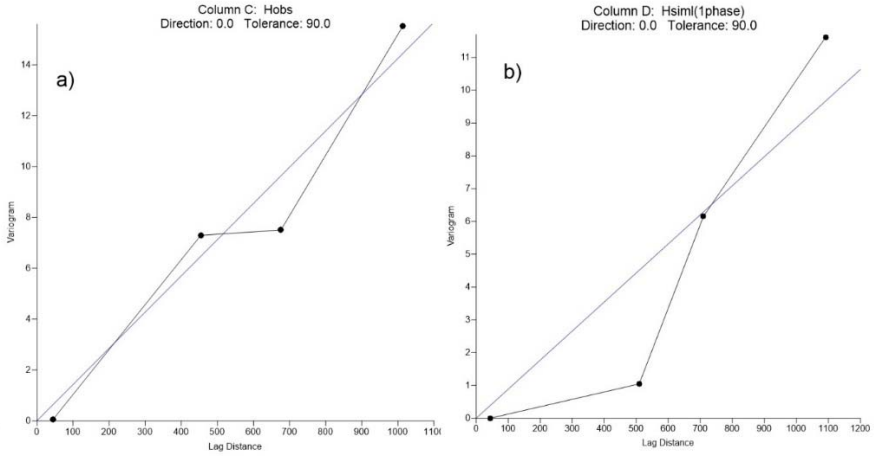

Figure F.1 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques de la première phase de la simulation : a) charges observées et b) charges simulées.

Annexe F.2: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées de la simulation initiale

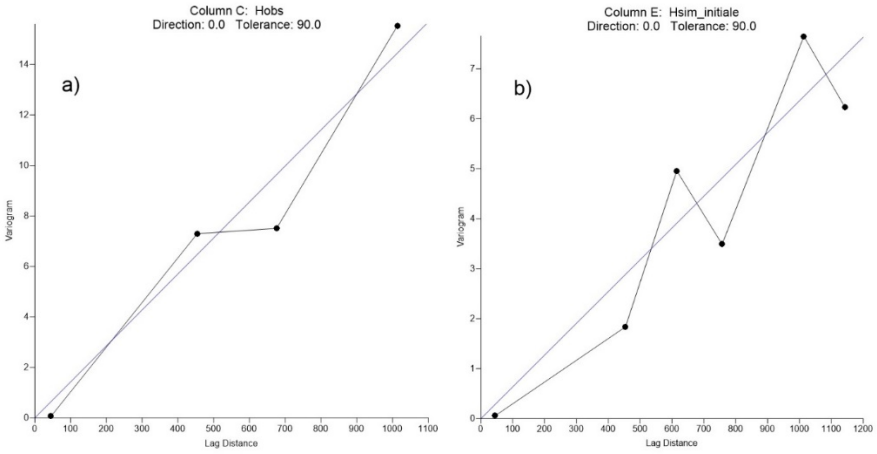

Figure F.2 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques de la simulation initiale : a) charges observées et b) charges simulées.

Annexe F.3: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des charges observées et des charges simulées du modèle calé

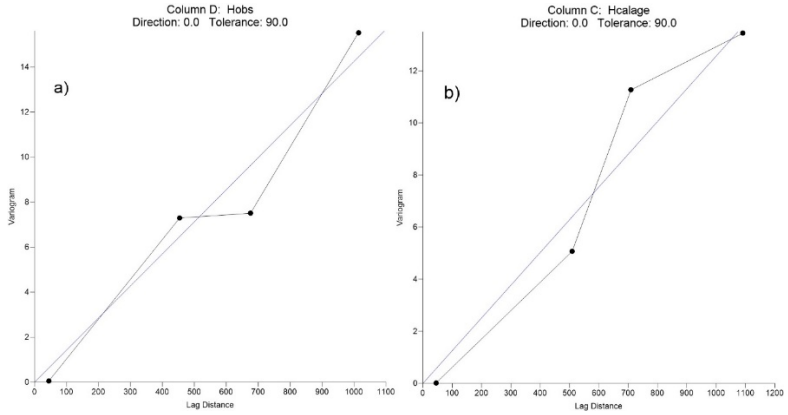

Figure F.3 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques du modèle calé : a) charges observées et b) charges simulées

Annexe F.4: Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des différentes validations du modèle calé

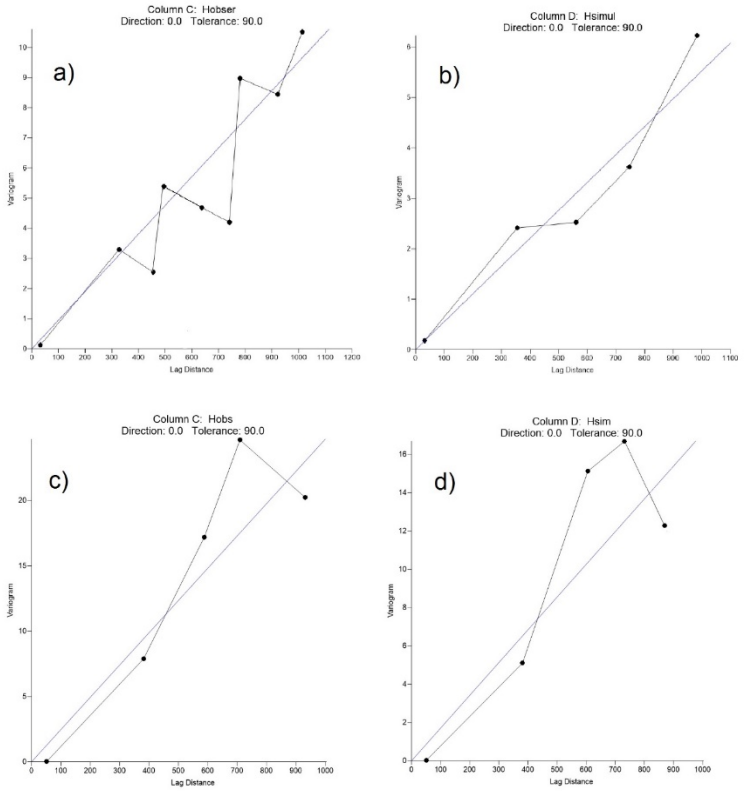

Figure F.4 : Variogrammes ayant permis de réaliser les cartes piézométriques des différentes validations du modèle calé : a) charges observées en basses eaux, b) charges simulées en basses eaux, c) charges observées en hautes eaux et d) charges simulées en hautes eaux

ARTICLE

Journal of African Earth Sciences 129 (2017) 842–852

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of African Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jafrearsci

Geophysical demonstration of the absence of correlation between lineaments and hydrogeologically usefull fractures: Case study of the Sanon hard rock aquifer (central northern Burkina Faso)

Donissongou Dimitri Soro [a, b, *], Mahamadou Koïta [a], Chabi Angelbert Biaou [a], Eli Outoumbe [a], Jean-Michel Vouillamoz [c], Hamma Yacouba [a], Roger Guérin [b]

[a] Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, 01 BP 594 Ouagadougou, Burkina Faso
[b] Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, UMR 7619, METIS, Case 105, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France
[c] Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, Grenoble INP, IGE, CS 40700, 38058 Grenoble Cedex 9, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 5 April 2016
Received in revised form
14 February 2017
Accepted 16 February 2017
Available online 17 February 2017

Keywords:
Hard rock aquifer
Weathering profile
Lineaments
Tectonic fractures
Electrical resistivity
West Africa

ABSTRACT

The conceptualization of hard rock aquifers in terms of their geometry and structure has undergone considerable progress over the last two decades. Despite these advances, hydrogeologists are still divided by the models used to describe two central concepts: (i) the influence of weathering processes on hydraulic conductivity; (ii) the influence of tectonics on the hydraulic conductivity of hard rock aquifers. In order to provide further insight into this debate, the present study proposes a conceptual model for hard rock aquifers, based on an integrated hydrogeological and geophysical approach, using information acquired at different scales. The data and observations used for this case study were derived from the Sanon experimental site, located in Burkina Faso, which is presently exposed to a Sudano-Sahelian climate.

The methodological approach consisted firstly in developing a description of the site's weathering profile at the scale of a borehole, based on lithologs and electrical resistivity logs. In a second step, the site's ridge to ridge (longitudinal) weathering profile was established from several 2D resistivity sections crossing a maximum number of lineament structures, which in some prior studies were considered to be the superficial manifestation of tectonic fractures.

The results show that at that scale the weathering profile is comprised of three main layers, which from top to bottom are referred to as: the saprolite, the fissured layer and the fresh rock. This weathering profile model is consistent with other models proposed in recent years, suggesting that the hydraulic conductivity of hard rock aquifers is a consequence of weathering processes, rather than tectonic fracturing. Tectonic fractures are not visible on the 2D sections of the ridge to ridge profiles, and the lineaments originally thought to be overground representations of tectonic fractures are likely to have different origins. The lack of a substantial correlation between tectonic lineaments and fractures appears to account for the high incidence of negative boreholes in hard rock aquifers, where the siting of drillings has systematically been based on lineament studies and on geophysical studies looking for vertical fractures such as profiling and vertical electrical sounding. There is thus a need to revise current hydrogeological concepts and methodologies to site wells based on tectonic fractures represented by lineaments.

© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

More than 80% of West Africa subsoil is composed of hard rocks (MacDonald and Davies, 2000) that are not intrinsically porous and pervious. However, they were or are still subjected to weathering processes which gave them hydrodynamic properties, in particular fracture permeability (Lachassagne et al., 2011). Thus, weathered

* Corresponding author. Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, 01 BP 594 Ouagadougou, Burkina Faso.
E-mail addresses: dimitri.soro@gmail.com (D.D. Soro), mahamadou.koita@2ie-edu.org (M. Koïta), angelbert.biaou@2ie-edu.org (C.A. Biaou), outoumbe@gmail.com (E. Outoumbe), jean-michel.vouillamoz@ird.fr (J.-M. Vouillamoz), hamma.yacouba@2ie-edu.org (H. Yacouba), roger.guerin@upmc.fr (R. Guérin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.025
1464-343X/© 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

zones of these hard rocks constitute aquifers which are increasingly exploited for the population water supply (e.g. Dewandel et al., 2010, 2008; Carter and Parker, 2009; Taylor et al., 2009; Chilton and Foster, 1995). These aquifers are sustainable water resources for West African rural populations (Courtois et al., 2009). Indeed, the groundwater stored in hard rock aquifers is geographically well distributed (Lachassagne and Wyns, 2005) and offers an alternative to pollution-prone surface water resources. Access to this groundwater is generally through boreholes. Thousands of boreholes have been drilled since the 1980s in the context of rural water supply projects. As many as 25%–60% (e.g. Vouillamoz et al., 2014; Courtois et al., 2009; Lutz et al., 2007) of the boreholes are "dry", indicating the complexity of hard rock aquifers and the need to develop suitable conceptual models and suitable methodologies to site boreholes.

Over the past twenty years, many advances have been made in the development of representative conceptual models for these aquifers. As an example, the role of fractures as hydraulic barriers was highlighted by Lachassagne et al. (2011). Some studies conclude that the fracture hydraulic conductivity of hard rock aquifers is due to weathering processes (e.g. Su et al., 2015; Koïta et al., 2013; Lachassagne et al., 2011; Courtois et al., 2009; Dewandel et al., 2006; Maréchal et al., 2004; Wyns et al., 2004), while others consider fracture hydraulic conductivity to be of tectonic origin (e.g. Kouamé et al., 2010; Kamagaté et al., 2008; Razack and Lasm, 2006; Wright and Burgess, 1992).

For the former group, the hydraulic conductivity of hard rocks is inherited from weathering profiles, within a fissured stratiform layer located immediately below the unconsolidated saprolite. In this model, the weathering profile includes, from top to bottom: (i) laterite, iron or bauxitic crust, which can be absent due to erosion or rehydratation of hematite in a latosol; and (ii) saprolite, a clay-rich material derived from prolonged *in situ* decomposition of the fresh rock, which has a thickness of a few tens of meters. The saprolite layer can be further divided into two sub-units (Wyns et al., 2004): the alloterite sub-unit (consisting of mostly clays), and the isalterite sub-unit (in which weathering processes preserve the original rock structure) whose effective porosity is normally between 3% and 10%. The weathering profile also includes: (iii) a fissured layer, which is generally characterized by dense fissuring in the first few meters below its top, with a relative high hydraulic conductivity and rather a low porosity; and finally (iv) fresh rock, which is unfractured hard rock and has a very low hydraulic conductivity and storativity (Maréchal et al., 2004). This model of a horizontally stratified reservoir has been successfully applied to various hard rock aquifers in India (Dewandel et al., 2010, 2006), Ivory Coast (Koïta et al., 2013), South Africa and East Africa (Taylor and Howard, 2000).

In the latter case, the hard rocks are considered to be highly heterogeneous, with their hydraulic properties deriving mainly from tectonic origins and lithostatic decompression. During drilling campaigns, the project supervisors in charge of selecting borehole sites have always searched for soil surface lineaments. These are supposedly the surface representation of subvertical fractures, and are detected by suitable processing of satellite images and aerial photographs.

This paradigm has oriented (1D) electrical resistivity sounding campaigns and borehole drilling (Savadogo et al., 1997; Wright and Burgess, 1992), but fails to explain the current 30%–40% of dry boreholes (Brunner et al., 2006; Sander, 2006). In view of this situation, the question arises as to whether some of these concepts, which the majority of applied hydrogeologists still consider to be relevant, should be reviewed. The aim of the present study is, thus, to provide answers to this question, by using an integrated approach to characterize and propose a conceptual model of a hard rock aquifer, based on information obtained at different scales.

Our methodology, firstly, involved a description of the weathering profile at borehole scale (1D) through the use of lithologs and electrical resistivity logs. Next, the weathering profile was characterized from ridge to ridge on a watershed by electrical resistivity sections (2D), crossing the maximum number of lineaments identified in previous studies.

The study was carried out at the Sanon experimental catchment site, which had already been the subject of groundwater research in the 90s (Compaoré, 1997; Compaoré et al., 1997; BRGM-Aquater, 1991).

In the following section we describe the methods used for the borehole scale investigations and to determine the ridge to ridge weathering profile. A conceptual model of the weathering profile is then proposed. Finally, our model is compared with the two aforementioned concepts (i.e. hydraulic properties due to weathering, and due to tectonic fracturing revealed by lineaments).

2. Description of the Sanon experimental site

2.1. Location and climate

The Sanon experimental site is located within a hydrological entity (surface sub-catchment of Red Volta river), approximately 40 km northwest of Ouagadougou (the capital city of Burkina Faso) between the longitudes of 1°45′35″ and 1°42′42″W, and the latitudes of 12°25′55″ and 12°29′10″N. It has a surface area of 14 km^2 and is characterized by a very weakly contrasted relief (Fig. 1). The ridges in this area are mainly covered by iron crust, between 350 and 370 m amsl. They form the boundaries of the surface hydrological entity. The central part of the site is characterized by a relatively broad, flat-bottomed valley, sloping from east to west.

The climate in this area is of the Sudano-Sahelian type, with a short rainy season (from June to September) and a long dry season (from October to May). The mean annual rainfall varies between 700 and 900 mm and the temperature ranges between 25 and 40 °C.

2.2. From regional to local geology

The geology of Burkina Faso is characterized by rocks belonging to the West African craton, which has one of the lowest seismicities in the world, characterized by earthquakes with a magnitude less than 4. This craton comprises two distinct entities: the Reguibat Shield in the North, and the Leo Shield, also referred to as the Man Shield, in the South (Fig. 2). These two groups are separated by sedimentary formations called the Taoudeni basin. In the Leo Shield, Paleoproterozoic formations crop out in nine West African countries: Burkina Faso, Ivory Coast, Ghana, Guinea, Liberia, Mali, Niger, Senegal and Togo (Lompo, 2010). The age of the formations is not exactly known, and diverse estimates have been proposed in different studies (e.g. Kouamelan et al., 2015; Lompo, 2010; Feybesse et al., 2006; Egal et al., 2002; Guiraud, 1988). However, this shield can be subdivided into two domains:

- The Archean or Kenema-Man domain (Fig. 2). This is characterized by two orogenic cycles: the Leonian, dated from 3500 to 2900 Ma, and the Liberian, dated from 2900 to 2600 Ma.
- The Baoule-Mossi domain (Fig. 2) is dominated by the Paleoproterozoic era. It was recorded in the second domain of the Eburnean orogenic cycle dated from 2400 to 1600 Ma. According to various studies (Sattran and Wenmenga, 2002; Savadogo et al., 1997), the Eburnean orogenic cycle is characterized by: (i) the fracturing of an ancient hard rock, in two directions (N15° to N20°E and N100° to N120°), (ii) the intrusion of granodioritic

dykes, and (iii) roughly adjusted isoclinal series and very tight folds. Furthermore, it is noteworthy that the formation of granites and migmatites began around 2100 Ma, during a period when already metamorphosed materials from the Antebirimian age were affected by migmatization responsible of "gray" granites and migmatites. Between 2000 and 1800 Ma, the general Birimian metamorphism occurred, followed by the formation of leucocratic granites. This granitization led to the silicopotassic recrystallization of "gray" granites and migmatites. As for the green rocks, which are complex structures composed of metabasites, these were formed at the end of the Birimian and are characterized by a metamorphosed and folded series that is unconformable with neighboring formations.

The study area is located on the Central Plateau of Burkina Faso, and is composed of rocks that are representative of the West African hard rocks. They were emplaced during the Eburnean orogeny.

The local geology of the study site is characterized by a patchwork of migmatite, gneiss and granite, and green rocks, with a sandy, arenitic or lateritic weathering cover. As there are no bedrock outcrops, it is difficult to accurately map the areas occupied by these formations.

3. Material and methods

The methodological approach applied during this study consisted firstly in analyzing lithologs, to determine the type and thickness of the various layers of the weathering profile and also of course the lithology of the parent rock. Electrical resistivity values were then assigned to each layer of the weathering profile. These were derived from electrical resistivity logs recorded in boreholes and new observation wells, from which cuttings were used to set the lithologs. Finally, a 2D Electrical Resistivity Tomography (ERT) section was determined from ridge to ridge, and classified in geological terms on the basis of the corresponding "resistivity range – layers of the weathering profile", derived from electrical logs. These investigations were performed at two different scales: those carried out at borehole scale, and those carried out at catchment scale (from ridge to ridge).

3.1. Description of the weathering profile at borehole scale

The vertical structure of the weathering profile was mainly based firstly on the interpretation of 18 lithologs, and secondly on the interpretation of electrical logs recorded in 12 unequipped boreholes and observation wells.

The lithologs were either recorded at boreholes and observation wells drilled during the present study, or derived from previous observations (BRGM-Aquater, 1991). The interpretation of these lithologs was enhanced through the use of additional drilling data (drilling speed and change of drilling tools), and the observation of artificial outcrops as traditional brickworks (pits used for the manufacture of laterite bricks) on the hillsides covered by a lateritic iron crust. The cuttings were studied in order to assess the nature and geometry of the different components of the weathering profiles, corresponding to the various geological formations within the catchment.

Pole-pole electrical resistivity logs (Chapellier, 1987) were then recorded and interpreted, in order to affect resistivity values to the various layers of the weathering profile. The pole-pole array used an inter-electrode spacing (AM) of 80 cm. The electrical resistivity logs were recorded in 10 boreholes extending through the entire thickness of the weathering profile, and in two observation wells

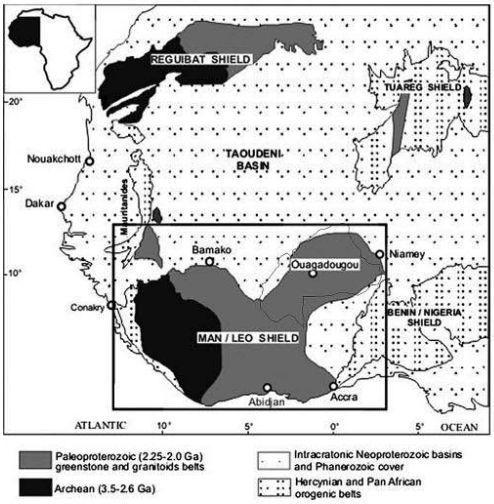

Fig. 2. West African craton shown on a simplified geological map, and location of the Paleoproterozoic rocks (Lompo, 2010).

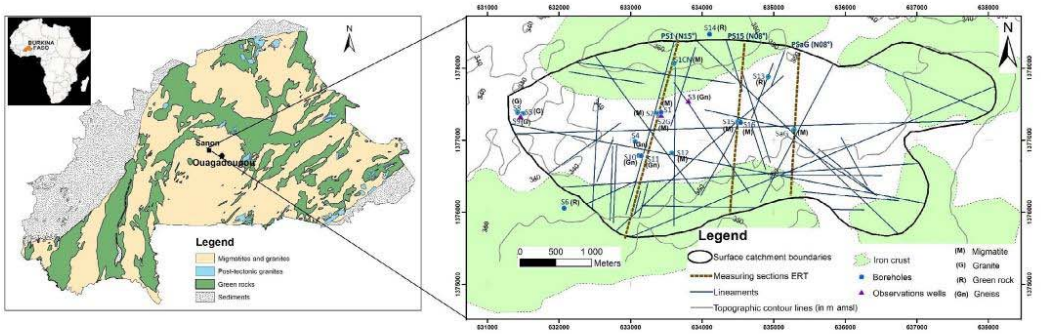

Fig. 1. Location of the study site in Burkina Faso, Africa, showing the extent and locations of the iron crust, ERT sections, boreholes, observation wells, and lineaments within the surface catchment. Also, punctual location of geological formations using boreholes and observation wells.

extending through the saprolite only. In each borehole, the measurements were made where the well is screened and below the piezometric level, as such measurements are only possible there.

3.2. Description of the ridge to ridge weathering profile

Most of the ridge to ridge weathering profile measurements were made using ERT, leading to the elaboration of a 2D model of sub-surface resistivity, which is supposed to vary vertically and horizontally along the profile (Dahlin, 2001). This technique involves the implementation of two distinct processes, described as the following:

- Field investigations

Field measurements were carried out with a Syscal R1-Plus Switch 72 resistivimeter (Iris Instruments). Wenner-alpha and Wenner-beta arrays (Dahlin and Zhou, 2004) were used, with an inter-electrode spacing of 5 m. The combined use of these two arrays allows the vertical and horizontal resolutions of the measurements to be optimized, while providing a good depth of investigation (Descloitres et al., 2008b; Massuel et al., 2006). Three profiles: PS1, PS15 and PSaG from northern ridge to southern ridge and passing through by the boreholes S1, S15 and SaG respectively were achieved. They were linked to the ridges from North to South (Fig. 1). Their lengths are as follows: 2875 m for PS1, 2400 m for PS15 and 1800 m for PSaG (Fig. 1). The profile directions were set to: N15° (PS1) and N08° (PS15 and PSaG) due to the presence of obstacles (houses, sacred sites) in the field, thus traversing the highest possible number of lineaments, as proposed by previous studies (Kabré, 2012; BRGM-Aquater, 1991). This approach was designed to validate these lineaments, which are supposed to be the surface representation of bedrock fractures. The advantage of making measurements close to existing boreholes is that their lithologs can be used as a reference for the calibration of geophysical data.

- Data processing: inversion, calibration and classification

The raw field measurements were initially filtered to remove any corrupt data points: measurements having a different magnitude, or a difference in apparent resistivity greater than one third of the neighboring values were deleted. This prevented the occurrence of various artifacts. Following this pretreatment, the data were inverted, calibrated and classified.

The aim of the apparent resistivity inversion process was to reconstruct the "true" sub-surface resistivity distribution (Olayinka and Yaramanci, 2000). The first step in this process involved the elaboration of an initial model, which was iteratively improved by comparing the observed and computed responses, with respect to the model parameters (Olayinka and Yaramanci, 2000). The DC2DInvRes software (Günther, 2004) was used for this data processing step. For the inversion, the L1-norm (blocky or robust) constraint was used to provide well-contrasted resistivity units.

The inversion quality was assessed in terms of the Root Mean Squared (RMS) and Chi-square (Chi^2), using Eqs. (1) and (2).

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left((x_{data,i} - x_{model,i}) / x_{data,i} \right)^2 / N} \quad (1)$$

$$Chi^2 = \sum_{i=1}^{n} \left((x_{data,i} - x_{model,i}) / \varepsilon \right) / N \quad (2)$$

where N represents the total number of measurements.

The RMS measures the difference between the interpreted apparent resistivity values given by the model (x_{model}) and the measured values (x_{data}). Chi^2 corresponds to the difference between the terms x_{model} and x_{data}, normalized by the error, noted ε, corresponding to each measurement (estimated error, depending on the array used, the inter-electrode spacing, the injected voltage and the measured values of apparent resistivity). In order to develop a mathematical model that accurately reproduces the measured values of apparent resistivity, the RMS (defined above) must be as small as possible, and the noise on the electrical measurements must be minimized. In addition, extreme values can affect the computed value of RMS. Chi^2 can thus be a better estimator of the model's accuracy, since it provides a representative estimation of the errors due to resistivity measurements (Günther, 2004). However, as it has been shown that low values of RMS or Chi^2 do not guarantee that the model provides an accurate representation of the subsurface (Descloitres et al., 2008a), it is nevertheless important to refer to lithologs for geophysical data calibration.

The geophysical models obtained by inversion were clustered (e.g. Chaudhuri et al., 2013), according to the resistivity ranges corresponding to the "saprolite", "fissured" and "fresh rock" layers obtained from the electrical resistivity logs.

4. Results

4.1. Weathering profile across the borehole

It is not possible to propose a geological map of the area allowing to locate migmatites, gneisses, granites and green rocks because there is a low density of boreholes and no outcrops of parent rock. Consequently, it is difficult to map the areas occupied by the various geological formations. However, a brief description of the lithology of the parent rock is presented below, and the geological formations identified from each lithology is mentioned on Fig. 1.

- Description of the lithologs

The analysis of 18 lithologs revealed that the weathering profiles of all formations (granite, migmatite and green rocks) observed in the catchment have a classical vertical structure. This includes, from top to bottom, the following components: (i) a saprolite which can be divided into two sub-layers: alloterite (rich in kaolinite and where the structure of the parent rock is no more visible) and isalterite (with abundant quantities of clay and sand and where the structure of the parent rock is still visible). The mean thickness of the saprolite layer is 37.6 ± 7 m and it varies between 22 and 49 m; (ii) a fissured layer, in which water strikes were observed during drilling with a down-the-hole hammer (this is characterized by cuttings containing elements of weathered rock as well as fresh bedrock). The mean thickness of fissured layer is 13.8 ± 8 m and it varies between 2.5 and 35 m. The high value of the standard deviation (relative to the mean) may indicate a large difficulty in estimating the thickness of this layer, as the only way to characterize it is the location of permeable fractures; and (iii) a fresh rock which is unfractured. In addition, the profiles are usually covered by a thin layer of sand and laterite, except on their ridges where, in some places, they are covered by an about 8 m thick iron crust (Fig. 3).

Although the structure of the weathering profile described above is standard, significant differences in thickness have been observed within the same geological formations. These differences were also observed as a function of the topography, or the relative position of the profile with respect to the lowest central part of the

catchment.

On the migmatites, the weathering profile is thicker at the lowest central part of the catchment, where the saprolite (alloterite and isalterite) reaches an average thickness of 49 m (litholog from borehole S1). In some cases we noted the disappearance of the isalterite layer, in favor of the alloterite layer. The profile thickness decreases gradually with distance from the center of the valley (axis through the lowest central part of the catchment), and reaches its smaller values, an average of 22 m (litholog from borehole S14), at the ridges.

No marked differences in weathering profile thickness were observed on the green rocks and granites, since very few lithologs were available for these geological formations (3 for the green rocks and 3 for the granites). However, thin saprolite layers are observed on the green rock formations of the interfluves.

- Description of the iron crust profile

The analysis of iron crust profiles at a traditional brickwork site (Fig. 3) revealed a ferruginous slab at the top. This has a conglomerate appearance at the surface, highlighted by glazed purple nodules. The latter are merged into the mass of the slab. Where they are broken, these nodules reveal fine pores. An indurated clay-sand matrix is located below the ferruginous slab, and has a horizontal laminated structure, under which a second indurated clay-sand matrix appears at an average depth of 4 m. The latter is uncracked and has many non-interconnected voids. The structure of the iron crust described here is likely to influence the surface flows, and in catchment areas where the alteration profile is covered by an iron crust, this structure can be expected to have an impact on the infiltration process. It surely promotes the surface flows and reduces infiltration.

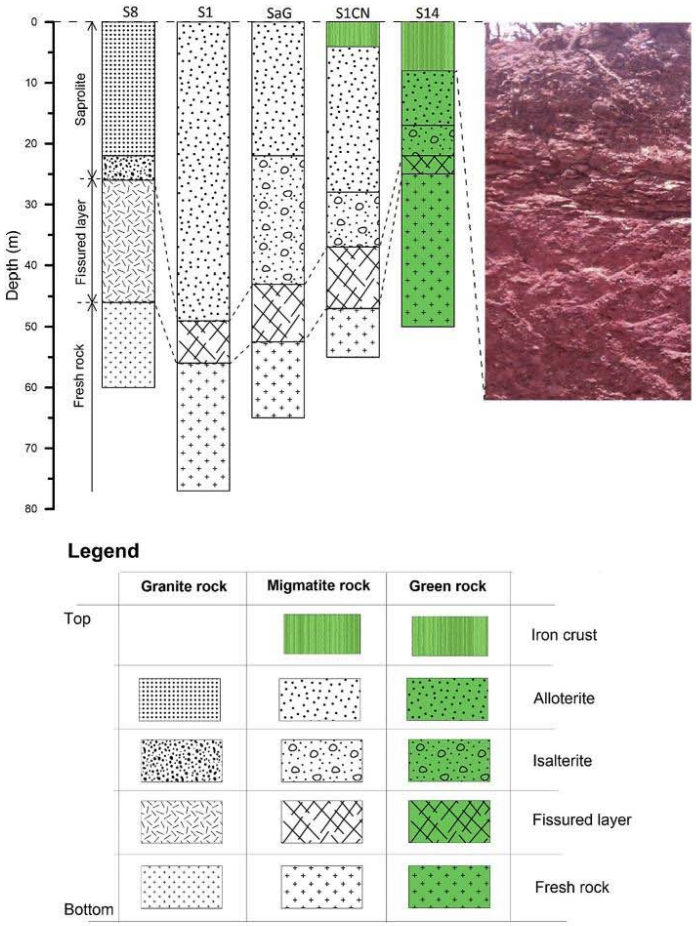

Fig. 3. Examples of weathering profiles on granite, migmatite and green rock. The iron crust profile from a traditional brickwork is shown at the right of this figure. The height of the outcrop shown on the photograph is about 2 m.

• Interpretation of electrical resistivity logs

The variations in electrical resistivity as a function of depth, derived from electrical resistivity logs (Fig. 4), allowed electrical resistivity ranges to be allocated to each layer of the weathering profile as defined by the lithologs (Fig. 5). With this profile, it is found that the electrical resistivity varies as a function of depth and inside the same layer (Fig. 4), thus revealing his heterogeneity. In this figure, it can also be seen that the transition from one layer to another is characterized by a progressive variation in resistivity, suggesting that there is no abrupt change in facies along the weathering profile. This is particularly highlighted between the fissured layer and the fresh rock. Indeed, in the fissured layer, there is a dense fissuring in the first few meters and a downward-decreasing density of fissures. This makes difficult the identification of the boundary between these two layers. All these observations do not allow the geometric boundary between successive layers of the weathering profile to be determined with certainty.

Statistical analysis of the full set of data derived from the electrical resistivity log reveals that the median values of electrical resistivity for the “saprolite”, “fissured” and “fresh rock” layers are respectively 120, 418 and 1291 Ω m.

The representation of the lower and upper quartiles of resistivity for each layer of the weathering allows to well differentiate between the three main layers of the medium. Lower quartiles 228 Ω m and 871 Ω m characterize the base of the “fissured layer” and the “fresh rock”, respectively. These two values were then used to define boundaries between the three layers: for the “saprolite”, “fissured” and “fresh rock” layers, the following electric resistivities ranges were thus selected: [0; 228 Ω m[, [228; 871 Ω m[and [871; 100 000 Ω m[. A resistivity threshold of 60 Ω m was also used to distinguish the most conductive portions of the saprolite (Chapellier, 1987). The resulting resistivity ranges make it possible to propose a geological interpretation for the 2D resistivities measured in the catchment, as described in the following section.

4.2. Description of the ridge to ridge 2D weathering profile

4.2.1. Geophysical interpretation

• 2D electrical resistivity cross-section

Two-dimensional cross-sections of the 2875 m apparent resistivity profile PS1, passing through borehole S1, are shown in Fig. 6a and b. The resistivities were pretreated by removing outlier values (small blank areas in these pseudo-sections). This figure reveals the presence of low apparent resistivities (blue) at the center, and high apparent resistivities further from the center (brown) of both sections.

The interpreted resistivity model, resulting from the joint inversion of both series of apparent resistivities (Wenner-alpha array and Wenner-beta array) (Fig. 6c), indicates the presence of a highly conductive zone (resistivities less than 60 Ω m) at the center of the model. This zone corresponds to the central valley of the catchment, and can be seen to become thinner at increasing distances from the center. Highly resistive (greater than 871 Ω m) superficial environments can also be distinguished at the two upper ends of the model. These coincide with the northern and southern ridges, covered by a hardened iron crust.

4.2.2. Geological interpretation

Analysis of the geological models (Fig. 8), derived from our classification of the 2D resistivity sections (Fig. 7) PS1, PS15 and PSaG, shows that:

i) for each profile, the geometry of the geological model (1D) with respect to the positions of boreholes S1, S15 and SaG is consistent with the geometry of the lithologs recorded at these boreholes.
ii) the presence of four layers corresponds to the classical conceptual model for hard rocks, namely alloterite and isalterite layers (which together form the “saprolite layer”), a fissured

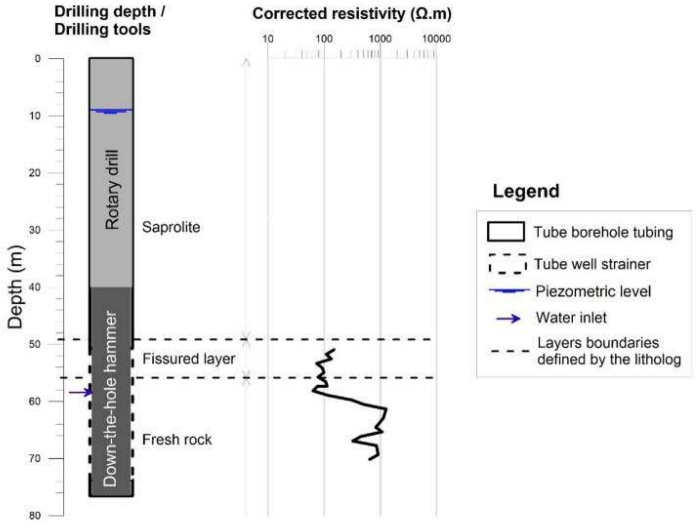

Fig. 4. Variation of electrical resistivity as a function of depth in the S1 borehole. The measurements were only made along the part of the borehole with a perforated PVC casing.

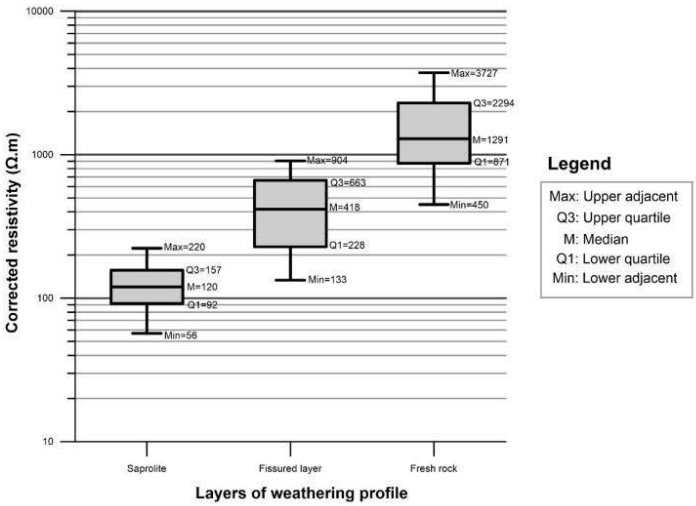

Fig. 5. Corrected resistivity ranges, arranged according to the subsurface compartments of the weathering profile using the box plots.

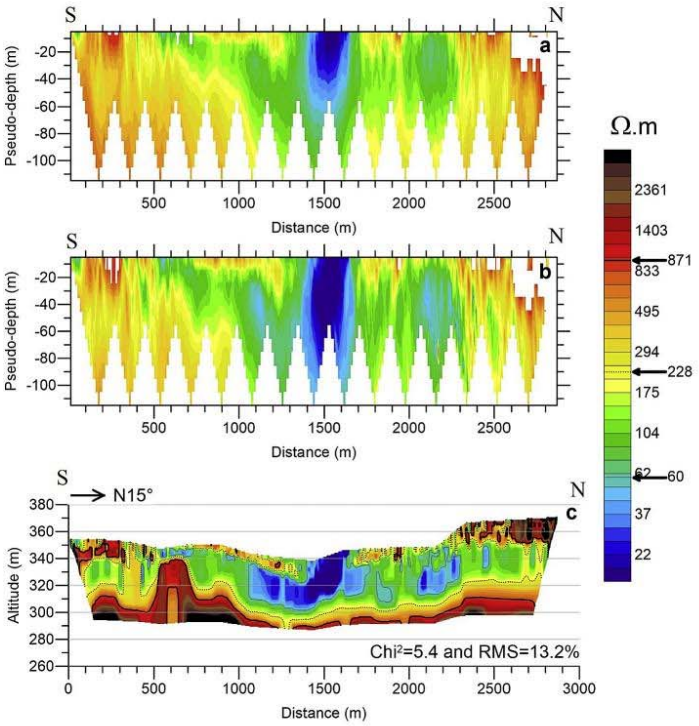

Fig. 6. Example of PS1 profile: 2D apparent resistivity pseudo-sections measured with a) a Wenner-alpha array, and b) a Wenner-beta array. Fig. 6c shows the interpreted 2D resistivity section, derived from the joint inversion of the two pseudo-sections.

layer and a fresh rock. The resistive cover (resistivity greater than 871 Ω m) is due to the presence of an iron crust on the ridges, whereas in the valley it corresponds to lateritic dry sand.

iii) the saprolite layer is sensibly thicker in the central valley (37–48 m) as compared to the ridges area (10–30 m), and is characterized by a high clay content (resistivity less than 60 Ω m). In this part of the catchment, the fissured layer is thinner (5–10 m) as compared to the other areas (4–20 m). The fresh rock (resistivity greater than 871 Ω m) is situated at a depth of approximately 50 m in the valley. The profile thickness decreases at the ridges, where the alloterite layer is almost nonexistent. At the ridges, the weathering profile is characterized by thickening of the fissured layer and a fresh rock high, which is more pronounced at the southern ridge.

The geological model described above provides a good explanation for the behavior of the Sanon hydrogeological catchment. Indeed, the presence of an iron crust on the ridges facilitates the runoff of rainwater towards the central valley, which becomes the preferred groundwater recharge zone as a consequence of its sandy surface structure. Runoff water accumulates within the valley and infiltrates below the surface, leading to localized recharging of the aquifer. This in turn provides a credible explanation for the existence of a piezometric dome area, confirmed by the piezometric map (Compaoré et al., 1997).

4.2.3. Validation of the lineament structures

In the different geophysical and geological ridge to ridge models (Figs. 7 and 8), there is no visible evidence of tectonic fractures. The lineaments identified on the lineament map (Fig. 2) can thus not be considered as the representation of surface tectonic fractures.

5. Discussion

The weathering profile model developed in the present study is consistent with other recently proposed models (e.g. Langman et al., 2015; Koïta et al., 2013; Lachassagne et al., 2011; Courtois et al., 2009; Dewandel et al., 2006; Wyns et al., 2004). These models assume the hydraulic conductivity of hard rocks to be inherited from weathering profiles, rather than from tectonic fractures. Indeed, the ERT did not reveal the discontinuities identified in previous studies through the use of aerial photography and Landsat 7 satellite imagery. In geological models based on the classification of electrical resistivity values, there is no visible trace of tectonic fractures; and it is unlikely for lineaments to be recognized as confirmed surface representations of tectonic fractures. This lack of correlation between lineaments and tectonic fractures could explain the high rate of negative wells drilled in hard rocks, despite the use of lineament analyses during many drilling

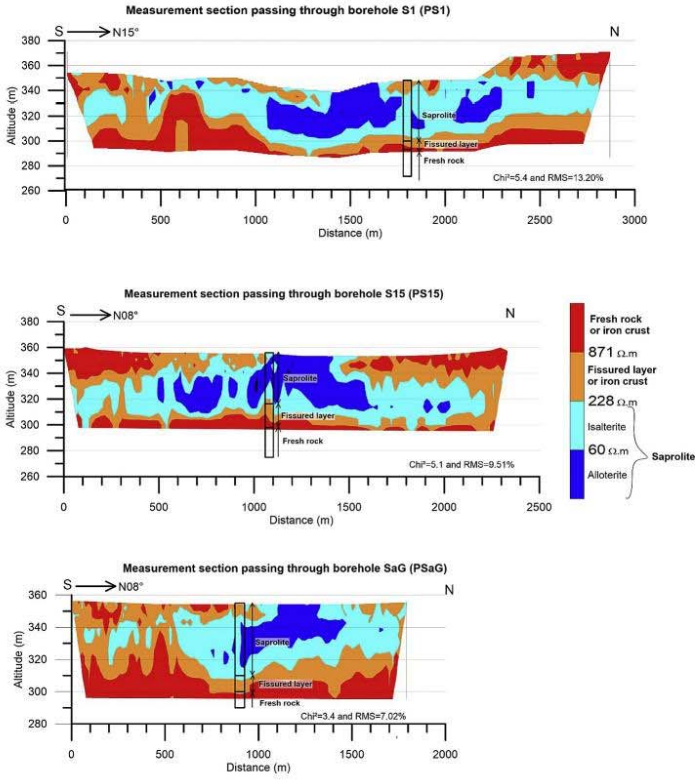

Fig. 7. Classification of interpreted resistivities from the PS1, PS15 and PSaG profiles.

campaigns. Although several authors have described or characterized the assumed structure of hard rock aquifers and stated that their fracturing is of tectonic origin (e.g. Kamagaté et al., 2008; Razack and Lasm, 2006; Savadogo et al., 1997; Wright and Burgess, 1992; Faillat and Blavoux, 1989), this hypothesis has not been demonstrated (Lachassagne et al., 2011). The latter authors assert that tectonic fracturing cannot be invoked as a genetic concept to explain the origin of secondary fissures/fractures in hard rocks. According to the same authors, in tectonically stable areas such as most of the world's hard rocks regions, the tectonic fracturing theory requires:

i) a tectonic process to create the fracture. The occurrence of such fractures is in fact very rare in both time and space;
ii) that the resulting fracture be permeable. A tectonic fracture is generally a complex structure, which is far from being systematically permeable;
iii) that the resulting tectonic fractures reach the subsurface (i.e. the depth of the hard rocks water well). In practice, tectonic fractures do not extend up to the regions closest to the surface;
iv) that permeable fractures remain unsealed for long periods of time (on a geological time-scale), whereas rejuvenation is in practice counteracted by sealing: tectonic fractures tend to be old and are sealed accordingly.

These arguments infer that tectonic fractures are located in the sub-surface, at a depth of several kilometers where they cannot be reached by standard well-drilling techniques, which have a maximum depth of approximately one hundred meters. For these reasons, there is a need to revise current hydrogeological models, which are based on tectonic fractures represented by lineaments.

As a result, particular attention has been paid to the fissured layer because it ensures the transmissive function of hard rock aquifers and is captured in most boreholes (Courtois et al., 2009). In this case study, the mean thickness is estimated at 13.8 ± 8 m using the lithologs. With ERT, its maximum estimated thickness is about 20 m. These values are globally lower than those obtained by Courtois et al. (2009) from hydrogeological data which are between 27 and 31 m on the same geological formations in Burkina Faso. Two main reasons may explain the underestimation of the fissured layer thickness: (i) the absence of precise lithologs for the boreholes. An uncertainty exists concerning the actual depth of the base of the saprolite; and (ii) the difficulty in choosing an electrical resistivity threshold to delineate the base of the fissured layer. This can be explained by the theory of percolation (e.g. Guéguen and Palciauskas, 1992). Indeed, the decrease in the density of fissures at the bottom results in stopping the percolation. It then becomes difficult to distinguish the electrical resistivities from the base of the fissured layer and those of the fresh rock.

The model developed in the present study is compared with the models proposed by Koïta et al. (2013), in Ivory Coast and Dewandel et al. (2006) in India. The geological formations studied in Ivory Coast and those of Sanon underwent the same geological history

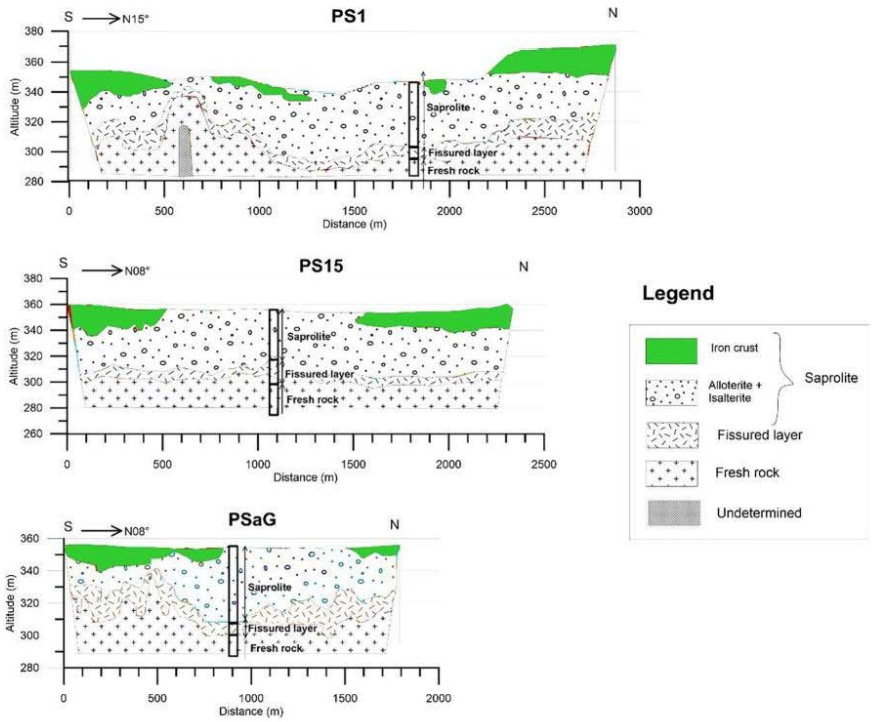

Fig. 8. Geological models for the PS1, PS15 and PSaG profiles.

during the Eburnean orogenic cycle dated from 2400 to 1600 Ma (Lompo, 2010; Thiéblemont et al., 2004). This comparison reveals similarities and differences, in terms of the geometry and structure of the profiles. Indeed, the weathering profile proposed in the present study is characterized, from top to bottom, by a vertical structure with three distinct layers, as proposed by Koïta et al. (2013): a saprolite layer, a fissured layer and the fresh rock. In both of these models, the layers are not stratiform at the scale of the catchment, suggesting that they were formed at different times (Dewandel et al., 2006) or that they are influenced by differential weathering as green rocks were observed below the ridges of the study area. The layers have varying thicknesses whose spatial variations are enhanced by the recent topography of the sites. Indeed, the weathering profile of the Sanon site is characterized by a low thickness of saprolite at the ridges and much greater in the valley. This configuration is contrary to that observed in Ivory Coast (Koïta et al., 2013; Avenard et al., 1971), where the weathering profile is more complete and thicker on the ridges covered by an iron crust, and thinner in the valleys marked by a deepening of the river bed, which sometimes reveals fresh bedrock. In Ivory Coast, the weathering profile was surely (quite recently) eroded by the streams that now reach the fissured layer or the fresh rock where the stream incisions are quite deep. This is not the case in Burkina Faso in general (Courtois et al., 2009), and at the Sanon site in particular where the topographic differences seem to be much less important as a consequence surely of a low erosion rate. The development of such profiles requires long periods of time during which the regions are characterized by a moderate relief (Lachassagne and Wyns, 2005).

Moreover, the iron crust covering the ridges show different landforms, whether in Sudano-Sahelian climatic conditions or in wet areas. In Sudano-Sahelian climatic conditions such as Sanon site, iron crust is in extensive and compact blocks which resisted the dismantling (Avenard et al., 1971). However, in wet areas such as Ivory Coast, iron crust is often dislocated (existence of some residual blocks) or even completely dismantled following a lowering of the base level and a period of wetter climate (Avenard et al., 1971). Thus, in Sanon site, the iron crust covering the ridges promotes the surface flows giving rise to flows which can at times be torrential (Maignien, 1958). Thus, the valley becomes a preferential zone for infiltration and consequently for recharge. Infiltration in a valley would also be facilitated by a gentle slope, when this is insufficient to promote erosion of the valley, and would favor deep weathering by allowing water to persist for longer periods of time (Brideau et al., 2009).

From the hydrogeological point of view, the consequence of this difference in the behavior of ridge to ridge weathering profiles is that the topographical and hydrogeological watersheds of the Sanon site are not superposed. In other words, the ridges do not coincide with the groundwater divides.

6. Conclusion

The weathering profile of the Sanon experimental site, whose geology is representative of West African hard rocks, has been characterized in terms of its geometry and structure. This reveals that the weathering profile (of granite and migmatite) is standard, with three main layers: a saprolite layer (composed of iron crust, alloterite and isalterite sub-layers), a fissured layer and a fresh rock.

In addition, this weathering profile is found to be similar to that of models proposed in recent years, which concluded that the hydraulic conductivity of hard rock aquifers is due to weathering processes, and not to tectonic fractures.

The profile from this study was compared with other profiles observed under a present humid tropical climate, with the same formations and the same geological history during the Eburnean orogenic cycle but different reliefs at the catchment scale. Various discrepancies are found in terms of their geometry and structure. At the Sanon site, the saprolite thickness is thus greater in the valley than at the level of the ridge, which is contradictory to the conditions observed under a present humid tropical climate, where the thickness of the saprolite is greater at the ridges.

Moreover, the lineaments observed in previous studies do not appear to be tectonic fractures, and are not clearly visible on the proposed 2D geological sections. The lack of correlation between the presence and location of tectonic lineaments and fractures could explain the high rate of negative boreholes in hard rock aquifers occurring in contexts where, during drilling campaigns, a well's location is systematically based on the study of local lineaments.

Acknowledgments

This research was carried out in the framework of the GRIBA project (Groundwater Resources In Basement rocks of Africa), funded by the African Union, the European Union, and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) (grant AURG/098/2012).

We wish to thank the IRD for financing a student study visit under the auspices of the BEST program, at the UMR Metis of the Pierre and Marie Curie - Paris 6 University in France.

We would also like to thank C. ALLE, Y. KONE, and S. MAIGA for their active involvement in our field study campaigns.

Mr P. LACHASSAGNE is thanked for his useful remarks and comments that improved the quality of the paper.

References

Avenard, J.M., Eldin, M., Girard, G., Sircoulon, J., Touchebeuf, P., Guillaumet, J.L., Adjanohoun, E., 1971. Le milieu naturel de Côte d'Ivoire. Mémoire 50, ORSTOM, France.

BRGM-Aquater, 1991. Exploitation des eaux souterraines en socle cristallin et valorisation agricole: pilote expérimental en milieu rural pour les zones soudano-sahéliennes et sahéliennes. Rapport 33576. BRGM, France.

Brideau, M.A., Yan, M., Stead, D., 2009. The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. Geomorphology 103 (1), 30–49. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.010.

Brunner, P., Franssen, H.J.H., Kgotlhang, L., Bauer-Gottwein, P., Kinzelbach, W., 2006. How can remote sensing contribute in groundwater modeling? Hydrogeol. J. 15 (1), 5–18. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0127-z.

Carter, R.C., Parker, A., 2009. Climate change, population trends and groundwater in Africa. Hydrol. Sci. J. 54 (4), 676–689. http://dx.doi.org/10.1623/hysj.54.4.676.

Chapellier, D., 1987. Diagraphies appliquées à l'hydrologie. Lavoisier, Paris.

Chaudhuri, A., Sekhar, M., Descloitres, M., Godderis, Y., Ruiz, L., Braun, J.J., 2013. Constraining complex aquifer geometry with geophysics (2D ERT and MRS measurements) for stochastic modelling of groundwater flow. J. Appl. Geophys. 98, 288–297. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.09.005.

Chilton, P.J., Foster, S.S.D., 1995. Hydrogeological characterisation and water-supply potential of basement aquifers in tropical Africa. Hydrogeol. J. 3 (1), 36–49.

Compaoré, G., 1997. Evaluation de la fonction capacitive des altérites: site expérimental de Sanon (Burkina Faso) Socle granito-gneissique sous climat de type soudano-sahélien. Thèse de doctorat. Université d'Avignon et des Pays Vaucluse, France.

Compaoré, G., Lachassagne, P., Pointet, T., Travi, Y., 1997. Evaluation du stock d'eau des altérites: expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina Faso). In: IAHS Publications-Series. of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences, 241, pp. 37–46.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2009. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48 (2), 269–283. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00620.x.

Dahlin, T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. Comput. Geosci. 27 (9), 1019–1029. http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6.

Dahlin, T., Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophys. Prospect. 52 (5), 379–398. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x.

Descloitres, M., Ribolzi, O., Troquer, Y.L., Thiébaux, J.P., 2008a. Study of water tension differences in heterogeneous sandy soils using surface ERT. J. Appl. Geophys. 64 (3–4), 83–98. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.007.

Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J.J., Mohan Kumar, M.S.,

Subramanian, S., 2008b. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. Hydrol. Process. 22 (3), 384–394. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6608.
Dewandel, B., Gandolfi, J.M., de Condappa, D., Ahmed, S., 2008. An efficient methodology for estimating irrigation return flow coefficients of irrigated crops at watershed and seasonal scale. Hydrol. Process. 22 (11), 1700–1712. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.6738.
Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized 3D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. J. Hydrol. 330 (1–2), 260–284. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026.
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. Hydrol. Process. 24 (19), 2784–2797.
Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegyey, M., Diaby, S., Kolié, P., 2002. Late eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the archean kénéma–man domain (Guinea, West African craton). Precambrian Research 117 (1–2), 57–84. http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00060-8.
Faillat, J.P., Blavoux, B., 1989. Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes fissurées en zone tropicale humide: l'exemple de la Côte d'Ivoire. J. Afr. Earth Sci. (Middle East) 9 (1), 31–40. http://dx.doi.org/10.1016/0899-5362(89)90005-5.
Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milesi, J.P., Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. Precambrian Research 149 (3–4), 149–196. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.003.
Guéguen, Y., Palciauskas, V., 1992. Introduction à la physique des roches. Hermann, Paris.
Guiraud, R., 1988. L'hydrogéologie de l'Afrique. J. Afr. Earth Sci. (Middle East) 7 (3), 519–543. http://dx.doi.org/10.1016/0899-5362(88)90043-7.
Günther, T., 2004. Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements. PhD Thesis. University of Mining and Technology of Freiberg, Germany.
Kabré, W.P., 2012. Caractérisation hydrogéologique en milieu de socle fracturé: cas de la Province de Kourwéogo. Mémoire de master. Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement de Ouagadougou, Burkina Faso.
Kamagaté, B., Séguis, L., Goné Droh, L., Favreau, G., Koffi, K., 2008. Processus hydrogéochimiques et séparation d'hydrogrammes de crue sur un bassin versant en milieu soudano-tropical de socle au Bénin (Donga, haute vallée de l'Ouémé). J. Water Sci. 21 (3), 363–372.
Koïta, M., Jourde, H., Koffi, K.J.P., Silveira, K.S.D., Biaou, A., 2013. Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro catchment (Ivory Coast). J. Earth Syst. Sci. 122 (3), 841–854. http://dx.doi.org/10.1007/s12040-013-0290-2.
Kouamé, K.F., Lasm, T., De Dreuzy, J.R., Akaffou, A.G., Bour, O., Davy, P., 2010. Contribution d'un modèle hydrogéologique à fractures discrètes à l'étude des aquifères fracturés du socle Archéen de Touba (Nord-Ouest, Côte d'Ivoire). J. Water Sci. 23 (1), 41–56.
Kouamelan, A.N., Djro, S.C., Allialy, M.E., Paquette, J.L., Peucat, J.J., 2015. The oldest rock of Ivory Coast. J. Afr. Earth Sci. 103, 65–70. http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.12.004.
Lachassagne, P., Wyns, R., 2005. Aquifères de socle: nouveaux concepts - application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. Géosciences 2, 32–37.
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 (3), 145–161. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x.
Langman, J.B., Blowes, D.W., Sinclair, S.A., Krentz, A., Amos, R.T., Smith, L.J.D., Pham, H.N., Sego, D.C., Smith, L., 2015. Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an Arctic climate: a laboratory and field site comparison. J. Geochem. Explor. 156, 61–71. http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.05.004.
Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. J. Afr. Earth Sci. 58 (1), 19–36. http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.01.005.
Lutz, A., Thomas, J.M., Pohll, G., McKay, W.A., 2007. Groundwater resource sustainability in the nabogo basin of Ghana. J. Afr. Earth Sci. 49 (3), 61–70. http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.06.004.
MacDonald, A.M., Davies, J., 2000. A brief review of groundwater for rural water supply in sub-saharan Africa. Technical Report WC/00/33. British Geological Survey, United Kingdom.
Maignien, R., 1958. Le cuirassement des sols en Guinée: afrique occidentale. ORSTOM, France. Available at: http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:10817.
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 Resour. Res. 40 (11), W11508. http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003137.
Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Le Troquer, Y., Albouy, Y., Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. CATENA 67 (2), 105–118. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2006.02.009.
Olayinka, A.I., Yaramanci, U., 2000. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. Geophys. Prospect. 48 (2), 293–316. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2478.2000.00173.x.
Razack, M., Lasm, T., 2006. Geostatistical estimation of the transmissivity in a highly fractured metamorphic and crystalline aquifer (Man-Danane Region, Western Ivory Coast). J. Hydrol. 325 (1–4), 164–178. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.014.
Sander, P., 2006. Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. Hydrogeol. J. 15 (1), 71–74. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0138-9.
Sattran, V., Wenmenga, U., 2002. Géologie du Burkina Faso. Czech Geological Survey.
Savadogo, N.A., Nakolendousse, S., Diallo, S., 1997. Étude comparée de l'apport des méthodes électromagnetiques MaxMin et électriques dans l'implantation des forages à gros débits dans les régions de socle cristallin du Burkina Faso. J. Afr. Earth Sci. 24 (1–2), 169–181. http://dx.doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00034-1.
Su, N., Yang, S.Y., Wang, X.D., Bi, L., Yang, C.F., 2015. Magnetic parameters indicate the intensity of chemical weathering developed on igneous rocks in China. CATENA 133, 328–341. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2015.06.003.
Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeol. J. 8 (3), 279–294.
Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrol. Sci. J. 54 (4), 655–664. http://dx.doi.org/10.1623/hysj.54.4.655.
Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Egal, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo rise and its eburnean reworking. J. Afr. Earth Sci. 39 (3–5), 97–104. http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.059.
Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: the example of Benin. J. Appl. Geophys. 107, 16–24. http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012.
Wright, E.P., Burgess, W.G., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geol. Soc. Spec. Publ. 66, 1–27.
Wyns, R., Baltassat, J.M., 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 (1), 21–34.