Estimation des ressources en eau souterraine en zone de socle africain : Développement d'une approche hydrogéophysique basée sur la résonance magnétique protonique



Chaire Internationale en Physique Mathématique et Applications
(CIPMA - Chaire UNESCO)

DOCTORAT EN SCIENCES EN
Hydrologie et Gestion Intégrées des Ressources en Eau

Présenté par

Messan Amené LAWSON

Université d'Abomey-Calavi (UAC)
Cotonou, République du Bénin

Sous la Direction de :

- Dr Nicaise YALO, Maitre de Conférences, UAC, Bénin
- Dr Jean-Michel VOUILLAMOZ, Maitre de Recherche, UJF, France

ICMPA PUBLISHING © 2019

CIPMA – CHAIRE UNESCO

Université d'Abomey-Calavi (UAC), BENIN
Chaire Internationale en Physique Mathématique et Applications
(CIPMA - Chaire UNESCO)

N°11058307-19/PhD/CIPMA/FAST/UAC

Estimation des ressources en eau souterraine en zone de socle africain : Développement d'une approche hydrogéophysique basée sur la résonance magnétique protonique

Doctorat de l'Université d'Abomey-calavi
en
Hydrologie et Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PhD-HGIRE)
Spécialité : Hydrogéophysique

Présenté par
Messan Amené LAWSON

Directeur et Co-Directeur :
Monsieur Nicaise YALO, Maitre de Conférences, Université d'Abomey-Calavi (Bénin)
Monsieur Jean-Michel VOUILLAMOZ, Maître de Recherche, Université Joseph Fourier de Grenoble (France)

Président :
Monsieur Mahouton Norbert HOUNKONNOU, Professeur titulaire, Université d'Abomey-Calavi (Bénin)

Examinateur :
Monsieur Moussa BOUKARI, Professeur titulaire, Université d'Abomey-Calavi (Bénin)

Rapporteurs :
Monsieur Mahamadou KOÏTA, Maître de Conférences, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (Burkina-Faso)
Monsieur Youssouf KOUSSOUBE, Maître de Conférences, Université Ouagadougou I (Burkina-Faso)

Cotonou, Rép. du Bénin, 20 décembre 2019

Je dédie chaleureusement cette thèse à ma mère et à mon père.
Veuillez trouver très chers parents, à travers ce travail, un des fruits des nombreux efforts et sacrifices que vous avez su consentir, et qui m'ont permis de le réaliser.

PREAMBULE

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'un projet de recherche scientifique consacré aux ressources en eau souterraine en zone de socle africain. Il s'agit du projet GRIBA (Groundwater Resources In Basement rocks of Africa) financé l'union européenne et l'union africaine et porté par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Ce projet coordonné par le Dr. Jean-Michel Vouillamoz a été conduit suivant trois objectifs : (1) contribuer à l'amélioration des recherches scientifiques et technologiques en Afrique dans le but d'améliorer l'accès durable à l'eau aux populations ; (2) contribuer au renforcement des collaborations scientifiques entre pays africains ; (3) améliorer de la connaissance des ressources en eau souterraine en région de socle en Afrique. Le projet a été a été mis en place dans trois pays (Bénin, Burkina Faso et Ouganda) situés dans des contextes climatiques différents mais qui partagent les difficultés liées à l'exploitation des aquifères de socle.

Les travaux à l'origine du présent document ont pu être effectués grâce également aux supports scientifiques et logistiques des institutions universitaires et gouvernementales intervenant dans le domaine de l'eau dans ces trois pays. Il s'agit pour le Bénin de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC) et de la Direction Générale de l'Eau (DGEau) ; de l'Université de Ouagadougou 1 (UO 1) et l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) pour le Burkina Faso ; et de Makerere University of Kampala (MUK) et le Directorate of Water Resource Management (DWRM) en Ouganda. Nous tenons à remercier toutes ces organisations et institutions pour avoir rendu ce travail possible.

RESUME

Malgré l'important effort fourni par les pays de l'Afrique subsaharienne pour couvrir les besoins en eau de leur population, la cible 6.1 des ODD semble difficile à atteindre car les besoins augmentent avec la population qui croit, et la mobilisation de l'eau souterraine dans certains contextes est difficile. En effet, en zone dits de socle, il est statistiquement rare de réaliser des forages ayant des débits élevés, et ces débits ne sont souvent pas pérennes. Nous avons donc cherché comment identifier, avant de forer, le débit théorique exploitable, et quantifier, toujours avant de forer, les réserves en eau souterraine et leur capacité à amortir des changements dans le cycle de l'eau. Ainsi, sans investissement supplémentaire, plus de point d'eau fonctionnel seront disponible et contribueront à l'atteinte de la cible 6.1 des ODD.

Bien qu'elle présente des difficultés d'application spécifiques dans les roches de socle de la zone intertropicale, la méthode récente de Résonance Magnétique des Protons (RMP) pourrait contribuer (comparativement aux méthodes géophysiques classiquement utilisées pour la mobilisation de l'eau souterraine), à quantifier avant de forer, les propriétés hydrogéologiques qui gouvernent les débits et les réserves dans les aquifères de socle. Nous avons alors développé une démarche méthodologique pour réaliser des mesures RMP de bonne qualité en zone de socle africaine et réaliser des interprétations rigoureuses. Cette méthodologie a été mis en œuvre à une échelle régionale au Bénin, puis à une échelle multi-pays (Bénin, Burkina Faso et Ouganda) avec un total de 72 sondages RMP qui nous ont permis de calculer les réserves en eau souterraine actuelles, les débits théoriques et le pouvoir tampon des aquifères.

Nous avons remarqué un le lien entre les faciès géologiques de socle et la capacité de stockage de aquifères, et aussi une importante variabilité des réserves entre pays : en Ouganda, elles sont de 35% plus importantes que dans les deux autres pays. Comparé à la somme des sorties, ces aquifères de socle Africain ont un pouvoir tampon de 7 ans ± 18 mois en moyenne qui permettait d'amortir des augmentations de prélèvement pour l'alimentation en eau domestique pendant une décennie environ, et pendant 2 à 3 ans pour des prélèvements destinés à l'irrigation complémentaire.

Finalement, nous avons montré comment les variations des réserves en eau souterraine au cours des 20 dernières années pouvaient être expliquées par les variations pluviométriques.

Mots clés : aquifère de socle, sondage RMP, réserve, débit théorique, Afrique.

ABSTRACT

Despite the significant effort that Sub-Saharan African countries are making to meet the water needs of their populations, the target 6.1 of the Sustainable Development Goals seems difficult to achieve as needs increase with the growing population, and water groundwater mobilization in some contexts is difficult. In so-called basement areas, drilling with high yield is statistically rare, and these yields are often not sustainable. We have therefore sought to identify, before drilling, the theoretical yield that can be exploited, and to quantify, still before drilling, groundwater reserves and their capacity to buffer changes in the water cycle. Thus, without additional investment, more functional water points will be available and will contribute to the target 6.1 of the Sustainable Development Goals.

Although it has specific application difficulties in hard rocks of the intertropical zone, the recent Magnetic Resonance Sounding (MRS) method could contribute (compared to geophysical methods conventionally used for groundwater mobilization) to quantify, before drilling, the hydrogeological properties that govern yields and reserves in hard rocks aquifers. We then developed a methodological approach to perform good quality MRS measurements in the African hard rocks area and make rigorous interpretations. This methodology was implemented on a regional scale in Benin, then on a multi-country scale (Benin, Burkina Faso and Uganda) with a total of 72 MRS measurements that allowed us to calculate the current groundwater reserves, theoretical yields and the buffer capacity of aquifers.

We noted a link between hard rocks geological facies and the storage capacity of the aquifers, and also a large variability of reserves between countries: in Uganda, they are twice that of the other two countries. Compared to the sum of the outputs, these African basement aquifers have a buffer capacity of 7 years 18 months on average which allowed to buffer increases in withdrawals for domestic water supply for about a decade, and for 2 to 3 years for withdrawals intended for supplementary irrigation.

Finally, we showed how changes in groundwater reserves over the past 20 years can be explained by rainfall variations.

Key words: hard rocks aquifer, MRS, reserve, theoretical yield, Africa.

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été pour moi un important pas en avant non seulement dans la grande famille des scientifiques, mais aussi dans ma vie de tous les jours : Ce fut un joyeux parcourt parsemé d'apprentissages.

Elle n'aurait pas pu aboutir sans tout le soutient scientifique, financier, moral et spirituel dont j'ai bénéficier d'innombrables personnes.

Il est de ce fait de mon devoir de témoigner toute ma gratitude à tous ceux qui ont contribué de quelque manière que ce soit, à enrichir non seulement le contenu de cette thèse, mais aussi ma personne.

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.

À mon directeur de thèse M. **Nicaise YALO**, j'exprime ma reconnaissance pour avoir accepté de diriger ce travail. C'est grâce à votre accord et vos nombreux conseils et enseignements que ce projet est arrivé à son terme. Vous avez toujours été à l'écoute des difficultés liées à mon travail et n'avez jamais ménagé aucun effort pour m'aider à les résoudre. Vous avez été auprès de moi au cours de mes travaux au Bénin, en Ouganda et au Burkina Faso et vos enseignements et conseils m'ont beaucoup aidé. Merci pour tout.

À M. **Jean-Michel VOUILLAMOZ**, mon co-directeur de thèse, à qui je dois beaucoup, je tiens à exprimer ma profonde gratitude pour tout son soutien pendant ces années de thèse. Sa démarche scientifique, son expérience, sa rigueur et surtout sa volonté à transmettre son savoir sans réserve, ont fini par faire de moi, une personne plus aguerrie à faire face aux difficultés de notre société relevant de mon domaine. Même s'il n'est pas toujours évident de sortir de votre bureau la tête haute du fait de votre amour pour le travail rigoureux et bien fait, on en sort toujours avec un véritable « plus ». Soucieux de la suite de ma carrière, vous avez fait de votre mieux pour que j'appartienne aujourd'hui à un intéressant réseau international de scientifiques. Je n'oublie pas également tous les bons moments passés avec vous en Ardèche où mes collègues et moi avions eu le plaisir de mieux vous connaitre et de recevoir de vous, plus que des notions d'hydrogéophysique. Vous avez été beaucoup plus qu'un co-directeur de thèse, et je vous en suis très reconnaissant. Merci Monsieur.

À M. **Moussa BOUKARI**, à qui je dois mes toutes premières notions d'hydrogéologie, je dis un sincère merci. Vous avez joué un rôle clé dans la mise en place du cadre qui a permis la naissance et l'aboutissement de ce projet de thèse. Comme un de vos enfants, je ne me suis jamais privé de bénéficier de vos conseils et soutiens, et ceux-ci m'ont énormément aidé. Je m'évertuerai à toujours rester digne de la confiance et de la considération que vous avez placé en ma modeste personne, et je sais que je n'aurai qu'à suivre votre exemple pour y arriver. Merci cher Professeur du fond du cœur.

À M. **Daouda MAMA**, actuel directeur de l'Institut National de l'Eau (INE) et du Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA), pour tout son soutien tout au long de cette thèse. Bien que n'étant pas du domaine de l'hydrogéophysique, vous avez toujours su accorder un important crédit à nos travaux et avez dans cette optique, apporter votre soutien à chaque fois que cela s'est avéré nécessaire. A plusieurs reprises, vos conseils et soutiens m'ont permis de progresser dans mon travail. Merci beaucoup cher Professeur.

À M. **Abdoukarim ALASSANE**, actuel directeur adjoint du (LHA), pour nos nombreux conseils et enseignements qui m'ont tant aidé. Vos coups de fils surprises pour me conseiller et me soutenir sont toujours arrivés à des moments où j'en avais besoins et m'ont beaucoup aidé. Merci beaucoup pour la considération et la confiance que vous avez placé en ma personne.

À M. **Euloge AGBOSSOU**, actuel président du Partenariat National de l'Eau (PNE), pour tous ses conseil et orientations qui m'ont beaucoup aidé. Merci également cher Professeur, pour les sacrifices que vous avez consentis pour trouver le temps d'améliorer non seulement la structuration mais aussi le fond de ce document.

À M. **Marc DESCLOITRES**, actuel directeur adjoint de l'Institut de Géoscience et Environnement (IGE) de Grenoble qui de par ses enseignements aussi bien au bureau que sur le terrain, alors qu'il était encore au Bénin, a beaucoup contribué à la qualité scientifique de la présente thèse. Merci également pour vos contributions et soutiens qui m'ont permis d'obtenir l'Allocation de Recherche pour une Thèse au Sud (ARTS) octroyée par l'IRD. Je n'oublie également pas tous les conseils dignes d'un père que vous avez prodigué à moi et à mes collègues. C'est d'ailleurs pour cela qu'au Bénin, nous vous appelions « papa Marc ».

À MM. **Callist Tindimugaya** et **Micheal OWOR** pour le grand soutien qu'ils m'ont apportés lors de mon séjour de deux mois en Ouganda.

À M. **Mahamadou KOÏTA** pour le magnifique séjour que j'ai passé au 2iE au Burkina Faso grâce à lui. Le dynamisme qu'il a mis dans son équipe, sa disponibilité et ses conseils ont été pour beaucoup dans la réussite de ma mission. Les soirs, dans le restaurant de M. Zerbo au retour du terrain, furent d'agréables moments où nous bénéficions de vos conseils et anecdotes, avant de repartir le lendemain dans la bonne humeur. Grâce à votre collaboration, j'ai pu obtenir diverses données dont j'avais besoin pour mes travaux sur le Burkina Faso. Merci à vous.

À M. **Youssouf KOUSSOUBE,** pour les échanges scientifiques que j'ai eu le plaisir d'avoir à plusieurs occasions. Merci également pour avoir bien voulu partager avec mes collègues et moi, vos connaissances sur l'étude de la fracturation des roches de socle lors de votre séjour au Bénin où nous avons beaucoup appris de vous. Merci également pour tous les conseils que vous n'avez cessé de me prodiguer à chaque fois que vous en avez eu l'occasion. Ils m'ont bien aidé à m'organiser et à progresser dans mes travaux.

À MM. **Anatoly Legchenko**, **Yvan ROSSIER** et Mmes **Sylvie Galle**, **Marie Boucher**, pour votre esprit collaboratif et votre amour pour la science que vous avez cherché à me communiquer à travers vos conseils et appuis.

À M. **Philippe ADJOMAYI**, actuel directeur par intérim de la Direction Générale de l'Eau (DGEau), pour la franche collaboration qu'il a accordé à moi et à mon équipe. Sa connaissance de l'hydrogéologie du pays et l'accès qu'il nous a donné au réseau de suivi piézométrique dont il est le responsable m'ont beaucoup aidé.

À MM. **Richard TAYLOR**, **Bruno CHATENOUX**, **Patrick LACHASSAGNE**, **Konstantinos CHALIKAKIS**, **Jean-Christophe COMTE,** pour tous les enseignements que j'ai reçu de leur part et les fructueux échanges scientifiques auxquels ils ont bien voulu se prêter avec moi. J'en ai tiré beaucoup qui m'ont énormément aidé à finaliser ce projet de thèse.

À M **Christian ALLE** et **Valerie KOTCHONI**, mes chers collègues et amis avec lesquels j'ai traversé tous les bons et difficiles moments de ces dernières années. Je pense que c'est notre solidarité et notre habitude à relever d'importants défis ensemble qui nous valent le surnom « les trois mousquetaires ». Merci pour tous vos divers apports scientifiques, morales et spirituelles qui ont contribués à la finalisation de ce projet de thèse.

À MM. **Bryan GUMA**, **Julius AHEEBWA**, **Joseph OKULLO**, mes sincères collègues et amis qui m'ont seulement aidé à mener à bien mes travaux en Ouganda, mais aussi ont rendu très agréable mon séjour. Vous connaitre fut un réel cadeau.

À M. **Dimitri SORO**, mon très cher ami, qui a tout d'un Béninois, mais qui ne mange pas le « gari ». Te rencontrer fut un des beaux cadeaux que m'a fait ce projet de thèse. Nos échanges scientifiques et soutiens de l'un à l'endroit de l'autre, au cours de ce projet de thèse, ont aidé à créer et renforcer des liens qui nous seront sans doute fort utiles dans l'avenir. Merci pour ton amitié.

À M. **Hamma Fabien YONLI** et Mme **Justine TIROGO** pour leur bonne collaboration qui m'a permis de passer un fructueux séjour à Ouagadougou dans le cadre de cette thèse, et de mener à bien certains de mes travaux sur le Burkina Faso.

À MM. **Consolas ADIHOU**, **Raoul KPEGLI**, **Louis-Marc SOGNON**, **Maxim WOUBDA**, pour toutes leurs contributions à divers niveaux à ce travail. Merci pour vos conseils et vos soutiens au cours des travaux de terrains au Bénin.

À M **Jean-Baptiste GNONHOUE** et Mme **Mireille BIDIAS**, je suis reconnaissant pour leurs professionnalismes qui ont facilité les travaux de terrains et les démarches administratives au cours de ce projet de thèse. Vos conseils et divers soutiens m'ont également été très bénéfiques.

À Mme **Félicité METONOU**, gestionnaire du programme ARTS au cours des premières années de ma thèse, pour son professionnalisme et son grand cœur. Merci d'avoir toujours été attentive à mes demandes et d'avoir toujours trouvé les solutions les mieux adaptées à la bonne évolution de mes travaux.

À Mme **Titia WOUTERS** pour ses conseils, son soutien et sa volonté à nous accompagner mes collègues et moi dans la réussite de notre carrière.

Je remercie également le programme **OmiDelta** financé par l'ambassade des Pays-Bas, qui a permis à mes collègues et moi, de rester dans des conditions favorables à la finalisation de cette thèse.

Je ne saurais terminer cette indispensable partie du présent document, sans formuler également ma gratitude à l'endroit de toute ma famille.

J'adresse ainsi du fond du cœur mes sincèrement remerciement à ma compagne **Rachel LOKOSSOU**, pour le grand soutien qu'elle a été pour moi et les sacrifices qu'elle a toujours accepté faire afin de me permettre de rester concentré autant que possible, dès l'entame de ce projet de thèse jusqu'à sa finalisation. Les acquis de cette thèse t'appartiennent également.

Merci également à mes frères **Félix, Edem** et **James LAWSON** et à mes enfants **Uziel, Lindsey** et **Noah LAWSON** pour tous leurs soutiens et sacrifices de leur part qui m'ont permis de mener à bien mes travaux et de finaliser ce projet de thèse.

Enfin, à tous ceux que je n'ai pas cité ici et qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à la concrétisation de ce projet de thèse, je dis un sincère merci.

À tous, Merci

Messan A. LAWSON

TABLE DES MATIERES

PREAMBULE i

RESUME iii

ABSTRACT v

REMERCIEMENTS vii

TABLE DES MATIERES xiii

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES xv

NOTATIONS xvii

LISTE DES FIGURES xxi

LISTE DES TABLEAUX xxiv

LISTE DES PHOTOS xxiv

CHAPITRE I. INTRODUCTION GENERALE

I.1 Contexte général de la recherche 1

I.2 Hypothèses 9

I.3 Objectifs de la thèse 10

I.4 Organisation du manuscrit 10

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE I 12

CHAPITRE II. MILIEU D'ETUDE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE GENERALE

II.1 Milieu d'étude et travaux de terrain 19

II.2. Clarification des concepts 21

II.3. Approche méthodologique globale 22

II.1.1 Potentiel de la méthode de Résonance Magnétique Protonique 22

II.1.2 Principe et mise en œuvre de la Résonnance Magnétique Protonique 24

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE II 41

CHAPITRE III. DEVELOPPEMENT D'UNE METHODOLOGIE BASEE SUR LA RMP POUR L'ESTIMATION DE LA POROSITE DE DRAINAGE ET DE LA TRANSMISSIVITE DES AQUIFERES DE SOCLE

III.1 Optimisation des mesures RMP en condition de bruit électromagnétique élevé 47

III.2 Prise en compte de la variation temporelle du champ magnétique terrestre 50

III.3 Equivalences des résultats de l'inversion RMP 54

III.4 Intérêt de l'inversion monocouche face à l'inversion multicouche 56

III.5 Quantification des propriétés hydrogéologiques à partir des mesures RMP 60

III.5.1 Approche méthodologique 60

III.5.2 Résultat et discussion 68

III.6 Conclusion du chapitre III 79

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE III 81

CHAPITRE IV. QUANTIFICATION DES RESERVES ACTUELLES ET DES DEBITS THEORIQUES DES AQUIFERES DE SOCLE

IV.1 Approche méthodologique 87

IV.1.1 Estimation des réserves actuelles 87

IV.1.2 Estimation du débit théorique des aquifères 89

IV.2 Résultat et discussion 90

IV.2.1 Estimation des réserves actuelles 91

IV.2.2 Estimation du débit théorique des aquifères 97

IV.3 Conclusion du chapitre IV 99

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE IV 102

CHAPITRE V. QUANTIFICATION DE LA CAPACITE DES RESERVES EN EAU SOUTERRAINE ACTUELLES A AMORTIR LES CHANGEMENTS

V.1 Approche méthodologique 109

V.1.1 Pouvoir tampon 109

V.1.2 Variation de stock, et relation pluie-recharge 112

V.2 Résultat et discussion 113

V.2.1 Pouvoir tampon 113

V.2.2 Variation de stock, et relation pluie-recharge 119

V.3 Conclusion du chapitre V 122

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE IV 124

CONCLUSION GENERALE 132

PERSPECTIVES 134

ANNEXES 136

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

2IE…….	Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement
AEP……..	Approvisionnement en Eau Potable
ACT……..	Apparent Cut off Time
AEV……..	Adduction d'Eau Villageoise
ARTS…….	Allocation de Recherche pour une Thèse au Sud
DGEau……..	Direction Générale de L'Eau
DWRM……..	Directorate of Water Resource Management
FID……	Free Induction Decay
GRIBA……..	Groundwater Resources In Basement rocks of Africa
INE……	Institut Nationale de L'Eau
INSAE……..	Institut Nationale de Statistique et de l'Analyse Economique
IRD……	Institut de Recherche pour le Développement
LHA……..	Laboratoire d'Hydrologie Appliqée
MRS……..	Magnetic Resonance Sounding
MUK…….	Makéréré University of Kampala
ODD……..	Objectifs du Développement Durable
OMD…….	Objectifs du Millénaire pour Le Développement.
RMP……..	Résonance Magnetique Protonique
UAC……..	Université d'Abomey-Calavi
UO 1…….	Université de Ouagadougou 1

NOTATIONS

Hydrologie		Physique	
α	Etat de haute énergie du proton $^{1}H^{+}$ suite à une absorption d'un quantum d'énergie.	B_0	Champ terrestre d'induction statique
β	Etat de basse énergie du proton $^{1}H^{+}$ suite à une absorption d'un quantum d'énergie.	B_1	Champ d'excitation
C_T	Facteur paramétrique pour l'estimation de la transmissivité RMP	$b_{1\perp}$	Induction perpendiculaire au champ Statique, normalisée pour un courant de 1 A
D	Drainage régional profond	$b_{1\perp}^{Tx}$	Induction primaire perpendiculaire au champ statique, normalisée pour 1 A
E	Extraction humaine	$b_{1\perp}^{Rx}$	Induction secondaire perpendiculaire au champ statique, normalisée pour 1 A
ETg	Volume d'eau souterraine prélevé par évapotranspiration	EM	Electromagnétique
P_t	Pouvoir tampon te l'aquifère	$E(t)$	Amplitude du signal RMP
Q/s	Débit spécifique	E_0	Amplitude initiale du signal RMP
Q_{th}	Débit théorique	h	Constante de Planck
s	Rabattement	$\hbar$	Constante de Planck réduite
Sy	Porosité de drainage	i	Intensité du courant
T	Transmissivité	I	Inclinaison du champ géomagnétique
T_{RMP}	Transmissivité estimée par RMP	I_0	Intensité initiale du courant

$T_{pompage}$	Transmissivité estimée par essai de pompage
ΔNS	Diminution annuelle du niveau statique
Δz	Epaisseur saturée de l'aquifère

K_B	Constante de Boltzmann
M	Moment magnétique résultant
M_0	Moment magnétique résultant initial

Physique (suite)

q	Moment d'induction EM
υ	Fréquence de Larmor
S	Moment cinétique (spin)
τ	Durée de l'impulsion
τ_d	Temps mort instrumental
T_i	Constante de temps de décroissance
T_2^*	Constante de temps de décroissance Transversale en champ hétérogène
μ	Moment magnétique
γ	Rapport gyromagnétique
w	Teneur en eau RMP
ω_0	Vitesse angulaire de Larmor
ω_1	Vitesse angulaire induite
ΔE	Quantum d'énergie

LISTE DES FIGURES

Figure I.1: Couverture mondiale et en Afrique subsaharienne des services d'approvisionnement en eau en 2017. 3
Figure I.2: Evolution de la population de l'Afrique depuis 1900, et projections jusqu'en 2100. 4
Figure I.3: Rapport du nombre de nouveaux points d'eau réalisés, et du nombre de nouvelles personnes à alimenter correspondant à l'accroissement de la population 4
Figure I.4: Couverture en eau au Bénin. 5
Figure I.5: Le socle Africain 6
Figure I.6: Exemple de fréquence de débit instantané dans le socle 7
Figure I.7: Stock d'eau souterraine en Afrique. 8
Figure II.1: Carte régionale de l'Afrique subsaharienne 20
Figure II.2: Etat d'énergie alpha et beta du noyau $^{1}H^{+}$ en présence du champ magnétique terrestre 25
Figure II.3: Diagramme énergétique du noyau $^{1}H^{+}$ 27
Figure II.4: Modélisation du signal RMP produit par un aquifère de 1 mètre d'épaisseur contenant 5% d'eau et situé à différentes profondeurs (de 10 à 100 m). 29
Figure II.5: Intensité totale du champ géomagnétique 30
Figure II.6: Inclinaison du champ géomagnétique 30
Figure II.7: Amplitudes maximal de courbes de sondage obtenues par modélisation d'un aquifère de 10 mètres d'épaisseur (entre 20 et 30 mètres de profondeur), contenant 5% d'eau, pour différentes tailles de boucle 31
Figure II.8: Hétérogénéité du champ géomagnétique indiquant la présence probable d'une source magnétique en profondeur au Bénin (Savalou). 34
Figure II.9: Principe de réalisation d'un sondage RMP 35
Figure II.10: Diagramme temporel d'une mesure RMP 35
Figure II.11: Signaux mesurés pour un même q après différents nombres de stacks au cours d'un sondage RMP en zone de socle (site de Ageri en Ouganda) 37
Figure II.12: Représentation en domaine fréquentielle du signal après 250 stacks (site de Ageri en Ouganda) 37
Figure II.13: Exemple de données RMP de terrain (site de Ageri en Ouganda). 38

Figure II.14: Exemple de résultat d'interprétation de données RMP et comparaison avec la lithologie donnée par le forage sur le site F117 au Bénin 39
Figure III.1: Evolution du bruit EM naturel pendant 24 heures sur le site de Sanon1 au Burkina Faso 48
Figure III.2: Traitement de signaux mesurés comportant des fréquences de bruit EM sur le site Roofing en Ouganda. 50
Figure III.3: Champ géomagnétique 51
Figure III.4: Choix de la fréquence du champ d'excitation en fonction de la variation journalière de la fréquence de Larmor sur le site Sanon1 au Burkina Faso. 52
Figure III.5: Comparaison des résultats d'inversion de la mesure effectuée sur le site FD19 du Bénin 53
Figure III.6: Application du modèle qui tient compte de la variation temporelle de la fréquence de Larmor aux données RMP du site FD19 au Bénin 54
Figure III.7: Inversion d'un modèle à une couche 55
Figure III.8: Modèles RMP bi-couche 57
Figure III.9: Comparaison des résultats d'inversion monocouche et bicouche (result) au modèle initiale (model) 59
Figure III.10: Sites expérimentaux et mesures RMP 61
Figure III.11: Schématisation d'un essai de pompage avec un puits de pompage et deux puits d'observation captant des profondeurs différentes. 62
Figure III.12: Modélisation du rabattement du niveau d'eau souterraine observé en cours de pompage du site Sanon10 au Burkina Faso. 63
Figure III.13: Lithologie des forages et interprétation RMP sur le site de ARA 69
Figure III.14: Interprétation des données d'essai de pompage du site de ARA 70
Figure III.15: : Comparaison des paramètres RMP avec la porosité de drainage essai de pompage 71
Figure III.16: Modèle de rétention spécifique RMP et de porosité de drainage RMP 74
Figure III.17: Comparaison des paramètres RMP à la transmissivité pompage 75
Figure III.18: Comparaison des relations linéaires du Bénin et celles multi-pays pour l'estimation de Sy 77
Figure III.19: Comparaison des relations linéaires du Bénin et celles multi-pays pour l'estimation de T 78
Figure IV.1: Localisation de la fenêtre d'étude et carte géologique simplifiée 88
Figure IV.2: Exemple de mesures RMP 91

Figure IV.3: Exemple de résultats RMP. 92
Figure IV.4: Réserve en eau souterraine en région de socle du Bénin..... 94
Figure IV.5: Réserve en eau souterraine en région de socle Africaine 95
Figure IV.6: Porosité de drainage en région de socle Africaine 96
Figure IV.7: Epaisseur d'aquifère saturée en région de socle Africaine..... 96
Figure IV.8: Réserve en eau souterraine en fonction des groupes de faciès géologique 97
Figure IV.9: Relation entre transmissivité locale et débit spécifique..... 98
Figure IV.10: Comparaison des débits théoriques estimés à partir des mesures RMP et des débits instantanés obtenus au Bénin et au Burkina Faso..... 99
Figure V.1: Localisation de forage existants en 2014 (BDI,) et des 6 sites expérimentaux de notre fenêtre d'étude 111
Figure V.2: Localisation des mesures RMP et des piézomètres dans la zone d'étude..... 112
Figure V.3: Récession du niveau statique (SWL) enregistré sur les 6 sites expérimentaux pendant un cycle hydrologique 114
Figure V.4: Pouvoir tampon des aquifères..... 115
Figure V.5: Compréhension de la vidange des aquifères..... 117
Figure V.6: Statistiques sur la profondeur du niveau statique au Bénin et au Burkina Faso. 117
Figure V.7: Densité racinaire en fonction de la profondeur dans différents types de couvert végétale..... 118
Figure V.8: Signification du pouvoir tampon des aquifères 119
Figure V.9: Fluctuation du niveau d'eau souterraine et de la pluie sur le site de Natitingou (Bénin)..... 120
Figure V.10: Relation entre la pluie et la variation du stock annuel sur le site de Natitingou (Bénin)..... 120
Figure V.11: Enregistrements à long terme de niveaux d'eau souterraine et de précipitations dans un contexte d'aridité variable en Afrique subsaharienne 121

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II.1: Condition climatique des régions concernées par notre étude au Bénin, au Burkina Faso et en Ouganda 20
Tableau II.2: Synthèse des données utilisées. 21
Tableau III.1: Configuration utilisée lors de la réalisation des 72 mesures RMP dans les 3 pays..... 64
Tableau III.2: Résultats de mesures RMP et d'essai de pompage sur le site de Ara 70
Tableau III.3: Plage des résultats RMP et pompages obtenus sur les six sites expérimentaux du Bénin et leurs incertitudes respectives 75
Tableau III.4: Comparaison des propriétés hydrogéologiques estimées à partir de la RMP et des essais de pompage au Bénin 76
Tableau III.5: Comparaison des paramètres hydrodynamiques estimés à partir de la RMP et des essais de pompage dans les 3 pays..... 78
Tableau IV.1: Facies géologiques et mesures RMP..... 89
Tableau IV.2: Résultat RMP (modèle une couche) des sites FD30 et F117 91
Tableau IV.3: Comparaison des résultat RMP mono et multicouches des sites FD30 et F117 92
Tableau IV.4: Comparaison des réserves en eau calculées à partir de l'équation III.1 et l'équation III.2..... 93
Tableau V.1: Réserve, vidange et pouvoir tampon 116

LISTE DES PHOTOS

Photo II.1: mesure de champ géomagnétique total 33
Photo III.1: Mesures hydrogéologiques sur le site de Ara au Bénin..... 62
Photo III.2: Réalisation de mesure RMP au Burnina Faso (site de Sanon1) avec l'équipement RMP Numisplus. 68

CHAPITRE I. INTRODUCTION GENERALE

I.1 Contexte général de la recherche

L'eau, source de vie, a au travers des siècles, conditionné la répartition géographique des communautés sur la terre ; les hommes cherchant toujours à être le plus proche possible des sources d'eau. Il en est ainsi du fait du caractère indispensable que revêt l'eau pour la survie des humains et le développement de leurs sociétés. En Afrique l'alimentation en eau des populations rencontre bien de difficultés, auxquelles il est indispensable de trouver des solutions.

- **Eau souterraine et alimentation en eau des populations africaines**

Lorsqu'il s'agit de parler de l'alimentation en eau potable des hommes, les eaux souterraines occupent une place prépondérante dans les débats. Elles constituent le plus grand réservoir d'eau douce liquide disponible sur la Terre, et une source privilégiée pour satisfaire les demandes d'approvisionnement en eau (GW·MATE, 2011; Gaye and Tindimugaya, 2019). Selon l'UNEP (2008), environ 75% de la population Africaine utilise l'eau souterraine pour satisfaire ses besoins journaliers . Ce pourcentage important s'explique notamment par la disponibilité des eaux souterraines : spatialement, les eaux souterraines sont souvent mieux réparties que les eaux de surface généralement plus localisées ; temporellement, elles sont les seules sources d'eau pérennes à l'échelle annuelle quand les écoulements de surfaces sont saisonniers. De plus, les volumes d'eau souterraine stockés dans les aquifères permettent d'amortir les variations climatiques interannuels (Taylor *et al.*, 2009, Vouillamoz *et al.*, 2015), et renforcent ainsi la capacité d'adaptation des communautés rurales aux variations climatiques (Calow *et al.*, 2010, Cuthbert, et al., 2019). L'utilisation des eaux souterraines pour soutenir le développement de l'irrigation est également de plus en plus évoquée comme une option possible pour faire face aux défis de sécurité et de souveraineté alimentaire (Altchenko and Villholth, 2015). Enfin, comparativement aux eaux de surface, la mobilisation des eaux souterraines est généralement peu couteuse, et ces eaux sont moins vulnérables aux pollutions de surface, même si elles peuvent présenter des problèmes de qualité spécifiques comme des teneurs en fluor ou en arsenic trop élevées pour la consommation humaine (Tossou, 2016).

Toutefois, la mobilisation durable de cette ressource invisible n'est pas toujours aisée car sa quantification n'est pas bien connue, notamment dans les milieux complexes comme les zones géologiques dites de socle.

- **La cible 6.1 des ODD : un défi pour l'alimentation en eau de l'Afrique subsaharienne**

Depuis plusieurs décennies, de nombreux efforts sont engagés aux échelles internationales, nationales et locales, dans le but d'améliorer la vie des hommes en leur garantissant l'accès à une eau de qualité. Les Objectifs du Millénaire pour le Développement (OMD) avaient œuvré dans ce sens à travers la cible 7c qui visait à réduire de moitié à l'horizon 2015 le pourcentage de la population n'ayant accès ni à l'eau potable ni à des services d'assainissement. Ainsi en 2015, selon JMP (2017), 71 % de la population mondiale (5.2 milliards de personnes) utilisaient un service d'approvisionnement en eau potable géré en toute sécurité, c'est-à-dire une distribution à domicile (disponible à besoin) et non contaminée. En Afrique subsaharienne, ce pourcentage était bien plus faible (24%), et plus de la moitié (58 %) des 159 millions de personnes dans le monde qui puisaient toujours de l'eau de boisson directement dans les eaux de surface vivaient en Afrique subsaharienne. Cela pose bien évidement de sérieux problèmes sanitaires sur le continent, avec 840 000 cas de décès d'enfants de moins de 5 ans dus à la diarrhée par an, soit 2 300 morts par jour (statistique de 2012, UNICEF, 2016). Ce manque d'accès à l'eau potable est également responsable de 34% des retards de croissance des enfants d'Afrique subsaharienne observé en 2016 (WHO | UNICEF-WHO-The World Bank, 2019).

Toutefois, lorsqu'on regarde l'évolution de l'accès à l'eau entre 2000 et 2017, on remarque une amélioration globale de la situation dans le monde et également en Afrique subsaharienne, où la part de la population utilisant un service d'approvisionnement géré en toute sécurité est passée de 18 à 27%, et la part de la population ayant accès à un point d'eau potable situé à moins de 30 minutes du domicile est passé de 61 à 71% (Figure I.1). Cela témoigne des efforts considérables effectués par l'ensemble des acteurs du secteur de l'eau. Aujourd'hui, ces efforts se poursuivent dans le cadre des Objectifs du Développement Durables (ODD) qui ont pris la relève des OMD, à travers notamment la cible 6.1 qui vise à atteindre d'ici 2030 un accès universel et équitable à une eau potable et à un coût abordable. Malheureusement, l'évolution positive constatée à l'achèvement des OMD ne saurait durer car aujourd'hui les efforts consentis ne font que compenser l'accroissement des besoins causé par une forte croissance démographique (UNICEF, 2017).

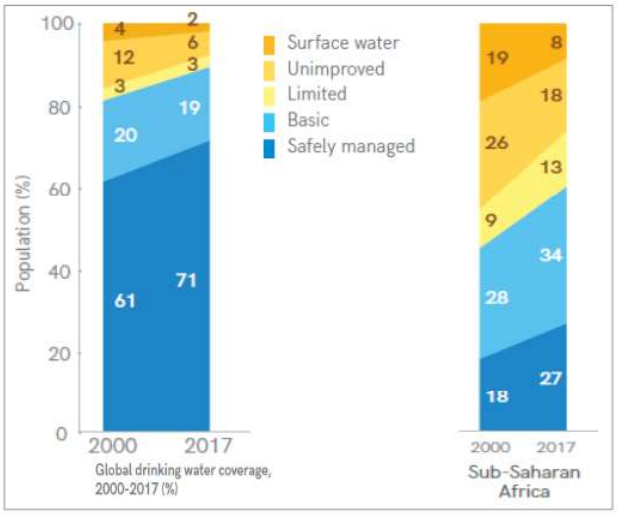


Figure I.1: Couverture mondiale et en Afrique subsaharienne des services d'approvisionnement en eau en 2017 (JMP, 2019). "Safety managed" s'entend comme une distribution à domicile, "Basic" et "Limited" comme un point d'eau aménagé situé à moins et plus de 30 min respectivement, "Unimporved" est l'accès à un point d'eau non aménagé, et "Surface Water" l'utilisation d'une eau de surface.

En effet, la population du continent Africain connait depuis plusieurs décennies de fortes augmentations, et les scénarios les plus modérés prévoient qu'elle devrait doubler d'ici 2050 (Figure I.2; Pison, 2017). Cette population qui était de 670 millions en 2000 est aujourd'hui d'environ 1 milliard d'habitants, et devrait passer à 1.3 milliard de personnes en 2030 (UN, 2015). Ainsi, aujourd'hui, le rapport entre le nombre de personnes alimentées par les nouveaux points d'eau qui sont réalisés chaque année, et le nombre de nouvelles personnes à alimenter dû à l'accroissement de la population, est inférieur à 1 (0.9) pour l'Afrique subsaharienne (Figure I.3). Le taux d'accès à l'eau actuel va donc se dégrader, et rendra impossible l'atteinte des ODD en Afrique subsaharienne, même si les efforts des acteurs du secteur de l'eau sont maintenus constants.

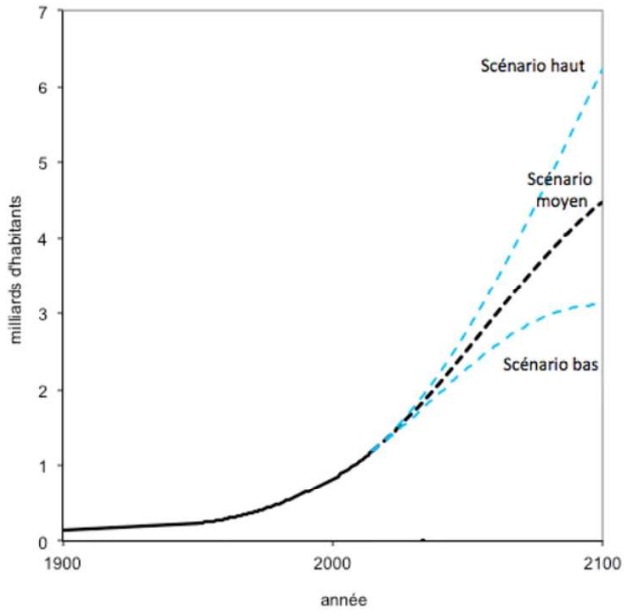


Figure I.2: Evolution de la population de l'Afrique depuis 1900, et projections jusqu'en 2100 (Pison, 2017).

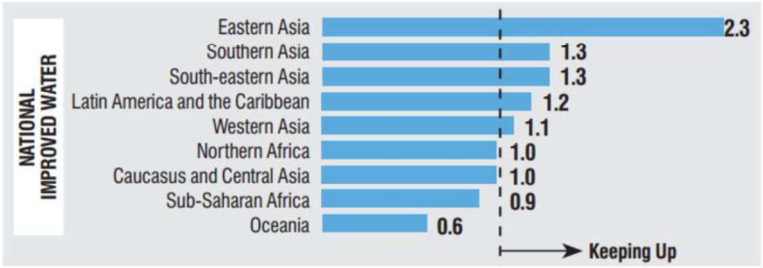


Figure I.3: Rapport du nombre de nouveaux points d'eau réalisés, et du nombre de nouvelles personnes à alimenter correspondant à l'accroissement de la population (OMS/UNICEF, 2016)

Au Bénin par exemple, le taux d'accroissement de la population est de 3% (INSAE, 2018), et environ 700 nouveaux points d'eau sont réalisés chaque année d'après les données de la Direction Générale de l'Eau (moyenne de la dernière décennie). En 2019, le taux national de couverture (service "basique") est de 75%, et les projections indiquent qu'en maintenant les efforts constant (c'est-à-dire en continuant de construire environ 700 nouveaux points d'eau chaque année, figure I.4-A) ce taux ne connaitra plus d'augmentation considérable à cause de l'accroissement de la population (figure I.4-B). Si le nombre de points d'eau fonctionnels issus des actions gouvernementales, des soutiens internationaux au secteur de l'eau, etc. restent constants, l'accès à l'eau devrait même se dégrader, et l'atteinte de la cible 6.1 des ODD impossible à atteindre (figure I.4-B). Pour permettre à tous les béninois d'avoir accès à l'eau potable, il est donc nécessaire d'augmenter le nombre de points d'eau réalisés chaque année, ce

qui n'est pas sans poser certaines difficultés dans les régions de roche de socle qui dominent le pays.

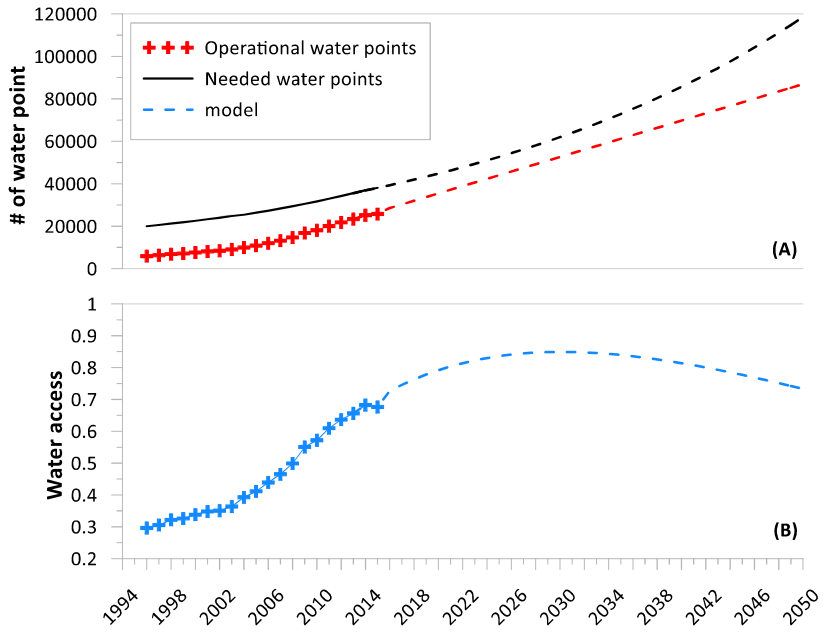


Figure I.4: Couverture en eau au Bénin (Vouillamoz, 2018). A : en rouge, le nombre de point d'eau fonctionnel, en noir le nombre de point d'eau nécessaire à l'atteinte des ODD (les traits pointillés sont les projections sous hypothèse stationnaire). B : taux de desserte et projection jusqu'en 2050.

- **Particularités du contexte de socle en Afrique**

Environ 40% de la superficie du territoire Africain est constituée de roches plutoniques et métamorphiques appelées roches de socle (Figure I.5A; Wright, 1992 ; Shahin, 2002 ; MacDonald *et al.*, 2012 ; Thiéblemont D. *et al.*, 2016). Ces roches cristallines et cristallophylliennes sont généralement altérées sur quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Cette altération est constituée par une unité non consolidée appelée saprolite qui est située au-dessus d'une seconde unité appelée couche fracturée stratiforme (Figure I.5B, Alle *et al.*, 2018). Cette couche fracturée stratiforme résulte d'actions chimiques du processus d'altération de la roche mère (Lachassagne *et al.*, 2011 ; Alle *et al.*, 2018 ; Figure I.5B).

Les deux unités d'altération (saprolite et couche fracturée stratiforme) forment un aquifère unique possédant une hétérogénéité horizontale à l'échelle décamétrique (Taylor and Howard, 2000). Le débit instantané des forages y est généralement de quelques centaines à quelques milliers de litres par heure (Louan *et al.*, 2015 ; MacDonald *et al.*, 2012 ; Vouillamoz *et al.*, 2015), débits qui sont adaptés à l'utilisation d'une pompe à motricité humaine pour alimenter une petite communauté (250 personnes au Bénin). Les forages dont les débits sont inférieurs à

700 l/h (débit minimum nécessaire pour une pompe à motricité humaine) sont qualifiés de négatifs et sont généralement abandonnés. Or, le nombre de ces forages négatifs est très élevé dans les zones de socle comparativement aux autres régions géologiques: le taux d'échec (pourcentage de forages négatifs) des forages varie généralement entre 10 et 50% (Wright, 1992). Au Bénin et au Burkina Faso par exemple, des études récentes ont montré que 30 à 40% des forages réalisés en zone de socle sont négatifs (figure I.6; Courtois *et al.*, 2010; Vouillamoz *et al.*, 2014).

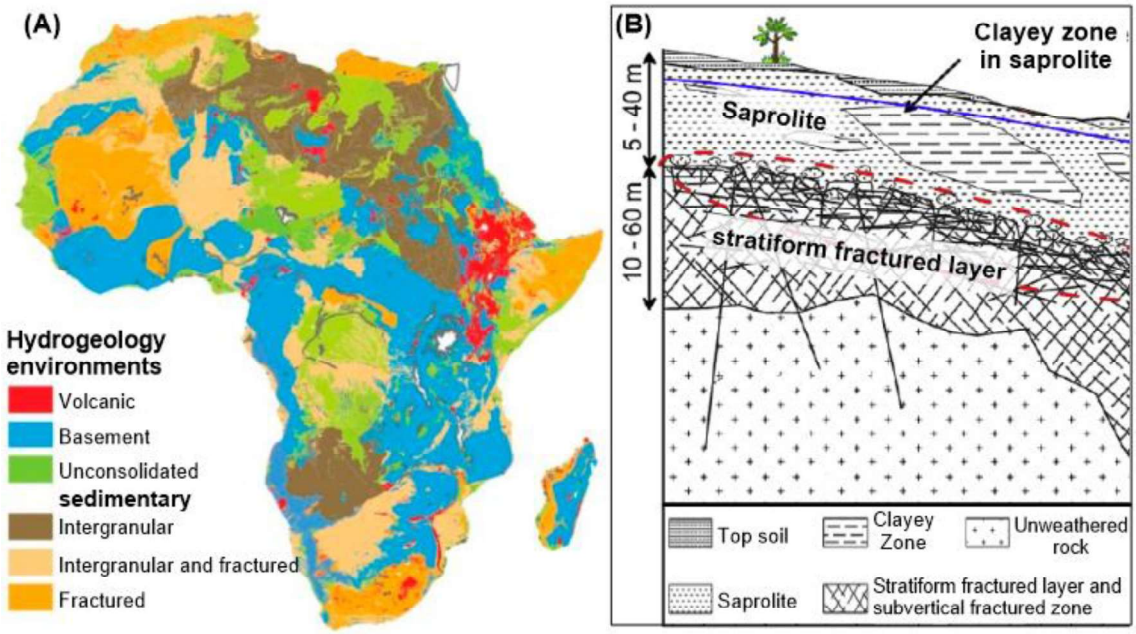


Figure I.5: Le socle Africain A : Carte géologique de l'Afrique, British Geological Survey, (2011). Les formations de socle sont représentées en bleu et appelées « basement ». B : Profile d'altération en zone de socle (modifiée de Alle et al., 2018)

Considérant que le cout d'un forage négatif est peu différent de celui d'un forage positif (le cout d'un forage dépend peu de son débit), réduire le nombre de forages négatifs permettrait, sans investissement supplémentaire, de réaliser plus d'ouvrage pour améliorer le taux d'accès à l'eau potable des populations, et servir ainsi la cible 6.1 des ODD. De même, la réalisation de forages dont les débits seraient suffisamment élevés pour alimenter non pas des pompes à motricité humaine, mais des réseaux d'adduction d'eau villageoise (AEV), permettrait de fournir à partir d'un seul ouvrage, de l'eau à une communauté de personne plus importante (ou autoriser la mise en place d'un système d'irrigation). Or, les statistiques sur le socle africain montrent que ces « gros débits » (débits supérieurs à 3.6 m^3/h) sont assez rares : seulement 17% et 23% des forages dans le socle du Bénin et du Burkina-Faso respectivement ont un débit instantané

supérieur à 3.6 m^3/h (Courtois *et al.*, 2010 ; Vouillamoz *et al.*, 2015). Par débit instantané, nous entendons le débit estimé après une sollicitation de courte durée (typiquement de 4 heures) de l'aquifère.

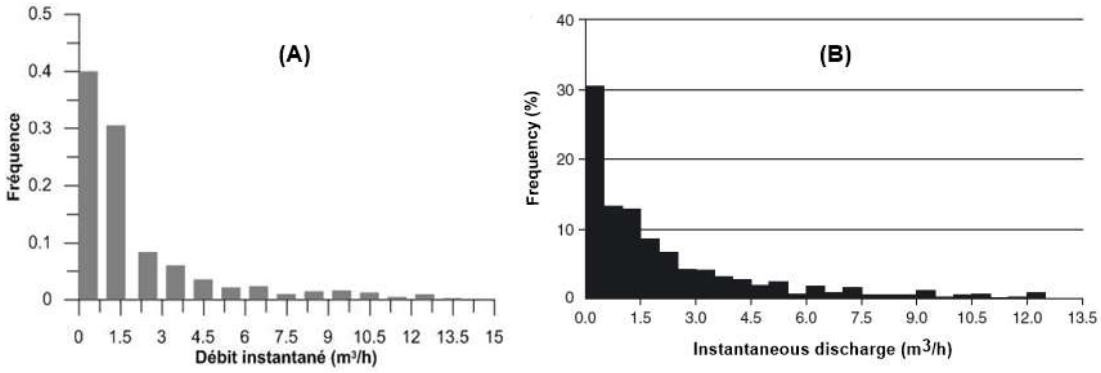


Figure I.6: Exemple de fréquence de débit instantané dans le socle A : cas du socle au Bénin, 3 415 forages (Vouillamoz et al., 2015). B : cas du socle au Burkina, 14 645 forages (Courtois et al., 2010)

De plus, les « gros débits » instantanés en zone de socle ne sont pas toujours pérennes à l'échelle annuelle à cause des faibles volumes de réserve stockés localement dans les aquifères. Sur le long terme, ces forages n'arrivent également pas souvent à produire les débits auxquels ils sont soumis car les prélèvements ne sont pas effectués en fonction du renouvellement des réserves : la recharge reste un paramètre mal quantifié alors qu'elle contrôle en partie la pérennité interannuelle.

Chercher à connaitre les paramètres qui contrôlent la pérennité des pompages dans les zones de socle en Afrique (les réserves et leur renouvellement) nécessite de connaitre au préalable la porosité de drainage. Or, la connaissance de cette propriété clé a toujours été une difficulté rencontrée par les hydrogéologues.

Connue antérieurement sous les termes de porosité utile ou efficace, et dénommée en anglais « Specific Yield » (*Sy*), la porosité de drainage correspond au volume disponible dans la roche pour stocker ou au contraire déstocker de l'eau gravitairement. Ce paramètre peut être estimé à partir de l'interprétation d'essais de pompage de longue durée (plusieurs jours) qui consiste à analyser la réponse du niveau de l'eau dans l'aquifère suite à un pompage (Kruseman and de Ridder, 2000). Pour estimer la porosité de drainage, un minimum de deux forages (un pour le pompage et l'autre pour l'observation de l'effet du pompage) est indispensable. Ces contraintes d'ordre logistiques et économiques (durée du pompage, deux forages au minimum) font que les

estimations de porosité de drainage sont très rares dans le socle en Afrique. Par exemple, la carte produite par MacDonald *et al.* (2012), qui estime les réserves en eau souterraine en Afrique, a été effectuée à partir d'une synthèse de 283 études dont 2 seulement comportent une estimation de la porosité de drainage obtenue par analyse d'essais de pompage (figure I.7), la très grande majorité des études se basant sur des estimations de "bon sens". Or, les stocks ainsi estimés sont souvent en contradiction avec les expériences locales (Xu and Beekman, 2019). De plus, les pompages d'essai, tout comme ses développements les plus récents (la tomographie hydraulique), ne permettent pas d'estimer les propriétés de stock avec une incertitude acceptable dans les milieux complexes lorsque l'interprétation des données est réalisée sans rigueur suffisante (Bohling and Butler, 2010). Cette incertitude sur l'estimation de la porosité de drainage est telle qu'elle conduit certains auteurs à s'interroger sur la pertinence des travaux réalisés précédemment (Yeh and Lee, 2007). Ces difficultés d'estimation du *Sy* constituent de ce fait une réelle limite à la quantification des réserves en eau souterraine, et à la connaissance de la variation du stock d'eau dans l'espace et dans le temps.

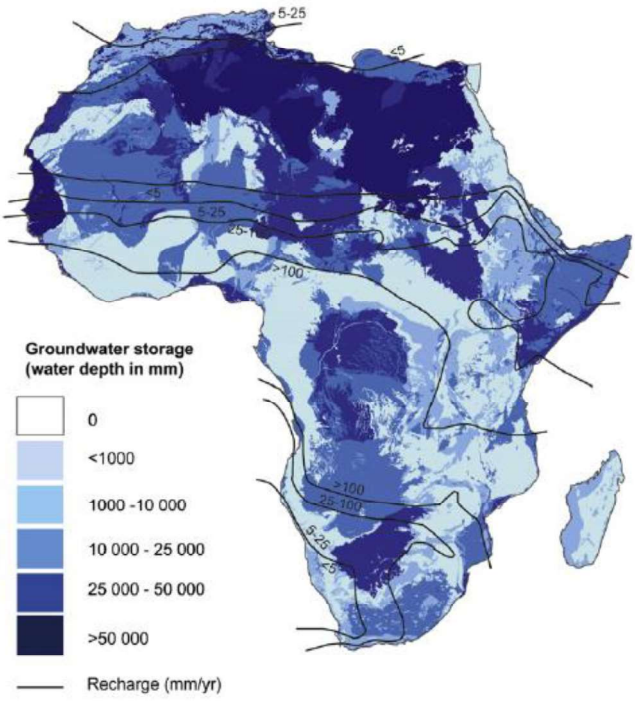


Figure I.7: Stock d'eau souterraine en Afrique (MacDonald* et al.*, 2012).

En somme, pour réaliser plus de points d'eau et se rapprocher de la cible 6.1 des ODD, et dans l'hypothèse d'investissements supplémentaires minima, il faudrait connaitre pour la zone sélectionnée et avant de forer, (1) le débit instantané qui est contrôlé par la productivité de l'aquifère (sa transmissivité), (2) la pérennité du débit instantané à l'échelle annuelle qui est

contrôlée par les réserves disponibles et (3) la pérennité du prélèvement sur le long terme qui dépend du renouvellement des réserves (la recharge). Les méthodes géophysiques appliquées à l'hydrogéologie ont montré dans des études antérieures leurs intérêts mais aussi leurs limites pour ainsi caractériser avant de forer les aquifères de socle. La principale limite étant la difficulté à établir des relations robustes entre les propriétés hydrogéologiques recherchées et les paramètres géophysiques calculés. Or, des travaux récents indiquent qu'une méthode géophysique appelée la Résonance Magnétique Protonique (RMP) pourrait lever cette difficulté majeure. Si cette difficulté est levée, les propriétés hydrogéologiques seront connues avant la réalisation du forage, et cela permettrait, d'une part de réduire le nombre de forges négatifs, et d'autre part de maximiser les chances d'obtention de forages à "gros débits" susceptibles d'alimenter des réseaux d'adduction pérennes.

Ces différents constats nous ont amené à une question de recherche principale qui se formule comme suit : comment atteindre la cible 6.1 des ODD en Afrique subsaharienne, dans un contexte d'accroissement de la population et de changement climatique ?

Cette question fondamentale se décline comme suit :

1. comment améliorer la connaissance des eaux souterraines pour faciliter leur mobilisation ?
2. quelles sont les réserves actuelles en eau souterraine et les débits théoriques dans le socle africain ?
3. quelle est la capacité des réserves actuelles à amortir des changements dans le cycle de l'eau ?

I.2 Hypothèses

Pour répondre à ces questionnements les hypothèses suivantes sont formulées.

L'hypothèse principale sur laquelle se base notre travail est que l'amélioration des connaissances des gisements en eau souterraine permettra de servir la cible 6.1 des ODD en Afrique subsaharienne.

Cette hypothèse principale est soutenue par des hypothèses secondaires qui sont :

1. la méthode géophysique dite de Résonance Magnétique Protonique (RMP) permet d'estimer de façon non invasive (depuis la surface du sol) les réserves et les débits théoriques des aquifères de socle.

2. les réserves en eau souterraine actuelles sont fonction des faciès géologiques et du climat.
3. les réserves actuelles en eau souterraine des aquifères de socle permettent d'amortir les changements dans le cycle de l'eau sur une échelle de temps pluri-annuelle.

I.3 Objectifs de la thèse

Pour vérifier ces hypothèses les objectifs de travail sont élaborés.
L'objectif général de cette thèse est de contribuer à l'évaluation de la capacité des eaux souterraines du socle Africain à de répondre aux besoins humains actuels et futurs, dans un contexte de croissance démographique et de changement climatique, pour l'atteinte de la cible 6.1 des ODD.
Spécifiquement, il s'agit de :

1- développer une méthodologie basée sur la RMP pour estimer de façon non invasive les réserves et les débits théoriques des aquifères de socle.
2- quantifier les réserves en eau souterraines actuelles et le débit théorique des aquifères de socle Africain.
3- quantifier la capacité des réserves en eau souterraines actuelles à amortir des changements dans le cycle de l'eau, en tenant compte de leur vulnérabilité face aux changements.

I.4 Organisation du manuscrit

Pour rendre compte des résultats des travaux, le présent manuscrit est organisé en cinq chapitres :

- Le chapitre 1 qui est consacré au contexte, à la formulation des questions de recherche et des hypothèses et à l'élaboration des objectifs.
- Le chapitre 2, est consacré à la présentation du milieu d'étude et à la méthodologie globale adoptée pour l'atteinte des différents objectifs.

Dans ce chapitre sont présentés les différents sites d'études sélectionnés en Afrique pour ce travail, les contextes géologiques et climatiques dans lesquels ils se situent, les définitions des principales notions hydrogéologiques utilisées dans le cadre de ce travail et enfin, la méthode géophysique de Résonance Magnétique Protonique

- Dans le chapitre 3 est exposée l'approche méthodologique développée pour atteindre l'objectif spécifique numéro 1 et qui nous a permis d'émettre des recommandations relatives à

l'utilisation de la RMP en zone de socle Africaine. Partant de là, d'établir les fonctions de transfert permettant d'estimer les paramètres hydrodynamiques directement à partir des mesures RMP.

- Dans le chapitre 4 sont présentés la méthodologie adoptée pour l'estimation des réserves à une échelle régional au Bénin, puis à l'échelle multi-pays dans trois pays Africain (objectif spécifique numéro 2), et les résultats relatifs (1) à la quantification des réserves en eau souterraine actuelle (2) à l'estimation du débit théorique des aquifères de socle Africain
- Dans le chapitre 5 sont exposés la démarche adoptée pour la quantification du pouvoir tampon des aquifères, et dans un second temps celle adoptée pour l'évaluation de la variation du stock (objectif spécifique numéro 3), et les résultats relatifs à la quantification de la capacité des eaux souterraines actuelles à amortir les changements.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE I

Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. Journal of African Earth Sciences 59, 168–184.

Alle, I.C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, A.C., 2018. Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. Journal of African Earth Sciences 139, 341–353.

Altchenko, Y., Villholth, K.G., 2015. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa–a quantitative hydrological approach. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 19, 1055–1067.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surface Geophysics 3, 267–274.

Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent Limitations of Hydraulic Tomography. Groundwater 48, 809–824. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.-M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology journal 17, 1805–1815.

British Geological Survey, 2011. Africa Groundwater Atlas | British Geological Survey (BGS) [WWW Document]. URL https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/international/africaGwAtlas.html (accessed 10.16.19).

Calow, R.C., MacDonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Groundwater 48, 246–256.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583–595.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, Lawson, F.M.A., Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers.

D'Hose, N., 2000. Proton in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules." Paris 442–449.

Gaye, C.B., Tindimugaya, C., 2019. Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeol J 27, 1099–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Guengant, J.-P., 2011. Comment bénéficier du dividende démographique ? : la démographie au centre des trajectoires de développement dans les pays de l'UMEOA ainsi qu'en Guinée, au Ghana, en Mauritanie et au Nigéria : synthèse régionale. AFD, Paris.

Gunther, H., 1998. NMR spectroscopy, pp. 581, John Wiley & Sons, Inc., New York. [WWW Document], 1998.

GW·MATE, 2011. Appropriate Groundwater Management Policy for Sub-Saharan Africa - in face of demographic pressure and climatic variability [WWW Document]. ResearchGate. URL https://www.researchgate.net/publication/284454169_Appropriate_Groundwater_Management_Policy_for_Sub-Saharan_Africa_-_in_face_of_demographic_pressure_and_climatic_variability (accessed 6.24.19).

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysical Journal International 194, 737–750.

Hertrich, M., Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. Journal of Applied Geophysics 50, 179–191.

https://fr.climate-data.org/, n.d. Les données climatiques pour les villes du monde entier - Climate-Data.org [WWW Document]. URL https://fr.climate-data.org/ (accessed 9.24.19).

INSAE, 2018. Évolution de la population au Bénin [WWW Document]. URL https://www.insae-bj.org/statistiques/indicateurs-recents/43-population (accessed 9.17.19).

JMP, 2017. JMP: ANNUAL REPORT WHO/UNICEF Joint Monitoring Programme for Water Supply, Sanitation and Hygiene. New York: United Nations Children's Fund (UNICEF) and World Health Organization.

Koïta, M., Yonli, H.F., Soro, D.D., Dara, A.E., Vouillamoz, J.-M., 2018. Groundwater Storage Change Estimation Using Combination of Hydrogeophysical and Groundwater Table Fluctuation Methods in Hard Rock Aquifers. Resources 7, 5. https://doi.org/10.3390/resources7010005

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., 2016b. Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., 2016a. Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Presented at Groundwater in Fractured Bedrock Environments: "Managing Catchment and Subsurface Resources" - Queen's University, Belfast, Northern Ireland, June 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., Yalo, N., 2016c. Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Presented at « les Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon 35.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. Boletín Geológico y Minero 118, 489–508.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Groundwater 42, 363–373.

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., Bernard, J., 1997b. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173–190.

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. Journal of Applied Geophysics, Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Valla, P., 2002d. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. Geophysics.

Legchenko, A.V., Shushakov, O.A., 1998a. Inversion of surface NMR data. Geophysics 63, 75–84.

Lévy-Leblond, J.M., 2000. Spin in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules."

Louan, O.B., Tanina, A.S., Gabriel, E., Kouassi, A.E., Oga, M.S., Biémi, J., Douampo, A., 2015. Productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie 30, 76–90.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. Journal of Hydrology 283, 19–40. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00170-7

Lubczynski, M.W., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. Boletin Geologico y Minero 118, 509–530.
MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters 7, 024009.
Marmet, E., Tabbagh, A., 2001. Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages, in 3ème Colloque GEOFCAN, edited by INRA, pp. 21-24, Orléans, France.
Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resources Research 33, 1397–1407.
Pison, G., 2017. Afrique : ce choc démographique annoncé [WWW Document]. Le Point. URL https://www.lepoint.fr/afrique/afrique-ce-choc-demographique-annonce-20-09-2017-2158490_3826.php (accessed 6.27.19).
Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. Journal of Applied Geophysics 66, 128–139.
Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. Journal of applied geophysics 50, 123–127.
Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal 17, 589–600.
Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surface Geophysics 9, 211–224.
Shahin, M., 2002. Groundwater resources of Africa. Hydrology and Water Resources of Africa 509–563.
Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resources Research 43.
Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal 8, 279–294.
Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological sciences journal 54, 655–664.
Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space 67. https://doi.org/Thébault, Erwan; Finlay, Christopher C; Beggan, Ciaran D.; Alken, Patrick; Aubert, Julien; Barrois, Olivier; Bertrand, Francois; Bondar, Tatiana; Boness, Axel; Brocco, Laura; Canet, Elisabeth; Chambodut, Aude; Chulliat, Arnaud; Coïsson, Pierdavide; Civet, François; Du, Aimin; Fournier, Alexandre; Fratter, Isabelle; Gillet, Nicolas; Hamilton, Brian; Hamoudi, Mohamed; Hulot, Gauthier; Jager, Thomas; Korte, Monika; Kuang, Weijia; Lalanne, Xavier; Langlais, Benoit; Léger, Jean-Michel; Lesur, Vincent; Lowes, Frank J; Macmillan, Susan; Mandea, Mioara; Manoj, Chandrasekharan; Maus, Stefan; Olsen, Nils; Petrov, Valeriy; Ridley, Victoria; Rother, Martin; Sabaka, Terence J; Saturnino, Diana; Schachtschneider, Reyko; Sirol, Olivier; Tangborn, Andrew; Thomson, Alan;

Tøffner-Clausen, Lars; Vigneron, Pierre; Wardinski, Ingo; Zvereva, Tatiana. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67 (79). https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

Thiéblemont D. (édit) et al., 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1/10M, CCGM-BRGM.

TOSSOU, Y.Y.J., 2016. Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest) - Recherche Google.

UN, 2015. La population [WWW Document]. URL https://www.un.org/fr/sections/issues-depth/population/index.html (accessed 6.27.19).

UNEP, 2008. Africa: atlas of our changing environment.

UNICEF, 2017. Génération 2030 : rapport sur la croissance démographique en Afrique [WWW Document]. UNICEF France. URL https://www.unicef.fr/contenu/espace-medias/generation-2030-rapport-sur-la-croissance-demographique-en-afrique (accessed 6.28.19).

UNICEF, 2016. Rapport annuel 2016 de l'UNICEF [WWW Document]. UNICEF. URL https://www.unicef.org/french/publications/index_96412.html (accessed 6.25.19).

Vouillamoz, J.M., 2018. Comment améliorer l'accès à l'eau et quantifier la ressource en eau souterraine : exemple d'une recherche au service des acteurs du développement au Bénin. 2ème école d'été des Objectifs de Développement Durable (ODD).

Vouillamoz, J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par résonance magnétique protonique. Paris 11.

Vouillamoz, J.M, Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassier, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67–81.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005b. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics 64, 99–108. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J. M., Lawson, F.M.A., 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Presented at the 9th GEOFCAN conference held at Université de Paris Sud.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., 2015a. Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at

« Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon P 101.
Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surface Geophysics 9, 135–144.
Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. Journal of Hydrology 458, 51–58.
Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015b. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.
Weichman, P.B., Lavely, E.M., Ritzwoller, M.H., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. Physical Review E 62, 1290.
WHO | UNICEF-WHO-The World Bank: Joint child malnutrition estimates - Levels and trends [WWW Document], 2019. . WHO. URL http://www.who.int/nutgrowthdb/estimates/en/ (accessed 9.22.19).
Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications 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, 21–34.
Xu, Y., Beekman, H.E., 2019. Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. Hydrogeol J 27, 929–943. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8
Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to Change the Way We Collect and Analyze Data for Aquifer Characterization. Groundwater 45, 116–118. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00292.x

CHAPITRE II. MILIEU D'ETUDE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE GENERALE

II.1 Milieu d'étude et travaux de terrain

Nos travaux se sont déroulés dans le cadre du projet GRIBA pour lequel trois pays Africain, le Bénin, le Burkina Faso et l'Ouganda, avaient été sélectionnés pour notamment présenter une certaine diversité des caractères qui pourraient contrôler les réserves en eau souterraine actuelle dans les roches de socle : le faciès géologique (MacDonald *et al.*, 2012) et le climat. Le contexte géologique de ces trois pays est ainsi dominé par des roches de socle (Figure II.1), mais dont les faciès pourraient présenter une certaine différence : cortège de roches métamorphiques pour le Bénin, faciès plus granitique au Burkina-Faso, et érosion de l'altération probablement plus importante en Ouganda (Aanyu and Koehn, 2011). De plus, les conditions climatiques actuelles sont différentes dans chacun de ces pays (Tableau II.1, Figure II.1) : le Bénin et l'Ouganda se situent dans des zones à climat sub-humide à humide avec un rapport pluie sur évapotranspiration potentielle annuelles moyennes (indice d'aridité) de 0.6 à 0.8, alors que le Burkina est situé dans une zone semi-aride à aride (indice d'aridité < 0.5).

Notons que d'autres pays de l'Afrique subsaharienne auraient pu être également choisis car ils remplissent aussi bien les critères cités ci-dessus, mais le Bénin, le Burkina Faso et l'Ouganda avaient été sélectionnés par le projet GRIBA dans le cadre duquel nos travaux se sont déroulés pour des raisons de partenariat entre équipes scientifiques. Enfin, dans la perspective de poursuivre les travaux engagés dans cette thèse, des expérimentations dans d'autres pays africains sont en cours (Ghana, Burundi).

Tableau II.1: Condition climatique des régions concernées par notre étude au Bénin, au Burkina Faso et en Ouganda (précipitation et évapotranspiration d'après Cuthbert et al. (2019), et température d'après https://fr.climate-data.org)

Pays		Précipitation moyenne (mm/a)	Température moyenne annuelle (°C)	Evapotranspiration potentielle (mm/a)	Indice d'aridité
Bénin	Nord	1190	26.8	1906	0.64
	Sud	1208	27.3	1436	0.81
Burkina Faso	Centre	750	28.2	2003	0.39
Ouganda	Nord	1484	21.3	1816	0.72
	Sud	1308	22.6	1836	0.74

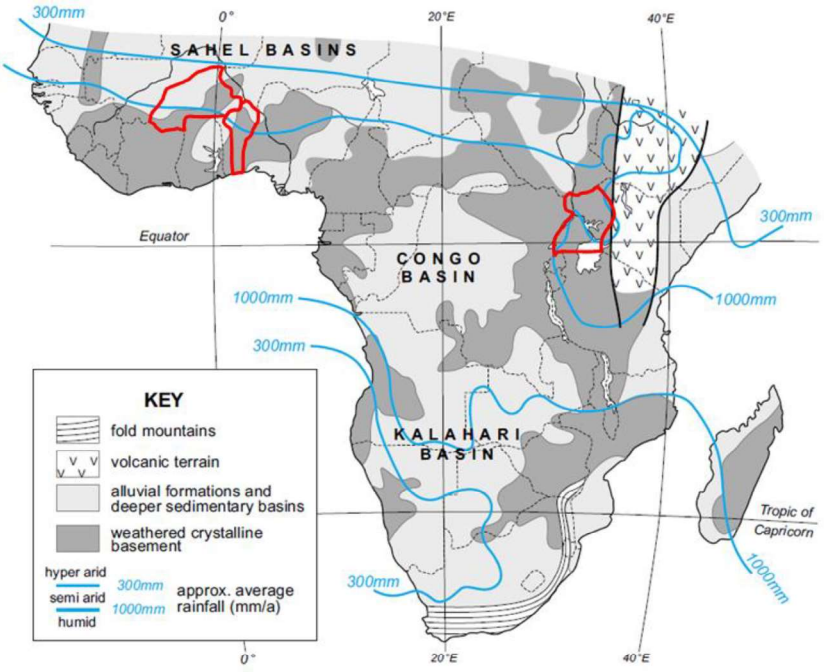


Figure II.1: Carte régionale de l'Afrique subsaharienne (GW·MATE, 2011) et localisation des pays concernés par l'étude. "Weathered crystalline basement" sont les régions de roches de socle.

- **Travaux de terrain**

Dans chacun des trois pays sélectionnés, nous avons effectué des travaux de terrain en hydrogéologie et géophysique (Tableau II.2). Concernant l'hydrogéologie, nous avons travaillé sur un total de 31 forages et piézomètres, dont 22 réalisés dans le cadre de ce travail. Nous avons également conduit 10 essais de pompage de longue durée (72 heures de pompage), et avons collectés un total de 20 chroniques piézométriques de plusieurs années (dont 7 chroniques nouvelles initiées par notre travail). Concernant les travaux géophysiques, nous avons réalisés un total de 59 sondages RMP, que nous avons analysés conjointement avec les 13 sondages qui avaient été réalisés par Vouillamoz *et al.* (2005) au Burkina-Faso, portant ainsi le nombre total de sondage RMP dans le socle africain à 72.

Tableau II.2: Synthèse des données utilisées. Hors parenthèse : le nombre total de données utilisées ; entre parenthèses : les données acquises spécifiquement pour ce travail.

Pays	Nbr. de forages et piézomètres	Nbr. de mesures RMP	Nbr. d'essais de pompage	Chronique piézométrique	
				Nbr.	durée moyenne (année)
Benin	18 (18)	43 (43)	6 (6)	11 (6)	6.1
Burkina Faso	12 (3)	22 (9)	3 (3)	6 (0)	10.6
Ouganda	1 (1)	7 (7)	1 (1)	3 (1)	10.8
Total	31(22)	72 (59)	10 (10)	20 (7)	9.2

II.2 Clarification des concepts

Dans le présent document, nous avons fait usage de plusieurs termes qu'il est nécessaire ici de clarifier.

- **Ressource en eau souterraine exploitable :** Quantités d'eau utilisable qu'il est techniquement possible et économiquement raisonnable de prélever dans les aquifères, dans un domaine et pendant une durée définie (Castany G. and Margat, J., 1977). Par extension à cette définition, nous utilisons dans ce manuscrit la notion de **Ressource en eau** comme l'ensemble des eaux disponibles pour satisfaire une demande en un lieu et pendant une période donnée.

- **Réserve en eau souterraine** : c'est le volume d'eau gravitaire contenue à une date donnée, dans un domaine aquifère donné. Cette grandeur était parfois définie sous le terme de **Ressources d'exploitation de la réserve** (Castany G. and Margat, J., 1977).
- **Porosité de drainage** : C'est le volume disponible dans la roche pour stocker ou au contraire déstocker de l'eau gravitairement. Il correspond au 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, à son volume total (Castany G. and Margat, J., 1977).
- **Recharge** : infiltration d'eau qui atteint la zone saturée de l'aquifère et qui renouvelle ainsi le stock d'eau souterraine (Healy, 2010).
- **Variation de stock** : c'est le bilan annuel des aquifères entre le 1er janvier et le 31 décembre de la même année.
- **Débit spécifique** : débit pompé dans un puits rapporté à la hauteur de rabattement dans le puits, dans des conditions définies (Castany G. and Margat, J., 1977).
- **Débit théorique** : c'est la quantité d'eau par unité de temps que peut fournir l'aquifère au travers d'un ouvrage parfait, sans perte de charge. Il représente donc un potentiel de production, mais peu s'éloigner sensiblement du débit d'exploitation réel fixé par l'interprétation d'essais de pompage spécifiques (Vouillamoz, 2003).

II.3 Approche méthodologique globale

Afin d'atteindre les objectifs que nous nous sommes fixés et d'estimer la réserve et le débit théorique des aquifères de socle, nous avons adopté une démarche méthodologique générale basée sur le Résonance Magnétique Protonique. En effet, cette méthode géophysique dispose du potentiel nécessaire pour apporter des réponses à nos questions.

II.3.1 Potentiel de la méthode de Résonance Magnétique Protonique

Les méthodes géophysiques couramment utilisées pour la prospection d'eau souterraine en zone de socle sont celles de la résistivité électrique à courant continu, et de l'électromagnétique (Alle *et al.*, 2018). Cependant, elles ne sont pas appropriées pour quantifier les propriétés des roches dans les milieux qui contiennent de l'argile en proportion variable, comme toujours dans la saprolite et la zone fracturée stratiforme des aquifères de roches de socle.

Comparé aux méthodes électriques à courant continu et aux méthodes électromagnétiques, la Résonance Magnétique Protonique (RMP) mesure un signal directement émis par la molécule

d’eau (Legchenko and Valla, 2002). Elle constitue donc une mesure directe de l’eau souterraine, et a déjà été utilisée pour la prospection en zone de socle dans plusieurs régions du monde. La plupart des études publiées se sont focalisées sur le potentiel de la méthode à estimer la productivité des aquifères, mais aucune ne proposent de relation permettant de quantifier la porosité de drainage (Baltassat *et al.*, 2005 ; Legchenko *et al.*, 2004 ; Portselan and Treshchenkov, 2002 ; Wyns *et al.*, 2004). Un seul travail, celui de Vouillamoz *et al.* (2005), a tenté d'établir des relations quantitatives entre les résultats de la RMP et la porosité de drainage des aquifères de socle. Les auteurs ont utilisé un jeu de données assez restreint (6) et obtenu dans une seule zone au Burkina Faso pour évaluer le lien entre la porosité de drainage obtenue par essais de pompage de longue durée et les paramètres RMP. Les auteurs de ce travail concluent que la relation proposée ne peut pas être généralisée compte tenu du faible nombre de données qui la conditionne, et de la grande variété de faciès des roches de socle.

De plus, l'étude de Vouillamoz *et al.* (2005), ainsi que les rares autres études traitant de l'utilisation de la RMP en zone intertropicales et en Afrique en particulier (e.g. Vouillamoz *et al.*, 2008 ; Boucher *et al.*, 2009), ont révélé deux principales difficultés qui ont limité le développement de la méthode. La première est un bruit électromagnétique naturel qui s’intensifie en début d’après-midi jusqu’au matin du jour suivant. Ce bruit rend difficile l’acquisition du signal RMP, et limite la période de mesure à quelques heures par jour. La deuxième difficulté est liée aux fortes variations journalières du champ géomagnétique auxquelles la zone intertropicale en Afrique est sujette, et qui peut conduire à une interprétation erronée des données.

Ainsi, la méthode RMP rencontre des difficultés dans sa mise en œuvre qui sont particulières à la zone intertropicale africaine. Dans le cadre de nos travaux, nous avons tenté de lever ces difficultés. Grâce à son caractère de "mesure directe de l'eau souterraine", la méthode possède théoriquement le potentiel pour caractériser les aquifères de socle, mais les travaux antérieurs n'ont pas permis de définir une méthodologie robuste pour quantifier les propriétés hydrogéologiques d'intérêt dont la porosité de drainage Sy . C’est ce que nous avons tenté de réaliser au cours de ce travail pour aller au-delà des résultats présentés par la seule étude antérieure conduite dans le socle africain (Vouillamoz *et al.*, 2005).

II.3.2 Principe et mise en œuvre de la Résonnance Magnétique Protonique

La particularité que présente la Résonance Magnétique Protonique (RMP) par rapport aux méthodes géophysiques qualifiées de traditionnelles, est qu'elle mesure un signal directement émis par des noyaux atomiques de la molécule d'eau. C'est grâce à cette propriété que la RMP est qualifiée de « méthode directe » (Legchenko and Valla, 2002) et qu'elle présente une sélectivité vis-à-vis de l'eau contenue dans la roche (Lubczynski and Roy, 2003). Les autres méthodes géophysiques traditionnelles, telles que les méthodes électriques et électromagnétiques, ne possèdent pas cette propriété de sélectivité intéressante pour l'hydrogéologue (Lubczynski and Roy, 2003). Réaliser un sondage RMP consiste à mesurer le signal émis par les molécules d'eau contenues dans la roche à différente profondeur. L'interprétation des signaux enregistrés permet ensuite d'obtenir deux paramètres géophysiques distribués en fonction de la profondeur : la teneur en eau, et la constante de temps de décroissance du signal.

- **Principe de la méthode**
    - **Noyau d'hydrogène de l'eau**

La méthode géophysique de Résonance Magnétique Protonique s'adresse aux noyaux d'atome d'hydrogène ${}^{1}H^{+}$ contenus dans la molécule d'eau. Le noyau ${}^{1}H^{+}$ est constitué d'un proton et est régi par les lois de la mécanique quantique ; il est défini par une charge électrique, une masse, un spin et un moment magnétique (D'Hose, 2000). Sa charge électrique est égale en grandeur et opposée en signe à celle de l'électron (e = 1.0217 $\cdot 10^{-19}$C). Dans un référentiel où le proton est au repos, sa masse est m = 1.726 10^{-27} kg. Le noyau ${}^{1}H^{+}$ est classiquement représenté comme étant en rotation sur lui-même, mouvement qui se mesure par un moment cinétique intrinsèque, ou moment angulaire (S) encore appelé spin. La rotation de la particule sur elle-même s'accompagne également de la rotation de l'ensemble des charges électriques, qui forment alors une boucle de courant. Ainsi, toute particule de spin non nul se comporte comme un petit aimant caractérisé par un moment magnétique. Les vecteurs moment magnétique μ et moment cinétique S sont colinéaires et portés par l'axe de rotation.

Il existe un rapport de proportionnalité entre le moment magnétique et le spin. Ce rapport est appelé rapport gyromagnétique et est égal à $\gamma = \mu/S$. Le rapport gyromagnétique γ est caractéristique de chaque noyau. Pour le noyau d'hydrogène, $\gamma = 2{,}675 \cdot 10^{8}\ \mathrm{rad \cdot s^{-1} \cdot T^{-1}}$.

En absence de champ magnétique externe, le moment magnétique du noyau ${}^{1}H^{+}$ est orienté de façon aléatoire. Le noyau ${}^{1}H^{+}$ se trouve alors dans un état dit dégénéré (Gunther 1998).

- **La précession**

En présence d'un champ d'induction magnétique statique B_0 , le noyau ${}^{1}H^{+}$ n'est plus dans un état dégénéré. Il se trouve soit dans l'état α soit dans l'état β , les états α et β étant séparés d'un quantum d'énergie ΔE qui est fonction de l'intensité du champ magnétique statique B_0 .

Le noyau ${}^{1}H^{+}$ se comporte comme un dipôle magnétique (aimant), et tend à s'aligner dans la direction de l'induction magnétique statique B_0 . Compte tenu du fait qu'il possède également un moment cinétique, il est alors soumis à un couple qui l'entraîne dans un mouvement moyen de précession semblable à celui d'un gyroscope dans un champ de gravité (Lévy-Leblond, 2000) : c'est la précession. Cette précession autour du champ d'induction magnétique statique B_0 s'effectue à la vitesse angulaire $\omega_0 = \gamma \cdot B_0$. C'est ce mouvement de précession que décrivent tous les noyaux d'hydrogène lorsque leur moment magnétique est situé dans le champ magnétique statique terrestre (B_0). La fréquence à laquelle s'effectue ce mouvement de précession autour du champ magnétique statique terrestre est appelé fréquence de Larmor.

Dans un repère cartésien, la composante du moment magnétique projetée sur l'axe z (parallèle à B_0) μ_z peut avoir une orientation parallèle à B_0 : c'est l'état β . Lorsque μ_z est antiparallèle à B_0 , le noyau ${}^{1}H^{+}$ est dans l'état d'énergie α (Figure II.2).

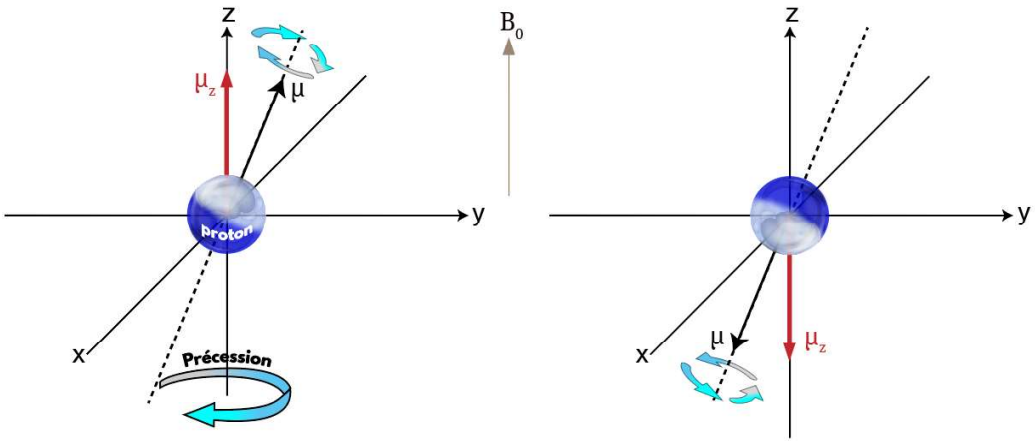


Figure II.2: Etat d'énergie alpha et beta du noyau ${}^{1}H^{+}$ en présence du champ magnétique terrestre B_0 (modifié d'après Vouillamoz, 2003).

À l'équilibre dans le champ magnétique terrestre, le volume d'eau contenu dans l'échantillon de roche investigué possède un moment magnétique net qui est la somme de tous les moments magnétiques associés à chacun des protons, car la population de protons α est inférieur à celle des protons β ; ce moment magnétique pointe dans la même direction que celle du champ magnétique terrestre. Le vecteur de magnétisation net à l'équilibre est donné par la loi de Curie :

$$M_0 = \frac{n\gamma^2\hbar^2 !}{4K_B T} B_0 \qquad \text{(Eq. II.1)}$$

avec n le nombre de proton par unité de volume, γ le rapport gyromagnétique, $\hbar$ la constante de Plank réduite, T la température et K_B la constante de Boltzmann.

- **La résonance**

Lorsque la direction de B_0 coïncide avec l'axe z du repère cartésien, la différence d'énergie entre les états α et β correspond à un quantum d'énergie. Ainsi, pour faire passer un noyau ${}^1H^+$ d'un niveau d'énergie à l'autre, il faut d'après la loi de Bohr, apporter (ou soustraire) un quantum d'énergie ΔE :

$$\Delta E = h \cdot \upsilon = 2 \cdot \mu_z \cdot B_0 = \gamma \cdot \hbar \cdot B_0 \qquad \text{(Eq. II.2)}$$

Soit une radiation de fréquence :

$$\upsilon = \frac{\gamma}{2\pi} \cdot B_0 \text{ (avec } \omega_1 = 2\pi \cdot \upsilon \text{) ou } \omega_1 = \gamma \cdot B_0 \qquad \text{(Eq. II.3)}$$

Avec v la fréquence et ω_1 la vitesse angulaire. Ainsi, lorsqu'on crée une radiation à une fréquence correspond exactement à la différence d'énergie entre les états atomiques α et β, on remplit la condition de résonance. Pour passer de l'état de basse énergie (β) à l'état de plus haute énergie (α) il faut une absorption de photon. Par contre, pour passer de l'état de plus haute énergie (α) à l'état de basse énergie (β), il faut une émission induite (Figure II.3).

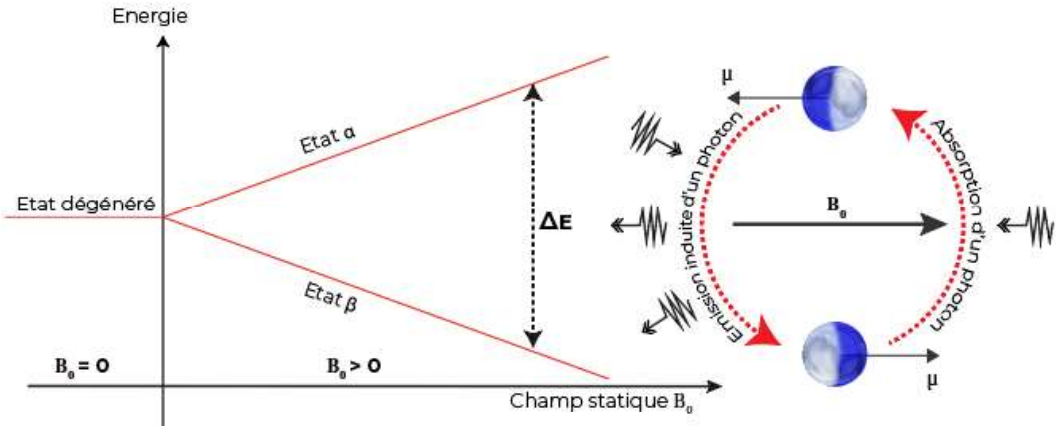


Figure II.3: Diagramme énergétique du noyau $^{1}H^{+}$ ***(modifié d'après Vouillamoz, 2003).***

Pour remplir la condition de résonance, il faut donc émettre un champ d'excitation à la fréquence ω_1 tel que $\omega_1 = \omega_0 = \gamma \cdot B_0$. γ étant une constante, la fréquence de résonance ne dépend que de l'amplitude du champ statique terrestre B_0..

- **Mesure du signal RMP**

Lorsque l'impulsion électromagnétique B_1 réglée à la fréquence de résonance est supprimée, les protons reviennent à leurs états d'équilibre. Chaque volume *dV(p)* du sous-sol centré au point *p* est la source d'un signal créé par un dipôle magnétique en mouvement (un noyau $^{1}H^{+}$), dont le moment *M(p)* perpendiculaire au champ géomagnétique a une intensité initiale (Legchenko and Valla 2002d) :

$$M(p) = M_0 \cdot w(p) \cdot \sin\left(\frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot b_{1\perp}(p) \cdot q\right)) \cdot dV(p) \qquad \text{(Eq. II.4)}$$

avec *w(p)* la teneur en eau du volume *dV(p)* ; *q=I.* τ le moment de l'impulsion qui correspond au produit de l'intensité du courant primaire *I* par sa durée de circulation τ ; et $b_{1\perp}$ l'induction perpendiculaire au champ géomagnétique normalisée pour un courant unitaire.

Le signal RMP est proportionnel à la somme des flux provenant de chaque volume *d(V)* et oscille à la fréquence de Larmor. Comme il est lié à la composante perpendiculaire du champ géomagnétique, sa décroissance est fonction de la constante de temps transversale T_2 ou dans le cas général d'un signal macroscopique T_2^*, et s'écrit d'après (Legchenko and Valla 2002d) :

$$E(t) = -\int_V \omega_0 \cdot M_0 \cdot w(p) \cdot b_{1\perp}^{Rx}(p) \cdot \sin\left(\frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot b_{1\perp}^{Tx}(p) \cdot q\right) \cdot e^{-t/T_2^*(p)} \cdot dV(p) \qquad \text{(Eq. II.5)}$$

où $b_{1\perp}^{Tx}$ est l'induction créée par l'impulsion (normalisée pour un courant de 1A) et $b_{1\perp}^{Rx}$ est l'induction créée dans la boucle réceptrice (normalisée pour un courant de 1A) ; dans le cas de la boucle coïncidente $b_{1\perp}^{Tx} = b_{1\perp}^{Rx} = b_{1\perp}$.

Cette équation contient différentes variables : la fréquence et la vitesse angulaire de Larmor ω_0 sont connues, comme le moment magnétique à l'équilibre thermique M_0. L'induction $b_{1\perp}$ peut être calculée lorsque la géométrie de la boucle de transmission-réception (Tx-Rx) est définie, et le signal de résonance magnétique *E(t)* est mesurée par l'équipement approprié. Les seules variables inconnues sont la teneur en eau *w(p)* et la constante de temps $T_2^*(p)$; elles seront obtenues par inversion du signal mesuré *E(t)*.

D'après l'équation (II.5), le signal *E(t)* varie avec :

- Le moment *q* de l'impulsion ($q = I \cdot \tau$) ;
- L'intensité du champ géomagnétique au travers de ω_0 et M_0 ;
- L'inclinaison du champ géomagnétique par $b_{1\perp}(p)$;
- La taille de la boucle à travers de $b_{1\perp}(p)$ et M_0 ;
- La résistivité des terrains par $b_{1\perp}(p)$;
- La constante de temps de décroissance T_2^* ;
- Le volume d'eau $\int_v w(p) \cdot dV$.

Nous allons explorer comment ces différents paramètres influencent l'amplitude du signal *E(t)*.

- **Le moment *q* et la profondeur d'investigation.**

Au travers de la fonction sinus de l'équation (II.5), l'amplitude initiale du signal *E(t)* dépend de la valeur du moment *q* de l'impulsion, et peut être calculée numériquement (Legchenko and Valla, 2002d). Ce sinus dépend de l'induction $b_{1\perp}$, elle-même fonction de la profondeur. Ainsi, pour un *q* donné, il existe une profondeur dont la contribution au signal est maximale lorsque le sinus est égal à π/2. C'est donc ainsi que les moments d'impulsion $q = I \cdot \tau$ contrôlent la profondeur d'investigation de la mesure conduite sur le terrain, et permettent d'effectuer des sondages RMP.

Dans la pratique, la durée de l'induction τ est gardée fixe et le sondage est réalisé en faisant varier le courant primaire *I*. Cette possibilité est illustrée par la Figure (II.4) qui présente les courbes obtenues par modélisation d'une couche de 1 mètre d'épaisseur contenant 5% d'eau (*w* = 0.05), d'une résistivité de 500 ohm.m, et pour une durée d'impulsion de 40 ms. La profondeur de la mesure est donc choisie par l'utilisateur en modulant l'intensité du courant primaire, mais la profondeur maximale d'investigation est logiquement fonction de l'ensemble des paramètres qui influent sur l'amplitude du signal *E(t),* et donc sur la résolution de la méthode.

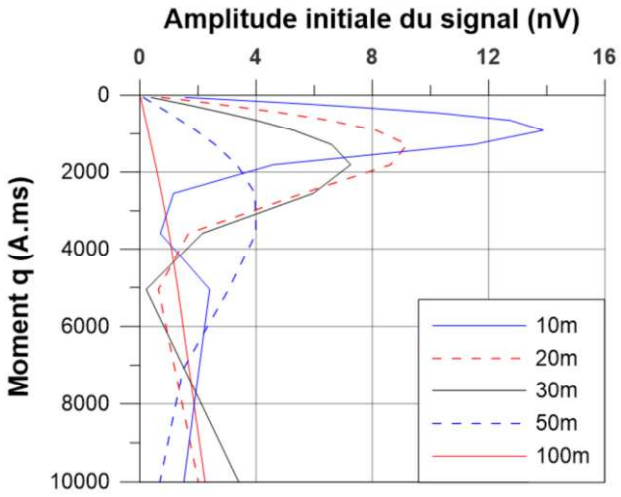


Figure II.4: Modélisation du signal RMP produit par un aquifère de 1 mètre d'épaisseur contenant 5% d'eau (w = 0.05) et situé à différentes profondeurs (de 10 à 100 m).

- **L'intensité et l'inclinaison du champ géomagnétique**

Au travers de la vitesse angulaire ω_0 et de M_0, le signal RMP est également une fonction de l'intensité du champ géomagnétique (Eq. II.5). L'amplitude initiale du signal de relaxation *E(t)* est donc une fonction de l'intensité du champ géomagnétique qui elle-même varie en fonction de la position géographique. La figure II.5 présente l'intensité totale du champ géomagnétique en 2015 modélisée d'après l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) qui est une série de modèles mathématiques décrivant à grande échelle la partie interne du champ magnétique terrestre entre 1900 et aujourd'hui. On remarque que les intensités les plus fortes se situent vers les pôles alors qu'elles sont plus faibles au niveau de l'équateur. D'après Vouillamoz (2003), il en résulte que l'amplitude du signal RMP est environ 2.5 fois plus importante aux moyennes et hautes latitudes qu'à proximité de l'équateur magnétique, toute chose étant égale par ailleurs.

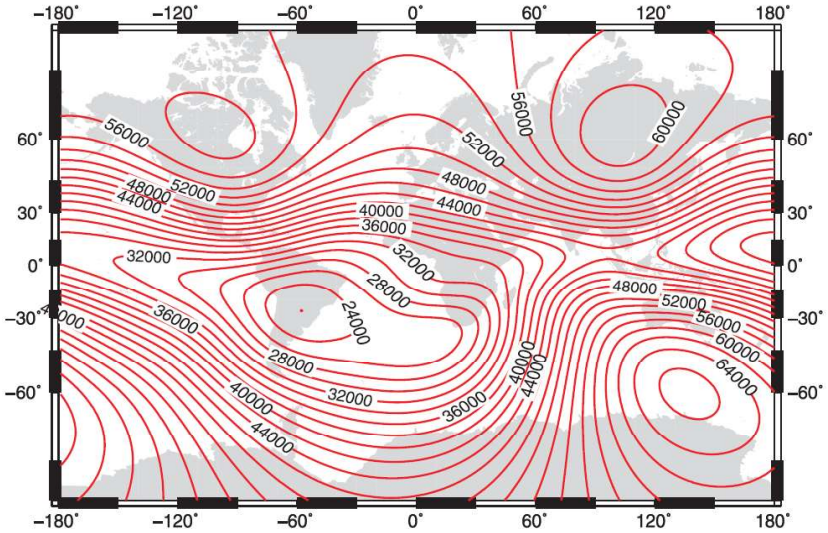


Figure II.5: Intensité totale du champ géomagnétique en nT (IGRF, 2015)

De même, d'après l'équation (II.5), l'inclinaison du champ géomagnétique influe également sur l'amplitude du signal RMP au travers de la composante $b_{1\perp}(p)$. Elle varie de 90° au niveau des pôles magnétiques, à 0° pour l'équateur magnétique (Figure II.6). Contrairement à l'intensité du champ géomagnétique, l'inclinaison intervient de façon contraire sur le signal RMP, mais seulement au second ordre. De plus, l'influence de l'inclinaison ne se fait sentir que pour les profondeurs inférieures à 25 mètres (Legchenko *et al.*, 1997b).

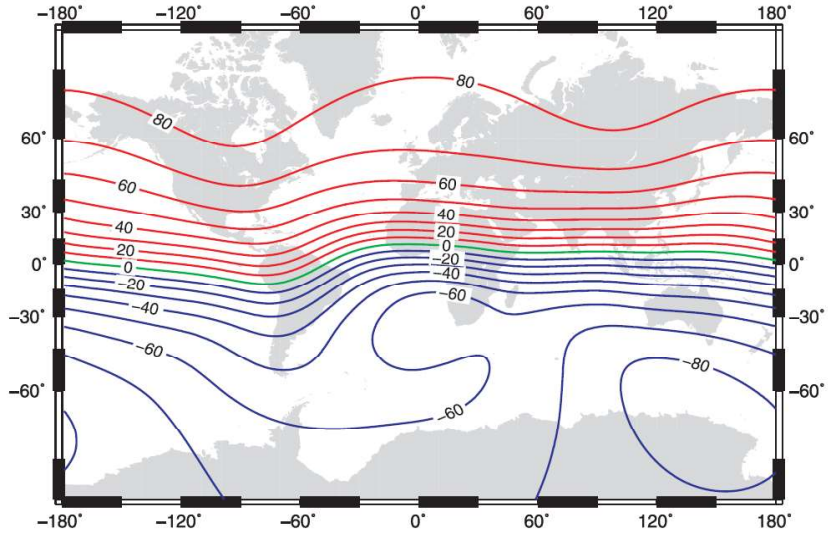


Figure II.6: Inclinaison du champ géomagnétique en degré (IGRF, 2015)

- **La taille de la boucle**

L'amplitude du signal RMP mesuré sur le terrain est également proportionnelle à la taille de la boucle Tx-Rx utilisée. En effet dans un milieu homogène, plus la taille de la boucle est

importante, plus le volume de terrain investigué l'est également, et donc plus la population de proton qui génère le signal est nombreuse. C'est ce qu'illustre la Figure (II.7) qui présente l'amplitude maximale de courbes de sondage issues d'une modélisation avec différentes tailles de boucle pour une couche de 10 mètres d'épaisseur située entre 20 et 30 mètres de profondeur et contenant 5% d'eau (w = 0.05), avec une résistivité de 500 ohm.m, On remarque que pour une taille de boucle six fois plus grande (i.e. 25 m à 150 m), l'amplitude maximale de la courbe de sondage passe de 3 nV à 92 nV. Augmenter la taille de la boucle permet ainsi d'améliorer le rapport signal sur bruit, puisque le bruit EM augmente avec la surface de la boucle alors que le signal augmente avec le volume investigué.

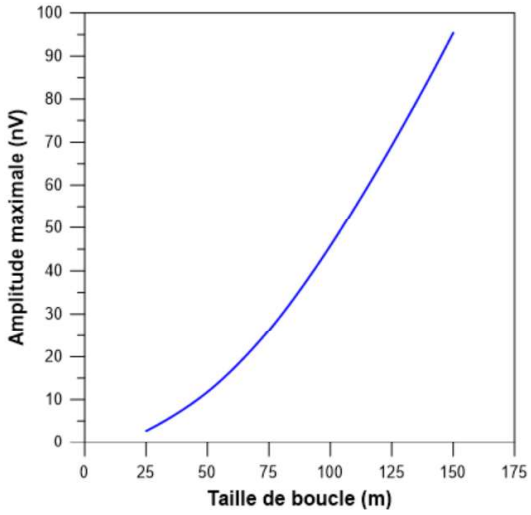


Figure II.7: Amplitudes maximal de courbes de sondage obtenues par modélisation d'un aquifère de 10 mètres d'épaisseur (entre 20 et 30 mètres de profondeur), contenant 5% d'eau, pour différentes tailles de boucle (taille du côté d'un carré).

- **La résistivité des terrains**

La résistivité des terrains influe sur l'induction primaire produite par la boucle émettrice $b_{1\perp}^{Tx}$ mais également sur l'induction secondaire créée par les noyaux ${}^{1}H^{+}$ en relaxation $b_{1\perp}^{Rx}$. Lorsque les premiers terrains (proche de la surface du sol) sont très conducteurs, l'influence sur l'induction primaire se traduit par une réduction de la profondeur d'investigation car les lignes de courant se concentrent dans les formations conductrices superficielles (Vouillamoz, J.M *et al.*, 2007). Les terrains de faible résistivité contribuent également à un déphasage entre la fréquence du champ d'excitation créée et la fréquence du signal de relaxation. Ce déphasage doit être pris en compte au cours de l'interprétation pour une estimation rigoureuse des paramètres RMP (Legchenko *et al.*, 1997b).

- **Principe du sondage RMP**

Réaliser un sondage RMP consiste à créer, dans une boucle de câble posée au sol (Tx), un champ d'excitation à la fréquence de Larmor, puis à faire varier le moment d'impulsion à l'origine du champ d'excitation pour investiguer différentes profondeurs. La variation du moment d'impulsion se fait à travers celle de l'intensité du courant primaire. Un tel champ modifie l'état d'équilibre énergétique de la population de noyaux $^{1}H^{+}$ présents dans le sous-sol, qui émet ensuite un signal de relaxation lorsque le champ d'excitation est arrêté. Ce signal de relaxation est généralement enregistré dans la même boucle de câble (Rx) que celle utilisée pour créer le champ d'excitation (Tx) : on parle alors de dispositif coïncident Tx-Rx. Ce processus est répété pour chaque moment d'impulsion (donc à différentes profondeurs) et permet d'obtenir une courbe de sondage RMP qui sera ensuite interprétée en termes de teneur en eau et de constante de temps de décroissance du signal en fonction de la profondeur.

- **La fréquence de Larmor**

La fréquence de Larmor est celle à laquelle le mouvement de précession des protons $^{1}H^{+}$ est effectué. Elle ne dépend que de l'intensité de l'induction statique B_0 qui dans notre cas est l'induction géomagnétique communément appelée champ géomagnétique. Le champ géomagnétique total se mesure à l'aide d'un magnétomètre (Photo II.1). Pour le sondage RMP, connaitre le champ géomagnétique total est indispensable et permet d'en déduire la fréquence de Larmor sur le site concerné, par la relation :

$$\upsilon\ [\mathrm{Hz}] = 0.0426 \cdot B_0\,[\mathrm{nT}] \qquad \text{(Eq. II.6)}$$



Photo II.1: mesure de champ géomagnétique total. A gauche : Mesure de la variation dans l'espace avec le magnétomètre en mode « walking » (Ouganda). A droite : Suivi de la variation dans le temps avec le magnétomètre en mode « station » (Burkina Faso).

A l'échelle de la mesure RMP, l'amplitude du champ géomagnétique peut varier dans le temps et dans l'espace. Dans les zones de socle africaines, la variation de champ mesurée en surface à l'échelle de la boucle Tx-Rx (quelques dizaines de mètres) est souvent de l'ordre de 25 à 50 nT (soit 1 à 2 Hz exprimé en fréquence de Larmor, Equation II.6) car la présence de minéraux magnétiques (principalement les oxydes de fer) est assez fréquente dans les sols (Marmet and Tabbagh, 2001) ; Vouillamoz, 2003). Ces faibles variations de champ géomagnétique relevées le long de la boucle de mesure RMP sont négligeables sur la mesure et ne concernent a priori que les horizons superficiels des terrains.

Lorsque les mesures révèlent des variations plus importantes de champ géomagnétique, la présence de roches dites "magnétiques" est possible. La figure (II.8) présente un exemple de champ géomagnétique mesuré à la surface du sol qui est hétérogène à l'échelle de la boucle RMP (ici la variation maximale exprimée en fréquence de Larmor est d'environ 24 Hz). Dans un tel cas, la mesure du signal RMP ne peut être effectuée par la procédure classique présentée dans cette section car les noyaux d'hydrogènes de la même population ne précessent pas tous à la même fréquence. Seule une procédure spécifique appelée echo de spin pourrait être envisagée (Vouillamoz *et al.*, 2011).

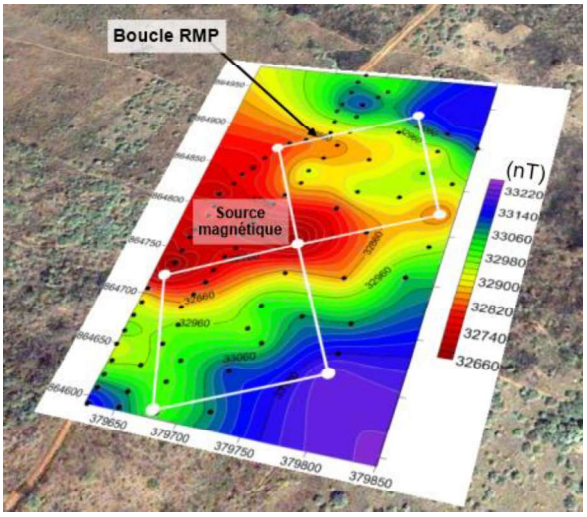


Figure II.8: Hétérogénéité du champ géomagnétique indiquant la présence probable d'une source magnétique en profondeur au Bénin (Savalou). L'échelle spatiale est en mètre (UTM).

- **La création du champ d'excitation**

L'équation qui décrit le courant oscillant alimentant la boucle Tx pour une fréquence de résonance ω_0 s'écrit comme suit :

$$i(t) = I_0 \cdot \cos(\omega_0 \cdot t) \text{ avec } 0 < t < \tau \qquad \text{(Eq. II.7)}$$

La durée τ de l'impulsion est généralement choisie à 40 ms. Cette durée est relativement courte devant les constantes de temps de décroissance du signal RMP et permet ainsi de négliger les phénomènes de relaxation qui ont lieu pendant l'injection. L'intensité de l'impulsion I_0 est choisie en fonction de la profondeur d'investigation souhaitée, et varie généralement de quelques ampères à un maximum de 450 A pour le générateur Numis^{Plus} utilisé pour notre étude (Vouillamoz, 2003). La boucle de transmission (Tx) peut être d'une géométrie quelconque et est constituée de câble électrique de section variant entre 6 à 25 mm². Toutefois, la forme carrée propose un bon compromis entre la longueur de câble, la surface de la boucle et la facilité de mise en place sur le terrain (Figure II.9). La longueur du côté du carré est choisie généralement entre 20 et 150 mètres en fonction de la cible recherchée et du bruit EM.

- **La mesure du signal de relaxation**

La Figure (II.10) présente le diagramme temporel d'une mesure RMP. Elle montre une première étape correspondant à la mesure du bruit électromagnétique ambiant, suivie de l'injection d'une impulsion à travers un champ d'excitation (B_1). Un temps mort instrumental, propre à toute génération d'équipement RMP (40 ms dans le cas du Numis^{Plus} utilisé pour cette étude), est

ensuite nécessaire avant la mesure du signal de relaxation. Ce dernier à la forme d'une décroissance libre d'induction électromagnétique appelée FID (Free Induction Decay). Ce signal enregistré par l'appareillage RMP s'écrit sous la forme (Legchenko and Valla, 2002d) :

$$E(t,q) = E_0(q) \cdot exp\left(\frac{-t}{T_2^*(q)}\right) \cdot \sin(\omega_0 \cdot t + \varphi(q)) \qquad \text{(Eq. II.8)}$$

avec E_0 l'amplitude initiale du signal et φ le déphasage causé par la conductivité électrique des terrains. Le temps mort instrumental entre l'arrêt de l'impulsion et la mesure du signal de relaxation ne permet pas de mesurer l'amplitude initiale du signal qui est alors calculée par l'Equation II.8.

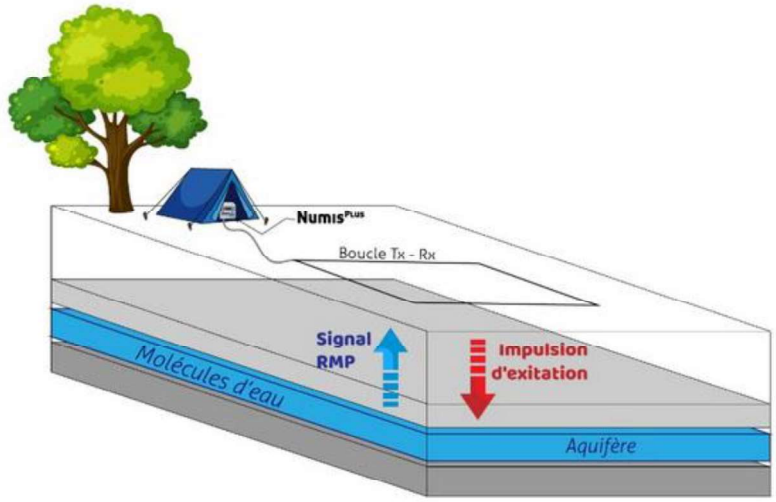


Figure II.9: Principe de réalisation d'un sondage RMP

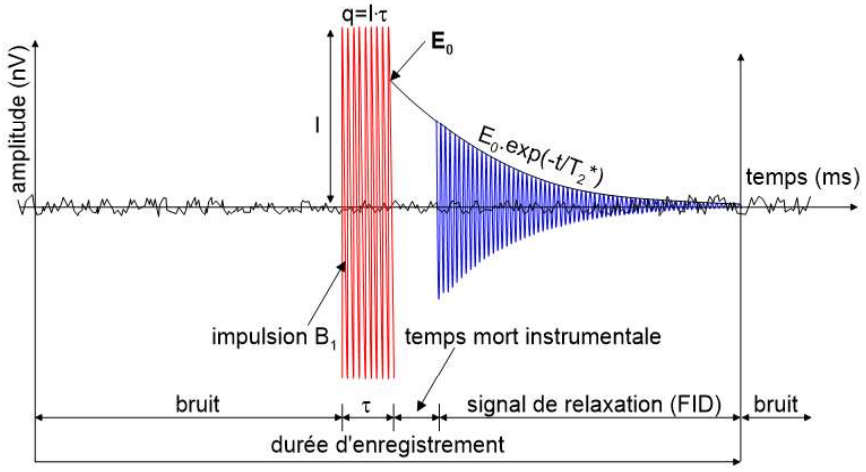


Figure II.10: Diagramme temporel d'une mesure RMP

La courbe enveloppe positive du signal de relaxation décroit suivant une fonction exponentielle (Figure II.10) : l'ajustement de cette fonction sur les données expérimentales permet, pour chaque valeur de q (c'est-à-dire pour chaque palier de profondeur), d'obtenir l'amplitude initiale du signal E_0 et la constante de temps de décroissance du signal (T_2^*).

- **Traitement et interprétation des données**
  - **Traitement des signaux RMP mesurés**

Le signal enregistré est composé du signal de relaxation des noyaux d'hydrogène de l'eau, auquel s'ajoute tout type de signaux électromagnétiques appelés « bruit » électromagnétique (EM) dont les sources peuvent être naturelles ou anthropiques (figure II.10). Lorsque l'amplitude de bruit EM est proche ou supérieur à celle du signal RMP, ce dernier est masqué au point où l'interprétation qui en résulterait serait erronée voire impossible à réaliser. Il en est ainsi parce que l'amplitude du signal RMP est généralement très faible (quelque nV à quelques centaines de nV) au regard du bruit électromagnétique ambiant (quelques centaines à plusieurs milliers de nV). Ainsi, réduire l'amplitude du bruit EM par rapport à l'amplitude du signal de relaxation recherché est une étape indispensable : il s'agit d'améliorer le « rapport signal sur bruit » afin d'obtenir des signaux RMP bien différenciés du bruit et donc interprétables. Pour ce faire, il existe de nombreuses stratégies.

Tout d'abord, le signal enregistré par l'appareillage RMP est passé dans un filtre passe bande centrée sur la fréquence de Larmor (Legchenko and Valla, 2002d). L'amélioration du rapport signal/bruit commence ensuite au cours de l'acquisition des données par le processus de « stacking ». Ce processus consiste à additionner plusieurs enregistrements pour une même impulsion, ce qui permet d'atténuer le bruit EM s'il est aléatoire. Ainsi, pour « n » mesures stackées, le rapport signal sur bruit est amélioré d'un facteur de $\sqrt{n}$. Sur la Figure II.11 par exemple, le rapport signal/bruit est passé de 1 à 3 puis à 5.5 après respectivement 5, 50 et 250 stacks. Après 250 stacks, le FID est totalement séparé du bruit EM et présente une décroissance lissée sur laquelle l'ajustement de l'équation de la décroissance exponentiel du signal sera moins incertain. Observé en domaine fréquentiel, le signal RMP présente un spectre centré sur la fréquence de Larmor (ici de 1439Hz), tandis qu'aucun spectre n'est identifiable dans le bruit EM (Figure II.12). Cela montre que pour cet enregistrement, le bruit EM est aléatoire.

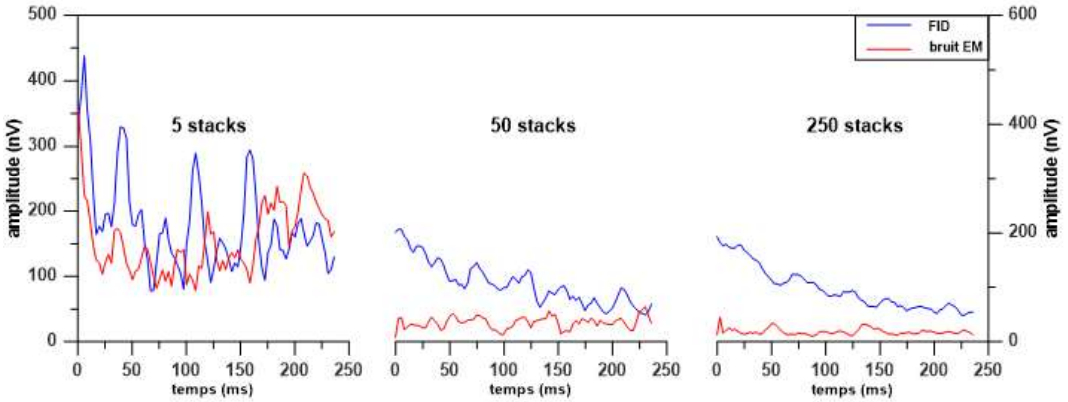


Figure II.11: Signaux mesurés pour un même q après différents nombres de stacks au cours d'un sondage RMP en zone de socle (site de Ageri en Ouganda). FID est le signal RMP recherché.

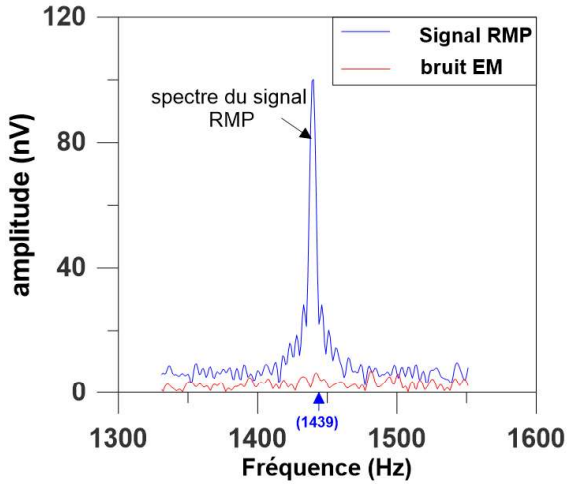


Figure II.12: Représentation en domaine fréquentielle du signal après 250 stacks (site de Ageri en Ouganda). Le spectre est centré sur la fréquence de Larmor, ici 1439Hz.

Lorsque la source du bruit EM est anthropique, le bruit est souvent stable et structuré, et présente une ou plusieurs fréquences EM détectable au cours de l'acquisition. On peut donc tenter d'éliminer ces fréquences en utilisant des filtres dédiés.

Au cours de l'enregistrement des données sur le terrain, un ensemble de courbes de sondages RMP est se construit pour chaque impulsion q (Figure II.13): $E_0(q)$, $T_2^*(q)$, $\varphi(q)$ et $\omega_0(q)$.

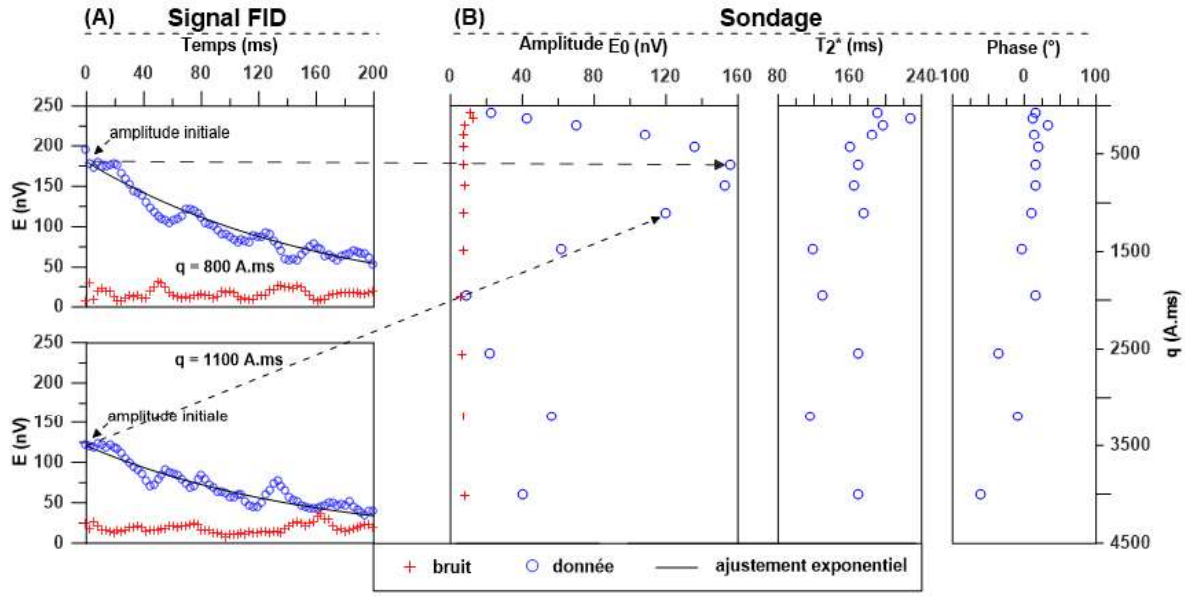


Figure II.13: Exemple de données RMP de terrain (site de Ageri en Ouganda). Seuls deux moments sont présentés (A) sur un total de 13 effectué pour ce sondage (B).

- **L'inversion des mesures**

La teneur en eau en fonction de la profondeur ($w(z)$) et la constante de temps de décroissance en fonction de la profondeur ($T_2^*(z)$) sont respectivement déterminés à partir des courbes $E_0(q)$ et $T_2^*(q)$. L'inversion consiste à calculer, à partir des signaux RMP mesurés sur le terrain, un modèle de distribution en profondeur de la teneur en eau $w(z)$ et du temps de décroissance $T_2^*(z)$ (Figure II.14). Ce modèle de distribution est appelé « monocouche » lorsqu'il est constitué d'une seule couche qui intègre les propriétés de l'aquifère sans distinction des hétérogénéités entre les différents horizons traversés par le sondage. Lorsque le modèle de distribution est constitué de plusieurs couches attribuant séparément les propriétés des couches traversées, on parle plutôt de modèle « multi-couche ».

Plusieurs méthodes ont été développées pour l'inversion des mesures de sondages RMP (Legchenko *et al.*, 2016 ; Weichman , 2000 ; Hertrich and Yaramanci, 2002), mais seul le modèle dit "simplifié" s'est avéré suffisamment robuste pour travailler avec des données de terrain qui sont souvent un peu bruitées. Ce modèle simplifié est commercialisé dans le logiciel Samovar et est actuellement disponible pour l'inversion de routine. Les données présentées dans ce travail ont été inversées avec la version 11.6 du logiciel Samovar (Legchenko *et al.*, 2008).

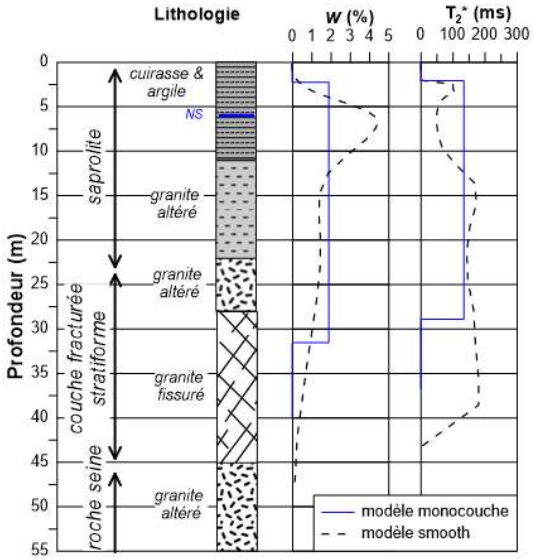


Figure II.14: Exemple de résultat d'interprétation de données RMP et comparaison avec la lithologie donnée par le forage sur le site F117 au Bénin (modèle smooth correspond au multi-couche)

- **Le modèle simplifié Samovar**

Le modèle d'inversion dit simplifié considère le milieu comme ayant une stratification horizontale avec des couches d'extension latérale infinie (milieu 1D) : dans ces conditions, l'Equation II.5 se simplifie pour l'amplitude initiale à t = 0 en (Legchenko and Shushakov, 1998a):

$$E_0(q) = \int_0^{\infty} K(q,z) \cdot w(z) \cdot dz \qquad \text{(Eq. II.9)}$$

Avec $$K(q,z) = \omega_0 \cdot M_0 \cdot \int_{x,y} b_{1\perp} \cdot \sin\left(\frac{1}{2} \cdot \gamma \cdot b_{1\perp} \cdot q\right) \cdot dxdy \qquad \text{(Eq. II.10)}$$

Le signal des noyaux ${}^{1}H^{+}$ situés à une distance supérieure à D en profondeur et 2D latéralement est négligeable, avec D le diamètre de la boucle Tx-Rx (Vouillamoz, 2003). Le volume concerné par l'intégration est 2D * 2D (sur le plan x,y) * D (en z). La distribution verticale de la teneur en eau est obtenue en résolvant cette intégrale, tel que (Legchenko and Shushakov, 1998a) :

$$A \bullet w = e_0 \qquad \text{(Eq. II.11)}$$

où :

- $A\left(a_{i,j}\right)$ est la matrice rectangulaire *I* (nombre d'impulsions *q*) par *J* (nombre d'index de profondeur z) des éléments, $a_{i,j} = k_j(q_j)$. $k_j(q)$ représente les vecteurs obtenus par

projection de $K(q,z)$ en un ensemble de fonctions $\beta_j(z)$ telle que $w(z) = \sum_j w_j \cdot \beta_j(z)$ et $K_j(q) = \int_0^\infty K(q,z) \cdot \beta_j(z) \cdot dz$

- $e_0 = (E_{0,1} ... E_{0,I})^T$ est la matrice transposée des I amplitudes initiales des données expérimentales.
- $w = (w_1 ... w_J)^T$ est la matrice transposée des J teneurs en eau en fonction de la profondeur. L'inversion est mise en œuvre à partir des données expérimentales (matrice e_0) et de la matrice de résolution « A » encore appelé filtre linéaire qui doit être calculée préalablement à partir des caractéristiques du champ géomagnétique, de la géométrie de la boucle utilisée et de la résistivité des terrains. La méthode de régularisation de Tikhonov est utilisée pour le calcul de la matrice des solutions w (Legchenko and Valla, 2002). L'inversion des signaux E(t,q) permet d'obtenir les teneurs en eau $w(t,z)$. Pour chacune de ces teneurs en eau, une fonction exponentielle basée sur l'équation (II.8) est ajustée afin d'obtenir la distribution de T_2^* en fonction de la profondeur. En résumé, le modèle d'inversion simplifié consiste à réaliser les inversions dans l'ordre suivant :

$$E_0(q) \rightarrow w(z)$$

$$E(t,q) \rightarrow w(t,z) \rightarrow T_2^*(z)$$

- **L'exploration de l'espace des solutions**

La méthode de régularisation de Tikhonov utilisée dans le modèle "simplifié" propose une solution unique au problème de l'inversion des mesures RMP. Cette solution est appelée le « Best Fit ». Cependant, ils existent différents modèles qui permettent de reproduire les données expérimentales avec une fidélité aux mesures de terrain équivalente à celle du "Best Fit", et qui définissent un espace des solutions connu sous le nom de « domaine des équivalences ». Il s'agit alors d'explorer cet espace pour décrire au mieux l'ensemble des modèles possibles, et ainsi l'incertitude associée à chaque solution (Legchenko *et al.*, 2017). C'est cette démarche que nous avons adoptée dans le cadre de nos travaux et les solutions ont été considérées comme acceptables si la différence ε entre les données de terrain et la solution calculée est inférieure à une valeur seuil qui est donnée par le bruit dans les données.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE II

Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. Journal of African Earth Sciences 59, 168–184.

Alle, I.C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, A.C., 2018. Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. Journal of African Earth Sciences 139, 341–353.

Altchenko, Y., Villholth, K.G., 2015. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa–a quantitative hydrological approach. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 19, 1055–1067.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surface Geophysics 3, 267–274.

Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent Limitations of Hydraulic Tomography. Groundwater 48, 809–824. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.-M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology journal 17, 1805–1815.

British Geological Survey, 2011. Africa Groundwater Atlas | British Geological Survey (BGS) [WWW Document]. URL https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/international/africaGwAtlas.html (accessed 10.16.19).

Calow, R.C., MacDonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Groundwater 48, 246–256.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583–595.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, Lawson, F.M.A., Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers.

D'Hose, N., 2000. Proton in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules." Paris 442–449.

Gaye, C.B., Tindimugaya, C., 2019. Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeol J 27, 1099–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Guengant, J.-P., 2011. Comment bénéficier du dividende démographique ? : la démographie au centre des trajectoires de développement dans les pays de l'UMEOA ainsi qu'en Guinée, au Ghana, en Mauritanie et au Nigéria : synthèse régionale. AFD, Paris.

Gunther, H., 1998. NMR spectroscopy, pp. 581, John Wiley & Sons, Inc., New York. [WWW Document], 1998.

GW·MATE, 2011. Appropriate Groundwater Management Policy for Sub-Saharan Africa - in face of demographic pressure and climatic variability [WWW Document]. ResearchGate. URL https://www.researchgate.net/publication/284454169_Appropriate_Groundwater_Management_Policy_for_Sub-Saharan_Africa_-_in_face_of_demographic_pressure_and_climatic_variability (accessed 6.24.19).

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysical Journal International 194, 737–750.

Hertrich, M., Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. Journal of Applied Geophysics 50, 179–191.

https://fr.climate-data.org/, n.d. Les données climatiques pour les villes du monde entier - Climate-Data.org [WWW Document]. URL https://fr.climate-data.org/ (accessed 9.24.19).

INSAE, 2018. Évolution de la population au Bénin [WWW Document]. URL https://www.insae-bj.org/statistiques/indicateurs-recents/43-population (accessed 9.17.19).

JMP, 2017. JMP: ANNUAL REPORT WHO/UNICEF Joint Monitoring Programme for Water Supply, Sanitation and Hygiene. New York: United Nations Children's Fund (UNICEF) and World Health Organization.

Koïta, M., Yonli, H.F., Soro, D.D., Dara, A.E., Vouillamoz, J.-M., 2018. Groundwater Storage Change Estimation Using Combination of Hydrogeophysical and Groundwater Table Fluctuation Methods in Hard Rock Aquifers. Resources 7, 5. https://doi.org/10.3390/resources7010005

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., 2016b. Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., 2016a. Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Presented at Groundwater in Fractured Bedrock Environments: "Managing Catchment and Subsurface Resources" - Queen's University, Belfast, Northern Ireland, June 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., Yalo, N., 2016c. Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Presented at « les Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon 35.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. Boletín Geológico y Minero 118, 489–508.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Groundwater 42, 363–373.

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., Bernard, J., 1997b. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173–190.

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. Journal of Applied Geophysics, Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Valla, P., 2002d. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. Geophysics.

Legchenko, A.V., Shushakov, O.A., 1998a. Inversion of surface NMR data. Geophysics 63, 75–84.

Lévy-Leblond, J.M., 2000. Spin in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules."

Louan, O.B., Tanina, A.S., Gabriel, E., Kouassi, A.E., Oga, M.S., Biémi, J., Douampo, A., 2015. Productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie 30, 76–90.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. Journal of Hydrology 283, 19–40. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00170-7

Lubczynski, M.W., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. Boletin Geologico y Minero 118, 509–530.
MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters 7, 024009.
Marmet, E., Tabbagh, A., 2001. Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages, in 3ème Colloque GEOFCAN, edited by INRA, pp. 21-24, Orléans, France.
Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resources Research 33, 1397–1407.
Pison, G., 2017. Afrique : ce choc démographique annoncé [WWW Document]. Le Point. URL https://www.lepoint.fr/afrique/afrique-ce-choc-demographique-annonce-20-09-2017-2158490_3826.php (accessed 6.27.19).
Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. Journal of Applied Geophysics 66, 128–139.
Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. Journal of applied geophysics 50, 123–127.
Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal 17, 589–600.
Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surface Geophysics 9, 211–224.
Shahin, M., 2002. Groundwater resources of Africa. Hydrology and Water Resources of Africa 509–563.
Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resources Research 43.
Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal 8, 279–294.
Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological sciences journal 54, 655–664.
Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space 67. https://doi.org/Thébault, Erwan; Finlay, Christopher C; Beggan, Ciaran D.; Alken, Patrick; Aubert, Julien; Barrois, Olivier; Bertrand, Francois; Bondar, Tatiana; Boness, Axel; Brocco, Laura; Canet, Elisabeth; Chambodut, Aude; Chulliat, Arnaud; Coïsson, Pierdavide; Civet, François; Du, Aimin; Fournier, Alexandre; Fratter, Isabelle; Gillet, Nicolas; Hamilton, Brian; Hamoudi, Mohamed; Hulot, Gauthier; Jager, Thomas; Korte, Monika; Kuang, Weijia; Lalanne, Xavier; Langlais, Benoit; Léger, Jean-Michel; Lesur, Vincent; Lowes, Frank J; Macmillan, Susan; Mandea, Mioara; Manoj, Chandrasekharan; Maus, Stefan; Olsen, Nils; Petrov, Valeriy; Ridley, Victoria; Rother, Martin; Sabaka, Terence J; Saturnino, Diana; Schachtschneider, Reyko; Sirol, Olivier; Tangborn, Andrew; Thomson, Alan;

Tøffner-Clausen, Lars; Vigneron, Pierre; Wardinski, Ingo; Zvereva, Tatiana. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67 (79). https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

Thiéblemont D. (édit) et al., 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1/10M, CCGM-BRGM.

TOSSOU, Y.Y.J., 2016. Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest) - Recherche Google.

UN, 2015. La population [WWW Document]. URL https://www.un.org/fr/sections/issues-depth/population/index.html (accessed 6.27.19).

UNEP, 2008. Africa: atlas of our changing environment.

UNICEF, 2017. Génération 2030 : rapport sur la croissance démographique en Afrique [WWW Document]. UNICEF France. URL https://www.unicef.fr/contenu/espace-medias/generation-2030-rapport-sur-la-croissance-demographique-en-afrique (accessed 6.28.19).

UNICEF, 2016. Rapport annuel 2016 de l'UNICEF [WWW Document]. UNICEF. URL https://www.unicef.org/french/publications/index_96412.html (accessed 6.25.19).

Vouillamoz, J.M., 2018. Comment améliorer l'accès à l'eau et quantifier la ressource en eau souterraine : exemple d'une recherche au service des acteurs du développement au Bénin. 2ème école d'été des Objectifs de Développement Durable (ODD).

Vouillamoz, J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par résonance magnétique protonique. Paris 11.

Vouillamoz, J.M, Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassier, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67–81.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005b. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics 64, 99–108. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J. M., Lawson, F.M.A., 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Presented at the 9th GEOFCAN conference held at Université de Paris Sud.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., 2015a. Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at

« Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon P 101.
Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surface Geophysics 9, 135–144.
Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. Journal of Hydrology 458, 51–58.
Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015b. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.
Weichman, P.B., Lavely, E.M., Ritzwoller, M.H., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. Physical Review E 62, 1290.
WHO | UNICEF-WHO-The World Bank: Joint child malnutrition estimates - Levels and trends [WWW Document], 2019. . WHO. URL http://www.who.int/nutgrowthdb/estimates/en/ (accessed 9.22.19).
Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications 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, 21–34.
Xu, Y., Beekman, H.E., 2019. Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. Hydrogeol J 27, 929–943. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8
Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to Change the Way We Collect and Analyze Data for Aquifer Characterization. Groundwater 45, 116–118. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00292.x

CHAPITRE III. DEVELOPPEMENT D'UNE METHODOLOGIE BASEE SUR LA RMP POUR L'ESTIMATION DE LA POROSITE DE DRAINAGE ET DE LA TRANSMISSIVITE DES AQUIFERES DE SOCLE

Afin d'estimer les propriétés des aquifères de socle avec le moins d'incertitude possible, les mesures RMP et leur interprétation doivent être de bonne qualité. Mais l'utilisation de la RMP en Afrique connait des difficultés qui limitent son développement (section II.3 du chapitre Milieu d'étude et approche méthodique générale). Au cours de nos travaux, nous avons développeront des stratégies qui nous permettrons de contourner ces difficultés et de réaliser des sondages RMP de qualité (section III.1), puis d'obtenir des résultats d'interprétation robustes (section III.3.2 ; III.3 ; III.4)

III.1 Optimisation des mesures RMP en condition de bruit électromagnétique élevé

- **Fenêtre de mesure recommandée**

Généralement, la mesure du signal RMP n'est possible qu'à partir du moment où le bruit électromagnétique (EM) mesurée dans la boucle Tx/Rx est inférieur à 1 000 nV : au-dessus de cette valeur, les techniques d'amélioration du signal (section II.3) ne permettent pas d'obtenir un rapport signal/bruit suffisant, et le signal RMP ne peut pas être identifié. Au cours de nos mesures de terrain, en Afrique, nous nous sommes rendu compte que les mesures n'étaient réellement possibles qu'à une certaine période de la journée. En effet, les bruit EM naturel s'intensifie avec les radiations solaires qui agissent sur la magnétosphère. Le bruit EM naturel augmente ainsi progressivement au cours de la journée et atteint des valeurs très élevées (supérieur à 1 000 nV) en début d'après-midi et jusqu'au jour suivant où il redescend vers des valeurs les plus faibles (Figure III.1).

Cela laisse donc une courte fenêtre pour effectuer la mesure RMP, qui va généralement de 7 h du matin à 13 h de l'après-midi (Figure III.1). Pendant cette période, le bruit naturel est à des valeurs minimales et peut généralement être réduit en dessous du signal RMP au bout de quelques dizaines à quelques centaines de stacks (Figure II.11). Sur l'ensemble des 59 sondages RMP réalisés pour cette étude, seul 2 sites (Ara au Bénin et Ageri en Ouganda) ont révélé un bruit EM faibles toute la journée comme durant la nuit. La situation normale en zone de socle africain est donc bien une variation journalière du bruit naturel EM qui n'autorise les mesures RMP que pendant une fenêtre de 6 à 8 heures en début de journée.

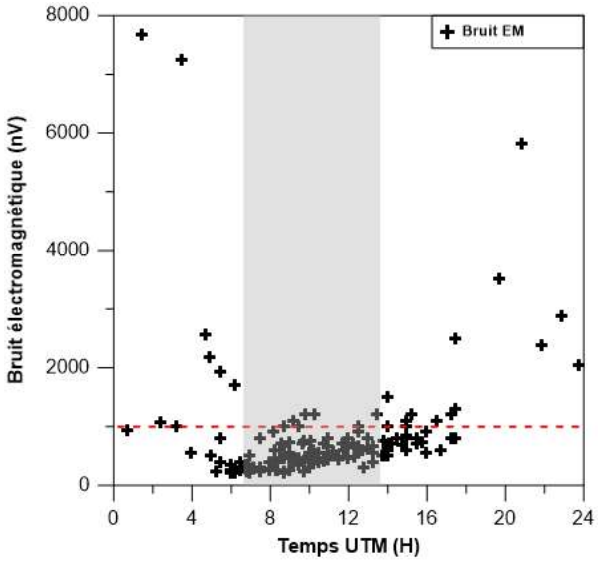


Figure III.1: Evolution du bruit EM naturel pendant 24 heures sur le site de Sanon1 au Burkina Faso. Le trait en pointillé rouge matérialise la limite au-delà de laquelle la mesure RMP n'est généralement plus possible ; le rectangle grisée la fenêtre pendant laquelle la mesure RMP n'est généralement plus possible ; le rectangle grisée la fenêtre pendant laquelle la mesure est possible.

- **Stratégie pour la réduction du bruit EM**

La mesure RMP peut être perturbée par le bruit électromagnétique provenant de sources artificielles (ligne électrique, générateur, véhicule) ou naturelles (par exemple telluriques, météoriques). Il existe plusieurs stratégies de traitement du signal qui peuvent être utilisées pour minimiser l'impact du bruit sur le signal (Legchenko, 2007), l'outil principal pour réduire le bruit aléatoire étant le "stacking" qui peut théoriquement réduire le niveau de bruit d'un facteur de $\sqrt{n}$, n étant le nombre de stacks (Figure II.11). Lorsque le bruit EM est de source artificielle, il n'est plus aléatoire, mais plutôt structuré et le stacking devient inefficace. Par exemple, lors de nos travaux en Ouganda, le bruit moyen enregistré dans une boucle carrée (125 m de coté, 1 tour) dans le sud du pays était d'environ 10 000 nV. Notons que le signal RMP que nous cherchions à mesurer était inférieur à environ150nV, c'est-à-dire très faible par rapport au bruit EM. Dans cette région, après 400 stacks, le bruit moyen était encore trop élevé pour permettre l'identification du signal de l'eau, signifiant ainsi qu'une partie du bruit n'était pas aléatoire.

Lorsque le bruit est structuré, une ou plusieurs fréquences sont généralement visibles sur le spectre des signaux mesurés. Ces fréquences peuvent être éliminées à l'aide d'outils adaptés (présents dans le logiciel Somovar) comme le « Notch-filter » (pour les harmoniques de 50 ou 60 Hz) ou le « External frequency » (pour des fréquences de bruit autres que les harmoniques

de 50 ou 60 Hz). Notons que l'outil « External frequency » ne peut supprimer qu'un maximum de trois fréquences à la fois. Lorsque le nombre de fréquence à éliminer est supérieur, la réduction du bruit devient plus difficile, voire impossible à réaliser. À titre d'illustration de bruit structuré, la Figure (III.2A) montre l'enregistrement obtenu à q=1050 A.ms sur le site Roofing dans le sud de l'Ouganda. On y remarque deux harmoniques du 50Hz (à 1350 et 1450 Hz) qui empêchent l'identification du spectre du signal RMP qui se trouve à 1425 Hz. Une fois les harmoniques coupées avec le Notch-filter, le spectre du signal RMP apparaît avec une amplitude plus faible que celle des harmoniques du 50 Hz (Figure III.2B). Cela explique pourquoi le spectre du signal RMP n'était pas du tout visible avant la suppression du bruit (Figure III.2A). À q=310 A.ms, on retrouve ces fréquences de bruits accompagnées d'une troisième qui n'est pas une harmonique du 50Hz (Figure III.2C). Ces fréquences ont été coupés avec l'outil « External frequency », ce qui a rendu visible le spectre du signal RMP à une fréquence de Larmor de 1424 Hz.

Notons qu'il est assez courant que la fréquence d'un spectre de bruit repérée en début de mesure se déplace et varie au cours de la mesure, rendant ainsi l'outil "External frequency" laissé fixe inefficace.

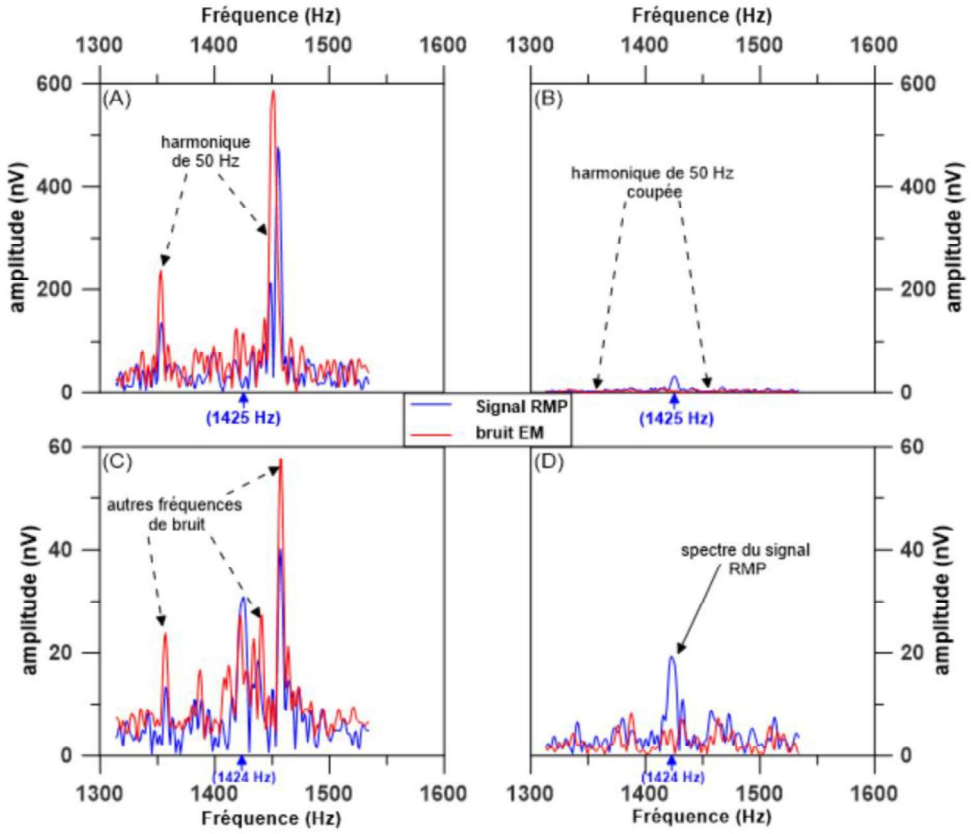


Figure III.2: Traitement de signaux mesurés comportant des fréquences de bruit EM sur le site Roofing en Ouganda. A&B : identification et suppression d'harmoniques de 50Hz après 400 stacks à q=1050 A.ms. C&D : identification et suppression de plusieurs fréquences de bruit après 400 stacks à q=310 A.ms

III.2 Prise en compte de la variation temporelle du champ magnétique terrestre

Dans le principe de la RMP, la condition de résonance demande à ce que la fréquence du champ d'excitation B_1 soit la même que celle à laquelle précessent les protons d'hydrogènes (fréquence de Larmor, section II.3.1 du chapitre Milieu d'étude et Méthodologie). Lorsque le champ magnétique terrestre varie dans le temps au cours du sondage, les protons d'hydrogène ne précessent plus à la fréquence définie en début de sondage ; or, cette variation du champ géomagnétique crée des conditions d'excitation dites de non-résonance qui affectent l'amplitude et la phase du signal RMP.

Lorsque les variations du champs géomagnétique (exprimées en fréquence de Larmor) ne dépassent pas un (1) hertz, leur effet sur l'amplitude et la phase du signal n'est pas significative, ce qui nous permet de supposer des conditions de quasi-résonance (Legchenko *et al.*, 2016).

Cependant, dans les régions proches de l'équateur magnétique comme en Afrique subsaharienne, le champ géomagnétique varie notablement au cours de la journée et peut entrainer des variations de la fréquence de Larmor de plusieurs hertz comme le montre la Figure (III.3A). On remarque que pour le Bénin, le Burkina Faso et l'Ouganda, la variation de la fréquence de Larmor est centrée sur midi. Les amplitudes des variations sont quasiment les mêmes pour le Bénin et le Burkina Faso (i.e. 6.5 et 6.3 Hz respectivement) et plus faible pour l'Ouganda (i.e. 3.5 Hz). On remarque également que la fréquence de Larmor reste assez stable en fin d'après-midi jusqu'au lendemain autour de 6h00. Enfin, c'est au cours de la période où le bruit EM est le plus faible et donc les conditions de mesures RMP les plus favorables, que la fréquence de Larmor fluctue le plus (Figure III.3B).

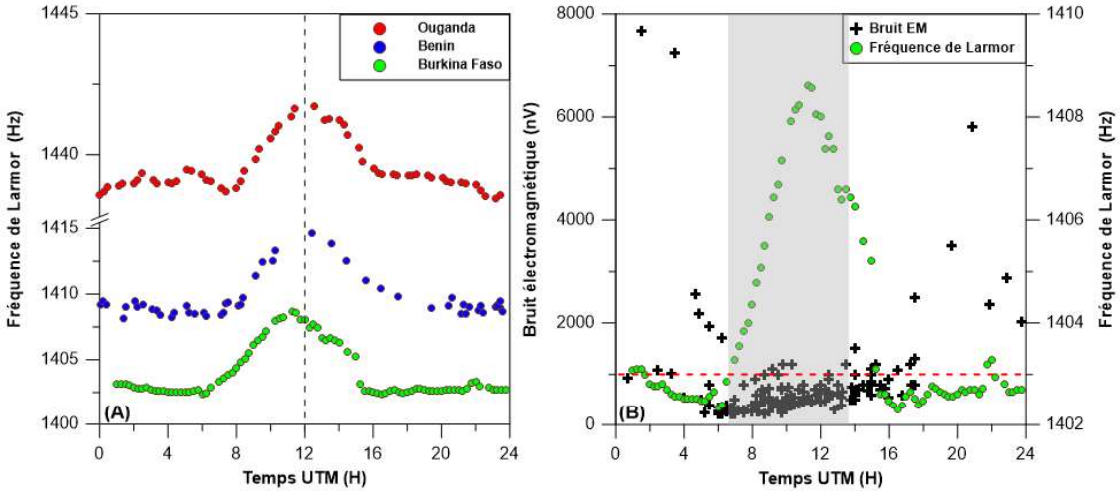


Figure III.3: Champ géomagnétique. A : Variation journalière au Bénin, au Burkina Faso et en Ouganda. B : Variation journalière et bruit EM au Burkina Faso (en grisé, la fenêtre de mesure RMP)

Pour traiter cette difficulté liée à la variation journalière de l'amplitude du champ géomagnétique, deux étapes sont nécessaires : bien choisir la fréquence du générateur, puis tenir compte au moment du traitement des données de cette variation de fréquence de Larmor. L'amplitude de la fluctuation journalière du champ géomagnétique est une information qu'il est important d'avoir avant la réalisation du sondage RMP car elle permet de choisir une fréquence moyenne pour créer le champ d'excitation B_1 et rester le moins possible en condition de non-résonance pendant la durée du sondage RMP (Figure III.4).

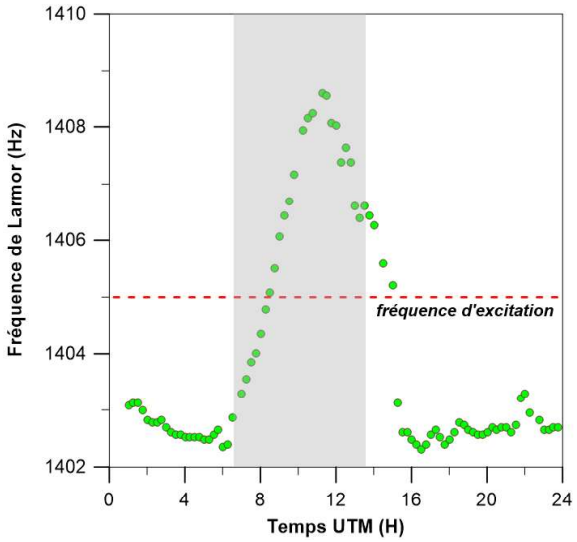


Figure III.4: Choix de la fréquence du champ d'excitation en fonction de la variation journalière de la fréquence de Larmor sur le site Sanon1 au Burkina Faso. Le trait en pointillé rouge correspond à la fréquence d'excitation choisie (moyenne de la fréquence de Larmor pendant la durée d'acquisition).

Malgré cette disposition prise au cours de l'acquisition des données, les variations du champ géomagnétique qui excèdent 1 ou 2Hz par rapport à la fréquence d'excitation choisie doivent être prises en compte au cours de l'inversion pour ne pas obtenir d'interprétation erronée des mesures. Ainsi, dans l'optique d'une amélioration de l'inversion du signal RMP effectuée dans le cadre de ce travail de thèse, sous avons mis au point une procédure d'interprétation des données qui prend en compte la variation temporelle du champ géomagnétique (exprimées en fréquence de Larmor). À titre d'illustration, nous présentons l'application de cette procédure aux données du site FD19 du Bénin. La figure (III.5) indique que la non prise en compte des conditions de non-résonnance conduit à une mauvaise interprétation des mesures avec la présence d'un réservoir située entre 40 et 80 m de profondeur qui n'existe pas. Sur ce site, la fréquence de Larmor varie de 1 415.5 Hz en début de sondage (07 h 30), à 1 419.2 Hz en fin de sondage (14 h 30, Figure III.6A). Le modèle de quasi-résonnance (pas de variation du champ géomagnétique) reproduit bien l'amplitude et la constante de temps de décroissance mesurées sur le terrain (Figure III.6B&C), mais pas la phase (Figure III.6D). Par contre, le modèle développé dans le cadre de ce travail qui tient compte la variation temporelle du champ géomagnétique reproduit bien l'ensemble des paramètres mesurés (amplitude, phase et constante de temps, Figure III.6A&D).

Le développement de ce modèle représente une avancée notable pour l'utilisation de la méthode RMP en Afrique subsaharienne, car il permet d'obtenir des résultats d'interprétation non biaisés

par les variations temporelles du champ géomagnétique. Ce nouveau modèle a été intégré au logiciel Samovar après avoir été publiée (Legchenko, A., Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A**., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. GEOPHYSICS 81, WB23–WB31. https://doi.org/10.1190/geo2015-0474.1).

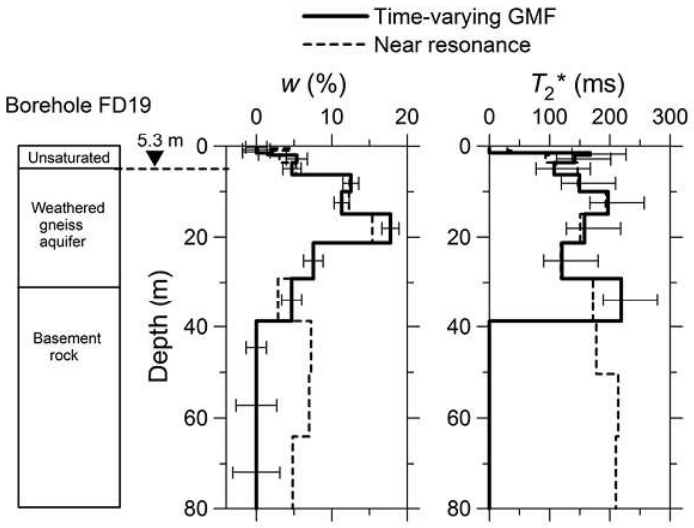


Figure III.5: Comparaison des résultats d'inversion de la mesure effectuée sur le site FD19 du Bénin : en trait pointillée le modèle de quasi-résonance avec son réservoir profond (au-delà de 40m), et en trait plein le modèle qui tient compte de la variation temporelle de la fréquence de Larmor.

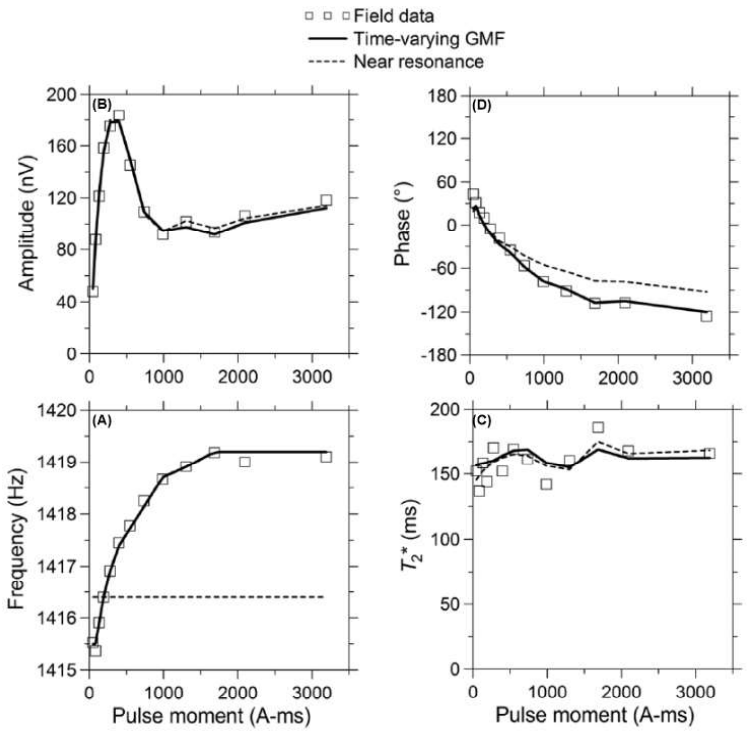


Figure III.6: Application du modèle qui tient compte de la variation temporelle de la fréquence de Larmor aux données RMP du site FD19 au Bénin.

III.3 Equivalences des résultats de l'inversion RMP

Comme c'est le cas pour les autres méthodes géophysiques, la solution d'une inversion RMP est connue pour ne pas être unique. Dans le cadre de nos travaux, nous avons proposé une approche robuste pour étudier l'incertitude liée à l'inversion des données RMP (Legchenko *et al.*, 2017). Cette démarche peut être synthétisée de la façon suivante :

- Dans un premier temps, nous inversons les données RMP de façon classique en utilisant la méthode dite de « régularisation de Tikhonov » (section II.3.2), qui fournit une solution optimale en tant que compromis entre stabilité et précision.
- Ensuite nous appliquons des perturbations aléatoires au modèle inversé et calculons l'erreur d'ajustement pour ces modèles perturbés. La magnitude de ces perturbations est limitée par l'incertitude estimée avec la décomposition en valeurs singulières (SVD) et en tenant compte des erreurs expérimentales.
- Puis nous limitons l'espace de la solution aux seuls modèles perturbés équivalents qui ajustent les données avec une précision proche de celle du modèle inverse initial.

Pour permettre à cette approche d'être facilement utilisable avec des ordinateurs portables, la prise en compte d'un modèle qui correspond déjà aux données expérimentales (la solution donnée par la régularisation de Tikhonov) pour conduire les simulations des modèles perturbés permet de réduire les calculs lourds, souvent considéré comme une limitation importante de la méthode de Monte Carlo. Pour représenter les résultats d'inversion et d'analyse des équivalences, nous utilisons trois solutions : la « Best Fit » obtenue par la technique de régularisation classique, et les variations extrêmes de cette solution correspondant aux modèles perturbés (Vmax et Vmin, Figure III.7B).

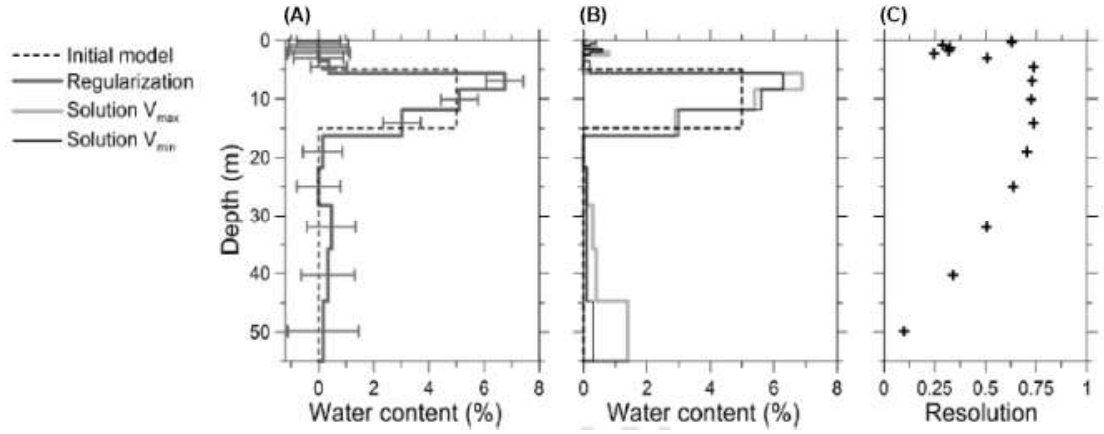


Figure III.7: Inversion d'un modèle à une couche (en trait pointillé, 5% d'eau entre 5 et 15m) : A : solution donnée par la régularization ("best fit") avec des barres d'erreur correspondant aux incertitudes liées à la mesure. B : Les solutions Vmax et Vmin. C : Résolution.

La Figure (III.7A) indique logiquement que les couches profondes ont une incertitude relative plus élevée que les couches peu profondes pour lesquelles les barres d'erreur du modèle régularisé sont plus étroites. La résolution du modèle indique que les résultats les plus certains correspondent aux profondeurs de 5 à 25 m environ (Figure III.7C). Une faible résolution près de la surface (moins de 5m) peut être expliquée par un nombre insuffisant de moment q.

Cette approche qui permet d'estimer l'espace des solutions en présentant la solution max et la solution min, et pas uniquement une solution parmi d'autre comme auparavant, a été publiée (Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics 144, 28–36. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.06.010), et elle est maintenant intégrée au logiciel Samovar.

III.4 Intérêt de l'inversion monocouche face à l'inversion multicouche

Le modèle conceptuel de l'aquifère de socle est décrit par le géophysicien comme un système bi-couche où la première couche de saprolite repose sur la couche fracturée stratiforme (section I.1 du chapitre Introduction Générale). Ainsi, nous avons cherché à savoir si l'inversion des mesures RMP peut estimer séparément les propriétés de la saprolite et celles de la couche fracturée stratiforme (i.e. inversion bicouche) avec une incertitude acceptable, ou si l'inversion qui estime les propriétés intégrées des deux couches ensemble est plus appropriée (i.e. inversion monocouche). Pour ce faire, nous avons conduit un travail de modélisation construit à partir de nos connaissances des aquifères de socle.

- **Procédure de modélisation**

Les paramètres des modèles RMP bicouche initiaux sont choisis pour décrire le modèle conceptuel hydrogéologique, à savoir une saprolite non consolidée recouvrant une couche fracturée stratiforme (CFS). Les valeurs de la teneur en eau RMP *w* et de la constante de temps T_2^* sont définies à partir des mesures de RMP effectuées au Bénin, de Baltassat *et al.* (2006) et de Vouillamoz *et al.* (2005) : respectivement 6% et 190 ms pour la saprolite, et 1.5% et 300 ms pour la CFS. Les épaisseurs des deux couches sont obtenues à partir de statistiques réalisés sur des forages au Bénin (J.M. Vouillamoz *et al.*, 2015b): la CFS a une épaisseur de 10, 30 et 60 mètres (valeur du premier quartile, de la médiane et du troisième quartile), et pour chaque valeur d'épaisseur de la CFS, l'épaisseur de saprolite varie entre 2 et 55 m (Figure III.8A).

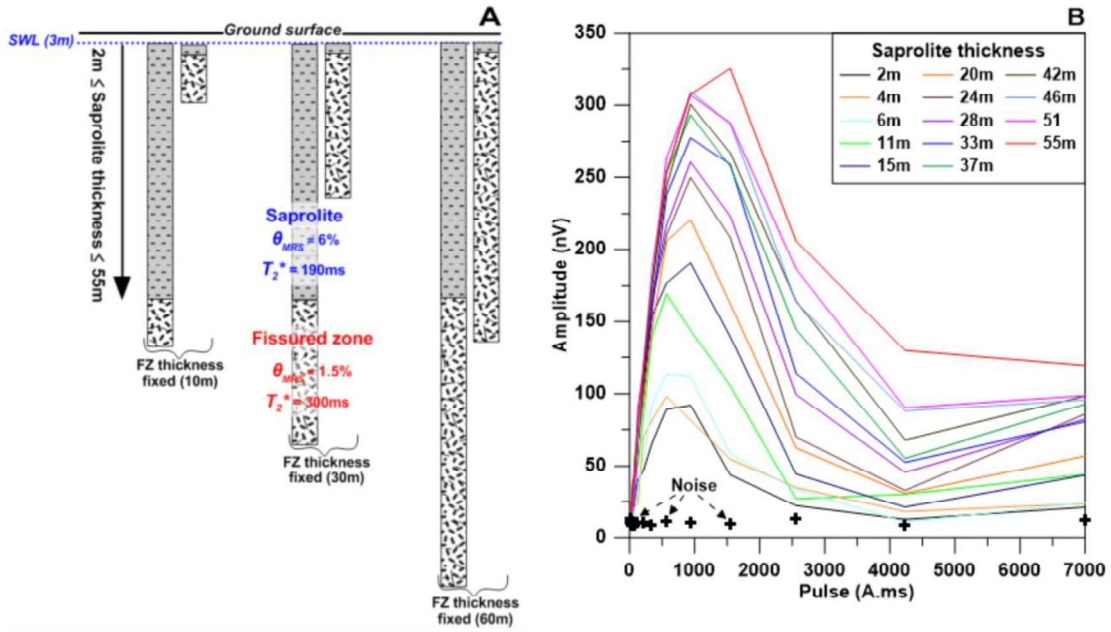


Figure III.8: Modèles RMP bi-couche : A : Géométrie des modèles et paramètres RMP. B : Signaux générés pour une épaisseur fixe de 30 m de CFS (nommé FZ sur cette figure) et une épaisseur de saprolite variant de 2 à 55 m (Lawson, F.M.A. et al., 2016c).

Les signaux RMP sont calculés en utilisant la configuration courante de terrain rencontrée au Bénin (i.e. boucle carrée de 125 m de côté, fréquence de Larmor de 1 414 Hz). Les signaux sont générés avec le logiciel de modélisation Samovar V.11 et interprétés avec le logiciel d'inversion Samovar V.11 (Legchenko *et al.*, 2008). Au total, 42 modèles RMP sont générés et un bruit aléatoire de 10 nV en moyenne est ajouté pour obtenir des rapports signal sur bruit équivalents à ceux rencontrés sur le terrain au cours de nos travaux. Les signaux générés ont été inversés à l'aide d'une solution monocouche, puis à l'aide d'une solution bicouche.

- **Résultats de modélisation**

Nous avons comparé les propriétés du modèle initial, à savoir le stock RMP (calculé comme le produit de la teneur en eau par l'épaisseur saturée) et la transmissivité non paramétrée F (calculée comme le produit du carré du temps de décroissance par le stock RMP, Vouillamoz, 2003) avec ces mêmes propriétés issues d'une inversion monocouche, puis d'une inversion bicouche. La solution monocouche reproduit toujours bien le stock du modèle initial, quel que soit l'épaisseur des couches (Figure III.9A). Ce stock du modèle initial n'est bien reproduit par la solution bicouche que lorsque la CFS est fine (i.e. 10 m) ou la saprolite plus épaisse que la CFS (rapport supérieur à 1, Figure III.9B). Lorsque la CFS est plus épaisse que la saprolite (rapport inférieur à 1), le stock est mal résolu. Ces observations peuvent être comprises par le

fait que la couche de saprolite est mieux résolue que la couche de CFS qui a une faible teneur en eau et est située plus en profondeur. Ainsi (1) lorsque la saprolite est plus épaisse que la CFS, le stock est principalement contrôlé par la saprolite et est donc bien résolu, et (2) lorsque la saprolite est plus fine que la CFS, le stock est principalement contrôlé par la CFS qui est mal résolue. Cette observation est amplifiée pour la transmissivité qui n'est bien résolue que lorsque la saprolite est plus épaisse que la CFS, aussi bien pour les solutions monocouches que bicouches (Figure III.9C&D).

Finalement, les résultats des inversions monocouches et bicouches sont équivalentes lorsque la géométrie de l'aquifère est dominée par la saprolite (rapport supérieur à 1), mais lorsque les propriétés de l'aquifère sont principalement contrôlées par la CFS (i.e. rapport inférieur à 1), la solution monocouche reproduit mieux le stock et la transmissivité. Notons également que pour des rapports d'épaisseur supérieurs à 1 (saprolite plus épaisse que CFS), la CFS est mal résolue par les modèles bicouches probablement à cause de l'effet d'écran exercé par la saprolite située au-dessus (Baltassat *et al.*, 2006).

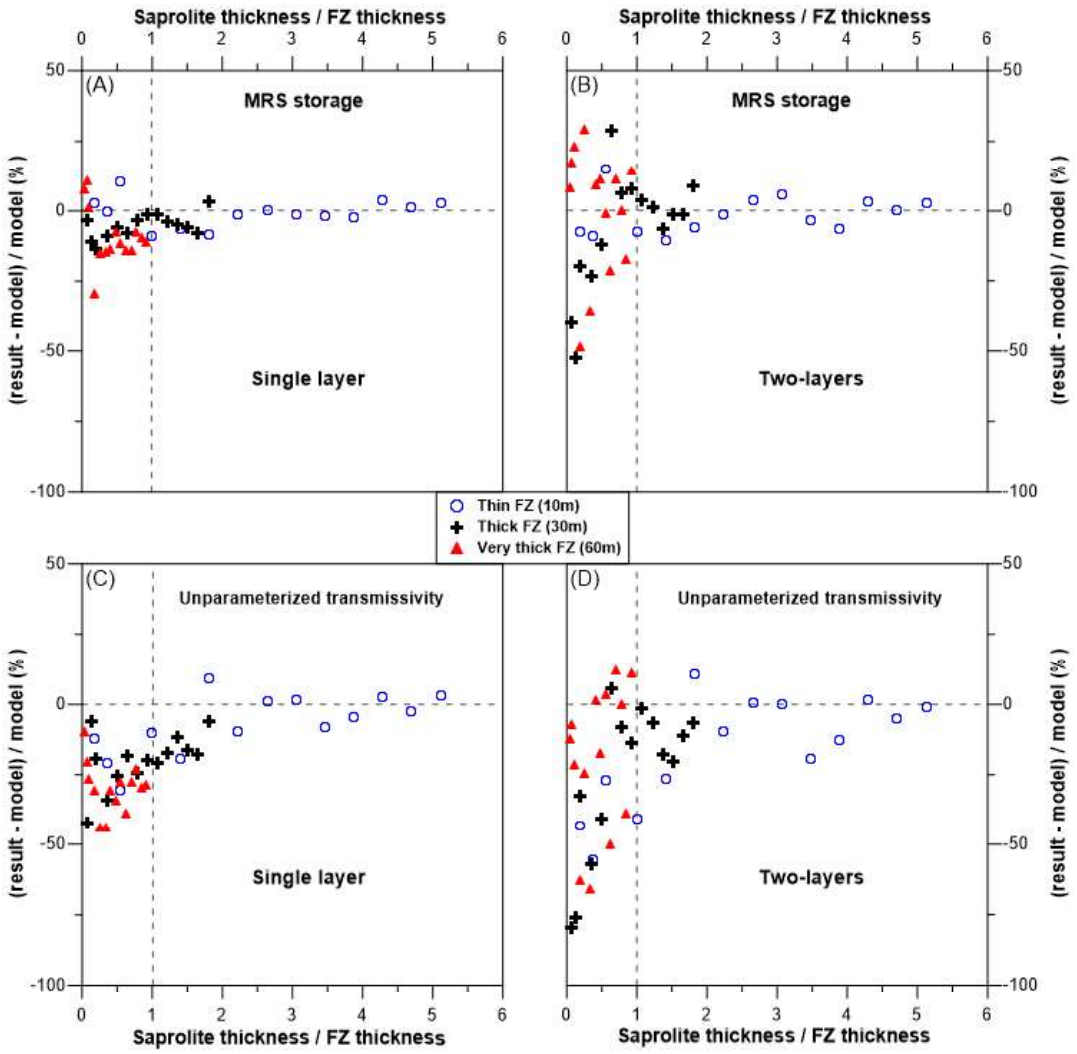


Figure III.9: Comparaison des résultats d'inversion monocouche et bicouche (result) au modèle initiale (model). A&B : Stock RMP. C&D : Transmissivité non paramétrée. CFS est nommé FZ sur cette figure (Lawson, F.M.A. et al., 2016c).

Ces résultats qui indiquent que les solutions monocouches sont plus fidèles au modèle initial pour la plupart des géométries, ont été présentés dans trois colloques internationaux avec actes :

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Présenté à la conférence de l'AIH « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon, juin 2015, p. 35.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Présenté à la conférence

« Groundwater in Fractured Bedrock Environments: Managing Catchment and Subsurface Resources », Queen's University, Belfast, Northern Ireland, Juin 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Yalo, N., Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society: 60 years of IAH » Montpellier, September 2016.

III.5 Quantification des propriétés hydrogéologiques à partir des mesures RMP

III.5.1 Approche méthodologique

- **Etablissement de fonctions de transfert entre paramètres RMP et propriétés hydrogéologiques**

Après l'inversion des enregistrements RMP de terrain, les paramètres obtenus sont la distribution en fonction de la profondeur de la teneur en eau *w* et de la constante de temps de décroissance T_2^*. Pour obtenir des propriétés hydrogéologiques, il est alors nécessaire de définir des fonctions de transfert pour calculer les propriétés hydrogéologiques des aquifères de socle à partir des paramètres RMP. Pour ce faire, nous avons comparé les paramètres RMP et les propriétés hydrogéologiques obtenues sur des sites identiques et par des approches indépendantes. Nous avons ainsi choisi des sites dits « sites expérimentaux » sur lesquels nous avons réalisés des sondages RMP et des pompages d'essai de longue durée. Nous avons pu alors comparer la teneur en eau et la constante de temps de décroissance du signal RMP avec la porosité de drainage et la transmissivité issues de l'interprétation des pompages. Dans le cadre de nos travaux, l'établissement des fonctions de transfert a été réalisé en deux temps.

Tout d'abord, nous nous sommes concentrés sur le Bénin. Nous avons sélectionné six sites expérimentaux, chacun dans un des faciès géologiques de socle communément représentés au Bénin. Sur chacun de ces sites, nous avons fait des mesures RMP, et nous avons réalisés 3 forages pour ensuite conduire des essais de pompage de longue durée (72h minimum suivi d'une remontée de durée au moins équivalente). Les résultats des sondages RMP et ceux des essais de pompage ont finalement été comparées conjointement pour ces 6 sites du Bénin. Dans un second temps, nous avons voulu savoir si les fonctions de transfert établies pour le socle du Bénin étaient également valables dans d'autres pays de socle africains. Nous avons donc mis en

place et réalisé de nouvelles expérimentations sur 3 sites expérimentaux supplémentaires au Burkina Faso, et sur un site supplémentaire en Ouganda. Ainsi, avec un jeu de donnée RMP/essai de pompage obtenus sur 10 sites expérimentaux dans 3 pays différents, nous avons cherché si des fonctions de transfert polyvalentes ou « multi-pays » pouvaient exister pour estimer la porosité de drainage et la transmissivité des aquifères de socle à partir des paramètres RMP (Figure III.10).

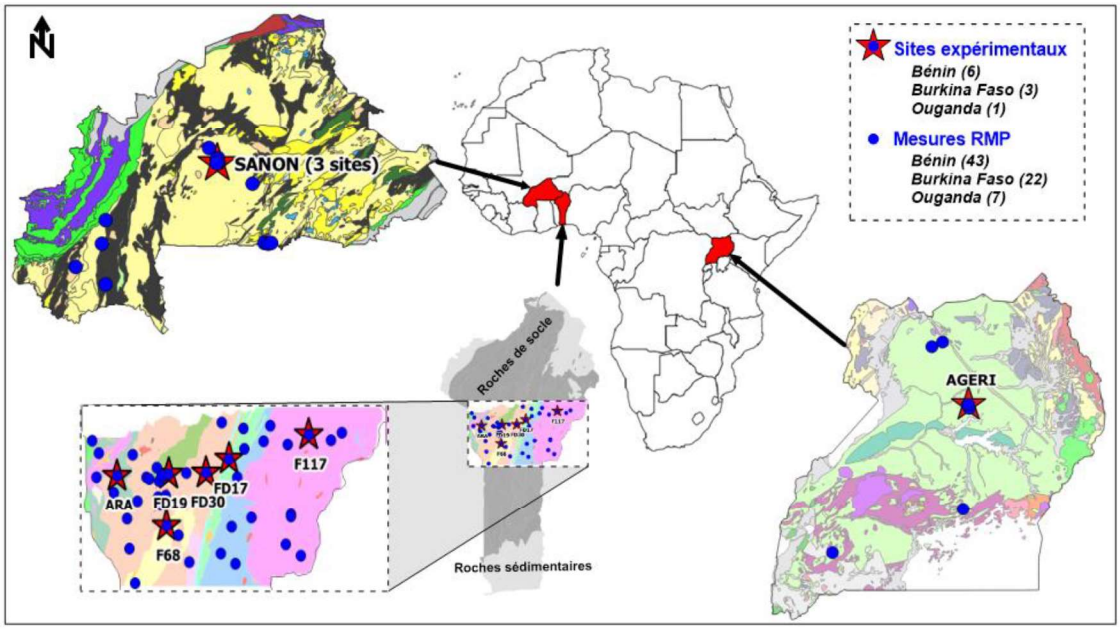


Figure III.10: Sites expérimentaux et mesures RMP. Les couleurs correspondent aux faciès géologiques.

- **Les essais de pompage de longue durée**

L'interprétation d'un essai de pompage fait référence à l'analyse de la réponse du niveau d'eau souterraine à un pompage (Kruseman and de Ridder, 2000). Les essais de courte durée sont couramment effectués en Afrique pour estimer les propriétés de l'ouvrage de pompage (par exemple, les pertes de charge, les débits d'exploitation admissibles, etc.) et la transmissivité locale de l'aquifère. Cependant, pour évaluer les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère à une échelle spatiale considérée comme représentative, un essai de pompage nécessitant une durée de pompage plus longue et au moins 2 puits (c'est-à-dire un puits de pompage et un autre d'observation) sont indispensables (Photo III-1 et Figure III.11). Ce type d'essai est appelé essai de nappe ou encore essai de pompage de longue durée.



Photo III.1: Mesures hydrogéologiques sur le site de Ara au Bénin. A gauche : réalisation d'un essai de pompage de longue durée, au premier plan l'ouvrage de pompage, en arrière-plan un piézomètre d'observation. A droite : suivi du niveau piézométrique dans un ouvrage d'observation distant de 6 mètres

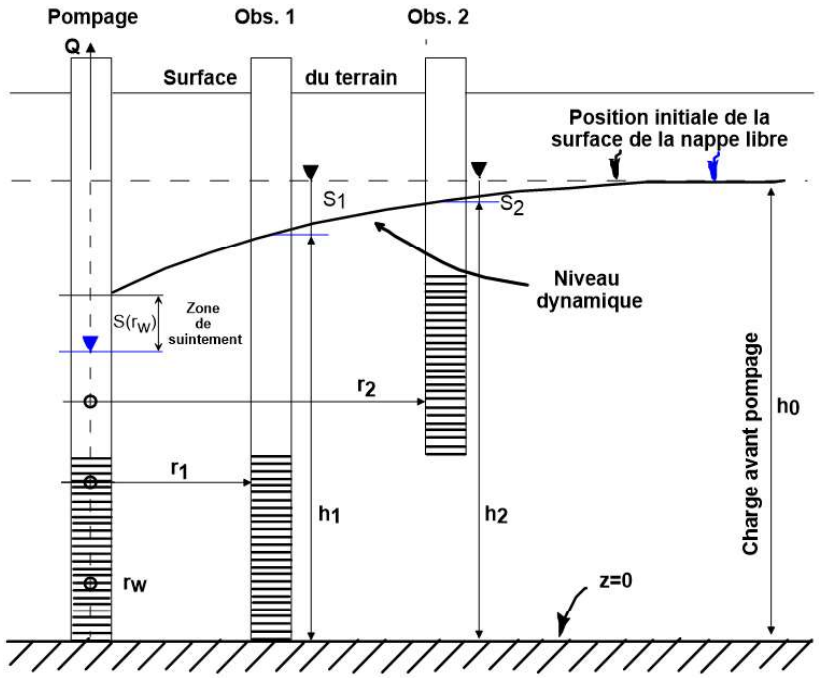


Figure III.11: Schématisation d'un essai de pompage avec un puits de pompage et deux puits d'observation captant des profondeurs différentes.

Les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère, dont l'emmagasinement et la transmissivité, sont calculés à partir d'une solution analytique qui reproduit le rabattement du niveau d'eau souterraine observé en cours de pompage et après son arrêt (modélisation). Dans notre étude, nous avons travaillé avec la dérivée logarithmique du rabattement en fonction du temps pour choisir la solution analytique appropriée au milieu hydrogéologique concerné par l'essai

(Renard *et al.*, 2009). Les solutions analytiques pour nappe libre de Tartakovsky and Neuman (2007), et de Moench (1997) ont ainsi été choisies et utilisées avec le logiciel AQTESOLVTM / Pro v4.5 (Figure III. 12).

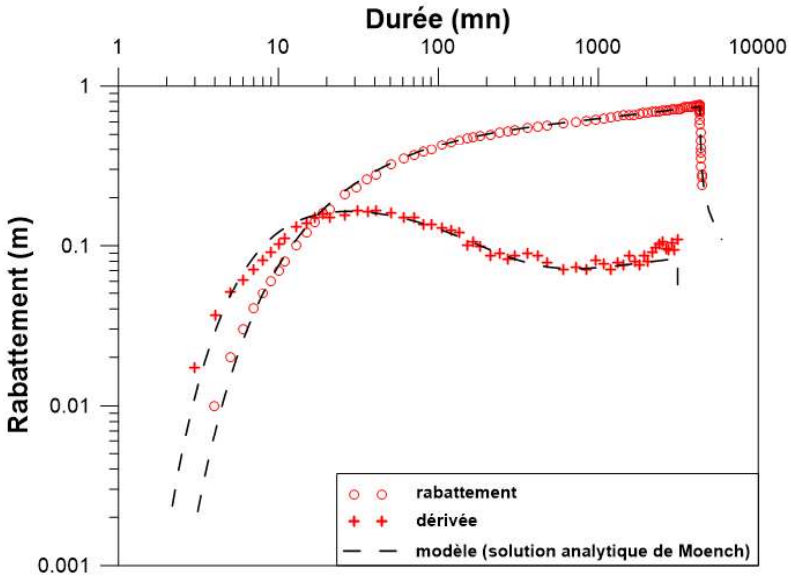


Figure III.12: Modélisation du rabattement du niveau d'eau souterraine observé en cours de pompage du site Sanon10 au Burkina Faso.

La porosité de drainage et la transmissivité ont ainsi été déterminées à l'aide de solutions analytiques appropriées, et l'exploration des solutions équivalentes nous a permis d'estimer l'incertitude sur les valeurs obtenues. Notons enfin que les valeurs de porosité de drainage et de transmissivité ainsi obtenue sont des valeurs intégrées sur le volume d'aquifère investigué par l'essai (Meyer *et al.*, 1998 ; Sanchez *et al.*, 1999), et que ce volume est du même ordre de grandeur que celui investigué par les sondages RMP: il est donc possible de comparer les résultats RMP interprétés en monocouche avec ceux obtenus par l'interprétation des essai de pompage (Lubczynski and Roy, 2003 ; Vouillamoz, 2003 ; Boucher *et al.*, 2009).

- **Les sondages RMP**

Pour ce travail, nous avons réalisé les sondages RMP avec l'équipement Numis^{Plus} présenté sur la Photo (III.2). La configuration présentée comporte deux ensembles de puissance composés chacun d'un convertisseur (DC/DC) alimenté par deux batteries de 12V/80 Ah. Ces convertisseurs alimentent le générateur sous une tension choisie par l'utilisateur (de 6 à 430V) qui contrôle ainsi l'amplitude du champ d'excitation et donc la profondeur d'investigation (section II.3). Le générateur est piloté par un ordinateur portable et permet d'envoyer l'impulsion, puis d'enregistrer le signal de relaxation. Un (ou parfois plusieurs) bloc de capacités

est utilisé pour accorder la boucle en fonction de la fréquence de Larmor et des conditions locales (résonance électrique de la boucle, circuit RLC).

Nous avons utilisé un dispositif coïncident, c'est à dire une boucle de câble utilisée pour la transmission du champ d'excitation (Tx) et ensuite utilisé pour la réception du signal (Rx). La taille et la forme de la boucle ont été choisie en fonction de la cible, de la possibilité de mise en place sur le site, et du bruit EM ambiant (Tableau III.1). Dans la mesure du possible, les plus grandes tailles de boucle ont été utilisées afin d'améliorer le rapport signal sur bruit (section II.3). Pour chaque mesure, la durée de l'impulsion a été maintenue constante entre 35 et 42 ms. Au début de chaque sondage, nous avons réalisé une « impulsion test » dans le but de (1) détecter la fréquence du signal et définir la fréquence des impulsions en conséquence, pour être au plus près des conditions de résonance (section II.3), et (2) identifier les techniques de traitement de bruit les plus efficaces pour optimiser l'acquisition. Pour la réussite du test, l'idéal est que le moment de l'impulsion choisi corresponde à une profondeur à laquelle le signal mesuré est élevé. Cela facilite la détection de la fréquence du signal et l'identification des techniques de traitements de bruit adaptées. En moyenne, les sondages ont été réalisé suivant 14 paliers de profondeurs (14 moments q), et les signaux de chaque moment ont été enregistrés après en moyenne 360 stacks afin d'obtenir des rapport signal/bruit allant de 1.1 à 12.2 (Tableau III.1).

Tableau III.1: Configuration utilisée lors de la réalisation des 72 mesures RMP dans les 3 pays.

Pays	**Site**	**Taille et forme de la boucle RMP**	**Freq. de Larmor (Hz)**	**# de stacks moyen**	**Rapport signal/bruit**
Bénin	F63	Carré 125 x 125	1414	267	3
	F55	Carré 125 x 125	1414	364	1.9
	Ara	Huit 75 x 75	1414	400	5.2
	Fd17	Huit 62.5 x 62.5	1414.8	385	2.2
	F132	Carré 125 x 125	1419.5	354	4.7
	Fd92	Huit 75 x 75	1418	240	7.4
	Fd30	Huit 62.5 x 62.5	1414	300	6.2

Site	Taille et forme de la boucle RMP	Freq. de Larmor (Hz)	# de stacks moyen	Rapport signal/bruit
F71	Carré 125 x 125	1411	365	2.6
F76	Huit 50 x 50	1407	238	2.3
F72	Huit 62.5 x 62.5	1412	398	6.7
F46	Carré 100 x 100	1415	250	4.1
Fd16	Huit 62.5 x 62.5	1414	231	3.6
F79	Huit 50 x 50	1415	205	4.3
F70	Huit 62.5 x 62.5	1410	397	3.5
F80	Carré 125 x 125	1412	523	1.3
Fd80	Huit 62.5 x 62.5	1400	254	2.2
Fd12	Huit 62.5 x 62.5	1414	256	1.2
Fd24	Carré 125 x 125	1414	356	1.3
F68	Carré 125 x 125	1411	252	8
Fd81	Carré 150 x 150	1408	330	5.1
F69	Carré 100 x 100	1414	246	4.6
Fd15	Carré 125 x 125	1414	281	2.2
Fd19	Carré 125 x 125	1414	127	4.6
Fd70	Carré 150 x 150	1415	330	4.1
Fd74	Carré 150 x 150	1415	328	4
Fd34	Huit 50 x 50	1411	550	2.6
Fd68	Huit 75 x 75	1411	730	2.2
F127	Carré 125 x 125	1421.5	410	2.9
F113	Huit 50 x 50	1419.5	217	2.4
F117	Carré 125 x 125	1424	379	2.8

	Site	Taille et forme de la boucle RMP	Freq. de Larmor (Hz)	# de stacks moyen	Rapport signal/bruit
	F128	Carré 125 x 125	1425.5	393	1.6
	F126	Carré 125 x 125	1426	471	1.3
	Fd85	Huit 75 x 75	1418	364	2.8
	Fd90	Carré 125 x 125	1418	433	1.5
	Fd64	Carré 125 x 125	1410	441	1.9
	Fd55	Huit 50 x 50	1408	508	1.2
	F74	Huit 62.5 x 62.5	1413	360	4.1
	Fd60	Huit 62.5 x 62.5	1411.5	550	1.3
	Partago	Huit 62.5 x 62.5	1413	356	1.42
	Ceg ina	Huit 62.5 x 62.5	1421.2	334	3
	Epp_tchichakou	Huit 62.5 x 62.5	1414.8	396	3.26
	Komiguiea	Huit 62.5 x 62.5	1416.4	280	2.46
	Toume_2	Huit 62.5 x 62.5	1423.7	500	1.53
Burkina Faso	Sanon1	Carré 150 x 150	1425.3	258	9.25
	Sanon8	Carré 150 x 150	1423.6	369	6.92
	Bossia	Carré 150 x 150	1405.3		4.2
	Boungou	Carré 150 x 150	1405.18		2.6
	Sanon15	Carré 150 x 150	1424.5	312	9.32
	S_amont	Carré 150 x 150	1426.1	331	7.34
	Dalamba	Huit 75 x 75	1396.6	344	2.66
	Laho	Huit 75 x 75	1407.7	386	3.53
	Logue guinso	Huit 75 x 75	1397.4	385	1.79
	Seye	Huit 75 x 75	1401.3	369	1.82

	Site	Taille et forme de la boucle RMP	Freq. de Larmor (Hz)	# de stacks moyen	Rapport signal/bruit
	Crssamont	Huit 75 x 75	1424.5	509	2.32
	S1_crete_nord	Huit 75 x 75	1426.1	321	5.24
	S1_crete_sud	Huit 75 x 75	1424.5	384	5.22
	Sanon10	Huit 75 x 75	1425.3	366	2.92
	Bousse	Carré 150 x 150	1414.83		3.2
	Issouka	Carré 150 x 150	1413.2		5
	Sagala	Carré 125 x 125	1414.8		12.2
	Templega	Carré 125 x 125	1415.59		2.4
	Missomthighen	Carré 125 x 125	1414		5.9
	Pissi	Carré 150 x 150	1410.02		1.81
	Gomasga	Carré 125 x 125	1413.21		2.75
	Gwelongwo	Carré 100 x 100	1399.8		2.55
Ouganda	Ageri	Huit 62.5 x 62.5	1440.9	400	5.77
	Egum	Huit 62.5 x 62.5	1439.3	400	3.93
	Baracer	Carré 125 x 125	1440.1	300	4.43
	Otong p/s	Huit 62.5 x 62.5	1441.8	450	3.51
	Roofing	Huit 62.5 x 62.5	1423.6	600	1.56
	Nsekanambo	Huit 62.5 x 62.5	1409.2	650	1.67
	Awal obaro	Huit 62.5 x 62.5	1445.1	400	1.86

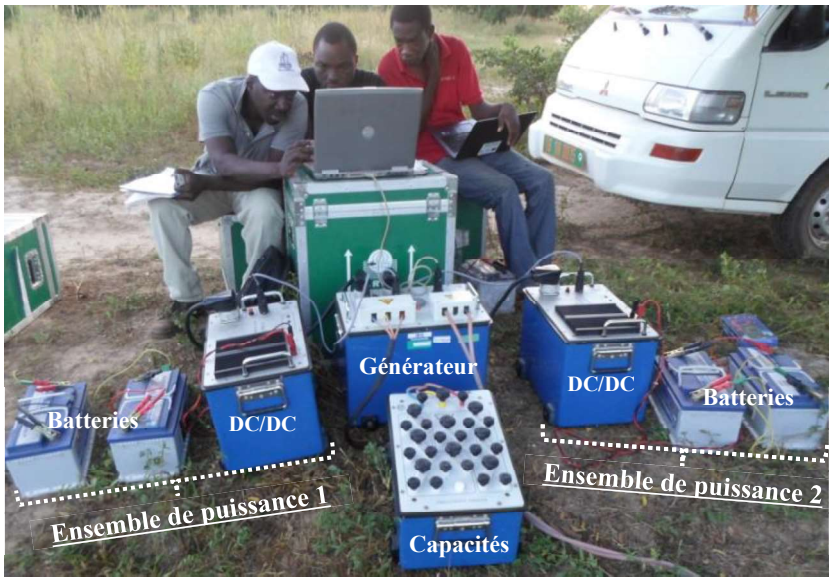


Photo III.2: Réalisation de mesure RMP au Burnina Faso (site de Sanon1) avec l'équipement RMP Numis^{plus}.

III.5.2 Résultat et discussion

- **Fonction de transfert régionale : cas du Bénin**

En guise d'exemple de résultat, les Figures (III.13&III.14) et le Tableau (III.2) présentent l'interprétation des mesures géophysiques (RMP) et hydrogéologiques (essai de pompage) sur le site de Ara. Le sondage RMP a été réalisé avec une fréquence de Larmor de 1412 Hz. Les données ont un bon rapport signal sur bruit (i.e. 5.6 en moyenne) et les incertitudes des paramètres RMP sont faibles (Figure III.13 et Tableau III.2).

L'inversion RMP réalisée à l'aide d'un modèle monocouche indique une couche située entre 1.5 et 22 m de profondeur avec une teneur en eau w = 3.9% et une constante de temps T_2^* = 150 ms. La lithologie décrite à partir des forages identifie clairement cette couche RMP unique comme la saprolite (Figure III.13). Comme déjà observé dans d'autres études (par exemple, Vouillamoz *et al.*, 2014), le modèle RMP indique la présence d'eau à une profondeur de 1.5 m bien que le niveau statique de l'eau (SWL) mesuré dans le forage soit situé à 3.7 m de profondeur. En effet, le signal RMP est généré au-dessus du niveau statique mesuré dans le forage par la frange capillaire, qui est la zone située au-dessus de la nappe libre où les forces

capillaires font remonter l'eau de la zone saturée. Une inversion réalisée à l'aide d'un modèle multicouche dit « smooth » identifie la géométrie de la saprolite et des couches fissurées mieux que le modèle monocouche (Figure III.13). La différence ε entre les données et le modèle est légèrement inférieure pour le modèle multicouche par rapport au modèle monocouche (ε = 5.8 nV et ε = 8.5 nV respectivement), mais les deux ε sont proches de la valeur du bruit moyen (8 nV). De plus, les deux modèles sont équivalents puisque les produits des teneurs en eau multipliées par les épaisseurs sont proches (Legchenko, 2013) : 0.98 m et 1.01 m respectivement. Ainsi, le modèle monocouche représente bien les propriétés intégrées de l'aquifère.

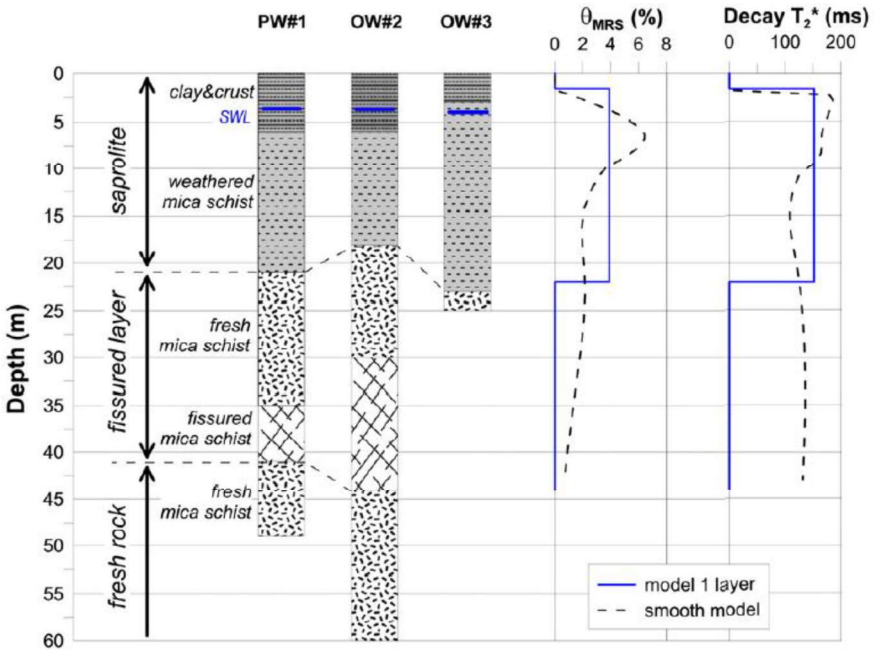


Figure III.13: Lithologie des forages et interprétation RMP sur le site de ARA. PW#1 ; OW#2 ; OW#3 sont respectivement l'ouvrage de pompage 1 et les ouvrages d'observation 1 et 2. θ_{MRS} ***est la teneur en eau RMP.***

L'essai de pompage de 72 h a été réalisé en utilisant le forage n ° 1 comme puits de pompage (PW # 1) et en enregistrant les niveaux d'eau dans les forages 2 et 3 (OW#2&3). La solution analytique utilisée qui est celle d'un aquifère libre reproduit bien les données expérimentales avec une différence moyenne δ de 3 cm aussi bien pour OW # 2 que pour OW # 3 (Figure III.14).

Comme observé dans les roches sédimentaires (Boucher *et al.*, 2009 ; Vouillamoz *et al.*, 2012), la porosité de drainage obtenue à partir de l'interprétation des essais de pompage est inférieure à la teneur en eau RMP : Sy = 2.3% et w = 3.9% (Tableau III.2). Cette observation indique qu'une partie des signaux RMP est générée par de l'eau qui n'est pas drainée gravitairement lors du pompage.

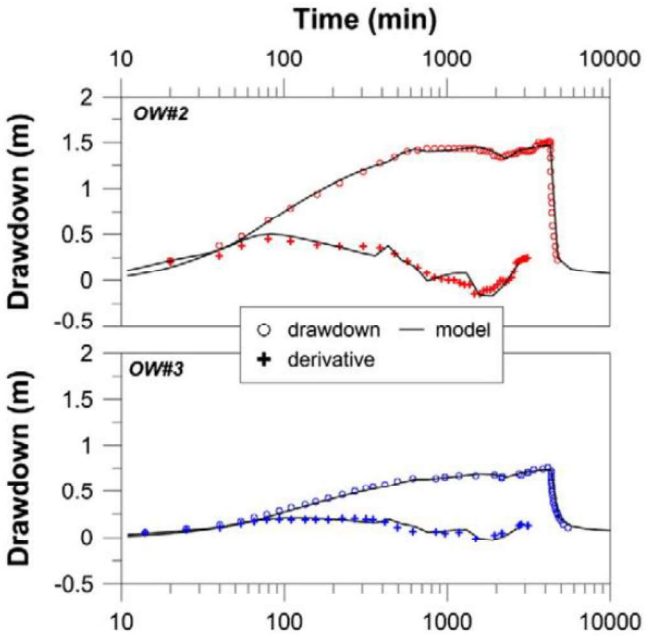


Figure III.14: Interprétation des données d'essai de pompage du site de ARA : ajustement du rabattement et de sa dérivée mesurés dans les ouvrages d'observation 1 et 2.

Tableau III.2: Résultats de mesures RMP et d'essai de pompage sur le site de Ara : Les incertitudes sont calculées comme indiqué à la section II.3.2 et III.5.1.

	Teneur en eau (w)	**Décroissance** (T_2^*)	**Porosité de drainage** (S_y)
Meilleur modèle (1 couche)	3.9%	150 ms	2.3%
Incertitude Relative	10%	20%	47%

A partir des résultats hydrogéologiques et géophysiques obtenus sur les 6 sites expérimentaux comme illustré par le site de Ara, des relations entre les paramètres RMP et la porosité de drainage ont été recherchées.

- **Fonctions de transfert pour l'estimation de la porosité de drainage (Sy)**

Il s'est agi dans un premier temps de comparer la teneur en eau RMP au S_y pompage (Figure III.15. A). On remarque que la teneur en eau RMP est toujours supérieure au S_y et qu'une relation linéaire (coefficient de détermination de 0.95) peut être établie entre ces deux grandeurs comme suit :

$$Sy = 0.53 \cdot w + 0.007 \qquad \text{(Eq. III.1)}$$

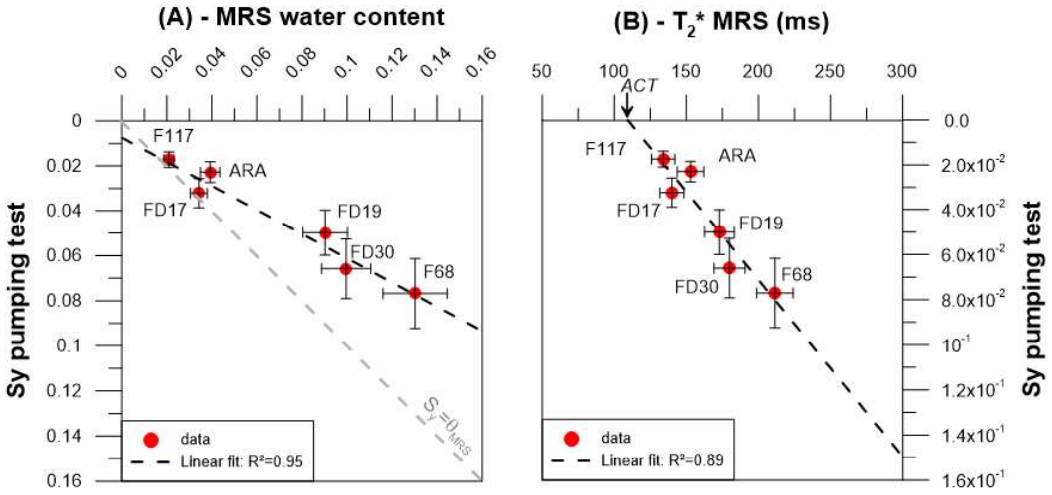


Figure III.15: : Comparaison des paramètres RMP avec la porosité de drainage essai de pompage. R2 est le coefficient de détermination. A : Teneur en eau RMP. B : temps de décroissance T_2^* .

L'équation (III.1) est conforme à Vouillamoz *et al.*, 2005b, 2014, 2012) et Boucher *et al.*, (2009) qui ont également observé que la teneur en eau de la RMP est supérieure à la porosité de drainage. Comme mentionné par ces derniers, la relation n'est probablement pas linéaire, mais elle l'est dans la gamme de teneurs en eau RMP rencontrée dans notre étude (i.e. $2 < w < 13\%$, Tableau III.3, Figure III.15A).

L'équation (III.1) indique qu'environ la moitié de la teneur en eau RMP (w) est une eau qui ne peut pas être drainée gravitairement lors du pompage, c'est-à-dire essentiellement de l'eau capillaire. La quantité d'eau capillaire est contrôlée par la taille des pores et peut donc être liée à la décroissance T_2^* du signal RMP. Cette hypothèse est à la base de l'approche dite du temps de coupure apparente (en anglais « apparent cuttoff time » -ACT- présentée par Vouillamoz *et al.*, 2012 ; 2014). Nos données confirment que la porosité de drainage a une relation linéaire avec T_2^* (Figure III.15B). Une valeur seuil de T_2^* peut être identifiée (c'est-à-dire la valeur ACT) correspondant à $Sy \to 0 \Rightarrow T_2^* = 109ms$. Ainsi, lorsque $T_2^* \leq 110ms \Rightarrow Sy \to 0$ parce que

les signaux RMP sont générés par de l'eau qui ne peut pas être drainée gravitairement. Lorsque $T_2^* \geq 110ms$, les signaux RMP sont générés à la fois par de l'eau gravitaire (i.e. porosité de drainage) et par de l'eau capillaire et :

$$Sy = 7.8 \cdot 10^{-4} \cdot T_2^* - 0.085 \qquad \text{(Eq. III.2)}$$

L'équation (III.2) est la première preuve expérimentale que la porosité de drainage des aquifères de socle peut être dérivée non seulement de w mais également de T_2^*.

Notons que les estimations de la porosité de drainage calculées à partir des paramètres RMP présentent des différences moyennes avec la porosité de drainage calculée à partir des essais de pompage qui sont inférieures à l'incertitude liée au résultat des essais de pompage (Tableaux III.3 et III.4). De plus, ces différences entre les valeurs de porosité de drainage données par les essais de pompage et celles obtenues par la RMP sont bien moindres que celles observées lors de travaux antérieurs menés sur des aquifères de socle (moins de 20% contre 80% dans Vouillamoz *et al.*, 2005b). Comme mentionné par ce dernier, la raison en est que l'estimation précédente n'était pas robuste car certains des aquifères étaient (semi) captifs. Nous avons observé que *w* est environ le double de la porosité de drainage dans une variété de roches de socle. Cette observation est conforme à Hector *et al.*, 2013) qui ont estimé la porosité de drainage à partir de données gravimétriques à une distance de 650 m de notre site expérimental de ARA. Ils ont conclu que le rapport $Sy / w \approx 0.63 \pm 0.15$.

Nous avons également observé que l'approche ACT récemment développée peut être utilisée avec succès pour estimer la porosité de drainage à partir de T_2^*. Le principal avantage de l'approche ACT par rapport à l'utilisation de *w* est la définition d'une valeur seuil T_2^* spécifique au contexte, indiquant la limite entre la teneur en eau de la RMP qui peut être drainée gravitairement par pompage et celle qui ne peut pas être pompée. L'application pratique de l'ACT consiste à déterminer, à partir d'une mesure RMP, si la teneur en eau peut être utilisée par pompage et donc si un forage peut être réalisé. La connaissance de la valeur de *w* n'est pas suffisante pour réussir l'implantation d'un forage.

Puisque *w* et T_2^* contiennent des informations différentes sur l'aquifère, ils peuvent probablement se compléter pour estimer Sy. La teneur en eau RMP étant supérieure ou égale à la porosité de drainage, nous pouvons donc écrire $Sy = w - Sr_{RMP}$, où Sr_{RMP} est la capacité

de rétention spécifique RMP, c'est-à-dire la quantité d'eau qui génère le signal RMP mais qui ne peut pas être drainée lors du pompage. Puisque Sr_{RMP} est lié à la taille moyenne des pores saturés, Sr_{RMP} peut être estimé à partir de T_2^* (voir. Section II.3.2. du chapitre Milieu d'étude et Méthodologie) comme suit:

$$Sy = w - f(T_2^*) \quad \text{(Eq. III.3)}$$

En supposant que la relation entre la capacité de rétention spécifique RMP Sr_{RMP} et la taille moyenne des pores saturés T_2^* est de forme similaire à celle qui existe entre la capacité de rétention hydrologique et la taille moyenne des grains du matériau aquifère, c'est-à-dire une fonction sigmoïde (e.g. Lubczynski and Roy, 2007), nous avons proposé l'équation (III.4):

$$Sy_{RMP} = w - 0.5 \cdot \left[\frac{(T_2^*)^{-s}}{(T_2^*)^{-s} + (C)^{-s}} \right] \quad \text{(Eq. III.4)}$$

où *s* est le paramètre de pente de la fonction sigmoïde et C son pseudo-centroïde. Lors du paramétrage de l'équation (III.4) sur notre jeu de données au Bénin, nous obtenons une différence moyenne entre Sy calculée à partir d'essais de pompage et à partir de l'équation (III.4) de 60% avec C = 40 ms et s = 2 (Figure III.16). Cette différence de 60% est supérieure aux différences obtenues avec les équations linéaires (III.1) et (III.2) : 12% et 18% respectivement. Cependant, l'équation (III.4) présente un réel avantage théorique sur les équations linéaires et aboutit en pratique à définir deux valeurs d'ACT pour notre jeu de donnée :

- quand $T_2^* < 130ms \Rightarrow Sy \to 0$
- quand $T_2^* > 400ms \Rightarrow Sy \to w$

Pour vérifier l'intérêt de l'équation (III.4), un ensemble de données présentant une gamme plus large de valeurs T_2^* doit être utilisé (e.g. $130 < T_2^* < 400ms$).

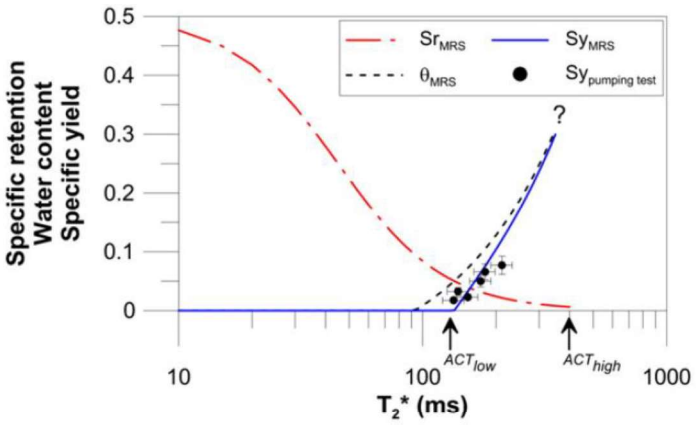


Figure III.16: Modèle de rétention spécifique RMP et de porosité de drainage RMP.

- **Fonction de transfert pour l'estimation de la transmissivité (T)**

En se basant sur la relation existante entre le signal RMP et la taille moyenne des pores saturés, nous avons estimé la transmissivité à partir des mesures RMP (e.g. Legchenko *et al.*, 2002; Ryom Nielsen *et al.*, 2011; Vouillamoz *et al.*, 2008, 2002, 2007). Selon ces travaux, la transmissivité RMP (T_{RMP}) peut être calculée comme $T_{RMP} = C_T \cdot w^a \cdot T_i^b \cdot \Delta z$, avec w la teneur en eau RMP, T_i la constante de temps de décroissance RMP, et Δz l'épaisseur de couche saturée. C_T, a et b sont des facteurs paramétriques qui sont calculés en comparant les transmissivités RMP à celles données par les essais de pompage ($T_{pompage}$). Dans le cadre de nos travaux, le meilleur ajustement réalisé en comparant T_{RMP} à $T_{pompage}$, a été obtenu avec $C_T = 3 \cdot 10^{-3} (m \cdot s^{-3})$; a = 1 ; b = 2 (Equation III.5, Figure III.17A). Ainsi pour la région de socle du Bénin, la fonction de transfert pour l'estimation de la transmissivité peut être écrite de la façon suivante :

$$T_{RMP} = 3 \cdot 10^{-3} \cdot w \cdot (T_2^*)^2 \cdot \Delta z \qquad \text{(Eq. III.5)}$$

La valeur de C_T se situe dans la gamme des valeurs publiées pour les aquifères de roches de socle en utilisant les mêmes valeurs a et b ($1 \cdot 10^{-3} < C_T < 7 \cdot 10^{-3} (m \cdot s^{-3})$, Plata et Rubio, 2008).

Tableau III.3: Plage des résultats RMP et pompages obtenus sur les six sites expérimentaux du Bénin et leurs incertitudes respectives

Paramère/propriété	Valeur Max	Valeur Min	Incertitude moyenne
Teneur en eau RMP (w)	13%	2%	11%
Décroissance RMP (T_2^*)	210 ms	135 ms	6%
Porosité de drainage pompage (Sy)	7.7%	1.7%	20%
Transmissivité pompage (T)	$3.9.10^{-4}$ m^2/s	$1.8.10^{-5}$ m^2/s	40%

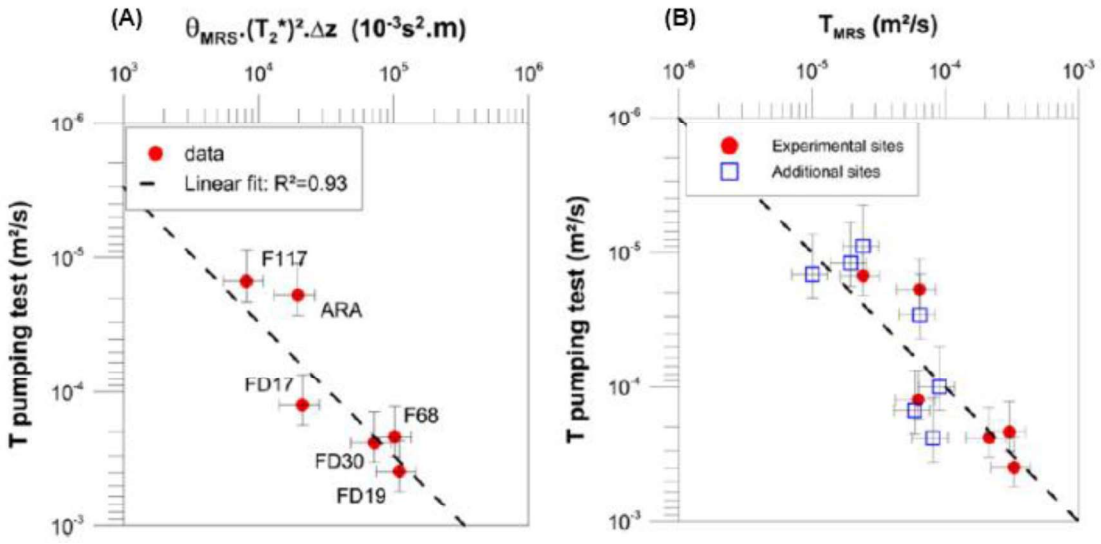


Figure III.17: Comparaison des paramètres RMP à la transmissivité pompage. A : ajustement pour la détermination de C_T. B : Validation de T_{RMP} avec des données additionnelles.

Tableau III.4: Comparaison des propriétés hydrogéologiques estimées à partir de la RMP et des essais de pompage au Bénin (population de 6), T_2^* en seconde et ΔZ en m.

Propriété	**Equation**	**Différence moyenne**
Porosité de drainage	$Sy = 0.53 \cdot w + 0.007$	12%
Porosité de drainage	$Sy = 7.8 \cdot 10^{-4} \cdot T_2^* - 0.085$	18%
	$\mathrm{ACT} \rightarrow T_2^* \approx 0.11s$	
Transmissivité	$T_{RMP} = 3 \cdot 10^{-3} \cdot w \cdot (T_2^*)^2 \cdot \Delta Z$	70%

Nous avons constaté que la différence moyenne entre les valeurs de transmissivité estimées à partir de la RMP (T_{RMP}) et celles calculées à partir des essais de pompage ($T_{pompage}$) est de 70%, ce qui est plus que l'incertitude sur le résultat des essais de pompage (40%, Tableaux III.2&III.3). Pour vérifier la robustesse de notre estimation et principalement de la valeur de C_T (Equation III.5), nous avons comparé 7 mesures RMP supplémentaires effectuées sur des sites où des essais de pompage de 4 h avaient été réalisés par des acteurs privés (bureau d'étude). La différence entre la transmissivité RMP calculée à partir de l'équation (III.5) et la transmissivité locale est de 80% (Figure III.17B), confirmant ainsi le résultat obtenu sur les sites expérimentaux. Comme indiquée par nos travaux de modélisation (section III.4) et par deux études antérieurs (Baltassat *et al.*, 2006 ; Vouillamoz *et al.*, 2005b), cette différence entre T_{RMP} et $T_{pompage}$ s'explique sans doute par le fait que la couche fracturée stratiforme n'est pas toujours bien résolue par la RMP, bien qu'elle puisse jouer le premier rôle dans le contrôle de la transmissivité. Cependant, l'incertitude sur l'estimation de la transmissivité à partir des paramètres RMP est tout à fait acceptable car elle n'excède que de 30% l'incertitude moyenne sur la transmissivité estimée à partir de la procédure longue et couteuse des pompages d'essai.

Nos résultats sur la fonction de transfert entre paramètres RMP et transmissivité viennent confirmer ceux publiés par Vouillamoz *et al.*, (2005b) pour le socle du Burkina Faso, et ils représentent une avancée majeure pour quantifier la porosité de drainage des aquifères de socle de façon non invasive. Ils ont ainsi été publiés : 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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012.

- **Fonction de transfert multi-pays**

Afin de valider si les fonctions de transfert établies pour le socle du Bénin étaient également valables dans d'autres pays de socle africains, nous avons ajouté les données du Burkina Faso et d'Ouganda à la comparaison entre les paramètres RMP et les propriétés hydrogéologiques.

Les observations du Bénin sont confirmées dans les autres pays. La teneur en eau RMP (w) est supérieure à la porosité de drainage (Sy), et les équations pour calculer Sy à partir de la teneur en eau (Figure III.18A) mais également de la constante de temps RMP (Figure III.18B) sont très proches de celles obtenues au Bénin :

$$Sy = 0.5 \cdot w + 0.0047 \qquad \text{(Eq. III.6)}$$

et :

■ quand $T_2^* < 110ms \rightarrow S_y = 0$

■ quand $T_2^* > 110ms \rightarrow Sy = 7.8 \cdot 10^{-4} \cdot T_2^* - 0.087$ (Eq. III.7)

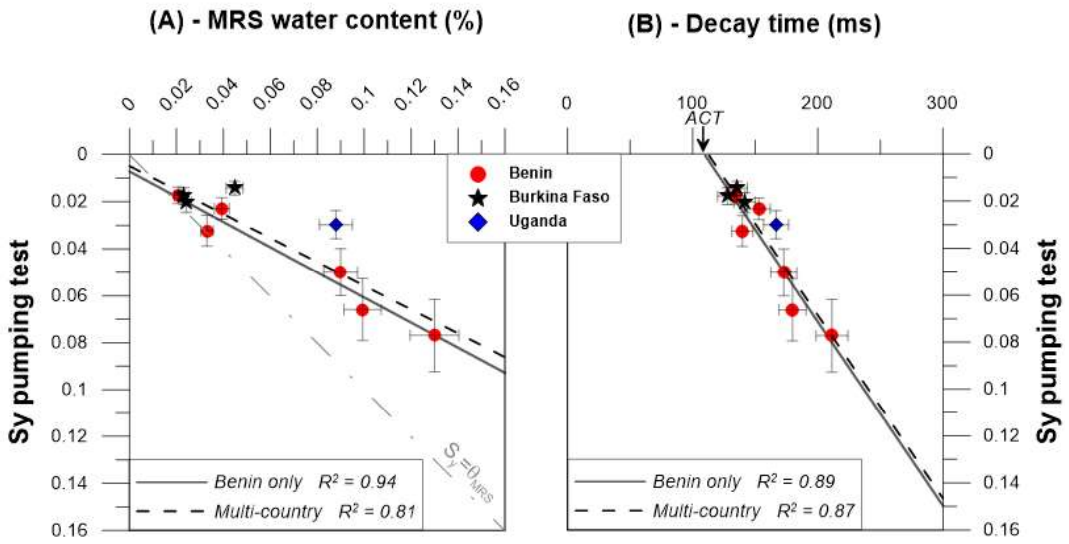


Figure III.18: Comparaison des relations linéaires du Bénin et celles multi-pays pour l'estimation de Sy. R^2 est le coefficient de détermination. A : teneur en eau RMP (w). B : décroissance RMP (T_2^*).

Concernant l'estimation de la transmissivité à partir des paramètres RMP, les remarques sont identiques : l'équation obtenue pour les 3 pays est peu différente de celle proposée pour le Bénin seul (Figure III.19:) :

$$T_{RMP} = 4.7 \cdot 10^{-3} \cdot w \cdot (T_2^*)^2 \cdot \Delta Z \qquad \text{(Eq. III.8)}$$

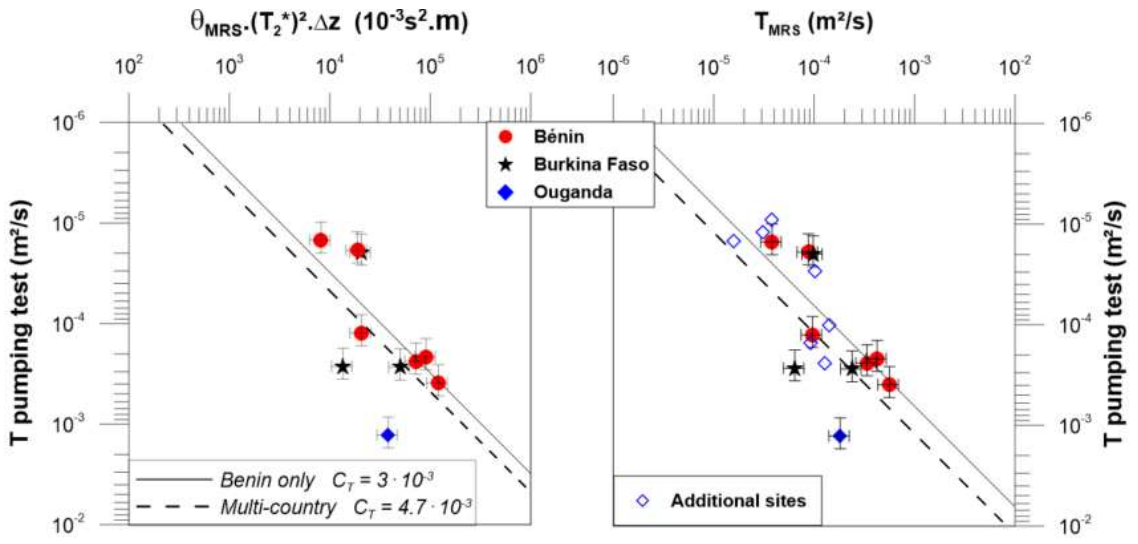


Figure III.19: Comparaison des relations linéaires du Bénin et celles multi-pays pour l'estimation de T. R^2 est le coefficient de détermination. C_T est le facteur de paramétrisation.

Tableau III.5: Comparaison des paramètres hydrodynamiques estimés à partir de la RMP et des essais de pompage dans les 3 pays (population de 10), T_2^* en seconde et ΔZ en m.

Paramètre/propriété	Equation	Différence moyenne
Porosité de drainage	$Sy = 0.5 \cdot w + 0.0047$	26%
Porosité de drainage	$Sy = 7.8 \cdot 10^{-4} \cdot T_2^* - 0.087$	22%
	$\text{ACT} \rightarrow T_2^* \approx 0.11s$	
Transmissivité	$T_{RMP} = 4.7 \cdot 10^{-3} \cdot w \cdot (T_2^*)^2 \cdot \Delta Z$	90%

Finalement, les données supplémentaires obtenues au Burkina Faso et en Ouganda confirment les observations et les fonctions de transfert établies Bénin: la porosité de drainage peut être estimée à partir de la teneur en eau, ou mieux de la constante de temps de décroissance RMP avec un incertitude proche de celle liée à l'estimation de la propriété obtenue par les pompages d'essai; la transmissivité peut également être estimée à partir des paramètres RMP, mais avec une incertitude supérieure à celle des pompages d'essai (Tableau III.5). Les fonctions de transfert obtenues à partir du jeu de données issues des trois pays sont une mise à jour des fonctions de transfert obtenues au Bénin uniquement.

III.6 Conclusion du chapitre III

Afin de garantir la robustesse des estimations des propriétés des aquifères de socle qui serviront ensuite à calculer la réserve en eau souterraine et le débit théorique, les mesures RMP et leurs interprétations doivent être de bonne qualité. Pour cela, nous avons développé une méthodologie adaptée au contexte de socle Africain pour réaliser de bonnes mesures RMP et les interpréter correctement. Pour ce faire, il faut que les mesures soient réalisées au moment où le bruit EM est minimum (le matin), et il faut prendre en compte avant la mesure puis au moment de l'interprétation les variations du champ géomagnétiques. L'approche que nous avons développée pour évaluer les équivalences permet ensuite d'analyser l'incertitude liée aux résultats de l'inversion des données RMP. Le travail de modélisation que nous avons conduit sur l'estimation du stock RMP et celle de la transmissivité a montré que la couche fracturée stratiforme n'est pas bien résolue par la RMP. Il est de ce fait plus indiqué d'interpréter les sondages RMP réalisés en zone de socle Africaine avec un modèle monocouche donnant les propriétés intégrées de l'aquifère, plutôt qu'un modèle bicouche cherchant à caractériser séparément la saprolite et la couche fracturée stratiforme. Nos travaux sur le développement méthodologique de la RMP en Afrique subsaharienne a fait l'objet de 2 publications.

A partir des comparaisons effectuées entre paramètres RMP et essais de pompage réalisés sur 10 sites expérimentaux répartis dans 3 pays, nous avons établi des fonctions de transfert pour estimer avec des incertitudes acceptables la porosité de drainage et la transmissivité des aquifères de socle Africain à partir des sondages RMP. Nos travaux sur les relations entre paramètres RMP et propriétés hydrogéologiques ont permis deux publications supplémentaires.

A partir des propriétés hydrogéologiques obtenues par la RMP, les réserves en eau souterraine ainsi que les débits théoriques des aquifères pourront ainsi être estimés, confirmant l'hypothèse

selon laquelle la RMP possède le potentiel nécessaire pour estimer de façon non invasive (depuis la surface du sol) les réserves et les débits théoriques des aquifères de socle.

Au total, les résultats de ce chapitre ont fait l'objet de 3 publications de rang A :

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics 144, 28–36. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.06.010.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. GEOPHYSICS 81, WB23–WB31. https://doi.org/10.1190/geo2015-0474.1

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012

Les résultats ont également été présentés dans 4 colloques internationaux :

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Yalo, N., Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society: 60 years of IAH » Montpellier, September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Présenté à la conférence « Groundwater in Fractured Bedrock Environments: Managing Catchment and Subsurface Resources », Queen's University, Belfast, Northern Ireland, Juin 2016, p.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Présenté à la conférence de l'AIH « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon, juin 2015, p. 35.

Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, Yalo, N., Descloitres, M., Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Présenté au 9th colloque GEOFCAN, Université de Paris Sud, Orsay, Novembre 2014,

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE III

Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. Journal of African Earth Sciences 59, 168–184.

Alle, I.C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, A.C., 2018. Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. Journal of African Earth Sciences 139, 341–353.

Altchenko, Y., Villholth, K.G., 2015. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa–a quantitative hydrological approach. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 19, 1055–1067.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surface Geophysics 3, 267–274.

Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent Limitations of Hydraulic Tomography. Groundwater 48, 809–824. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.-M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology journal 17, 1805–1815.

British Geological Survey, 2011. Africa Groundwater Atlas | British Geological Survey (BGS) [WWW Document]. URL https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/international/africaGwAtlas.html (accessed 10.16.19).

Calow, R.C., MacDonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Groundwater 48, 246–256.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583–595.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, Lawson, F.M.A., Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M.,

Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers.

D'Hose, N., 2000. Proton in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules." Paris 442–449.

Gaye, C.B., Tindimugaya, C., 2019. Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeol J 27, 1099–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Guengant, J.-P., 2011. Comment bénéficier du dividende démographique ? : la démographie au centre des trajectoires de développement dans les pays de l'UMEOA ainsi qu'en Guinée, au Ghana, en Mauritanie et au Nigéria : synthèse régionale. AFD, Paris.

Gunther, H., 1998. NMR spectroscopy, pp. 581, John Wiley & Sons, Inc., New York. [WWW Document], 1998.

GW·MATE, 2011. Appropriate Groundwater Management Policy for Sub-Saharan Africa - in face of demographic pressure and climatic variability [WWW Document]. ResearchGate. URL https://www.researchgate.net/publication/284454169_Appropriate_Groundwater_Management_Policy_for_Sub-Saharan_Africa_-_in_face_of_demographic_pressure_and_climatic_variability (accessed 6.24.19).

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysical Journal International 194, 737–750.

Hertrich, M., Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. Journal of Applied Geophysics 50, 179–191.

https://fr.climate-data.org/, n.d. Les données climatiques pour les villes du monde entier - Climate-Data.org [WWW Document]. URL https://fr.climate-data.org/ (accessed 9.24.19).

INSAE, 2018. Évolution de la population au Bénin [WWW Document]. URL https://www.insae-bj.org/statistiques/indicateurs-recents/43-population (accessed 9.17.19).

JMP, 2017. JMP: ANNUAL REPORT WHO/UNICEF Joint Monitoring Programme for Water Supply, Sanitation and Hygiene. New York: United Nations Children's Fund (UNICEF) and World Health Organization.

Koïta, M., Yonli, H.F., Soro, D.D., Dara, A.E., Vouillamoz, J.-M., 2018. Groundwater Storage Change Estimation Using Combination of Hydrogeophysical and Groundwater Table Fluctuation Methods in Hard Rock Aquifers. Resources 7, 5. https://doi.org/10.3390/resources7010005

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., 2016b. Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., 2016a. Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Presented at Groundwater in Fractured Bedrock Environments: "Managing Catchment and Subsurface Resources" - Queen's University, Belfast, Northern Ireland, June 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., Yalo, N., 2016c. Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Presented at « les Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon 35.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. Boletín Geológico y Minero 118, 489–508.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Groundwater 42, 363–373.

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., Bernard, J., 1997b. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173–190.

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. Journal of Applied Geophysics, Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Valla, P., 2002d. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. Geophysics.

Legchenko, A.V., Shushakov, O.A., 1998a. Inversion of surface NMR data. Geophysics 63, 75–84.

Lévy-Leblond, J.M., 2000. Spin in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules."

Louan, O.B., Tanina, A.S., Gabriel, E., Kouassi, A.E., Oga, M.S., Biémi, J., Douampo, A., 2015. Productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie 30, 76–90.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. Journal of Hydrology 283, 19–40. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00170-7

Lubczynski, M.W., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. Boletin Geologico y Minero 118, 509–530.

MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters 7, 024009.

Marmet, E., Tabbagh, A., 2001. Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages, in 3ème Colloque GEOFCAN, edited by INRA, pp. 21-24, Orléans, France.

Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resources Research 33, 1397–1407.

Pison, G., 2017. Afrique : ce choc démographique annoncé [WWW Document]. Le Point. URL https://www.lepoint.fr/afrique/afrique-ce-choc-demographique-annonce-20-09-2017-2158490_3826.php (accessed 6.27.19).

Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. Journal of Applied Geophysics 66, 128–139.

Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. Journal of applied geophysics 50, 123–127.

Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal 17, 589–600.

Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surface Geophysics 9, 211–224.

Shahin, M., 2002. Groundwater resources of Africa. Hydrology and Water Resources of Africa 509–563.

Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resources Research 43.

Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal 8, 279–294.

Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological sciences journal 54, 655–664.

Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space 67. https://doi.org/Thébault, Erwan; Finlay, Christopher C; Beggan, Ciaran D.; Alken, Patrick; Aubert, Julien; Barrois, Olivier; Bertrand, Francois; Bondar, Tatiana; Boness, Axel; Brocco, Laura; Canet, Elisabeth;

Chambodut, Aude; Chulliat, Arnaud; Coïsson, Pierdavide; Civet, François; Du, Aimin; Fournier, Alexandre; Fratter, Isabelle; Gillet, Nicolas; Hamilton, Brian; Hamoudi, Mohamed; Hulot, Gauthier; Jager, Thomas; Korte, Monika; Kuang, Weijia; Lalanne, Xavier; Langlais, Benoit; Léger, Jean-Michel; Lesur, Vincent; Lowes, Frank J; Macmillan, Susan; Mandea, Mioara; Manoj, Chandrasekharan; Maus, Stefan; Olsen, Nils; Petrov, Valeriy; Ridley, Victoria; Rother, Martin; Sabaka, Terence J; Saturnino, Diana; Schachtschneider, Reyko; Sirol, Olivier; Tangborn, Andrew; Thomson, Alan; Tøffner-Clausen, Lars; Vigneron, Pierre; Wardinski, Ingo; Zvereva, Tatiana. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67 (79). https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

Thiéblemont D. (édit) et al., 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1/10M, CCGM-BRGM.

TOSSOU, Y.Y.J., 2016. Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest) - Recherche Google.

UN, 2015. La population [WWW Document]. URL https://www.un.org/fr/sections/issues-depth/population/index.html (accessed 6.27.19).

UNEP, 2008. Africa: atlas of our changing environment.

UNICEF, 2017. Génération 2030 : rapport sur la croissance démographique en Afrique [WWW Document]. UNICEF France. URL https://www.unicef.fr/contenu/espace-medias/generation-2030-rapport-sur-la-croissance-demographique-en-afrique (accessed 6.28.19).

UNICEF, 2016. Rapport annuel 2016 de l'UNICEF [WWW Document]. UNICEF. URL https://www.unicef.org/french/publications/index_96412.html (accessed 6.25.19).

Vouillamoz, J.M., 2018. Comment améliorer l'accès à l'eau et quantifier la ressource en eau souterraine : exemple d'une recherche au service des acteurs du développement au Bénin. 2ème école d'été des Objectifs de Développement Durable (ODD).

Vouillamoz, J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Paris 11.

Vouillamoz, J.M, Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassier, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67–81.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005b. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics 64, 99–108. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J. M., Lawson, F.M.A., 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Presented at the 9th GEOFCAN conference held at Université de Paris Sud.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., 2015a. Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon P 101.

Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surface Geophysics 9, 135–144.

Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. Journal of Hydrology 458, 51–58.

Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015b. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.

Weichman, P.B., Lavely, E.M., Ritzwoller, M.H., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. Physical Review E 62, 1290.

WHO | UNICEF-WHO-The World Bank: Joint child malnutrition estimates - Levels and trends [WWW Document], 2019. WHO. URL http://www.who.int/nutgrowthdb/estimates/en/ (accessed 9.22.19).

Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications 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, 21–34.

Xu, Y., Beekman, H.E., 2019. Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. Hydrogeol J 27, 929–943. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8

Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to Change the Way We Collect and Analyze Data for Aquifer Characterization. Groundwater 45, 116–118. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00292.x

CHAPITRE IV. QUANTIFICATION DES RESERVES ACTUELLES ET DES DEBITS THEORIQUES DES AQUIFERES DE SOCLE

IV.1 Approche méthodologique

IV.1.1 Estimation des réserves actuelles

Comme évoqué dans le chapitre 1, la rareté des estimations in situ de la porosité de drainage Sy en zone de socle africaine est un facteur limitant la connaissance quantifiée des réserves en eau souterraines. Dans la section précédente, nous avons présenté la façon dont nous avons contourné, grâce aux sondages géophysiques RMP, les difficultés inhérentes à la réalisation d'essais de pompage rigoureux pour quantifier Sy. A partir de ce résultat, nous avons alors réalisé un total de 59 sondages RMP (en plus de 13 sondages RMP autres existants) pour calculer les réserves en eau souterraine dans les 3 pays africains sélectionnés pour notre étude. Dans un premier temps, nous nous sommes concentrés sur le Bénin où nous avons travaillé à une échelle régionale avec 38 sondages RMP. Dans ce second temps, nous avons travaillé à une échelle multi-pays en élargissant notre étude au Burkina-Faso et à l'Ouganda et en ajoutant 34 sondages RMP supplémentaires.

- **Echelle régionale : cas du Bénin**

Le socle du Bénin a été formé par le soulèvement d'une chaîne de montagnes au cours de la dernière étape de l'orogenèse panafricaine (610– 570 Ma) ; cette chaîne s'est érodée, puis altérée sous le climat chaud et humide qui régnait en Afrique de l'Ouest au début du Cénozoïque (65 Ma, Office Béninois des Mines, 1984). Les processus d'altération ont ainsi créé un aquifère hétérogène, conceptuellement décrit comme un réservoir à deux couches dans lequel la saprolite repose sur la couche fracturée stratiforme (chapitre1, Lachassagne *et al.*, 2011). Nous avons sélectionné comme zone d'étude une fenêtre de 27 200 km^2 au centre du pays, fenêtre étirée d'Est en Ouest (Figure IV.1) afin de recouper la direction structurale principale du Bénin (N10° à N20°) et d'inclure les principaux faciès géologiques du pays. Les facies métamorphiques les plus représentés dans cette fenêtre sont les schists, les gneiss et les migmatites à l'Ouest et au centre, et les roches granitiques à l'Est (Office Béninois des Mines, 1984).

Dans cette fenêtre d'étude au Bénin, les 38 sondages RMP que nous avons réalisé ont été répartis dans les principaux faciès géologiques (Figure IV.1). En utilisant la fonction de transfert préalablement établie précédemment entre paramètres RMP et Sy, nous avons obtenu 38

valeurs de porosité de drainage à partir des seules mesures RMP. Nous avons ensuite utilisé ces valeurs de porosité de drainage pour calculer les réserves comme proposé par De Marsily, (1986):

$$\text{Réserve} = Sy \cdot \Delta z \qquad \text{(Eq. IV.1)}$$

Avec Sy [-] la porosité de drainage obtenue à partir de la fonction de transfert ad hoc, et Δz [m] l'épaisseur de la couche saturée obtenue à partir des résultats d'interprétation RMP.

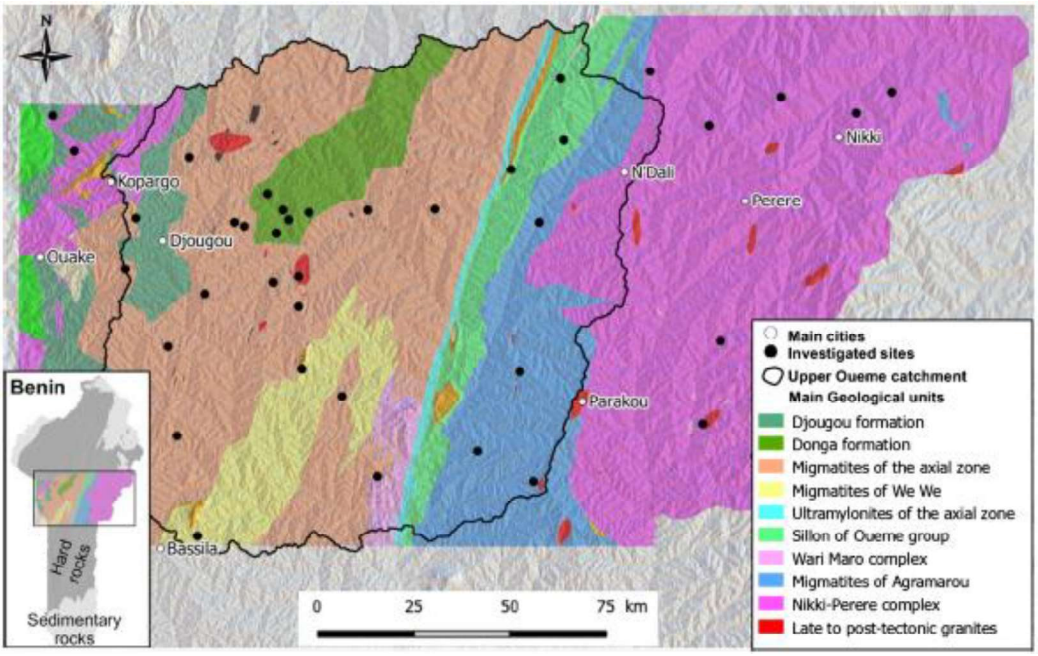


Figure IV.1: Localisation de la fenêtre d'étude et carte géologique simplifiée.

Nous avons ensuite conduit l'analyse des réserves en eau souterraine pour chaque faciès géologique indépendamment (Tableau IV.1), car notre hypothèse était que le faciès géologique pouvait en partie contrôler le volume d'eau souterraine stocké (voir section I.2).

Tableau IV.1: Facies géologiques et mesures RMP.

Unités géologiques	Faciès principal	Nbr. de mesures RMP
Formation de Djougou et de Binah	Micashiste	2
Migmatites de la zone axiale	Gneiss et Migmatite	12
Formation de la Donga	Quartzites	5
Groupe du sillon de L'Ouèmè	Migmatites et Micashiste	3
Migmatites d'Agramarou	Granite et Pegmatite	3
Complexe de Nikki-Pèrèrè	Granite intrusif et Pegmatite	7
Intrusion Basique	Amphibolite	2
Intrusion tardi à post d'orogenèse	Granite intrusif	4
Total		38

- **Echelle multi-pays**

Dans un second temps, nous avons cherché à vérifier si notre hypothèse qui stipule que la réserve en eau souterraine est aussi contrôlée par le climat était valide (section I.2). Nous avons donc réalisé 34 sondages RMP supplémentaires pour compléter les 38 déjà effectués au Bénin : 22 au Burkina-Faso, 7 en Ouganda et 5 au Bénin (Figure III.15). A partir de l'ensemble des 72 sondages RMP, nous avons calculé les réserves avec l'équation (IV.1), puis comparé ces réserves en fonction des pays et des facies géologiques. Le nombre de mesures RMP réalisé dans chaque pays a été contraint par la disponibilité logistique de l'équipement, ainsi que par la possibilité d'effectuer des mesures dans des zones ou le bruit EM était élevé (section III.1).

IV.1.2 Estimation du débit théorique des aquifères

Pour estimer le débit théorique que peut produire l'aquifère d'un site choisi avant la réalisation d'un forage, Vouillamoz (2003) a montré qu'il était possible de s'appuyer sur la capacité de la RMP à estimer la transmissivité. Il reste néanmoins nécessaire d'établir une relation entre

transmissivité et débit théorique. Alors que Vouillamoz (2003) établissait cette relation sur la base de l'équation de Dupuit (régime permanant, De Marsily, 1986), nous avons préféré chercher une relation spécifique au socle du Bénin en se basant sur l'observation de la relation entre la transmissivité locale et le débit spécifique ; ces observations étant assez communes car obtenues après les essais de pompage par paliers de débit qui sont classiquement réalisés au Bénin après la réalisation d'un forage. Le débit spécifique (Q/s) est le rapport entre le débit de pompage et le rabattement qu'il a engendré. Pour déterminer la relation qui lie Q/s à T, nous avons utilisé un jeu de donné issu d'un projet d'hydraulique villageoise réalisé au Bénin entre 2011 et 2013. Nous avons eu accès aux relevés de terrain de 137 essais de pompage que nous avons interprétés afin d'obtenir la transmissivité locale et le débit spécifique. Dans un second temps, nous avons vérifié si la relation entre Q/s à T obtenue sur ces données contrôlées était confirmée par un jeu de donnés plus important mais dont nous ne pouvions pas contrôler la qualité : 1 284 couples (T, Q/s) issus de la BDI de la DGEau.

Finalement, la fonction de transfert établie précédemment entre mesures RMP et essai de pompage nous permet d'accéder à la transmissivité à partir des mesures RMP. Grâce à la relation établie maintenant entre la transmissivité et le débit spécifique, nous pouvons estimer le débit théorique (Q_{th}) des aquifères, sous hypothèse de rabattement (s), à partir des paramètres RMP avant la réalisation des forages.

IV.2 Résultat et discussion

IV.2.1 Estimation des réserves actuelles

- **Echelle régionale : cas du Bénin**

Nous présentons dans un premier temps un exemple des résultats RMP obtenus sur deux sites expérimentaux contrastés, le F117 et le FD30 (Figure III.15), puis nous ferons une synthèse des résultats des 38 sites étudiés dans un second temps au Bénin.

- **Exemple de deux sites situés dans la région de socle au Bénin**

Les données des sites que nous présentons ont été obtenues dans deux faciès géologiques différents : F117 est situé dans le faciès Nikki-Pèrèrè, qui est dominé par des roches granitiques ; et FD30, est localisé dans les migmatites de la zone axiale (Figure IV.1). Les deux jeux de

données RMP ont de bons rapports signal / bruit (S/B) et de faibles incertitudes sur les paramètres RMP obtenus (Figure IV.2 et Tableau IV.2). La réserve moyenne calculée à l'aide de l'équation (IV.1) est très différente entre les deux sites : 330 mm au F117 contre 1 200 mm au FD30. Notons que la différence sur l'estimation du stock est inférieure à 20% entre le calcul réalisé à partir de w (équation (III.1)) ou de T_2^* (équation (III.2)), (Tableau IV.2).

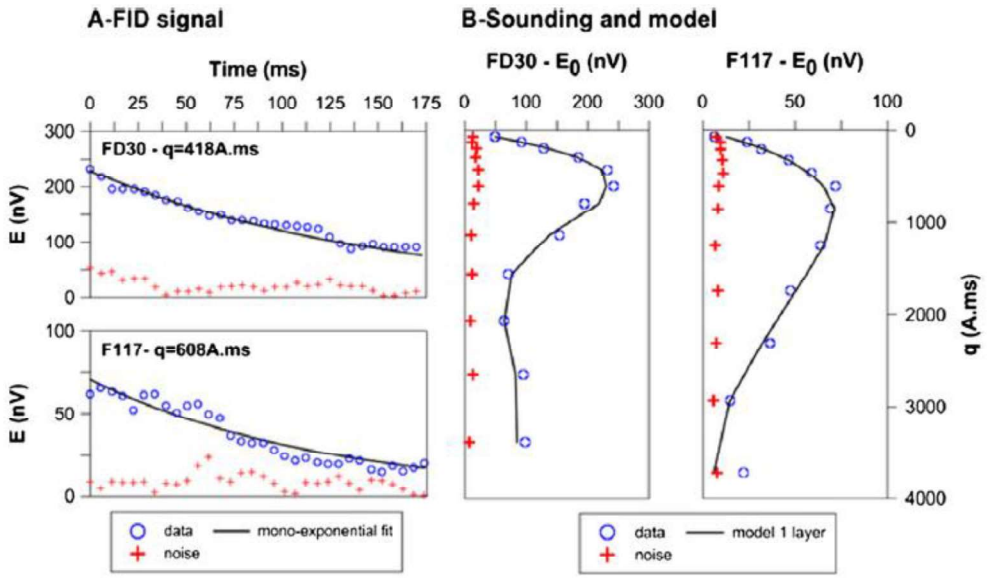


Figure IV.2: Exemple de mesures RMP. A : exemple de signaux enregistrés. B : sondage au FD30 (boucle d'une surface de 7 800m²) et au F117 (boucle d'une surface de 15 600m²).

Tableau IV.2: Résultat RMP (modèle une couche) des sites FD30 et F117 (Vouillamoz et al., 2015)

sites	**S/B Moyen**	**Teneur en eau RMP *(w)***		**Décroissance** (T_2^*)		**Réserve en eau souterraine**	
		Valeur (%)	Incertitude relative (%)	Valeure	Incertitude relative (%)	Sy →Eq. (III.1)	Sy→Eq. (III.2)
F117	2.8	1.9	15	125 ms	3	300 mm	360 mm
FD30	6.2	9.7	6	180 ms	3	1180 mm	1260 mm

Pour valider l'utilisation du modèle monocouche pour quantifier la réserve en eau souterraine, nous avons également interprété les données RMP à l'aide d'un modèle multicouche dit « smooth ». Les modèles multicouches fournissent une meilleure représentation de la géométrie de l'aquifère (Figure IV.3), mais sans réduire de manière significative la différence ε entre les

données et les modèles. De plus, les valeurs de ε sont toujours inférieures à la valeur du bruit moyen, ce qui indique que les deux modèles sont également acceptables (Tableau IV.3). Enfin, les modèles monocouche et multicouche sont équivalents car les produits $w \cdot \Delta z$ de leur teneur en eau multipliés par leur épaisseur sont proches (Legchenko, 2013). Ainsi, le modèle monocouche est bien représentatif des propriétés intégrées des aquifères.

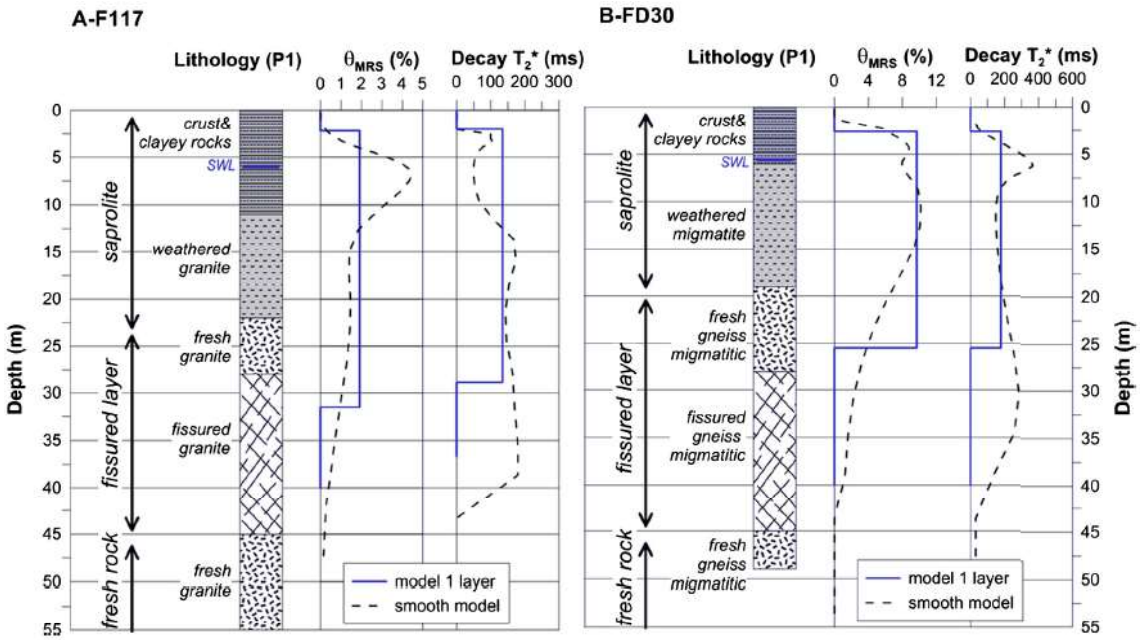


Figure IV.3: Exemple de résultats RMP. A : F117, site situé dans les roches granitique. B : FD30, site situé dans les gneiss migmatitiques.

Tableau IV.3: Comparaison des résultat RMP mono et multicouches des sites FD30 et F117 (Vouillamoz et al., 2015)

sites	**Bruit moyen**	**Ajustement du modèle ε**		$Sy \cdot \Delta z$		**Reserve estimée à partir de l'équation (III.1)**	
		Mono-couche	Multi-couche	Mono-couche	Multi-couche	Mono-couche	Multi-couche
F117	8.4 nV	3.4 nV	3 nV	556 mm	616 mm	300 mm	340 mm
FD30	15.2 nV	12 nV	10 nV	2215 mm	2170 mm	1180 mm	1150 mm

- **Estimation des réserves dans les différents faciès géologiques de la fenêtre d'étude du Bénin**

Nous avons utilisé l'équation IV.1 pour calculer la réserve en eau souterraines à partir des 38 mesures RMP. L'utilisation de Sy calculée à partir de w (équation (III.1)) ou T_2^* (équation (III.2)) a peu d'incidence sur l'estimation de la réserve : la différence moyenne de 7% est inférieure aux incertitudes des estimations de la réserve (Tableau IV.4). Cependant, l'incertitude moyenne dans l'estimation de la réserve est moins grande lorsque l'équation (III.1) est utilisée plutôt que l'équation (III.2), en raison de l'équivalence connue sur le produit $w \cdot \Delta z$ (Legchenko, 2013 ; Legchenko *et al.*, 2017). Pour cette raison, nous présentons et discutons maintenant la réserve calculée avec des équations (III.1) et (IV.1).

Tableau IV.4: Comparaison des réserves en eau calculées à partir de l'équation III.1 (Sy à partir de w) et l'équation III.2 (Sy à partir de T_2^*)

	Réserve (Sy→Eq. (III.1))	**Réserve (Sy→Eq. (III.2))**
Incertitude relative	16%	22%
10ième Percentile	230 mm	159 mm
Médiane	591 mm	548 mm
90ième Percentile	1080 mm	1392 mm

Quatre-vingt pour cent (80%) des valeurs de réserve sont comprises entre 230 mm et 1 080 mm, avec une valeur médiane de 590 mm (Figure IV.4A). La valeur médiane de la réserve en eau souterraine varie d'un faciès géologique à l'autre ; les valeurs de réserve médiane les plus élevées se situent dans les formations migmatitiques de la Donga et dans la zone axiale (respectivement 740 et 700 mm), et la valeur de réserve la plus faible se trouve dans les roches granitiques du complexe Nikki-Pèrèrè (300 mm, Figure IV.4B). Les deux mesures RMP effectuées sur une intrusion basique (i.e. des roches amphibolitiques) ont donné un résultat de $T_2^* < 110\,ms$, indiquant ainsi l'absence d'eau gravitaire $Sy \approx 0$, (Equation III.2). La réserve globale en eau souterraine dans notre fenêtre d'étude est calculée comme la somme pondérée

du stockage de tous les faciès géologiques : $\sum Surface_{unité_géol} \cdot Réserve_{unité_géol} / Surface_{totale}$.
La réserve totale ainsi calculée est de 440 mm ± 70 mm.

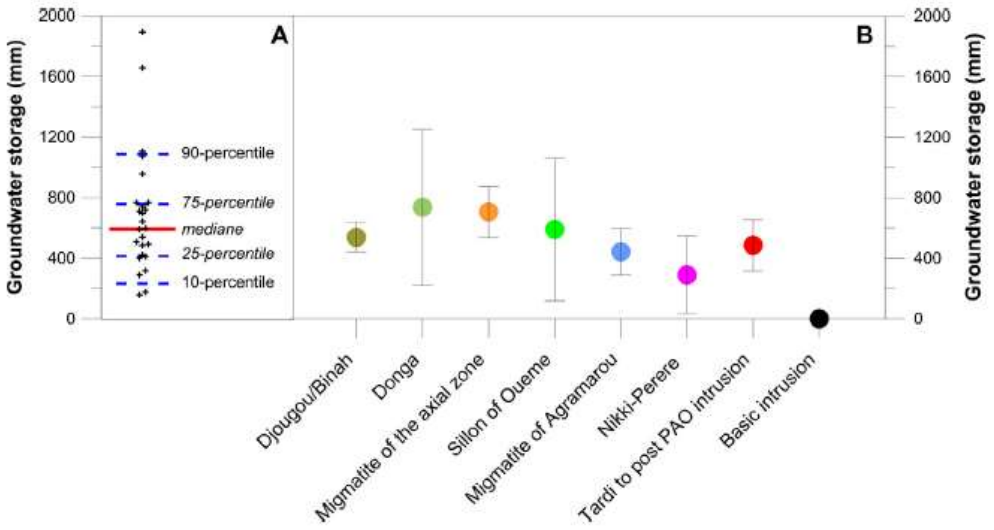


Figure IV.4: Réserve en eau souterraine en région de socle du Bénin. A : percentile. B : variation de la réserve en fonction des faciès géologiques (les points sont les médianes et les barres d'erreurs sont les écarts moyens).

La réserve en eau souterraine varie de manière significative d'un faciès géologique à l'autre, la valeur de réserve médiane la plus élevée étant environ 2.5 fois plus importante que la valeur la plus faible (Figure IV.4). Cependant, les réserves au sein d'un même faciès géologique peuvent varier dans des proportions similaires, ce qui suggère que les faciès géologiques ne constituent pas le facteur principal qui contrôle les propriétés de stockage ; il s'agit en effet d'unités structurelles qui sont hétérogènes en termes de faciès.

Ces résultats quantifiés sur les réserves en eau souterraine actuelles sont novateurs au Bénin et dans les aquifères de socle en général, et ils ont été publiés dans une revue de rang A :
Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

- **Echelle multi-pays**

Pour le calcul des réserves dans les trois pays, nous nous somme basé sur les résultats de notre étude au Bénin (Vouillamoz *et al.*, 2015) et avons utilisé l'équation (III.6). En plus des 38

mesures RMP réalisés au Bénin, nous avons effectué 5 mesures supplémentaires au Bénin, 22 au Burkina Faso et 7 en Ouganda pour un total de 72 sondages RMP en zone de socle Africain. La réserve en eau souterraine calculée dans les 3 pays varie de 114 à 1894 mm et quatre-vingt pour cent (80%) des valeurs se situent entre 167 et 953 mm avec une valeur médiane de 497 mm (Figure IV.5). Les valeurs médianes des réserves en eau souterraine sont quasiment les mêmes au Bénin et au Burkina Faso (i.e. différence ε = 3%), alors que les réserves en Ouganda sont plus importantes d'environ 35% (Figure IV.5B).

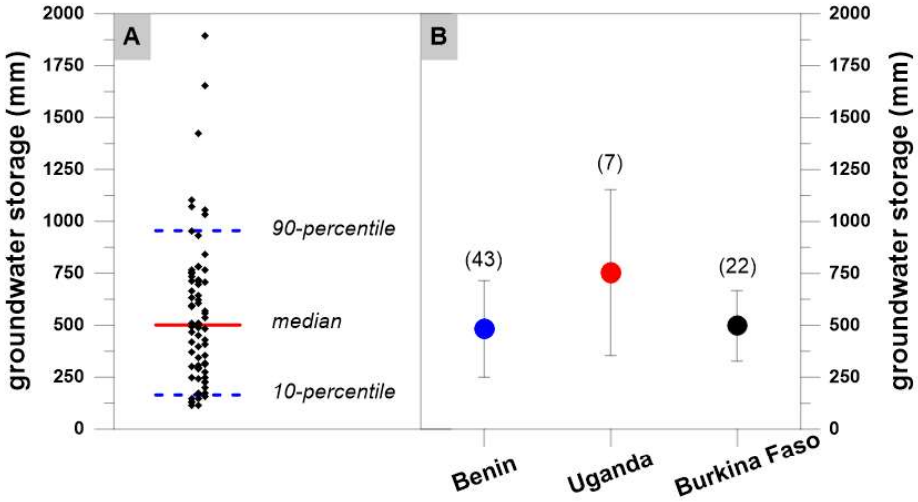


Figure IV.5: Réserve en eau souterraine en région de socle Africaine. A : Percentile. B : Variation des réserves en fonction des pays. Les points sont les médianes, les barres d'erreurs sont les écarts moyens et les chiffres entre parenthèse les populations (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

Nous avons constaté que les réserves en eau souterraine actuelles en Ouganda sont plus importantes que celles du Bénin et du Burkina-Faso d'environ 35%. Nous avons alors cherché si cette observation pouvait s'expliquer par des différences notables dans les propriétés qui gouvernent les réserves : la porosité de drainage (Sy) et l'épaisseur d'aquifère saturée (Δz) (Equation IV.1). La porosité de drainage médiane en Ouganda est effectivement la plus élevée des trois pays, et explique le volume supérieur des réserves actuelles (Figure IV.6). On remarque également que les faibles valeurs de porosité de drainage du Burkina Faso sont compensées par des épaisseurs d'altération plus importantes pour produire des réserves équivalentes à celles du Bénin. Finalement, les réserves en eau souterraine actuelles semblent gouvernées à par égales par la porosité de drainage et l'épaisseur saturée.

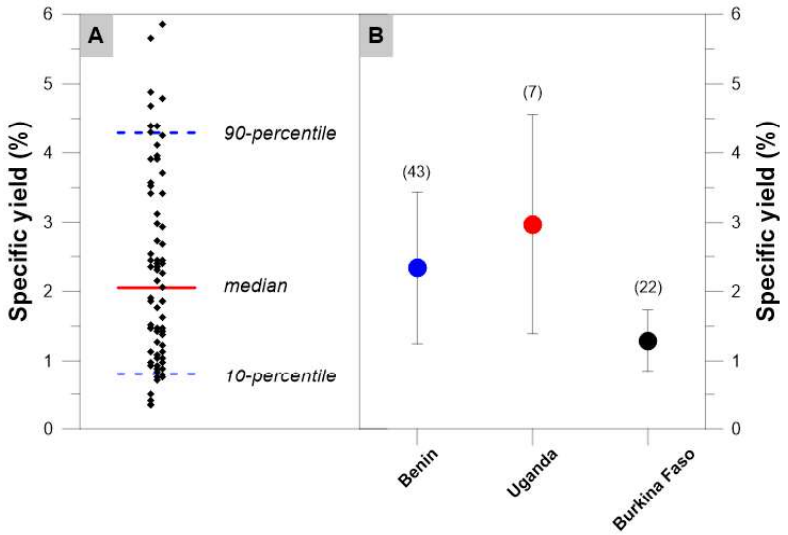


Figure IV.6: Porosité de drainage en région de socle Africaine. A : Percentile. B : Variation en fonction des pays. Les points sont les médianes et les barres d'erreurs sont les écarts moyens (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

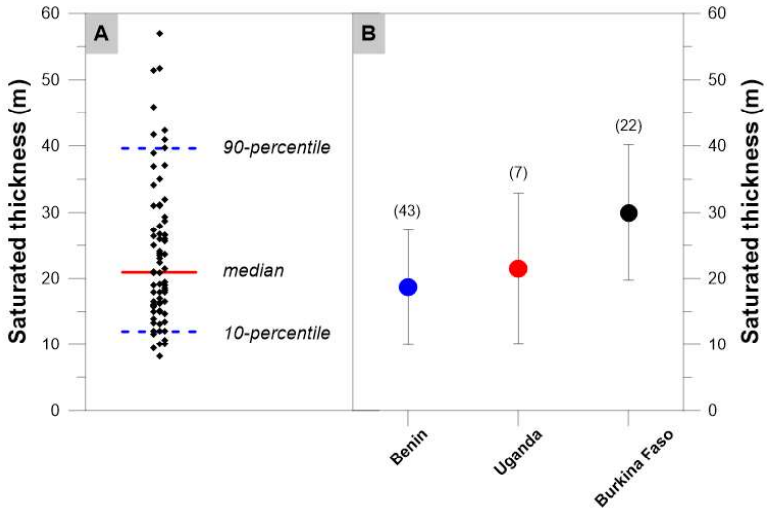


Figure IV.7: Epaisseur d'aquifère saturée en région de socle Africaine. A : Percentile. B : Variation en fonction des pays. Les points sont les médianes et les barres d'erreurs sont les écarts moyens (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

Les volumes d'eau souterraine stockés actuellement ne semblant pas être contrôlés au premier ordre par l'aridité actuelle, nous avons cherché si le rôle des faciès géologiques pressenti au Bénin se confirmait à l'échelle des 3 pays. Les faciès des roches ne pouvant pas être facilement identifiés sur le terrain car les affleurements sont rares, et les rapports de forage ne décrivant pas les cuttings de forage avec une précision suffisante, nous avons utilisé les informations disponibles sur les différentes cartes géologiques pour classer les 72 mesures en 3 groupes

définis à partir de la genèse des roches indiquées dans les légendes des cartes. Le premier groupe, appelé "volcano-sédimentaires" est constitué de métasédiments, de métavolcanites et d'amphibolites. Le second groupe est celui des granites intrusifs, et le troisième groupe est celui des roches métamorphiques principalement constituées de migmatites, gneiss et schistes.

La Figure (IV.8) présente le diagramme ternaire construit à partir de la classification des 72 mesures RMP suivant ces 3 groupes. A chaque mesure est attribué un poids donné par la distance le séparant de chacun des groupes, distance mesurée sur les cartes géologiques. On peut remarquer que les réserves les plus importantes se trouvent dans la zone 3 dominée par les roches métamorphiques. Même si le nombre de mesures est faible dans les zones 1 et 2, il semble qu'elles se caractérisent par des réserves nettement plus faibles que celles de la zone 1, indiquant ainsi qu'un lien pourrait bien exister entre faciès géologiques et capacité de stockage.

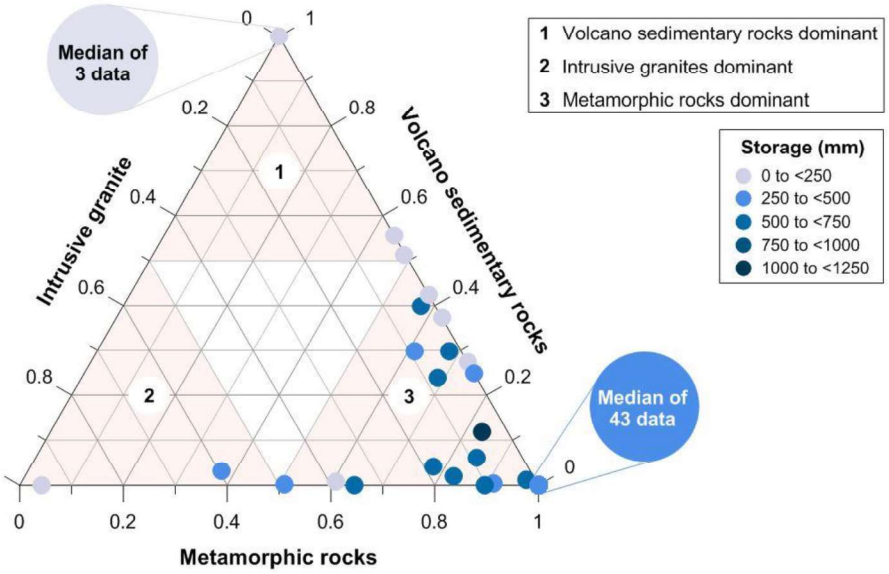


Figure IV.8: Réserve en eau souterraine en fonction des groupes de faciès géologique (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

IV.2.2 Estimation du débit théorique des aquifères

Comme annoncé section IV.1.2, nous avons dans un premier temps cherché une relation entre débit spécifique et transmissivité. La Figure (IV.9A) montre que sur des données que nous avons interprétées (137 essais de pompage de courte durée), une relation puissance est clairement mise en évidence :

$$Q/s = T^{0.844} \cdot 0.31 \qquad \text{(Eq. III.10)}$$

Cette relation est confirmée sur un jeu de donnée plus important issu de la BDI de la DGEau (population de 1 285) mais dont la qualité ne peut pas être contrôlée (Figure IV.9B).

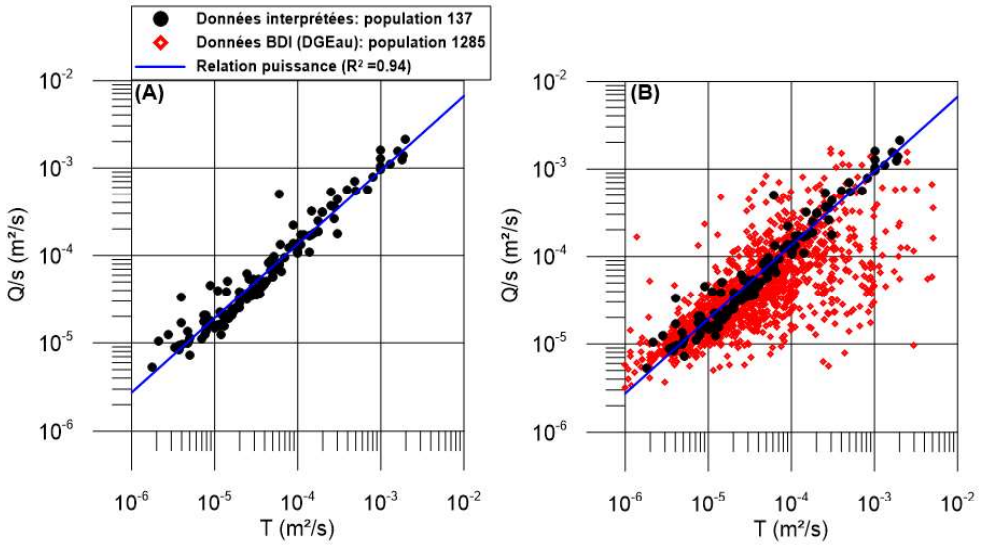


Figure IV.9: Relation entre transmissivité locale et débit spécifique. A : A partir de données contrôlées. B : A partir de la base de données de la BDI (DGEau).

Ainsi en utilisant l'équation III.10, nous avons calculé le débit spécifique Q/s sur les 72 sites RMP. Nous avons ensuite calculé les débits théoriques (Q_{th}) à partir des débits spécifiques en fixant un rabattement causé par un pompage dans un forage à 1/5 de l'épaisseur saturée de l'aquifère, soit 5 m en moyenne.

Quatre-vingt pour cent (80%) des valeurs de débits théoriques ainsi calculées sont comprises entre 0.23 m^3/h et 5.5 m^3/h, avec une valeur médiane de 1.6 m^3/h. Lorsqu'on compare ces débits théoriques aux statistiques des débits instantanés mesurés en zone de socle au Bénin et au Burkina Faso, on constate que ces débits théoriques sont dans les mêmes gammes bien qu'il s'agisse de jeux de données différents comportant 3 415 et 14 645 mesures pour le Bénin et le Burkina Faso respectivement, contre 72 pour les débits théoriques estimés. On remarque également que la distribution de ces débits théoriques est proche de celles des débits instantanés (Figure IV.10). Comme pour les débits estimés au Bénin et au Burkina Faso, les classes de débits théoriques dominantes sont constituées des débits les plus faibles, et 33 % des débits théoriques correspondent à des forages dits négatifs car inférieurs à 0.7m^3/h. Ce taux est très proches de ceux rencontrés au Bénin et au Burkina Faso (i.e. 40 et 30% Vouillamoz *et al.*, 2015b ; Courtois *et al.*, 2010, respectivement). De même, les débits théoriques supérieurs à 3.6

m^3/h sont rares (i.e. 18%, Figure IV.10) comme le montrent les débits instantanés obtenus au Bénin et au Burkina Faso (i.e. 17 et 23 % respectivement, section I.1).

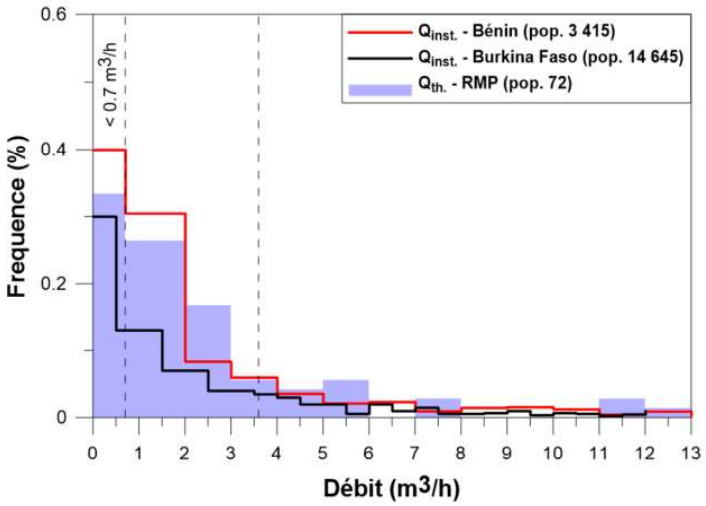


Figure IV.10: Comparaison des débits théoriques estimés à partir des mesures RMP et des débits instantanés obtenus au Bénin et au Burkina Faso.

Notons enfin que la bonne correspondance entre les débits théoriques calculés à partir des données RMP, et les débits instantanés observés sur le terrain, confirme que la fonction de transfert établie dans le cadre de ce travail pour estimer la transmissivité des aquifères de socle à partir des mesures RMP est valide (section III.5).

IV.3 Conclusion du chapitre IV

A partir des fonctions de transferts établis dans le chapitre précédent, nous avons estimé dans un premier temps les réserves en eau souterraine à une échelle régionale au Bénin. Dans un second temps, nous avons calculé et comparé les réserves à une échelle multi-pays constituée par les trois pays d'Afrique subsaharienne concernés par cette étude. À ces deux échelles, les valeurs de porosité de drainage utilisées dans le calcul des réserves sont celles obtenues à partir de la teneur en eau RMP.

À l'échelle régionale au Bénin, la réserve en eau souterraine varie de manière significative d'un faciès géologique à l'autre et la valeur de réserve médiane la plus élevée est environ 2.5 fois plus importante que la valeur la plus faible. Les valeurs médianes les plus fortes de 700 mm sont relevées dans les migmatites, et les réserves médianes les plus faibles de 300mm sont

localisées dans les facies granitiques. Globalement, la réserve en eau souterraine à cette échelle de 27 200km² est de 440 mm ± 70 mm.

À l'échelle multi-pays, quatre-vingt pour cent (80%) des valeurs de réserve en eau souterrain calculées se situent entre 167 et 953 mm avec médiane de 497 mm. La comparaison entre pays a montré que les valeurs médianes des réserves en eau souterraine sont quasiment les mêmes pour le Bénin et au Burkina Faso, et plus importantes en Ouganda d'environ 35%. Ces observations s'expliquent autant par le rôle joué par la porosité de drainage que par l'épaisseur saturée. Aucun lien n'apparait entre l'indice d'aridité actuel et les réserves actuelles. Par contre, le classement des 72 mesures RMP en 3 groupes de roche (i.e. métamorphiques, granites intrusifs et volcano-sédimentaires) révèle que les réserves les plus importantes se trouvent dans les roches métamorphiques ; un lien semble donc bien exister entre faciès géologique et réserve actuelle des aquifères de socle Africain.

Enfin, nous avons établi une relation entre le débit spécifique et la transmissivité à partir de 137 données d'essai de pompage par paliers de débit réalisé en zone de socle du Bénin. Cette relation nous a permis d'estimer le débit théorique exploitable au niveau de chaque site de mesure RMP en supposant un rabattement égal au 1/5 de l'épaisseur saturée de l'aquifère. Les débits théoriques estimés présentent une bonne distribution, très proche de celle des débits instantanés. En plus 33 % de ces débits théoriques correspondent à des forages négatifs car inférieurs à 0.7m^3/h, comme cela est le cas au Bénin et au Burkina Faso (i.e. 40 et 30% respectivement). Les taux de débits théoriques supérieurs à 3.6 m^3/h est également faible (i.e. 18%) comme au Bénin et au Burkina Faso (i.e. 17 et 23 % respectivement). Finalement nous concluons que l'estimation de la transmissivité des aquifères de socle à partir des mesures RMP est valide et permet de connaitre le débit potentiel exploitable avant la réalisation du forage.

Au total, les résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication de rang A :

Vouillamoz, J. M., **Lawson, F.M.A.**, 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

Les résultats ont également été présentés à 2 colloques internationaux avec 2 présentations orales et 1 poster :

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society": 60 years of IAH» Montpellier, September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Présenté à la conférence « Groundwater in Fractured Bedrock Environments: Managing Catchment and Subsurface Resources », Queen's University, Belfast, Northern Ireland, Juin 2016.

Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda (Poster). Presented at « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles », La Roche sur Yon, Juin 2015 p. 101.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE IV

Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. Journal of African Earth Sciences 59, 168–184.

Alle, I.C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, A.C., 2018. Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. Journal of African Earth Sciences 139, 341–353.

Altchenko, Y., Villholth, K.G., 2015. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa–a quantitative hydrological approach. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 19, 1055–1067.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surface Geophysics 3, 267–274.

Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent Limitations of Hydraulic Tomography. Groundwater 48, 809–824. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.-M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology journal 17, 1805–1815.

British Geological Survey, 2011. Africa Groundwater Atlas | British Geological Survey (BGS) [WWW Document]. URL https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/international/africaGwAtlas.html (accessed 10.16.19).

Calow, R.C., MacDonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Groundwater 48, 246–256.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583–595.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, Lawson, F.M.A., Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers.

D'Hose, N., 2000. Proton in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules." Paris 442–449.

Gaye, C.B., Tindimugaya, C., 2019. Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeol J 27, 1099–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Guengant, J.-P., 2011. Comment bénéficier du dividende démographique ? : la démographie au centre des trajectoires de développement dans les pays de l'UMEOA ainsi qu'en Guinée, au Ghana, en Mauritanie et au Nigéria : synthèse régionale. AFD, Paris.

Gunther, H., 1998. NMR spectroscopy, pp. 581, John Wiley & Sons, Inc., New York. [WWW Document], 1998.

GW·MATE, 2011. Appropriate Groundwater Management Policy for Sub-Saharan Africa - in face of demographic pressure and climatic variability [WWW Document]. ResearchGate. URL https://www.researchgate.net/publication/284454169_Appropriate_Groundwater_Management_Policy_for_Sub-Saharan_Africa_-_in_face_of_demographic_pressure_and_climatic_variability (accessed 6.24.19).

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysical Journal International 194, 737–750.

Hertrich, M., Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. Journal of Applied Geophysics 50, 179–191.

https://fr.climate-data.org/, n.d. Les données climatiques pour les villes du monde entier - Climate-Data.org [WWW Document]. URL https://fr.climate-data.org/ (accessed 9.24.19).

INSAE, 2018. Évolution de la population au Bénin [WWW Document]. URL https://www.insae-bj.org/statistiques/indicateurs-recents/43-population (accessed 9.17.19).

JMP, 2017. JMP: ANNUAL REPORT WHO/UNICEF Joint Monitoring Programme for Water Supply, Sanitation and Hygiene. New York: United Nations Children's Fund (UNICEF) and World Health Organization.

Koïta, M., Yonli, H.F., Soro, D.D., Dara, A.E., Vouillamoz, J.-M., 2018. Groundwater Storage Change Estimation Using Combination of Hydrogeophysical and Groundwater Table Fluctuation Methods in Hard Rock Aquifers. Resources 7, 5. https://doi.org/10.3390/resources7010005

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., 2016b. Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., 2016a. Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Presented at Groundwater in Fractured Bedrock Environments: "Managing Catchment and Subsurface Resources" - Queen's University, Belfast, Northern Ireland, June 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., Yalo, N., 2016c. Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society : 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Presented at « les Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon 35.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. Boletín Geológico y Minero 118, 489–508.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Groundwater 42, 363–373.

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., Bernard, J., 1997b. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173–190.

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. Journal of Applied Geophysics, Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Valla, P., 2002d. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. Geophysics.

Legchenko, A.V., Shushakov, O.A., 1998a. Inversion of surface NMR data. Geophysics 63, 75–84.

Lévy-Leblond, J.M., 2000. Spin in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules."

Louan, O.B., Tanina, A.S., Gabriel, E., Kouassi, A.E., Oga, M.S., Biémi, J., Douampo, A., 2015. Productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie 30, 76–90.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. Journal of Hydrology 283, 19–40. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00170-7

Lubczynski, M.W., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. Boletin Geologico y Minero 118, 509–530.
MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters 7, 024009.
Marmet, E., Tabbagh, A., 2001. Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages, in 3ème Colloque GEOFCAN, edited by INRA, pp. 21-24, Orléans, France.
Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resources Research 33, 1397–1407.
Pison, G., 2017. Afrique : ce choc démographique annoncé [WWW Document]. Le Point. URL https://www.lepoint.fr/afrique/afrique-ce-choc-demographique-annonce-20-09-2017-2158490_3826.php (accessed 6.27.19).
Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. Journal of Applied Geophysics 66, 128–139.
Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. Journal of applied geophysics 50, 123–127.
Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal 17, 589–600.
Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surface Geophysics 9, 211–224.
Shahin, M., 2002. Groundwater resources of Africa. Hydrology and Water Resources of Africa 509–563.
Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resources Research 43.
Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal 8, 279–294.
Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological sciences journal 54, 655–664.
Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space 67. https://doi.org/Thébault, Erwan; Finlay, Christopher C; Beggan, Ciaran D.; Alken, Patrick; Aubert, Julien; Barrois, Olivier; Bertrand, Francois; Bondar, Tatiana; Boness, Axel; Brocco, Laura; Canet, Elisabeth; Chambodut, Aude; Chulliat, Arnaud; Coïsson, Pierdavide; Civet, François; Du, Aimin; Fournier, Alexandre; Fratter, Isabelle; Gillet, Nicolas; Hamilton, Brian; Hamoudi, Mohamed; Hulot, Gauthier; Jager, Thomas; Korte, Monika; Kuang, Weijia; Lalanne, Xavier; Langlais, Benoit; Léger, Jean-Michel; Lesur, Vincent; Lowes, Frank J; Macmillan, Susan; Mandea, Mioara; Manoj, Chandrasekharan; Maus, Stefan; Olsen, Nils; Petrov, Valeriy; Ridley, Victoria; Rother, Martin; Sabaka, Terence J; Saturnino, Diana; Schachtschneider, Reyko; Sirol, Olivier; Tangborn, Andrew; Thomson, Alan;

Tøffner-Clausen, Lars; Vigneron, Pierre; Wardinski, Ingo; Zvereva, Tatiana. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67 (79). https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

Thiéblemont D. (édit) et al., 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1/10M, CCGM-BRGM.

TOSSOU, Y.Y.J., 2016. Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest) - Recherche Google.

UN, 2015. La population [WWW Document]. URL https://www.un.org/fr/sections/issues-depth/population/index.html (accessed 6.27.19).

UNEP, 2008. Africa: atlas of our changing environment.

UNICEF, 2017. Génération 2030 : rapport sur la croissance démographique en Afrique [WWW Document]. UNICEF France. URL https://www.unicef.fr/contenu/espace-medias/generation-2030-rapport-sur-la-croissance-demographique-en-afrique (accessed 6.28.19).

UNICEF, 2016. Rapport annuel 2016 de l'UNICEF [WWW Document]. UNICEF. URL https://www.unicef.org/french/publications/index_96412.html (accessed 6.25.19).

Vouillamoz, J.M., 2018. Comment améliorer l'accès à l'eau et quantifier la ressource en eau souterraine : exemple d'une recherche au service des acteurs du développement au Bénin. 2ème école d'été des Objectifs de Développement Durable (ODD).

Vouillamoz, J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Paris 11.

Vouillamoz, J.M, Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassier, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67–81.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005b. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics 64, 99–108. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J. M., Lawson, F.M.A., 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Presented at the 9th GEOFCAN conference held at Université de Paris Sud.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., 2015a. Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at

« Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles» La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon P 101.
Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surface Geophysics 9, 135–144.
Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. Journal of Hydrology 458, 51–58.
Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015b. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.
Weichman, P.B., Lavely, E.M., Ritzwoller, M.H., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. Physical Review E 62, 1290.
WHO | UNICEF-WHO-The World Bank: Joint child malnutrition estimates - Levels and trends [WWW Document], 2019. WHO. URL http://www.who.int/nutgrowthdb/estimates/en/ (accessed 9.22.19).
Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications 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, 21–34.
Xu, Y., Beekman, H.E., 2019. Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. Hydrogeol J 27, 929–943. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8
Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to Change the Way We Collect and Analyze Data for Aquifer Characterization. Groundwater 45, 116–118. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00292.x

CHAPITRE V. QUANTIFICATION DE LA CAPACITE DES RESERVES EN EAU SOUTERRAINE ACTUELLES A AMORTIR LES CHANGEMENTS

V.1 Approche méthodologique

V.1.1 Pouvoir tampon

Comparer le volume d'eau souterraine stockée (la réserve) avec toutes les sorties d'eau de l'aquifère, permet d'estimer la capacité du système à faire face à d'éventuel changement : c'est le pouvoir tampon (P_t) de l'aquifère. Par changement, nous entendons tous les changements qui pourraient modifier l'équilibre actuel du cycle de l'eau à l'échelle locale du forage : augmentation des prélèvements anthropiques, augmentation de l'évapotranspiration induite par un changement d'occupation du sol, diminution de la recharge due à un changement du régime pluviométrique, etc.

Nous avons estimé le pouvoir tampon des aquifères en comparant les réserves en eaux souterraines actuelles calculées dans le chapitre précédent aux sorties de l'aquifère : sorties naturelles comme le drainage profond et l'évapotranspiration, et sortie anthropique représentée par les prélèvements anthropiques. Notre travail ne s'intéresse pas à la recharge des aquifères, mais bien à la capacité des réserves actuelles à alimenter les sorties d'eau du système. Autrement dit, la question posée est celle-ci : en absence de recharge, combien de temps les réserves actuelles peuvent-elles alimenter les sorties ?

Comme pour l'estimation des réserves, nous avons estimé le P_t en zone de socle au Bénin, puis dans un second temps nous avons comparé le P_t des aquifères de socles du Bénin, du Burkina Faso et de l'Ouganda.

- **Echelle régionale : cas du Bénin**

Nous avons calculé le pouvoir tampon comme suit :

$$P_t = réserve / sortie \qquad \text{(Eq. V.1)}$$

où la sortie est estimée comme:

$$sortie = (Q + D + ETg) + E \qquad \text{(Eq. V.2)}$$

avec Q la contribution des eaux souterraines aux réseaux hydrographiques, D le drainage régional profond (i.e. la part d'eaux souterraines qui s'écoule à travers les réseaux de fracture profondes et qui n'alimentent pas de rivières dans le zone d'étude), ETg le volume d'eau souterraine prélevé par évapotranspiration, et E le prélèvement des eaux souterraines par les pompages.

Des travaux antérieurs réalisés dans la zone d'étude par Séguis *et al.* (2011) avaient évalué l'origine du débit des cours d'eau dans trois bassins versant imbriqués de 12 à 586 km^2 situés dans notre fenêtre d'étude. Ils avaient conclu que la part des eaux souterraines qui alimentent les rivières est nulle ou négligeable (i.e. Q = 0). Pour estimer les autres termes des sorties naturelles $D + ETg$, nous avons analysé les récessions des niveaux piézométriques sur les six sites expérimentaux de la zone d'étude. En effet, les niveaux piézométriques n'étant pas affectés par des prélèvements humains, la période de récession correspond bien aux sorties naturelles de l'aquifère :

$$D + ETg = \Delta NS \cdot Sy \qquad \text{(Eq. V.3)}$$

où ΔNS est la diminution annuelle du niveau statique calculée à partir de la récession observée sur environ six (6) mois pendant la saison sèche (i.e. en absence de recharge).

Pour estimer les prélèvements anthropiques actuels E, nous nous sommes appuyés sur les données de la BDI de la DGEau. Le prélèvement anthropique totale actuel E a été calculée comme le nombre de points d'eau en fonctionnement (pompes à main et robinets) dans la fenêtre d'étude, multiplié par le volume moyen prélevé quotidiennement. Pour estimer le prélèvement quotidien moyen, nous avons suivi pendant une semaine complète le pompage effectué dans un forage équipé d'une pompe à main dans le village de Ganrou (voisin de site F117, Figure V.1). En moyenne journalière, le prélèvement est de 7.5 m^3 (soit 50% de plus que les 5m^3/jour utilisés pour la planification des points d'eau au Bénin). Ce prélèvement journalier a ensuite été multiplié par les 3 162 points d'eau en service en 2014 dans notre fenêtre d'étude pour obtenir le prélèvement anthropique total. Enfin, nous nous sommes basés sur les données démographiques (INSAE, 2018) pour estimer le prélèvement nécessaire pour fournir 20 litres d'eau pour la totalité des habitants de la zone d'étude en 2030.

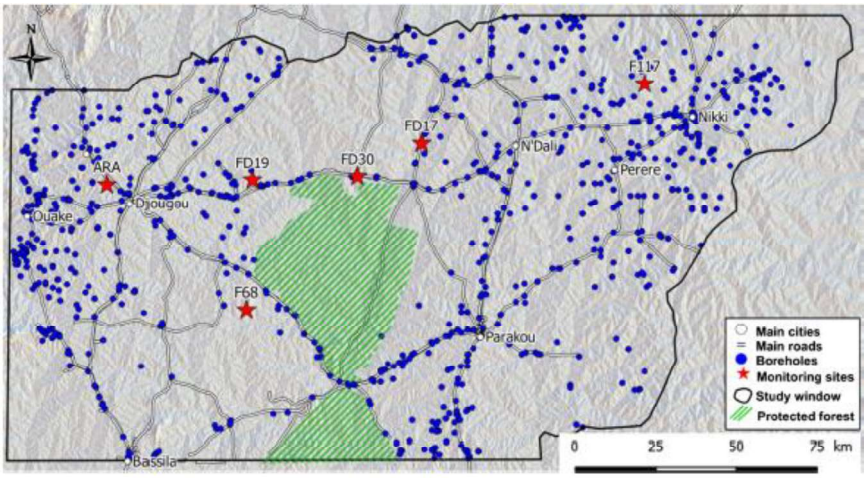


Figure V.1: Localisation des 3 162 forages existants en 2014 (BDI,) et des 6 sites expérimentaux de notre fenêtre d'étude.

- **Echelle multi-pays**

Pour évaluer la capacité des aquifères de socle Africain à amortir les changements, nous avons comparé nos résultats du Bénin avec le pouvoir tampon des aquifères du Burkina-Faso et de l'Ouganda, calculé par l'Equation V.1. Pour estimer les sorties $D + ETg$, nous avons analysé les relevés de niveau piézométrique sur 6 sites au Burkina-Faso, et 3 en Ouganda ; ajoutés aux 11 sites utilisés au Bénin, le total des analyses a donc porté sur 20 sites répartis dans 3 pays (Tableau II.2, Figure V.2).

Les estimations de pouvoir tampon des aquifères ainsi obtenues dans les différents pays ont ensuite été comparées entre elles, et plusieurs hypothèses ont été émises et explorées afin de mieux comprendre les différences observées.

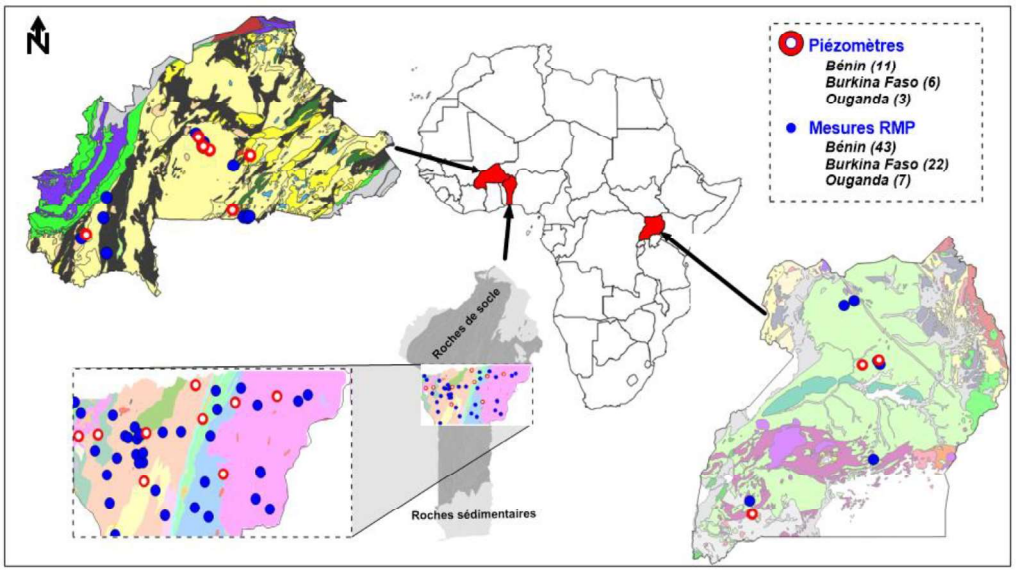


Figure V.2: Localisation des mesures RMP et des piézomètres dans la zone d'étude

V.1.2 Variation de stock, et relation pluie-recharge

Le pouvoir tampon des aquifère nous renseigne sur la capacité des réserves actuelles à faire face aux besoins et aux changements à venir ; cependant, les réserves elles-mêmes varient dans le temps si la balance entre entrées et sorties d'eau dans l'aquifère varie. Nous avons alors cherché à savoir comment la réserve en eau souterraine a évolué dans notre zone d'étude depuis le début de l'enregistrement piézométrique le plus long disponible (Natitingou), et nous nous sommes intéressés à la relation entre cette variation de stock d'eau souterraine et la pluie à l'échelle annuelle.

- **Variation de stock au Bénin**

Nous avons quantifié les variations de stock en faisant les bilans annuels des aquifères entre le 1er janvier et le 31 décembre de la même année, selon l'équation (V.4) :

$$Bilan_{annuel} = Sy \cdot (H_{1^{er}\ janvier} - H_{31\ décembre}) \qquad \text{(Eq. V.4)}$$

avec $H_{1^{er}\ janvier}$ et $H_{31\ décembre}$ le niveau d'eau au 1er janvier et au 31 décembre respectivement et Sy la porosité de drainage obtenue grâce à la RMP.

Le bilan annuel permet de mesurer le volume d'eau gagné (variation de stock positif) ou perdu (variation de stock négatif) de l'aquifère sur une année hydrogéologique (approchée par l'année calendaire au Bénin). Nous avons ensuite cherché si les variations de stock annuel observées pouvaient être expliquées par les variations de pluie annuelle.

- **Relations pluie-recharge en Afrique**

A une échelle plus large, nos estimations de la variation des stocks d'eau souterraine ont contribué à une étude menée à l'échelle du continent africain pour évaluer la résilience des ressources en eau souterraine face aux variations et aux changements climatiques. L'étude s'est attachée à mieux comprendre les processus qui contrôlent le renouvellement des réserves d'eau souterraine en fonction du climat, pour mieux estimer les impacts du changement climatique et ainsi proposer des stratégies d'adaptations appropriées. Elle s'est basée sur l'étude d'enregistrements de longues durées de niveaux d'eau souterraine et de pluie récoltés dans une large variété de climat, allant du très aride à l'humide. Les données issues de 9 pays Africains, dont le Bénin, ont ainsi été analysées conjointement pour mieux comprendre comment le renouvellement des réserves en eau souterraine répondait au climat et à la géologie.

V.2 Résultat et discussion

V.2.1 Pouvoir tampon

- **Echelle régionale : cas du Bénin**

Comme précédemment défini, le pouvoir tampon est le rapport entre la réserve d'eau souterraine et le somme de toutes les sorties de l'aquifère (équation (V.1)). La sortie naturelle $D + ETg$ est calculée à partir des variations de niveau d'eau qui ont été enregistrées sur les six (6) sites expérimentaux (Figure V.3) ; pour la période de novembre 2013 à mai 2014, $D + ETg = 0.54 mm / j \pm 0.25 mm$ en moyenne. Bien que notre estimation repose sur un nombre limité d'observations, elle est conforme aux résultats de Séguis *et al.* (2011) qui ont obtenu une valeur de 0.5 mm / j à partir d'un jeu de données plus importants (24 puits situés dans trois bassins versant de notre fenêtre d'étude). Ainsi, la vidange moyenne annuelle estimée dans la fenêtre d'étude est le double de celle observée sur une période de 6 mois $D + ETg$ = 108 mm / an ± 58 mm.

Le prélèvement anthropique E calculé en multipliant le nombre de points d'eau en fonctionnement par le volume moyen d'eau souterraine extraite de chaque point d'eau, est de 7.5 m^3 / j. Notre estimation est conforme à celle de Kamagaté *et al.* (2007), qui ont évalué la consommation d'eau dans six (6) villages situés dans notre zone d'étude. De plus, le débit maximum pouvant être pompé avec les pompes à main installées est d'environ 1 m^3 / h, limitant ainsi le volume maximum d'eau pompée à environ 8 m^3 / j. Considérant que la production journalière d'un point d'eau varie de 5 à 7.5 m^3 / j, le prélèvement anthropique annuel total sur notre fenêtre d'étude varie de 0.27 à 0.41 l / m^2 / an, soit E = 0.34 mm / an ± 0.07 mm. Cette estimation est proche de celle de Koïta *et al.* (2018) qui ont estimé le prélèvement anthropique à 0.42 mm sur le site de Sanon au Burkina Faso.

Enfin, nous avons calculé le pouvoir tampon à partir de l'équation. (V.1). En utilisant les valeurs maximales et minimales de la réserve, de ETg et de E, nous obtenons 2.2 ans < P_t 10 ans ou P_t = 6 ans ± 47 mois.

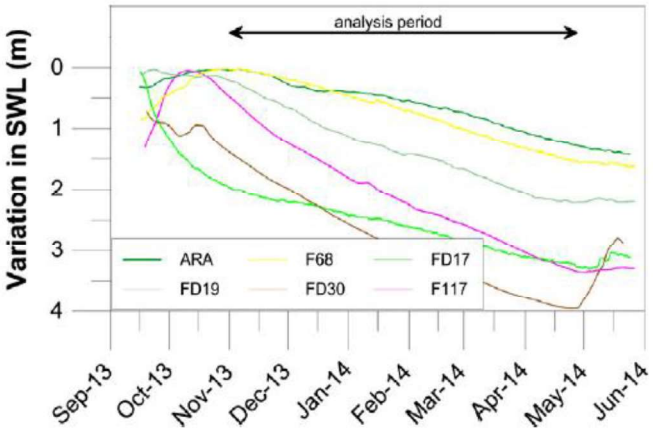


Figure V.3: Récession du niveau statique (SWL) enregistré sur les 6 sites expérimentaux pendant un cycle hydrologique).

En moyenne, notre estimation de la réserve en eau souterraine dans les roches de socle du Bénin correspond à environ la moitié de la pluviosité annuelle moyenne, et notre estimation du pouvoir tampon actuelle est de P_t = 6 ans ± 47 mois. En supposant que le prélèvement anthropique E augmente d'un facteur 4 (i.e. une population qui double entre 2010 et 2030 (Guengant, 2011) et des usages domestiques d'eau qui augmente), les prélèvements anthropiques resteront très faibles comparés aux sorties naturelles, puisque $0.34mm \cdot 4 \ll 108mm \Rightarrow E \ll ETg$.

Ces résultats sont très novateurs car ils présentent une première estimation de la capacité des aquifères de socle du Bénin à répondre aux demandes de la population, et à amortir des changements. Ils ont ainsi été publiés dans une revue de rang A :

Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

- **Echelle multi-pays**

En utilisant les sorties naturelles $D+ETg$ calculées à partir des variations de niveau d'eau enregistrées sur une durée moyenne de 9.2 ans dans 20 piézomètres répartis dans les trois pays africains concernés par notre étude (Tableau II.2), le P_t varie de 1.8 à 22.1 ans (Tableau V.1). Quatre-vingts pour cent (80%) des valeurs se situent entre 2 et 16 ans avec une valeur médiane de 7 ans ± 18 mois (Figure V.4A). On note des variations importantes lorsqu'on compare le pouvoir tampon des aquifères de socle d'un pays à un autre. Le P_t médian des aquifères de socle du Burkina Faso est 1.2 fois supérieur à celui de l'Ouganda, et 2.6 fois à celui du Bénin (Figure V.4B et Tableau).

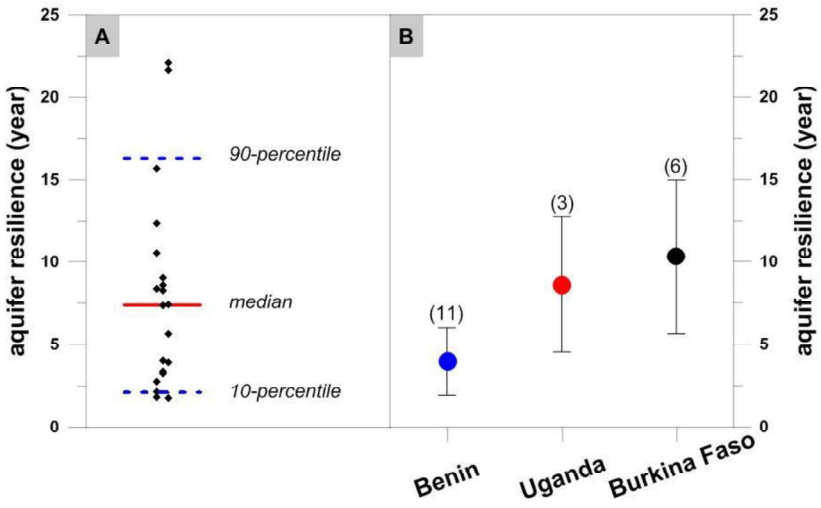


Figure V.4: Pouvoir tampon des aquifères. A : Percentile. B : Variation du pouvoir tampon en fonction des pays. Les points sont les médianes et les barres d'erreurs sont les écarts moyens (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

Tableau V.1: Réserve, vidange et pouvoir tampon (Lawson, F.M.A. et al., 2016b)

Country	Réserve (mm)			Vidange (mm)			Pouvoir tampon (an)		
	10ième Percentile	Médiane	90ième Percentile	10ième Percentile	Médiane	90ième Percentile	10ième Percentile	Médiane	90ième Percentile
Benin	172	484	918	41	97	235	2.1	3.9	9.1
Burkina Faso	166	499	930	11	49	89	4.6	10.3	21.9
Uganda	342	752	885	53	65	111	6.3	9	14.3

Les différences importantes des pouvoirs tampon des aquifères des 3 pays s'expliquent clairement par des différences dans les vidanges des aquifères : considérant les deux extrêmes que sont le Bénin et le Burkina Faso (P_t médian de 3.9 et de 10.3 respectivement), les réserves en eau souterraine sont très proches (valeur médiane de 484 et 499 respectivement section IV.2.1), alors que les vidanges (i.e. sorties naturelles) sont très différentes (97 et 49 respectivement, Tableau V.1). La Figure (V.5A) indique que la vidange médiane dans le socle du Burkina Faso est en effet 3.5 fois inférieures à celles du Bénin.

Pour comprendre pourquoi les vidanges des aquifères de socle des 3 pays africains sont si différentes (Figure V.5A), nous les avons comparées aux niveaux statiques médians mesurés dans les 20 piézomètres considérés dans cette étude : on remarque que les vidanges sont d'autant moins importantes que les niveaux statiques sont profonds (Figure V.5B). Cette observation sur la profondeur des niveaux statiques est confirmée par l'analyse statistique de 2 126 et 13 114 mesures effectués respectivement dans les zones de socle du Bénin et du Burkina Faso. Nous constatons que soixante-dix pour cent (70%) des niveaux statiques mesurés au Bénin sont inférieurs à 10 m, tandis que seulement trente-cinq pour cent (35%) des niveaux statiques mesurés au Burkina Faso sont inférieurs à cette profondeur de 10 m (Figure V.6).

Le pouvoir tampon des aquifères de socle dans les pays concernés par cette étude semblent donc contrôlé par la vidange de l'aquifère qui dépend elle-même de la profondeur du niveau statique. Cette observation indique que le paramètre principal contrôlant la vidange de l'aquifère est probablement l' ETg qui diminue avec la profondeur car la densité racinaire des plantes et arbre diminue également (Canadell *et al.*, 1996, Figure V.7).

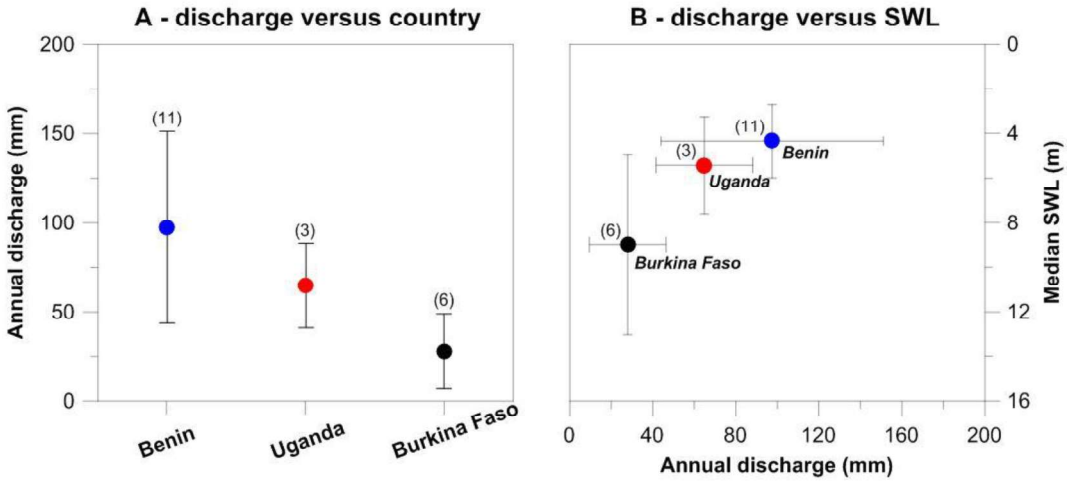


Figure V.5: Compréhension de la vidange des aquifères. A : vidange en fonction des pays. B : évolution de la vidange en fonction de la profondeur du niveau statique. Les points sont les médianes et les barres d'erreurs sont les écarts moyens (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

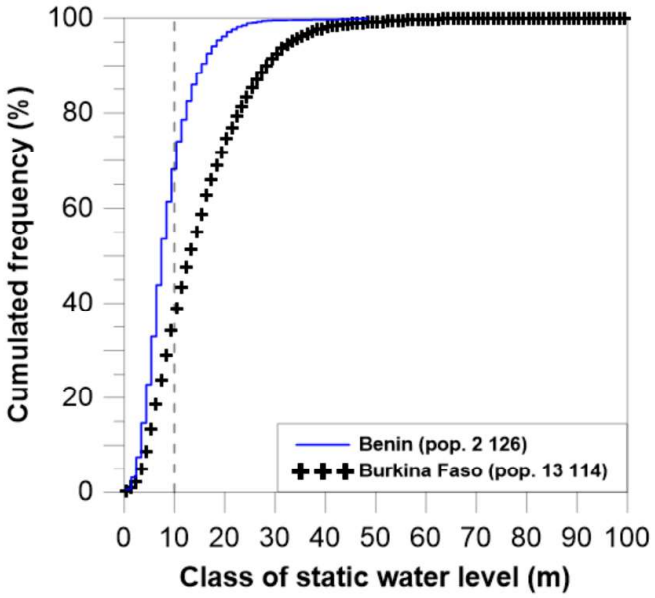


Figure V.6: Statistiques sur la profondeur du niveau statique au Bénin et au Burkina Faso (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

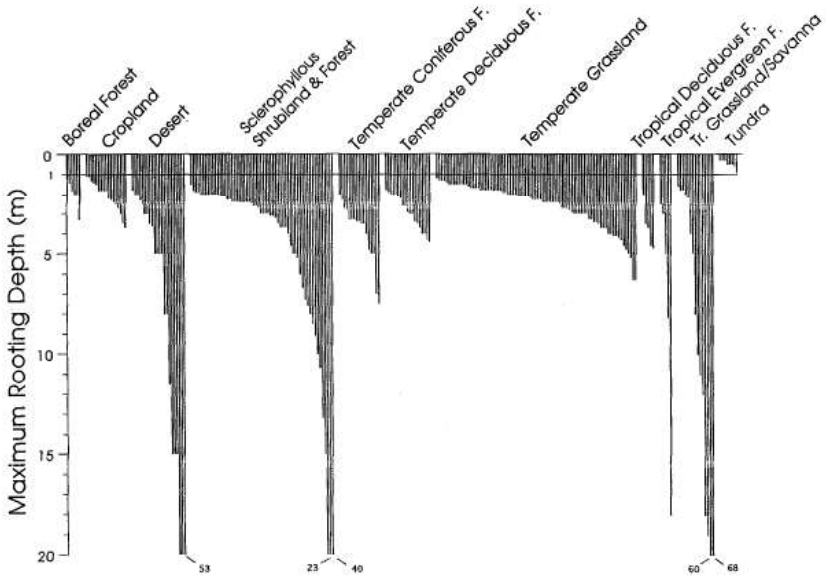


Figure V.7: Densité racinaire en fonction de la profondeur dans différents types de couvert végétale. (Canadell et al., 1996)

- **Signification pratique du pouvoir tampon**

Le pouvoir tampon informe sur la capacité de la réserve en eau souterraine actuelle à répondre aux besoins actuels et futurs. Il s'agit donc d'une information importante pour tout décideur et tout gestionnaire de système d'alimentation en eau basé sur l'utilisation des eaux souterraines. Par exemple, si nous considérons la médiane des 3 pays, la réserve actuelle (i.e. environ 500 mm) qui alimente la somme des sorties naturelles (i.e. environ 70 mm/an) peut également couvrir des demandes anthropiques. La première demande est celle de l'eau domestique (estimée précédemment à 0,34 mm / an au Bénin (J. M. Vouillamoz *et al.*, 2015), et projeté sur 10 ans à 4 fois 0,34 mm / an), la seconde pourrait être celle de l'eau pour l'irrigation (égale à 700 mm / an d'après Altchenko and Villholth, 2015), et la troisième serait une demande en eau pour une irrigation complémentaire de 2 mois destinée à compenser l'arrivée tardive de la mousson (estimée à 116 mm d'après l'estimation annuelle d'Altchenko and Villholth, 2015).
Le calcul du pouvoir tampon pour les 3 type de demande est illustrée Figure V.8. Pour la demande en eau domestique, le pouvoir tampon moyen pour les 3 pays est 7 ans ± 18 mois. Cela indique qu'une augmentation des débits de pompage pour répondre aux besoins en eau domestique de la population africaine croissante pourra être amorti par les aquifères de socle sur une décennie environ. Concernant la demande d'eau d'irrigation complémentaire pour palier à une retard dans l'arrivée de la mousson, les réserves en eau souterraines actuelles peuvent de fournir de l'eau pendant 2 à 3 ans, et permettent donc d'amortir ces changements à l'échelle

interannuelle. Dans un scénario de sécheresse où il ne pleut plus pendant plusieurs année, entrainant l'assèchement des cours d'eau et faisant ainsi de l'eau souterraine la seule ressource disponible pour l'irrigation, le stockage ne permettra pas d'irriguer les cultures pendant une année.

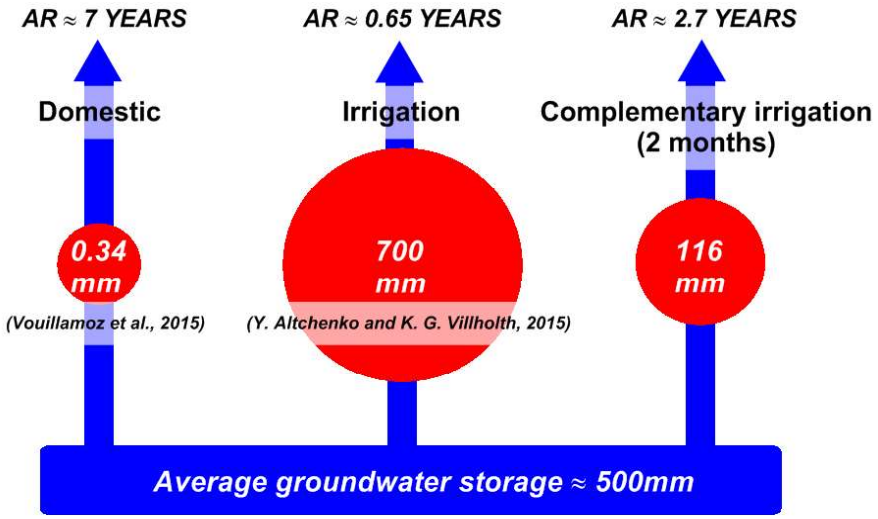


Figure V.8: Signification du pouvoir tampon des aquifères (Lawson, F.M.A. et al., 2016b).

V.2.2 Variation de stock, et relation pluie-recharge

- **Variation de stock au Bénin**

L'enregistrement piézométrique le plus long disponible dans notre zone d'étude est celui du site de Natitingou (Figure V.9) qui présente une forte saisonnalité avec des fluctuations annuelles pouvant aller jusqu'à 10 m. Nous avons utilisé l'équation (V.4) pour calculer le bilan annuel et ainsi savoir comment la réserve en eau souterraine a évoluée depuis le début de l'enregistrement.

On observe une relation entre le bilan annuel de la réserve en eau souterraine et la pluie annuelle (Figure V.10). Les variations du stock d'eau souterraine sont fortement corrélées aux précipitations à Natitingou (coefficient de corrélation de 0.96). Lorsque les précipitations annuelles sont inférieures à la valeur moyenne, la réserve en eau souterraine diminue (le bilan annuel du stock est négatif) ; au contraire lorsque la pluviométrie annuelle est supérieure à la moyenne, la réserve en eau souterraine augmente (le bilan annuel du stock est positif).

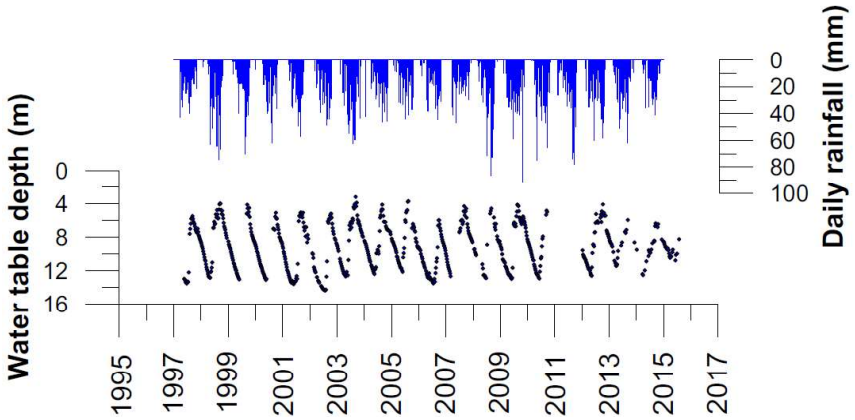


Figure V.9: Fluctuation du niveau d'eau souterraine et de la pluie sur le site de Natitingou (Bénin).

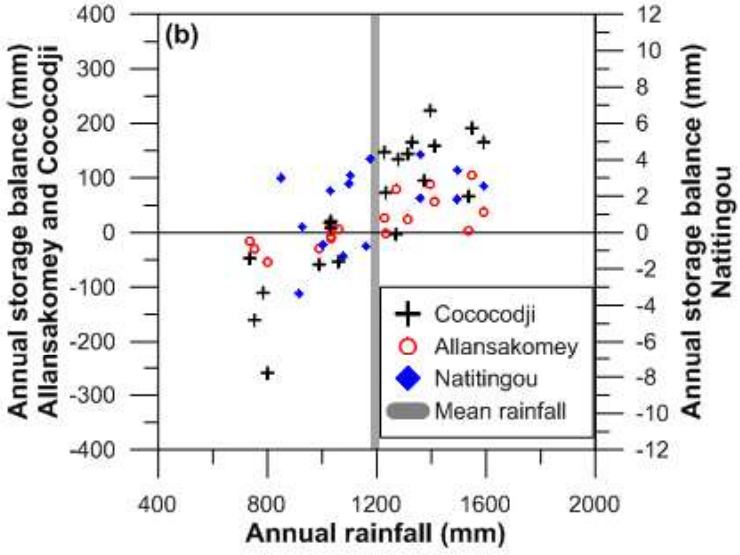


Figure V.10: Relation entre la pluie et la variation du stock annuel sur le site de Natitingou (Bénin).

- **Relations pluie-recharge en Afrique**

Nos estimations de la variation des stocks d'eau souterraine ont contribué à une étude menée à l'échelle du continent africain pour évaluer la résilience des ressources en eau souterraine face aux variations et aux changements climatiques. Les données issues de 9 pays Africains, dont le Bénin, ont été analysées conjointement pour mieux comprendre comment le renouvellement des réserves en eau souterraine répondait au climat et à la géologie. Cette étude s'est basée sur des enregistrements multi décadaire de niveaux d'eau souterraine et de pluie récoltés dans une large variété de climat, allant du très aride à l'humide (Figure V.11).

Selon cette étude, le climat joue un rôle majeur dans le renouvellement des stocks d'eau souterraine. Ce travail indique que dans les zones humides comme au Bénin, l'eau souterraine est renouvelée essentiellement par l'eau de pluie qui s'infiltre directement depuis la surface du sol. Dans les zones arides au contraire, le renouvellement de l'eau souterraine se fait généralement depuis des infiltrations localisées sous les cours d'eau temporaires et les marres des bas-fonds. La géologie joue également un rôle dans les volumes d'eau renouvelée. Par exemple au Bénin, pour un volume de pluie annuelle peu différent sur le socle de Natitingou et sur les sables de Cococodji, le volume d'eau souterraine renouvelée annuellement est presque 8 fois plus faible dans le socle (Kotchoni *et al.*, 2018). Cette meilleure compréhension des processus qui contrôlent le renouvellement des stocks d'eau souterraine est d'une grande importance pour mieux estimer les impacts du changement climatique et ainsi élaborer des stratégies d'adaptations appropriées.

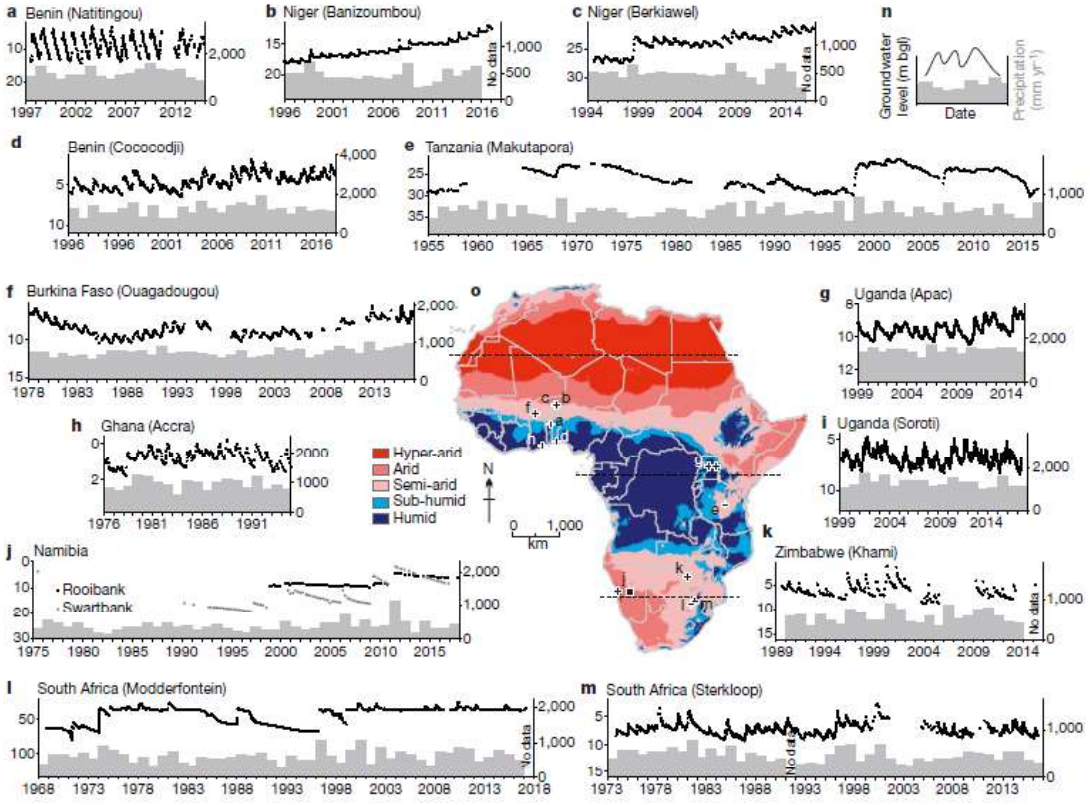


Figure V.11: Enregistrements à long terme de niveaux d'eau souterraine et de précipitations dans un contexte d'aridité variable en Afrique subsaharienne. Les lignes noires ou grises sont les niveaux d'eau souterraine et les barres grises représentent les valeurs de précipitation.

V.3 Conclusion du chapitre V

Dans ce chapitre, nous avons estimé à une échelle régionale (au Bénin) et à une échelle multi-pays (Bénin, Burkina-Faso et Ouganda) les réserves en eau souterraine disponibles actuellement dans les aquifères de socle. À l'échelle régionale au Bénin, nous avons estimé les sorties naturelles à 108 mm / an ± 58 mm et les prélèvements anthropiques actuels à 0.34 mm / an ± 0.07 mm. La comparaison de ces deux termes indique qu'une augmentation significative des prélèvements anthropiques due à l'augmentation de la population n'affectera pas les réserves en eau souterraine comme le ferait une intensification de l'évapotranspiration suite à un changement d'occupation des sols par exemple. La capacité de ces réserves à amortir les éventuels changements (pouvoir tampon des aquifères) a été calculé à 6 ans ± 47 mois.

À l'échelle multi-pays, nous avons montré avons que les aquifères de socle Africain ont la capacité d'alimenter les sortie naturelles (évapotranspiration et drainage profond) sur des périodes très différentes en fonction des pays : le pouvoir tampon médian au Burkina Faso est 1.2 fois supérieur à celui de l'Ouganda et 2.6 fois à celui du Bénin (10.3, 9 et 3.9 ans respectivement). Cette différence dans les pouvoirs tampon s'explique par des différences dans la vidange qui est elle-même liée à la profondeur du niveau statique : plus le niveau statique est profond, plus la vidange est faible et plus le pouvoir tampon est important.

Ensuite, nous avons montré comment les variations des réserves en eau souterraine au cours des 20 dernières années dans le socle du Bénin (Natitingou) pouvaient être expliquées par les variations pluviométriques. Enfin, nous avons montré à travers une étude panafricaine comment le renouvellement des stocks d'eau souterraine est lié au climat, et permet d'évaluer la résilience des ressources en eau souterraine du continent Africain face aux variations et aux changements climatiques.

Au total, les résultats de ce chapitre ont fait l'objet de 3 publications de rang A :

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, **Lawson, F.M.A.**, Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Vouillamoz, J. M., **Lawson, F.M.A.**, 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

Les résultats ont également été présentés à 2 colloques internationaux avec 2 présentations orales :

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society": 60 years of IAH» Montpellier, September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Présenté à la conférence « Groundwater in Fractured Bedrock Environments: Managing Catchment and Subsurface Resources », Queen's University, Belfast, Northern Ireland, Juin 2016.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE DU CHAPITRE IV

Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. Journal of African Earth Sciences 59, 168–184.

Alle, I.C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, A.C., 2018. Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. Journal of African Earth Sciences 139, 341–353.

Altchenko, Y., Villholth, K.G., 2015. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa–a quantitative hydrological approach. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 19, 1055–1067.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surface Geophysics 3, 267–274.

Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent Limitations of Hydraulic Tomography. Groundwater 48, 809–824. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.-M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology journal 17, 1805–1815.

British Geological Survey, 2011. Africa Groundwater Atlas | British Geological Survey (BGS) [WWW Document]. URL https://www.bgs.ac.uk/research/groundwater/international/africaGwAtlas.html (accessed 10.16.19).

Calow, R.C., MacDonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Groundwater 48, 246–256.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.B., Mooney, H.A., Sala, O.E., Schulze, E.-D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583–595.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, Lawson, F.M.A., Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology; groundwater hydrology for engineers.

D'Hose, N., 2000. Proton in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules." Paris 442–449.

Gaye, C.B., Tindimugaya, C., 2019. Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeol J 27, 1099–1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Guengant, J.-P., 2011. Comment bénéficier du dividende démographique ? : la démographie au centre des trajectoires de développement dans les pays de l'UMEOA ainsi qu'en Guinée, au Ghana, en Mauritanie et au Nigéria : synthèse régionale. AFD, Paris.

Gunther, H., 1998. NMR spectroscopy, pp. 581, John Wiley & Sons, Inc., New York. [WWW Document], 1998.

GW·MATE, 2011. Appropriate Groundwater Management Policy for Sub-Saharan Africa - in face of demographic pressure and climatic variability [WWW Document]. ResearchGate. URL https://www.researchgate.net/publication/284454169_Appropriate_Groundwater_Management_Policy_for_Sub-Saharan_Africa_-_in_face_of_demographic_pressure_and_climatic_variability (accessed 6.24.19).

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophysical Journal International 194, 737–750.

Hertrich, M., Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. Journal of Applied Geophysics 50, 179–191.

https://fr.climate-data.org/, n.d. Les données climatiques pour les villes du monde entier - Climate-Data.org [WWW Document]. URL https://fr.climate-data.org/ (accessed 9.24.19).

INSAE, 2018. Évolution de la population au Bénin [WWW Document]. URL https://www.insae-bj.org/statistiques/indicateurs-recents/43-population (accessed 9.17.19).

JMP, 2017. JMP: ANNUAL REPORT WHO/UNICEF Joint Monitoring Programme for Water Supply, Sanitation and Hygiene. New York: United Nations Children's Fund (UNICEF) and World Health Organization.

Koïta, M., Yonli, H.F., Soro, D.D., Dara, A.E., Vouillamoz, J.-M., 2018. Groundwater Storage Change Estimation Using Combination of Hydrogeophysical and Groundwater Table Fluctuation Methods in Hard Rock Aquifers. Resources 7, 5. https://doi.org/10.3390/resources7010005

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., 2016b. Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society: 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., 2016a. Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Presented at Groundwater in Fractured Bedrock Environments: "Managing Catchment and Subsurface Resources" - Queen's University, Belfast, Northern Ireland, June 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Legchenko, A., Yalo, N., 2016c. Efficiency of Magnetic Resonance Sounding to characterize hydrogeological properties of weathered hard rock aquifers. Presented at the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society: 60 years of IAH"/Montpellier-September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Presented at « les Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon 35.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., 2007. MRS measurements and inversion in presence of EM noise. Boletín Geológico y Minero 118, 489–508.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Groundwater 42, 363–373.

Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., Bernard, J., 1997b. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173–190.

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. Journal of Applied Geophysics, Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Valla, P., 2002d. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3–19.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. Geophysics.

Legchenko, A.V., Shushakov, O.A., 1998a. Inversion of surface NMR data. Geophysics 63, 75–84.

Lévy-Leblond, J.M., 2000. Spin in "Dictionnaire de la Physique Atomes et Particules."

Louan, O.B., Tanina, A.S., Gabriel, E., Kouassi, A.E., Oga, M.S., Biémi, J., Douampo, A., 2015. Productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Synthèse : Revue des Sciences et de la Technologie 30, 76–90.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. Journal of Hydrology 283, 19–40. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00170-7

Lubczynski, M.W., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological system parameterization and modeling. Boletin Geologico y Minero 118, 509–530.
MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters 7, 024009.
Marmet, E., Tabbagh, A., 2001. Les propriétés magnétiques des sols : origine, caractéristiques et perspectives pour l'étude de l'évolution des paysages, in 3ème Colloque GEOFCAN, edited by INRA, pp. 21-24, Orléans, France.
Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resources Research 33, 1397–1407.
Pison, G., 2017. Afrique : ce choc démographique annoncé [WWW Document]. Le Point. URL https://www.lepoint.fr/afrique/afrique-ce-choc-demographique-annonce-20-09-2017-2158490_3826.php (accessed 6.27.19).
Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. Journal of Applied Geophysics 66, 128–139.
Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. Journal of applied geophysics 50, 123–127.
Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeology Journal 17, 589–600.
Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surface Geophysics 9, 211–224.
Shahin, M., 2002. Groundwater resources of Africa. Hydrology and Water Resources of Africa 509–563.
Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated-unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resources Research 43.
Taylor, R., Howard, K., 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology Journal 8, 279–294.
Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrological sciences journal 54, 655–664.
Thébault, E., Finlay, C.C., Beggan, C.D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., Canet, E., Chambodut, A., Chulliat, A., Coïsson, P., Civet, F., Du, A., Fournier, A., Fratter, I., Gillet, N., Hamilton, B., Hamoudi, M., Hulot, G., Jager, T., Korte, M., Kuang, W., Lalanne, X., Langlais, B., Léger, J.-M., Lesur, V., Lowes, F.J., Macmillan, S., Mandea, M., Manoj, C., Maus, S., Olsen, N., Petrov, V., Ridley, V., Rother, M., Sabaka, T.J., Saturnino, D., Schachtschneider, R., Sirol, O., Tangborn, A., Thomson, A., Tøffner-Clausen, L., Vigneron, P., Wardinski, I., Zvereva, T., 2015. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space 67. https://doi.org/Thébault, Erwan; Finlay, Christopher C; Beggan, Ciaran D.; Alken, Patrick; Aubert, Julien; Barrois, Olivier; Bertrand, Francois; Bondar, Tatiana; Boness, Axel; Brocco, Laura; Canet, Elisabeth; Chambodut, Aude; Chulliat, Arnaud; Coïsson, Pierdavide; Civet, François; Du, Aimin; Fournier, Alexandre; Fratter, Isabelle; Gillet, Nicolas; Hamilton, Brian; Hamoudi, Mohamed; Hulot, Gauthier; Jager, Thomas; Korte, Monika; Kuang, Weijia; Lalanne, Xavier; Langlais, Benoit; Léger, Jean-Michel; Lesur, Vincent; Lowes, Frank J; Macmillan, Susan; Mandea, Mioara; Manoj, Chandrasekharan; Maus, Stefan; Olsen, Nils; Petrov, Valeriy; Ridley, Victoria; Rother, Martin; Sabaka, Terence J; Saturnino, Diana; Schachtschneider, Reyko; Sirol, Olivier; Tangborn, Andrew; Thomson, Alan;

Tøffner-Clausen, Lars; Vigneron, Pierre; Wardinski, Ingo; Zvereva, Tatiana. 2015 International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67 (79). https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9 <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>

Thiéblemont D. (édit) et al., 2016. Carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1/10M, CCGM-BRGM.

TOSSOU, Y.Y.J., 2016. Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest) - Recherche Google.

UN, 2015. La population [WWW Document]. URL https://www.un.org/fr/sections/issues-depth/population/index.html (accessed 6.27.19).

UNEP, 2008. Africa: atlas of our changing environment.

UNICEF, 2017. Génération 2030 : rapport sur la croissance démographique en Afrique [WWW Document]. UNICEF France. URL https://www.unicef.fr/contenu/espace-medias/generation-2030-rapport-sur-la-croissance-demographique-en-afrique (accessed 6.28.19).

UNICEF, 2016. Rapport annuel 2016 de l'UNICEF [WWW Document]. UNICEF. URL https://www.unicef.org/french/publications/index_96412.html (accessed 6.25.19).

Vouillamoz, J.M., 2018. Comment améliorer l'accès à l'eau et quantifier la ressource en eau souterraine : exemple d'une recherche au service des acteurs du développement au Bénin. 2ème école d'été des Objectifs de Développement Durable (ODD).

Vouillamoz, J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Paris 11.

Vouillamoz, J.M, Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassier, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation. A case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67–81.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005b. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics 64, 99–108. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J. M., Lawson, F.M.A., 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014. Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Presented at the 9th GEOFCAN conference held at Université de Paris Sud.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., 2015a. Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Presented at

« Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon P 101.
Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surface Geophysics 9, 135–144.
Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. Journal of Hydrology 458, 51–58.
Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015b. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.
Weichman, P.B., Lavely, E.M., Ritzwoller, M.H., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. Physical Review E 62, 1290.
WHO | UNICEF-WHO-The World Bank: Joint child malnutrition estimates - Levels and trends [WWW Document], 2019. WHO. URL http://www.who.int/nutgrowthdb/estimates/en/ (accessed 9.22.19).
Wright, E.P., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications 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, 21–34.
Xu, Y., Beekman, H.E., 2019. Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. Hydrogeol J 27, 929–943. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8
Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to Change the Way We Collect and Analyze Data for Aquifer Characterization. Groundwater 45, 116–118. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00292.x

Au total, les résultats de ce travail ont fait l'objet de 6 publications de rang A :

Cuthbert, M.O., Taylor, R.G., Favreau, G., Todd, M., Shamsudduha, M., Villholth, K.G., MacDonald, A., Scanlon, B.R., Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.M, **Lawson, F.M.A.**, Philippe, A.A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J.P.R., Girma, Y.E., Owor, M., Nyenje, P.M., Nazoumou, Y., Goni, I., Boukari, I.O., Sibanda, T., Ascott, M.J., Macdonald, D.M.J., Agyekum, W., Koussoubé, Y., Wanke, H., Hyungjun, K., Yoshihide, W., Lo, M.-H., Taikan, O., Kukuric, N., 2019. Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature 572, 230–234.

Kotchoni, D.O.V., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Adjomayi, P., Boukari, M., Taylor, R.G., 2019. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid

Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. Hydrogeology Journal 27, 447–457. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

Legchenko, A., Comte, J.-C., Ofterdinger, U., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Walsh, J., 2017. Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion. Journal of Applied Geophysics 144, 28–36. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.06.010.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.-M., **Lawson, F.M.A.**, Alle, C., Descloitres, M., Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field. GEOPHYSICS 81, WB23–WB31. https://doi.org/10.1190/geo2015-0474.1

Vouillamoz, J. M., **Lawson, F.M.A.**, 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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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. Journal of Applied Geophysics 107, 16–24. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012

Les résultats ont également été présentés à 5 colloques internationaux avec 2 présentations orales et 1 poster :

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society": 60 years of IAH» Montpellier, September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M, Koïta, M., Soro, D.D., Yalo, N., Owor, M., Okullo, J., Groundwater reserve and aquifer buffer capacity in weathered hard rocks of Africa: comparison of results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda. Présenté à la conférence AIH: « the 43rd IAH International Congress "Groundwater and society": 60 years of IAH» Montpellier, September 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Is Magnetic Resonance Sounding efficient to characterize hydrogeological properties of bed rock aquifers? Présenté à la conférence

« Groundwater in Fractured Bedrock Environments: Managing Catchment and Subsurface Resources », Queen's University, Belfast, Northern Ireland, Juin 2016.

Lawson, F.M.A., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Descloitres, M., Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin. Présenté à la conférence de l'AIH « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon, juin 2015, p. 35.

Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, Yalo, N., Descloitres, M., Quantifying specific yield in hard rock aquifers of Benin with the use of magnetic resonance sounding. Présenté au 9th colloque GEOFCAN, Université de Paris Sud, Orsay, Novembre 2014.

Vouillamoz, J.M., **Lawson, F.M.A.**, Yalo, N., Koïta, M., Owor, M., Okullo, J., Tindimungaya, C., Quantifying groundwater storage in African hard rock aquifers: comparison of the first results obtained in Benin, Burkina Faso and Uganda (Poster). Presented at « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-s/Yon juin 2015, La Roche sur Yon, Juin 2015 p. 101.

CONCLUSION GENERALE

Pour atteindre la cible 6.1 des ODD, les eaux souterraines ont sans aucun doute un important rôle à jouer. Il en est ainsi du fait des nombreux avantages qu'elles présentent pour l'approvisionnement en eau des populations : les eaux souterraines sont spatialement mieux réparties que les eaux de surface et constituent les seules sources d'eau pérennes à l'échelle annuelle. De plus, leur mobilisation est généralement peu couteuse, et même si elles peuvent parfois présenter des problèmes de qualité spécifiques (teneurs en fluor ou en arsenic trop élevées pour la consommation humaine), les eaux souterraines sont moins vulnérables aux pollutions de surface. Néanmoins leur mobilisation n'est pas toujours aisée, surtout dans les régions de roches de socle où les problèmes de connaissance et de mobilisation des eaux souterraines sont plus accrus du fait de la complexité du milieu. Ces régions de socle occupent une part importante (40%) de la superficie du continent Africain, et il y est statistiquement rare de réaliser des forages ayant des débits élevés. De plus ces débits ne sont souvent pas pérennes, ce qui rend difficile l'alimentation d'une importante part de la population Africaine qui, de plus, croit régulièrement.

Face à ce constat, une solution durable serait de pouvoir réaliser, sans investissement supplémentaire, plus de points d'eau qu'auparavant pour significativement améliorer le taux de couverture malgré l'augmentation des besoins. Cette solution passera sans aucun doute par une amélioration des connaissances liées aux eaux souterraines en milieu de socle afin de faciliter d'une part leur mobilisation, et d'autre part leur exploitation durable au regard de leur renouvellement et des changements futurs.

De par sa capacité à mesurer des signaux émis par la molécule d'eau elle-même, la méthode géophysique dite de Résonance Magnétique Protonique (RMP) présente le potentiel théorique pour améliorer notre connaissance des aquifères. Mais cette méthode rencontre des difficultés dans sa mise en œuvre qui sont particulières à la zone intertropicale africaine, et notre travail a dû les surmonter.

Ainsi, afin d'assurer la qualité des mesures RMP et les résultats de leur interprétation, nous avons d'abord développé une méthodologie de mise en œuvre de la méthode, adaptée au contexte de socle de la zone intertropicale africaine. Pour ce faire, il faut que les mesures RMP soient réalisées en matinée, au moment où le bruit électromagnétique naturel de la zone intertropicale est minimum. De plus, les variations temporelles du champ géomagnétiques doivent être prises en compte pour éviter des résultats erronés. Nous avons également montré

comment analyser l'incertitude liée à l'inversion des données RMP à travers l'évaluation de l'ensemble des solutions équivalentes. Enfin, nos travaux de modélisation ont montré que la couche fracturée stratiforme n'est pas bien résolue par la RMP, et qu'il est plus indiqué d'interpréter les sondages RMP réalisés en zone de socle africaine avec un modèle monocouche donnant les propriétés intégrées de l'aquifère.

Nous avons alors mis en œuvre cette méthodologie sur 72 sites où nous avons réalisé des sondages RMP dans trois pays de socle en Afrique. Ainsi, nous avons pu estimer à une échelle régionale au Bénin, puis à une échelle multi-pays (Bénin, Burkina Faso et Ouganda), les réserves en eau souterraines disponible dans les aquifères de socle étudiés, ainsi que leur variation dans le temps. Nous avons également établi des relations permettant d'estimer le débit théorique qui peut être pompés de l'aquifère, ceci avant la réalisation du forage. Ces informations permettront de réaliser des forages ayant des débits et des réserves suffisant pour alimenter plus de gens dans les zones de socle.

En comparant ces réserves quantifiées à différents besoins en eau, nous avons pu estimer la capacité des aquifères de socle à amortir d'éventuels changements dans trois pays en Afrique. Par exemple, dans un scénario de sécheresse prononcé durant plusieurs années, les aquifères de socle Africain ont la capacité d'alimenter les sorties naturelles sur une période de 7 ans ± 18 mois en moyenne. Le pouvoir tampon de ces aquifères dans les trois pays concernés par cette étude permet d'amortir des augmentations de prélèvement pour l'alimentation en eau domestique pendant une décennie environ, et pendant 2 à 3 ans pour des prélèvements destinés à l'irrigation complémentaire. La comparaison des pouvoirs tampon médians entre pays révèle cependant que celui du Burkina Faso est 1.2 fois supérieur à celui de l'Ouganda et 2.6 fois à celui du Bénin. Ces différences s'expliquent plus par la profondeur du niveau statique qui influe sur la vidange des aquifères, que par des différences dans les réserves.

Nos résultats ont contribué à une étude réalisée à une échelle plus large (9 pays Africains), qui a montré comment les variations des réserves en eau souterraine au cours des 20 dernières années pouvaient être expliquées par les variations pluviométriques. Cette étude indique que les processus de renouvellement des stocks d'eau souterraine ne sont pas les mêmes dans les différentes zones climatiques du continent.

PERSPECTIVES

A l'issu de nos travaux, des résultats pouvant servir aux acteurs du domaine de l'eau et contribuer à l'atteinte de la cible 6.1 des ODD ont été obtenus. Cependant, des travaux futurs pourraient être menés dans le but de confirmer ces résultats et de réduire les incertitudes qui y sont associées. Ainsi, il conviendra dans la suite de nos travaux, de mener les actions suivantes :

- Fonctions de transfert :

Les relations multi-pays établies dans le cadre de nos travaux pour estimer les propriétés hydrogéologiques à partir des mesures RMP sont des mis à jour de celles établies à une échelle régionale au Bénin. Il aurait été intéressant de pouvoir établir ces relations pour les régions de socle du Burkina Faso et l'Ouganda séparément afin de les comparer à celles du Bénin. Pour ce faire des sites expérimentaux supplémentaires au Burkina Faso et en Ouganda seront nécessaires. Aussi, comme évoqué dans la section II.1, des expérimentations dans d'autres pays africains comme le Ghana et le Burundi sont en cours, et il sera bien de pourvoir intégrer les donner de ces pays à ce travail pour consolider les fonctions de transferts RMP-pompage.

- Lien entre les réserves en eau souterraine et les faciès géologiques en zone de socle.

En section IV.2.1, nous avons mis en évidence le fait qu'en fonction des faciès géologiques du socle, les réserves en eau souterraines estimées ne sont pas les mêmes. Ces réserves semblent plus abondantes dans les régions dominées par les roches métamorphiques, et le sont moins dans les régions où prédominent les granites intrusifs et les roches volcano-sédimentaires. Mais le nombre de site appartenant à ces deux derniers groupes est très réduit (2 et 5 respectivement contre 65 pour les roches métamorphiques). Il est donc souhaitable de réaliser des mesures RMP supplémentaires dans les régions de socle dominées par les granites intrusifs et les roches volcano-sédimentaires pour confirmer l'existence du lien entre les réserves en eau souterraines et les faciès géologiques.

- Estimation du débit théorique

Pour estimer le débit théorique pouvant être exploité au niveau de chacun des 72 sites de mesure RMP répartis dans les trois pays, il a été nécessaire d'établir au préalable une relation liant le débit spécifique à la transmissivité locale obtenue par essai de pompage. Dans le cadre de ce travail, nous avons réalisé cette relation à partir uniquement de données d'essai de pompage réalisée en région de socle au Bénin. Afin de consolider ce travail, il serait intéressant d'intégrer

à l'approche, les données du Burkina Faso et d'Ouganda pour établir des relations entre le débit spécifique et la transmissivité propre à chaque pays, ou une relation multi-pays. Aussi, il serait intéressant d'intégrer à ce travail, les statistiques sur les débits instantanés mesurés en zone de socle en Ouganda pour les comparer aux débits théoriques comme nous l'avons fait pour le Bénin et le Burkina Faso.

ANNEXES

LETTER

https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7

Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa

Mark O. Cuthbert[1,2,3,4]*, Richard G. Taylor[1], Guillaume Favreau[5], Martin C. Todd[6], Mohammad Shamsudduha[1,7], Karen G. Villholth[8], Alan M. MacDonald[9], Bridget R. Scanlon[10], D. O. Valerie Kotchoni[11], Jean-Michel Vouillamoz[12], Fabrice M. A. Lawson[11], Philippe Armand Adjomayi[13], Japhet Kashaigili[14], David Seddon[1], James P. R. Sorensen[15], Girma Yimer Ebrahim[8], Michael Owor[16], Philip M. Nyenje[17], Yahaya Nazoumou[18], Ibrahim Goni[19], Boukari Issoufou Ousmane[18], Tenant Sibanda[20], Matthew J. Ascott[15], David M. J. Macdonald[15], William Agyekum[21], Youssouf Koussoubé[22], Heike Wanke[23,24], Hyungjun Kim[25], Yoshihide Wada[26], Min-Hui Lo[27], Taikan Oki[25,28] & Neno Kukuric[29]

Groundwater in sub-Saharan Africa supports livelihoods and poverty alleviation[1,2], maintains vital ecosystems, and strongly influences terrestrial water and energy budgets[3]. Yet the hydrological processes that govern groundwater recharge and sustainability—and their sensitivity to climatic variability—are poorly constrained[4,5]. Given the absence of firm observational constraints, it remains to be seen whether model-based projections of decreased water resources in dry parts of the region[4] are justified. Here we show, through analysis of multidecadal groundwater hydrographs across sub-Saharan Africa, that levels of aridity dictate the predominant recharge processes, whereas local hydrogeology influences the type and sensitivity of precipitation–recharge relationships. Recharge in some humid locations varies by as little as five per cent (by coefficient of variation) across a wide range of annual precipitation values. Other regions, by contrast, show roughly linear precipitation–recharge relationships, with precipitation thresholds (of roughly ten millimetres or less per day) governing the initiation of recharge. These thresholds tend to rise as aridity increases, and recharge in drylands is more episodic and increasingly dominated by focused recharge through losses from ephemeral overland flows. Extreme annual recharge is commonly associated with intense rainfall and flooding events, themselves often driven by large-scale climate controls. Intense precipitation, even during years of lower overall precipitation, produces some of the largest years of recharge in some dry subtropical locations. Our results therefore challenge the 'high certainty' consensus regarding decreasing water resources[4] in such regions of sub-Saharan Africa. The potential resilience of groundwater to climate variability in many areas that is revealed by these precipitation–recharge relationships is essential for informing reliable predictions of climate-change impacts and adaptation strategies.

Groundwater is a fundamental component of the global hydroclimatic system[3,5] and plays a central role in sustaining water supplies and livelihoods in sub-Saharan Africa, owing to its widespread availability[6], generally high quality, and intrinsic ability to buffer[7] the impacts of episodic drought and pronounced climate variability that characterize this region[1]. Groundwater in sub-Saharan Africa is poised to enable increased freshwater withdrawals as demand rises[8] and climate change increases variability in surface water resources. It is therefore essential to understand the renewability of groundwater under present and future climate. Groundwater levels and fluxes are governed by a dynamic interplay between recharge (replenishment of groundwater) and discharge (loss of groundwater to streams, lakes, oceans or atmosphere), with a variety of controls and types of feedback from climate, soils, geology, landcover and human abstraction[9]. It is notoriously difficult[10] to determine variations in recharge magnitudes over time and space and their relationship to climate, because direct, long-term observations of groundwater levels to inform such understanding in this region are sparse[11]. Regional water-security assessments have therefore relied heavily on large-scale hydrological models to derive estimates of potential groundwater resources across the continent[8], but these remain unvalidated by groundwater observations[5,12]. A robust, data-driven understanding of groundwater recharge—and, critically, its dependence on climate—is required to inform decision-making regarding water resources. Improved understanding of groundwater sensitivity to climate is also integral to understanding important interactions between hydrology, climate, ecology and humans across the region, both in the present day[13] and in the deeper past[14].

We address this challenge here by exploring relationships between precipitation and recharge across a diverse range of climatic and geological contexts in sub-Saharan Africa, using a unique archive of multidecadal, groundwater-level hydrographs (or time series). By applying a consistent methodology across the archive, we are able to characterize the observed climate–groundwater relations into indicative types, which each lead to implications for understanding climate-change impacts on groundwater systems and sustainable water management.

We contend that long-term (that is, decadal or longer) groundwater-level hydrographs, with little or known interference from human activities, offer the most direct way of assessing variations in groundwater storage and—through inversion using a water-table fluctuation (WTF) technique (see Methods)—of assessing the temporal sensitivity of groundwater recharge to climate variability. We have, therefore, collated new unpublished records and updated previously published records to evaluate recharge and relationships with climate using a

[1]Department of Geography, University College London, London, UK. [2]School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University, Cardiff, UK. [3]Connected Waters Initiative Research Centre, University of New South Wales, Sydney, Australia. [4]Water Research Institute, Cardiff University, Cardiff, UK. [5]Institut de Recherche pour le Développement, Niamey, Niger. [6]Department of Geography, University of Sussex, Falmer, UK. [7]Institute for Risk and Disaster Reduction, University College London, London, UK. [8]International Water Management Institute, Pretoria, South Africa. [9]British Geological Survey, Lyell Centre, Edinburgh, UK. [10]Bureau of Economic Geology, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, TX, USA. [11]Université d'Abomey-Calavi, Institut Nationale de l'Eau, Chaire Internationale de Physique Mathématique et Applications, Institut de Recherche pour le Développement, Cotonou, Benin. [12]Institut de Recherche pour le Développement, Université Grenoble Alpes, Centre Nationale de la Recherche Scientifique, Institut Polytechnique de Grenoble, Institut des Géosciences de l'Environnement, Grenoble, France. [13]Direction Générale de l'Eau, Cotonou, Benin. [14]Department of Forest Resources Assessment and Management, Sokoine University of Agriculture, Morogoro, Tanzania. [15]British Geological Survey, Maclean Building, Wallingford, UK. [16]Department of Geology and Petroleum Studies, Makerere University, Kampala, Uganda. [17]Department of Civil and Environmental Engineering, Makerere University, Kampala, Uganda. [18]Department of Geology, Université Abdou Moumouni, Niamey, Niger. [19]Department of Geology, University of Maiduguri, Maiduguri, Nigeria. [20]Cemex, Rugby, UK. [21]Water Research Institute, Accra, Ghana. [22]Département des Sciences de la Terre, Université Ouaga I Pr Joseph Ki-Zerbo, Ouagadougou, Burkina Faso. [23]Department of Geology, University of Namibia, Windhoek, Namibia. [24]Department of Geography and Environmental Management, University of the West of England, Bristol, UK. [25]Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Tokyo, Japan. [26]International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria. [27]Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei City, Taiwan. [28]Institute for Future Initiatives, The University of Tokyo, Tokyo, Japan. [29]International Groundwater Resources Assessment Centre, Delft, The Netherlands. *e-mail: cuthbertm2@cardiff.ac.uk

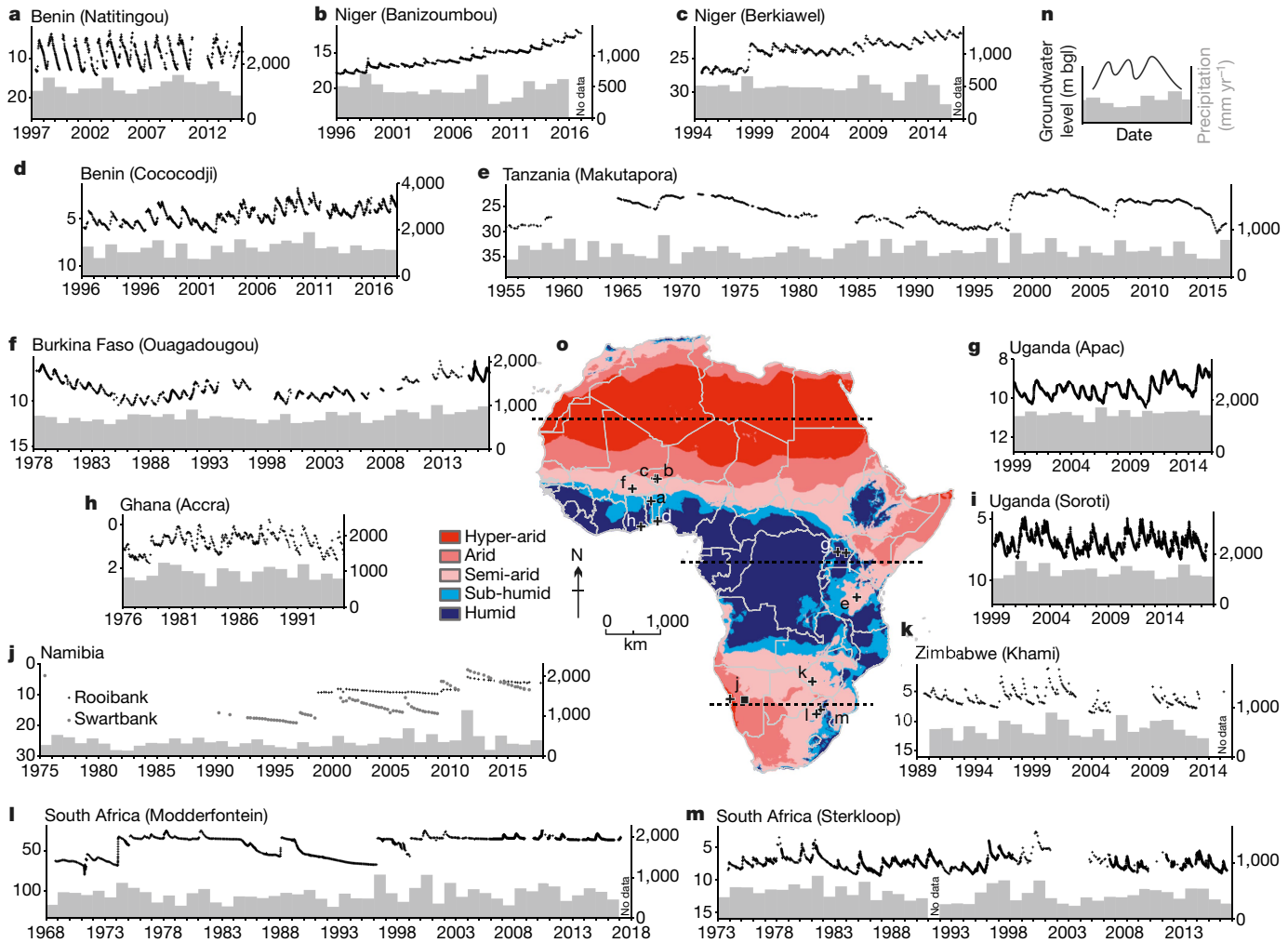


Fig. 1 | Long-term groundwater and precipitation records in the context of varying aridity across sub-Saharan Africa. a–m, Collated multidecadal groundwater-level (black or grey traces) and precipitation (grey bars) time series, showing a wide range of hydrograph responses: for example, relatively consistent (**a**, Natitingou, Benin) or highly variable (**d**, Cococodji, Benin) annual fluctuations; highly episodic variations (**j**, Namibia; **e**, Tanzania); interdecadal oscillations (**f**, Ouagadougou, Burkina Faso) or long-term trends (**b**, **c**, Niger). These wide-ranging responses reflect the complex interplay of climate, geology, soils and landcover represented across the monitoring locations. **n**, Axis definitions for panels **a**–**m**. bgl, below ground level. **o**, Map showing aridity-index classes, defined according to the Consortium of International Agricultural Research Centers (CGIAR) Consortium for Spatial Information (CSI) global-aridity and global-PET database[25]. Locations of monitoring stations from **a**–**m** are shown with plus symbols. The analysed Namibian rain gauge is indicated by a filled black square.

WTF methodology. The 14 multidecadal hydrographs and accompanying precipitation records collated from nine countries in sub-Saharan Africa cover a wide range of climate zones from hyper-arid to humid, including both the unimodal precipitation regimes (local summer wet season) of the Northern and Southern Hemisphere subtropics and the bimodal equatorial regime, as well as a diverse range of geological and landscape settings (Fig. 1 and Extended Data Table 1).

Most of the groundwater hydrographs show seasonal groundwater-level rises of varying magnitude that indicate recharge in excess of net groundwater drainage at some point during most years on record. The exceptions are Tanzania, Namibia and South Africa (Modderfontein), where multiyear continuous groundwater-level declines are observed, punctuated by episodic recharge events (Fig. 1). Long-term rising trends observed in the Niger hydrographs reflect increases in recharge rates since clearance of native vegetation in the 1960s (ref. [15]) that have not yet equilibrated with rates of net groundwater drainage owing to long groundwater response times[9] in the area. The absence of long-term trends in other areas indicates a relatively stable balance between long-term (multidecadal) rates of groundwater recharge and discharge.

Groundwater recharge is often described as being on a continuum between 'focused' (or 'indirect') recharge, taking place through leakage of ephemeral streams or ponds, to 'diffuse' (or 'direct') recharge, occurring in a more evenly distributed manner through the direct infiltration of precipitation at the land surface[16,17]. The predominance of focused recharge is thought to increase with aridity[18], although there is no established threshold for when this occurs and diffuse recharge can also be substantial in some semi-arid areas[19]. As part of conceptual models derived for each site, we developed a process-based understanding of recharge, resolving specifically whether diffuse or focused recharge is dominant. This was assessed for each location on the basis of additional reports, data, local knowledge and analysis of the form of the groundwater hydrographs themselves (see Methods and Supplementary Information). We found that the transition from focused-dominated to diffuse-dominated recharge occurs around the boundary between semi-arid and sub-humid conditions (as defined by the aridity index, which is the ratio of long-term precipitation to potential evapotranspiration, *P*/PET; Extended Data Table 1).

We have classified hydrographs according to their sensitivity of annual recharge to precipitation, as reflected in annual precipitation–recharge cross-plots (herein '*P*–*R* plots'; Fig. 2), and according to an analysis of how the proportion of recharge accumulates when years are ranked by annual precipitation (herein 'rP–cR plots'; Fig. 3 and Extended Data Fig. 3). We then used a suite of idealized

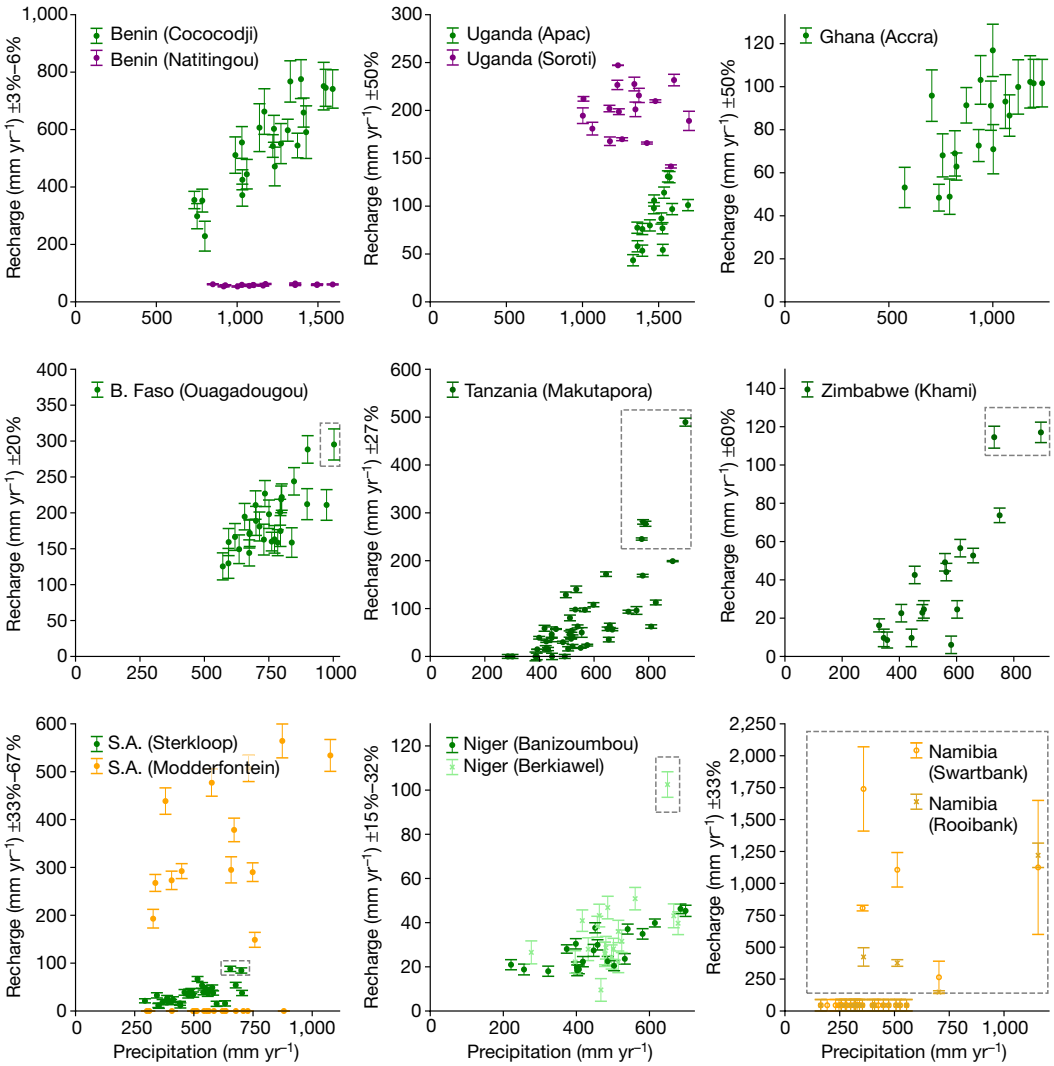


Fig. 2 | Observed relationships between precipitation and groundwater recharge on an annual (hydrological years) basis (*P*–*R* plots). *P*–*R* plots for the indicated locations. Error bars represent the total range of uncertainty resulting from the choice of recession parameters within the WTF method. We used a best estimate of specific yield to estimate groundwater recharge values. The percentage errors in recharge resulting from uncertainty in specific yields (as stated on the *y* axis) will result in a linear rescaling of values along that axis, but will not alter the form of the relationships. Dashed boxes outline Tukey outlier values of extreme recharge. Long-term average recharge values are given in Extended Data Table 1. Note the variable axis ranges. Sites are colour coded to represent the precipitation–recharge relationship types defined in Figs. 3, 4 (purple, type 1; green, type 2; orange, type 3).

forward recharge modelling experiments to investigate how observed precipitation–recharge relationships relate to the magnitude of precipitation thresholds required to initiate recharge (see Methods and Extended Data Fig. 3). We observe three distinct types of precipitation–recharge sensitivity on the basis of the empirical relationships derived from the data, as described below (see Methods for site-by-site details).

First, we observe consistent recharge rates from year to year across the range of annual precipitation (purple in Figs. 2–4). This regime—exemplified by Natitingou, Benin and Soroti, Uganda—shows little variation in annual recharge across a wide range of precipitation on *P*–*R* plots (Fig. 2) and lies close to the 1/1 line in rP–cR plots (Fig. 3). This type of precipitation–recharge response is observed in sub-humid to humid locations and reflects the impact of local geology and soils in governing diffuse recharge processes.

Second, we observe increasing annual recharge with annual precipitation above a threshold (green in Figs. 2–4). This type of regime shows positive *P*–*R* correlations (Fig. 2) and shifts in the rP–cR relationship, increasingly deviating to the left of the 1/1 line (Fig. 3). This type is found at a majority of sites ($n = 9$), across a wide range of aridity from humid to semi-arid conditions, and in areas dominated by diffuse or focused recharge. Sites with the largest apparent precipitation thresholds for recharge are located in semi-arid regions (Tanzania, Zimbabwe and Sterkloop, South Africa).

Third and finally, we find complex relationships between annual precipitation and recharge amount (orange in Figs. 2–4). This type shows greater scatter on the *P*–*R* plots (Fig. 2) and large 'steps' in rP–cR plots (Fig. 3), as shown by Swartbank and Rooibank, Namibia and Modderfontein, South Africa. A key feature of the annual precipitation–recharge relationship is that some of the greatest recharge can occur during years of relatively low total precipitation as a consequence of intense precipitation occurring over a range of timescales depending on the local conditions. This type is found in semi-arid to hyper-arid locations that are dominated by focused recharge.

Key insights regarding the relationships among aridity, recharge frequency, dominant recharge process and rP–cR relationships across the records are synthesized in Fig. 4. This analysis indicates the complex reality of controls on groundwater recharge and a lack of one-to-one correspondence with any individual factor. For example, although there is some correspondence between the rP–cR relationships and the degree of aridity (Fig. 3 and Extended Data Fig. 2d, e), variation in local conditions (principally in soils/geology and precipitation intensity) results in distinctive characteristics in each location's recharge response

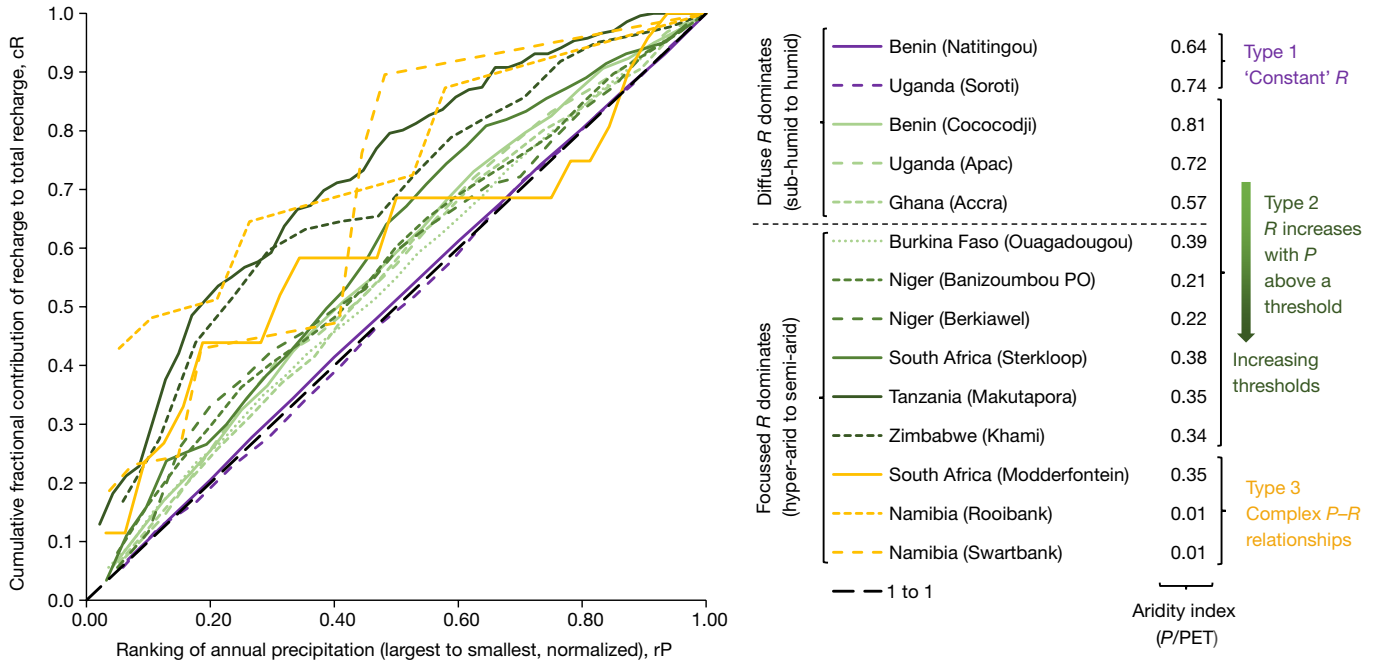


Fig. 3 | Cumulative contribution of annual recharge (by hydrological year) to total recharge for ranked annual precipitation (largest to smallest) (rP–cR plots). Values on both axes have been normalized by the total number of years in the record to provide fractional contributions for comparative purposes. Categorization as either predominantly diffuse or predominantly focused recharge is made on the basis of the derived site conceptual models described in Supplementary Information. Colour coding is consistent with Figs. 2, 4 (purple, type 1; green, type 2; orange, type 3).

to precipitation (see Methods). Hence, as aridity increases, although there are transitions from seasonal to episodic recharge frequency and from diffuse to focused recharge, there is also a substantial spread of rP–cR types across different climates. We also recognize (although not informed directly by our data) that groundwater in some currently hyper-arid regions was recharged when a wetter climatic regime prevailed in the past[1] (referred to as having 'palaeo' recharge frequency in Fig. 4).

Where larger precipitation thresholds for recharge are inferred, a smaller proportion of precipitation years yields the majority of long-term recharge, and most of the variance in this relationship can be explained by increased aridity or by coefficients of precipitation variability (Extended Data Fig. 2d–g), where wetter years contribute disproportionally to recharge. Furthermore, values of extreme annual recharge identified as Tukey outliers (see Methods) were found only in more arid locations (with aridity indices of less than 0.5; Extended Data Table 1). By considering the wider regional precipitation distribution and the associated climate drivers during those years, we find that most years of substantial recharge are associated with widespread regional and seasonal-scale precipitation anomalies, themselves associated with major known modes of global and/or regional climate variability (see Methods, Extended Data Table 2 and Extended Data Fig. 4). As such, substantial variability in groundwater recharge reflects the local impact of large-scale climate processes.

The different precipitation–recharge sensitivities observed here have clear implications for understanding potential changes to groundwater levels and fluxes under climate change, and therefore for developing sustainable strategies for groundwater provision for water supply or improving food security in sub-Saharan Africa. Type 1 relationships imply that climate-change impacts on precipitation may have little impact on recharge (other factors being equal). However, decreased groundwater levels resulting from pumping in such environments could provide more 'room' for recharge to occur through capture[20] of evapotranspiration or runoff. Increasing the distribution of groundwater monitoring in sub-Saharan Africa would help to identify type 1 locations in which groundwater abstraction can induce additional recharge. In these cases, and also for type 2 sites with small precipitation thresholds, the sensitivity of recharge to changes in PET may also be low, because recharge is not sensitive either to precipitation (type 1) or to factors other than precipitation (type 2) such as soil-moisture status. For type 2 locations in which thresholds are more highly influenced by antecedent dryness, recharge may be more sensitive to climate-change impacts on both precipitation and PET, and land-use change could also be important if soil structure is altered and affects runoff and infiltration processes[21].

The episodic nature of recharge in more arid locations and the prevalence of large groundwater response times[9] in such areas together indicate the importance of long-timescale planning horizons. In this context, the observed dependence of recharge on large-scale patterns of climate variability within types 2 and 3 suggests the potential for a degree of predictability with seasonal lead times. It also suggests that future changes in variability are likely to be of greater importance than mean precipitation. There is therefore a need to understand potential changes to such climate processes in longer, multidecadal climate-change projections—a major challenge at present for climate models[22].

In contrast with the rather uncertain recharge projections, modelled projections of increased flood hazards are more consistent for tropical Africa[4], and our results here show that focused recharge is likely to be widespread during such events. Hence, an important recommendation of strategy for climate-change adaptation is for more widespread consideration of schemes to harness and enhance focused recharge during flood flow, storing water in the subsurface by managed aquifer recharge[23]. Thus the increased flood risk under climate change may have a silver lining in this respect (issues of water quality notwithstanding), and schemes to store flood water more effectively also have the potential to mitigate flood risk downstream. For type 3 situations, a key insight provided by our results in dry subtropical areas is that the intensification of precipitation—on the particular temporal and spatial scales determined by local conditions—may actually increase recharge, and thus available renewable water resources, despite an overall drying trend in annual precipitation totals[24].

Our data-driven results suggest that, from a groundwater perspective, there is a greater resilience to climate change than previously

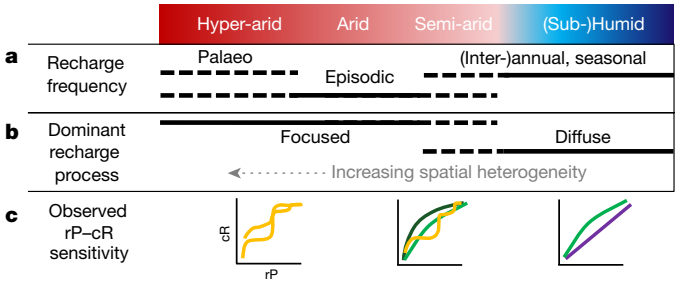


Fig. 4 | Synthesis of controls on recharge variations and processes in time and space in sub-Saharan Africa. Solid lines imply dominance of a recharge frequency or process, whereas dashed lines indicate lack of dominance. **a**, As aridity increases (moving leftwards in the figure), groundwater recharge tends to become increasingly heterogeneous in both space and time. 'Episodic' refers to infrequent recharge occurring during a few seasons or years in a decade; 'interannual' means recharge occurring more than once a year; 'seasonal' denotes recharge associated with wet or dry seasons; and 'palaeo' refers to recharge that occurred in some currently hyper-arid regions at times in the past when a wetter climatic regime prevailed[1]. **b**, Where recharge occurs via focused pathways, recharge may become 'increasingly indirect' as aridity increases (in the direction of the grey arrow), meaning that the distance between the location of rainfall and the location of recharge increases. **c**, Colours for the observed rP–cR sensitivity types correspond to those in Figs. 2, 3 (purple, type 1; green, type 2; orange, type 3).

supposed in many locations, and thus call into question, for example, the model-driven Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) consensus that "Climate change is projected to reduce renewable surface water and groundwater resources significantly in most dry subtropical regions (robust evidence, high agreement)"[4]. More observation-driven research is needed to clarify this issue, and to address the balance of change between groundwater and surface-water resources. Our results also pose a challenge to the reliance on standard large-scale model assessments for inferring climate–groundwater dependencies, until climate models can simulate with greater credibility both the large-scale and the local-scale drivers of precipitation variability in the region, and until hydrological models include the necessary recharge processes and the influence of geological variability. Greatly increased spatial coverage of long-term groundwater monitoring is needed to address the challenge of model validation in this context.

Online content

Any methods, additional references, Nature Research reporting summaries, source data, extended data, supplementary information, acknowledgements, peer review information; details of author contributions and competing interests; and statements of data and code availability are available at https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7.

Received: 28 January 2019; Accepted: 6 June 2019;
Published online 7 August 2019.

1. Braune, E. & Xu, Y. The role of ground water in sub-Saharan Africa. *Ground Water* **48**, 229–238 (2010).
2. Villholth, K. G. Groundwater irrigation for smallholders in sub-Saharan Africa—a synthesis of current knowledge to guide sustainable outcomes. *Water Int.* **38**, 369–391 (2013).
3. Maxwell, R. M. & Kollet, S. J. Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nat. Geosci.* **1**, 665–669 (2008).
4. Jiménez Cisneros, B. E. et al. in *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds Field, C. B. et al.) 229–269 (Cambridge Univ. Press, 2014).
5. Taylor, R. G. et al. Ground water and climate change. *Nat. Clim. Chang.* **3**, 322–329 (2013).
6. MacDonald, A. M., Bonsor, H. C., Dochartaigh, B. É. Ó. & Taylor, R. G. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environ. Res. Lett.* **7**, 024009 (2012).
7. Vouillamoz, J.-M., Lawson, F., Yalo, N. & Descloitres, M. Groundwater in hard rocks of Benin: regional storage and buffer capacity in the face of change. *J. Hydrol.* **520**, 379–386 (2015).
8. Altchenko, Y. & Villholth, K. Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa—a quantitative hydrological approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **19**, 1055–1067 (2015).
9. Cuthbert, M. O. et al. Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. *Nat. Clim. Chang.* **9**, 137–141 (2019).
10. Chung, I.-M., Sophocleous, M. A., Mitiku, D. B. & Kim, N. W. Estimating groundwater recharge in the humid and semi-arid African regions. *Geosci. J.* **20**, 731–744 (2016).
11. Taylor, R. G. et al. Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. *Nat. Clim. Chang.* **3**, 374–379 (2013).
12. Sood, A. & Smakhtin, V. Global hydrological models: a review. *Hydrol. Sci. J.* **60**, 549–565 (2015).
13. Koirala, S. et al. Global distribution of groundwater–vegetation spatial covariation. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 4134–4142 (2017).
14. Cuthbert, M. et al. Modelling the role of groundwater hydro-refugia in East African hominin evolution and dispersal. *Nat. Commun.* **8**, 15696 (2017).
15. Favreau, G. et al. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: a review. *Wat. Resour. Res.* **45**, W00A16 (2009).
16. Healy, R. W. *Estimating Groundwater Recharge* (Cambridge Univ. Press, 2010).
17. Scanlon, B. R. et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Processes* **20**, 3335–3370 (2006).
18. De Vries, J. J. & Simmers, I. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.* **10**, 5–17 (2002).
19. Small, E. E. Climatic controls on diffuse groundwater recharge in semiarid environments of the southwestern United States. *Wat. Resour. Res.* **41**, W04012 (2005).
20. Konikow, L. F. & Leake, S. A. Depletion and capture: revisiting "the source of water derived from wells". *Ground Water* **52**, 100–111 (2014).
21. Hirmas, D. R. et al. Climate-induced changes in continental-scale soil macroporosity may intensify water cycle. *Nature* **561**, 100–103 (2018).
22. Rowell, D. P. Simulating SST teleconnections to Africa: what is the state of the art? *J. Clim.* **26**, 5397–5418 (2013).
23. Dillon, P. et al. Managed aquifer recharge: rediscovering nature as a leading edge technology. *Water Sci. Technol.* **62**, 2338–2345 (2010).
24. Collins, M. et al. in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds Stocker, T. F. et al.) 1029–1136 (Cambridge Univ. Press, 2013).
25. Zomer, R. J., Trabucco, A., Bossio, D. A. & Verchot, L. V. Climate change mitigation: a spatial analysis of global land suitability for clean development mechanism afforestation and reforestation. *Agric. Ecosyst. Environ.* **126**, 67–80 (2008).

Publisher's note: Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Limited 2019

METHODS

Groundwater hydrograph and precipitation data. We compiled multidecadal time series of groundwater levels and precipitation from records of observation wells initiated and maintained by government departments and research institutions in nine countries in sub-Saharan Africa (Extended Data Table 1 and Fig. 1). The pan-African collation of these hydrographs was initiated at the 41st Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH) in Marrakech, Morocco on 14 September 2014. We subjected all records to a rigorous review, during which the integrity, continuity, duration and interpretability of records were evaluated. This process included dedicated workshops in Benin, Tanzania and Uganda, and records failing these tests were discarded from the analysis. Procedures included taking the first time derivative in order to identify anomalous spikes that are commonly associated with data-entry errors. Where multiple records in same geographic and climate zone were available (for example, for Benin and South Africa), we prioritized records that were remote from potential areas of intensive abstraction. Statistical clustering of records was also used in the Limpopo Basin of South Africa in order to identify the representativity of employed records at Modderfontein and Sterkloop. We carried out hierarchical clustering using hydrographs converted into a Standardized Groundwater Index[26], and identified three clusters through a k-means approach; one of these clusters is an intermediary type between two end-members of the hydrograph represented by Modderfontein and Sterkloop.

Recognizing that the substantial spatial variability in precipitation in sub-Saharan Africa may affect the relationships observed between precipitation and recharge, we used precipitation records that are representative of the recharge generation process (that is, diffuse or focused). As a result, either rain gauges are co-located (for example, less than 5 m away) with groundwater monitoring sites, or we used the most proximate rain gauge, which is typically less than 10 km away (see Supplementary Information). In the case of the Namibian data, the relevant rain gauge was based more than 200 km away from the groundwater monitoring locations, in order to be representative of the runoff generation area for the River Kuiseb, which acts as the source for focused recharge in these locations.

Each groundwater record thus has an accompanying daily (for 9 of the 14 records) or monthly (for 5 of the 14 records) precipitation record covering the same period. Infilling of occasional gaps of less than a week in daily groundwater-level records was achieved by linear interpolation. All locations show seasonal, mostly unimodal, precipitation distributions, with the exception of those in Uganda, southern Benin (Cococodji) and Ghana, which have a more complex bimodal pattern (Extended Data Fig. 1).

Relationships between climatic variables, processes and recharge. We calculated coefficients of monthly (or annual) precipitation variability as the standard deviation of monthly (or annual) precipitation of the whole record, divided by the mean precipitation of the whole record, and multiplied by 100%. For analysis of wider climatic anomalies during major recharge events, we use the following gridded data: for monthly precipitation, data from the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) product v8[27] at 1.0° resolution; for daily precipitation, data from the Climate Hazards InfraRed Precipitation with Station[28] at 0.1° resolution; and data from the Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) version 4 from the National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA)[29] on a monthly 2° grid.

Linear regression analysis indicates a strong correlation ($R^2 = 0.90$) between precipitation and the aridity index (P/PET; Extended Data Fig. 2a), because rates of potential evapotranspiration (PET) have a relatively small range across these tropical latitudes in comparison with rates of annual average rainfall. PET correlates neither with precipitation ($R^2 = 0.00$) nor with P/PET ($R^2 = 0.00$). The aridity index correlates strongly with the coefficient of monthly precipitation variability ($R^2 = 0.77$), but less so with the coefficient of annual precipitation variability ($R^2 = 0.38$; Extended Data Fig. 2b, c), indicating that aridity is a strong control on the degree of rainfall seasonality.

Long-term average recharge rates correlate poorly with rainfall or aridity (Extended Data Fig. 2h). In humid regions this is expected owing to geological variations that cause large differences in absolute recharge rates; in Benin, for example, recharge in Cococodji is nearly an order of magnitude greater than that in Natitingou, despite similar rainfall and aridity (Fig. 2). In more arid regions, increasing spatial heterogeneity in recharge rates is expected owing to the increasing predominance of focused recharge (Fig. 4). Thus the Namibian records, for example, show high rates of recharge that reflect the 'footprint' of the observation well located near an ephemeral stream; such values, which are often higher than the local precipitation, would nevertheless be expected to be larger than average recharge rates for the wider hyper-arid region. Thus, it could be misleading to directly compare recharge rates between sites if these potentially confounding factors are not considered.

We show that most of the extreme recharge events—which we identify as recharge outliers (Fig. 2)—are associated with relatively widespread regional and seasonal scale precipitation anomalies (see the example in Extended Data Fig. 4). These precipitation anomalies themselves can be associated with large-scale structures of climate variability that are known to affect the different regions of Africa (Extended Data Table 2). While recognizing that the observed precipitation variability typically results from a complex set of drivers occurring simultaneously over various spatial and temporal scales, we note the following associations of large-scale precipitation anomalies during the outlier extreme local recharge years and climate drivers.

Across our sites south of the equator, we note that the major recharge years are associated with El Niño events concurrent with the positive phase of the Indian Ocean Zonal Mode[30] (IOZM) in the east African (Tanzania) site, and La Niña events in southern Africa (South Africa and Zimbabwe; see Extended Data Fig. 3 as an example). This is consistent with the well established north–south dipole response of precipitation to El Niño–Southern Oscillation events, which typically, but neither exclusively nor consistently, bring wet (or dry) rainfall anomalies across eastern (or southern) Africa during El Niño events, and the reverse during La Niña[31,32].

Further west in the hyper-arid Namibia sites, the drivers of the outlier recharge events are more complex, as expected given the complex 'type 3' relationship between precipitation and highly episodic recharge (Fig. 2), dependent on the triggering of ephemeral surface river flow. Of the five outlier recharge events, two can be linked to regional/seasonal-scale rainfall anomalies associated with an anomalous warming of the cold Benguela current off the west coast of Africa. Such 'Benguela Niño' events[33] are known to trigger convection and rainfall across much of northern Namibia and southern Angola[34,35]. The remaining three events appear to be linked to spatially extensive but shorter-duration heavy rainfall anomalies resulting from subseasonal variability. These include: in February 2000, the notable, anomalous westward propagation of tropical cyclone Eline from the Indian Ocean basin to Namibia, causing widespread precipitation extremes across much of southeastern Africa and compounding existing La Niña-related rainfall; and synoptic-scale tropical low pressure systems in 2009.

The west African sites show a smaller number of outlier recharge events. The 2012 event in Burkina Faso appears to be part of wider, regional and seasonal scale precipitation anomalies, in which the Sahel region as a whole experienced the strongest monsoon season since 1953, probably resulting from the combination of seasonal tropical Atlantic temperature anomalies[36] and subseasonal variability from active phases of the Madden–Julian oscillation[37]. The 1998 recharge event in Niger coincided with far less spatially coherent seasonal anomalies and probably resulted from intensive subseasonal precipitation events.

Site conceptual models. For each hydrograph location, we formulated a conceptual hydrogeological model on the basis of available data, literature and site visits, as necessary (see Supplementary Information). This formulation included an assessment of the main hydrogeological boundaries, such as groundwater divides and perennial or ephemeral drainage features; the local context for factors that might influence recharge, such as geology, soils, climate variables, groundwater abstraction and the thickness of the unsaturated zone; and estimations of aquifer storage and transmissivity. A particular focus was to develop an appreciation, based on the local context, of how 'diffuse' the recharge is likely to be spatially, or whether 'focused' recharge is likely to be more important in causing local variations in the magnitude of water-table fluctuations. Of most importance for determining the predominance of diffuse versus focused recharge are: the presence or absence of perennial versus ephemeral streams and ponds; coincident timing of ephemeral or seasonal stream flows with water-table responses; and the form of groundwater hydrographs with respect to the presence or absence of groundwater mounding as indicative of focused recharge (see further details in the subsection 'Groundwater recessions' below). The development of our conceptual hydrogeological model also enabled us to ensure that the observed changes in groundwater level are likely to be representative of water-table fluctuations in an unconfined aquifer (that is, vertical flow in the aquifer is insubstantial and poro-elastic or other 'confined' responses are negligible).

Recharge estimation using the WTF method. *Approach and equations.* We used inverse WTF models to infer the recharge timing and magnitude at the location of each hydrograph. The WTF technique is the most direct method available for estimating transient groundwater recharge, and has very few embodied assumptions by comparison with other methods such as geochemical tracers or modelling approaches[16,38]. In a review[10] of recharge estimation methods, the WTF technique was strongly recommended for application in humid and semi-arid African regions, and it is also applicable for both diffuse[39,40] and focused[41] recharge situations.

We assume that the groundwater level (or hydraulic head, h [L]) at an observation point is naturally controlled by the combined influence of the rate of net groundwater recharge (R [LT^{-1}]), balanced by the rate of 'net groundwater drainage' (D [LT^{-1}]) acting at that point in space and time. (L and T are units of length and time, respectively.) Further variations in WTF may be superimposed owing to

the rate of 'net drawdown' (s [LT^{-1}]) caused by changes in groundwater abstraction occurring at some distance from the observation point.

We used the following water-balance equation to approximate a time series (with time step Δt) of the ratio of recharge (R_t) to specific yield (S_y [−]):

$$\frac{R_t}{S_y} = \frac{(h_t - h_{(t-\Delta t)})}{\Delta t} + \mathrm{GWL_r} + s_t$$

where $\mathrm{GWL_r}$ ($=\frac{D_t}{S_y}$) is the rate of groundwater level recession[42] [LT^{-1}] and R_t, h_t and s_t are R, h and s at time t, respectively. We then also calculated absolute values of recharge by multiplying by the applicable specific yield at the position of the water table.

To enable exact accounting periods for comparison with precipitation records, and between hydrographs, where observations were less frequent than daily, we used linear interpolation between groundwater-level observations. We carried out calculations on a daily time step and calculated sums for accounting periods between one dry season and the next, referred to herein as 'hydrological years'. We used the same hydrological years for both recharge and precipitation, and these are given for each site in the Supplementary Information. If observations were missing across either end of the hydrological year in the first or last years of record, those years were removed from further analysis. Within the annual recharge time series generated, we identified Tukey outliers as any years with values greater than 1.5 times the interquartile range above the third quartile.

Groundwater recessions. We estimated $\mathrm{GWL_r}$ on the basis of the observed form and magnitude of the groundwater hydrograph during long dry periods, by setting either a constant rate, or an exponential decay controlled by the following equation:

$$\mathrm{GWL_r} = (h_{(t-\Delta t)} - h_b)C$$

where h_b is the elevation of the assumed lateral groundwater drainage boundary [L], and C is a decay constant [T^{-1}].

Most of the hydrographs have very distinctive seasonal precipitation patterns, with long dry seasons during which the true form of groundwater recession (that is, a groundwater-level decline in the absence of any recharge) can be directly observed, assuming no human interferences[42]. This enables the choice of recession model (constant rate or exponential) to be made confidently, and constant rates or decay constants to be easily determined. This stands in contrast with more humid parts of the world with limited dry periods, where the WTF is harder to apply robustly[39,40]. For hydrographs in Ghana, Burkina Faso and Modderfontein, South Africa, we used an exponential recession model owing to the presence of a shallow water table, inferred high permeability fracture flow, and close proximity of the groundwater drainage boundary, respectively (see Supplementary Information). For Soroti, Uganda, the absence of long dry seasons and the observed form of groundwater-level declines did not make the choice between exponential and straight-line recessions obvious, and so we applied both to represent the uncertainty. For all other locations, we used the observed variation of dry-season groundwater-level recessions to define maximum and minimum constant-rate end members in order to constrain the uncertainty in recharge estimates due to this parameter. This is consistent with theoretical expectations of linear recessions for these locations with drainage boundaries (where known) being sufficiently distant given the aquifer properties[42].

For the cases in which focused recharge is substantial owing to local infiltration from ephemeral streams and ponds, the expected theoretical form[41] is for groundwater hydrographs to show steep recessions following a rise in the water table, then trend to a relatively constant lower 'background' recession rate. This is observed for example in Zimbabwe, Tanzania, Niger, Namibia and Sterkloop, South Africa, and is explained by localized groundwater 'mounding' near the location of focused recharge dissipating on a much quicker timescale than the regional background recession, which operates on much longer spatial scales. In these cases, with the exception of Namibia, the local mounding dissipates before the end of the hydrological year, enabling a seasonal WTF accounting period to be used following the method of ref. [41]. In Namibia, the recession of the recharge mounds occurred over timescales greater than a single season, and therefore had to be extrapolated, leading to much greater uncertainty in the output recharge values (as evidenced by the larger error bars in Fig. 2). As discussed in ref. [41], the application of this method thus enables recharge rates to be derived that are representative of integrated processes across larger areas of the catchment or aquifer (whichever define the hydraulic boundaries), rather than simply reflecting the local conditions near the stream. However, the spatial representativity of recharge estimated at each location is variable and, as such, direct comparisons of absolute recharge rates (Extended Data Table 1) from site to site should only be made where this can be accounted for.

Groundwater abstractions. Once at steady state, groundwater abstractions should have no effect on water-table fluctuations. However, transient abstractions cause time-varying drawdown at the groundwater-monitoring location. If not accounted for, they will therefore cause recharge underestimations when drawdown is increasing, and overestimations when drawdowns are decreasing (for example, if abstraction temporally reduces (or increases), causing recovery (or decline) in groundwater levels). In most cases, the observation wells are located far from the influence of major changes in groundwater abstraction, as documented in our metadata (Supplementary Information), and s is assumed to be zero for all t. In one location (Makutapora, Tanzania), the monitoring wells are located within a major well-field where abstraction rates have been highly variable during the monitoring period. We therefore made corrections for this site by using a three-dimensional groundwater model to estimate a time series of net drawdown, in order to account for changes in recession due to variations in pumping rate (that is, accounting for drawdown due to increases in pumping, and recovery during decreases in pumping; see Supplementary Information).

Specific yield. We estimated ranges of specific yield on the basis of local information and literature for each groundwater-level record (see Supplementary Information), and assumed these specific yields to be constant in time and across the range of water-table fluctuations at a given location. The uncertainty in specific yield can be considerable and represents the main uncertainty in the derived absolute values of recharge. As well as being notoriously hard to estimate[43], specific yields can vary in time owing to vertical heterogeneity in lithology, to shallow water tables or to the presence of swelling clays[39,44]. The variation in the chosen value for specific yield has no impact on the form of the relationship that recharge has with precipitation, or on the ranking of recharge events used in Figs. 2, 3 (and in Extended Data Fig. 3). However, we report the likely range of uncertainty in specific yield for each location (see the y axes of Fig. 2 and Extended Data Table 1), as this does affect the absolute magnitude of the recharge estimates, and is one reason why intersite comparisons of long-term average recharge by this method can be problematic.

Model experiments and interpretation of rP–cR relationships. *P–R* cross plots (Fig. 2), showing annual recharge against annual precipitation, allow an initial characterization of precipitation–recharge relationships to be developed. For comparative purposes across all records, we then normalized annual recharge by a cumulative sum as a fraction of the total recharge for all years in a given record, and plotted this against the fractional precipitation ranking for each record (generating rP–cR plots; Fig. 3). To inform process-based inferences from these plots, we ran a suite of numerical recharge model experiments, using models with different structures, for two chosen time series from contrasting climates in sub-Saharan Africa: Dodoma (semi-arid Tanzania) and Cococodji (humid Benin). The purpose was not to calibrate models for each of the locations across Africa, but rather to understand the generic features of rP–cR plots in order to aid interpretation of the relationships we observe in the data.

We explored three model structures of increasing complexity. In the first structure, recharge was assumed to be constant for precipitation events above a daily or annual threshold. Note that, because the values were normalized against the total recharge in all years, the actual recharge value is irrelevant to the result. The second model structure, in the manner of ref. [45], assumes that a constant proportion of precipitation becomes recharge above a specified daily precipitation threshold. We applied thresholds at a daily time step and then aggregated results for yearly comparisons. Because the values were normalized against the total recharge in all years, the chosen proportion of rainfall that becomes recharge is irrelevant to the result. The third model was a dynamic, single-layer soil–moisture balance model (SMBM), in the manner of refs [46,47], also run at a daily time step and then aggregated to annual values. It was assumed in all SMBM runs that the readily available water (RAW) was 50% of the total available water (TAW); that the crop coefficient was equal to one (for example, for grass land cover); that the ratio of actual to potential evapotranspiration rates (AET/PET, a proxy for plant stress) decreased linearly from one to zero as soil moisture-deficit values increased from RAW to TAW; and that runoff was zero.

For Dodoma, we derived daily PET values using the Hargreaves and Samani equation[48] from temperature data from the Dodoma Meteorological Station. Where data were missing, we used the average value from the month; when, early in the record, entire months were without data, we substituted the average temperature values for the corresponding month from the entire record. The calculated values were calibrated on pan evaporation data from the same location. For Cococodji, daily PET values derive from pan evaporation data collected from the meteorological station at the International Institute of Tropical Agriculture (IITA) office in Cotonou.

The generic style of each type of rP–cR plot (Fig. 3) is well captured by the models, for either of the two contrasting precipitation time series (Extended Data Fig. 3). Both show three distinct types of relationship, and it is clear that different models (and thus processes) can lead to a similar sensitivity; that is, a critical point is that each type of observed *P–R* sensitivity does not necessarily correspond to a particular recharge process. The first type (purple in Extended Data Fig. 3) plots close to the 1/1 line, indicating very consistent recharge values each year despite

wide variations in precipitation. The second type (green in Extended Data Fig. 3) deviates from the 1/1 line increasingly as the size of the potential thresholds in the SMBM (governed by TAW) or of the actual thresholds in the linear models increases. The third type (orange in Extended Data Fig. 3) shows pronounced steps in the curve generated by the largest thresholds in the linear model. Clearly, *P*–*R* responses in reality fall on a continuum, but we propose that classifying into three types highlights the end-member responses. This classification can be further tested and refined as more data become available for sub-Saharan Africa (and other parts of the world).

More details of the observed *P*–*R* and rP–cR plots (Figs. 2, 3) summarized in the main text are as described below.

Type 1. Natitingou (Benin) is characterized by low-storage fractured bedrock ($S_y = 0.4\%$)[45]; water-table variations are around 10 m annually, and each year the subsurface fills to a shallow level. In combination with straight recessions, this hydrogeological context leads to a temporally small variation in recharge each year (coefficient of variation = 5%), despite large variations in annual precipitation (the observed range is 850–1,592 mm yr^{-1}). At Soroti, Uganda, the water table is always deeper than 5 m below ground level within weathered basement rock, but nevertheless exhibits rapid responses to precipitation events, indicative of preferential flow processes[49]. The observed consistency in recharge from year to year may be controlled by a finite near-surface water store to which the water table responds[46], although further site investigations are needed to confirm precise controls.

Type 2. Where diffuse recharge is predominant, this type of sensitivity is expected if precipitation thresholds are governed by prevailing soil moisture deficits (or other near-surface storage/losses). We could expect increased deviation to the left of the 1/1 line on the rP–cR plots to increase with aridity and the build-up of larger soil moisture deficits. However, we could also expect exceptions to this to occur in cases where preferential flow processes[49] are prevalent and recharge can 'bypass' the soil matrix and be less affected by soil moisture deficits, so that precipitation thresholds may be lower than anticipated under uniform flow assumptions. Where focused recharge is predominant, thresholds for its occurrence are expected to be governed by hydrological processes that dominate in drylands, such as the generation of infiltration-excess runoff producing ephemeral channel flow[50]. These processes can be locally variable and have complex dependencies on, for example, land cover, drainage network density, soil structure and antecedent moisture conditions. In the observed responses of this type in the humid to sub-humid environments (that is, Cococodji, Benin, Apac, Uganda and Accra, Ghana), thresholds appear to be relatively small. This is consistent with detailed analysis available for Cococodji and Apac that suggests values of 5 mm per day and less than 10 mm per day respectively for these sites; there are no existing studies to corroborate this for Ghana. For semi-arid sites in Tanzania and Zimbabwe, we observe that larger precipitation thresholds may need to be overcome for recharge to occur (darker green in Figs. 3, 4). Again, this is consistent with detailed analysis carried out for Tanzania, which indicates that recharge occurs only after persistent rainfall exceeding 70 mm over a 9-day period[51]. For the two Nigerien sites, despite also having greater aridity, thresholds are apparently much lower, but this is explained by the daily precipitation thresholds of 10–20 mm per day known to be required to generate stream flow[52], and thus focused recharge, in this area. In Burkina Faso, focused recharge from a nearby managed reservoir ('barrage') moderates the impact of interannual precipitation variability on recharge variability, moving the rP–cR line closer to 1/1 (Fig. 3) than might be the case without a reservoir.

Type 3. The two Namibian sites are in a hyper-arid environment that is dependent on runoff generation from a large upstream catchment to supply focused recharge during streamflow events. Conditions for runoff generation are governed by intense monthly precipitation occurring not necessarily within years of relatively high total precipitation. By contrast, at Modderfontein, South Africa, focused recharge is much more local, but the limestone bedrock in this location is typified by highly nonlinear hydrological processes that generate complex *P*–*R* relationships (see Supplementary Information).

In summary, the controls on the observed *P*–*R* and rP–cR sensitivities are a complex interaction between the prevailing climate and local controls on recharge generation.

Data availability

Data license agreements do not allow us to upload the raw precipitation and groundwater-level time series. However, the agencies from whom these data can be requested are listed in the Supplementary Information, and the authors are able to provide guidance on doing so. Digital data sets of calculated annual recharge values and precipitation anomalies are freely available to download online from https://doi.org/10.6084/m9.figshare.5103796 and time series of groundwater-level deviations from the mean are available from https://doi.org/10.5285/a6d78c2e-3420-4346-9182-4fd437672412 and https://www.un-igrac.org/ggmn/chronicles.

Code availability

A Python script for generating the forward models used to produce Extended Data Fig. 3 and a spreadsheet tool used for conducting WTF analyses are freely available online from https://doi.org/10.6084/m9.figshare.5103796.

26. Bloomfield, J. & Marchant, B. Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **17**, 4769–4787 (2013).
27. Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A. & Ziese, M. GPCC full data monthly product version 2018 at 1.0°: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historical data. *Global Precipitation Climatology Centre* https://opendata.dwd.de/climate_environment/GPCC/html/fulldata-monthly_v2018_doi_download.html (2018).
28. Funk, C. et al. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Sci. Data* **2**, 150066 (2015).
29. Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C. & Lawrimore, J. Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J. Clim.* **21**, 2283–2296 (2008).
30. Saji, N., Goswami, B., Vinayachandran, P. & Yamagata, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* **401**, 360–363 (1999).
31. Janowiak, J. E. An investigation of interannual rainfall variability in Africa. *J. Clim.* **1**, 240–255 (1988).
32. Ropelewski, C. F. & Halpert, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Weath. Rev.* **115**, 1606–1626 (1987).
33. Shannon, L., Boyd, A., Brundrit, G. & Taunton-Clark, J. On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system. *J. Mar. Res.* **44**, 495–520 (1986).
34. Reason, C. J. & Smart, S. Tropical south east Atlantic warm events and associated rainfall anomalies over southern Africa. *Front. Environ. Sci.* **3**, 24 (2015).
35. Rouault, M., Florenchie, P., Fauchereau, N. & Reason, C. J. South east tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 8009 (2003).
36. Thiaw, W. Africa: the floods of the Sahel in 2012. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **94**, S164–S165 (2013).
37. Cornforth, R. J. West African Monsoon 2012. *Weather* **68**, 256–263 (2013).
38. Healy, R. W. & Cook, P. G. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.* **10**, 91–109 (2002).
39. Crosbie, R. S., Binning, P. & Kalma, J. D. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Wat. Resour. Res.* **41**, W01008 (2005).
40. Cuthbert, M. An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. *Wat. Resour. Res.* **46**, W09515 (2010).
41. Cuthbert, M. et al. Understanding and quantifying focused, indirect groundwater recharge from ephemeral streams using water table fluctuations. *Wat. Resour. Res.* **52**, 827–840 (2016).
42. Cuthbert, M. Straight thinking about groundwater recession. *Wat. Resour. Res.* **50**, 2407–2424 (2014).
43. Xu, Y. & Beekman, H. E. Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. *Hydrogeol. J.* **27**, 929–943 (2019).
44. Taylor, R., Tindimugaya, C., Barker, J., Macdonald, D. & Kulabako, R. Convergent radial tracing of viral and solute transport in gneiss saprolite. *Ground Water* **48**, 284–294 (2010).
45. Kotchoni, D. V. et al. Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. *Hydrogeol. J.* **27**, 447–457 (2019).
46. Cuthbert, M., Mackay, R. & Nimmo, J. Linking soil moisture balance and source-responsive models to estimate diffuse and preferential components of groundwater recharge. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **17**, 1003–1019 (2013).
47. Eilers, V., Carter, R. C. & Rushton, K. R. A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): an application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria. *Geoderma* **140**, 119–131 (2007).
48. Hargreaves, G. H. & Samani, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.* **1**, 96–99 (1985).
49. Beven, K. & Germann, P. Macropores and water flow in soils revisited. *Wat. Resour. Res.* **49**, 3071–3092 (2013).
50. Wheater, H., Sorooshian, S. & Sharma, K. D. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas* (Cambridge Univ. Press, 2007).
51. Seddon, D. *The Climate Controls and Process of Groundwater Recharge in a Semi-Arid Tropical Environment: Evidence from the Makutapora Basin, Tanzania*. PhD thesis, University College London (2019).
52. Massuel, S. et al. Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrol. Sci. J.* **56**, 1242–1264 (2011).

Acknowledgements M.O.C. acknowledges support under an Independent Research Fellowship from the UK Natural Environment Research Council (NERC; NE/P017819/1) and fellowship funding from Cardiff University's Water Research Institute. R.G.T. acknowledges support from The Royal Society (UK)–Leverhulme Trust Senior Fellowship (ref. LT170004) and The Royal Society–Department for International Development (DFID) Africa Capacity Building Initiative (ref. AQ140023). R.G.T., J.K. and M.O.C. acknowledge support from

the UK Engineering and Physical Sciences Research Council (EPSRC) Global Challenges Research Fund administered by University College London (ref. 172313). R.G.T., G.F., M.C.T., M.S., K.G.V., A.M.M., D.O.V.K., J.-M.V., F.M.A.L., J.K., D.S., J.P.R.S., G.Y.E., M.O., P.M.N., Y.N., B.I.O., M.J.A., D.M.J.M. and Y.K. acknowledge support from the NERC–ESRC–DFID UPGro programme under the GroFutures (NE/M008932/1, NE/M008576/1, NE/M008207/1, NE/M008266/1, NE/M008622/1 and NE/M008592/1), Hidden Crisis (NE/L001969/1), BRAVE (NE/M008827/1) and T-Group (NE/M008045/1) consortia. T.O. and H.K. acknowledge support from Grants-in-Aid for Scientific Research of the Japan Society for the Promotion of Science (KAKENHI; 16H06291). K.G.V. and G.Y.E. acknowledge support from the CGIAR Research Program on Water, Land and Ecosystems (WLE), and the Groundwater Recharge in the Limpopo River Basin (GRECHLIM) project, funded by the United States Agency for International Development and National Research Foundation (NRF), South Africa (USAID–Southern Africa, AIDOAA-A-11-00012). Data for this project were obtained from the Namibian Ministry of Agriculture, Water and Forestry, Geohydrology Division, GROWAS2 and E. Freyer from Claratal, Namibia; C. Tindimugaya and the Ministry of Water and Environment, Uganda; the Ministry of Water and Irrigation, Tanzania; the Direction Générale de l'Eau and M. Boukari from Université Abomey Calavi, Benin; the Water Research Institute, Ghana; the Department of Water and Sanitation, South Africa; the Zimbabwe National Water Authority; Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement, Niger; and Direction Générale des Ressources en Eau, Agence Nationale de la Météorologie and Université Ouaga I, Burkina Faso. A.M.M., M.J.A., D.M.J.M. and J.P.R.S. publish with the permission of the Executive Director of the British Geological Survey, NERC. We thank P. Döll and H. Müller-Schmied at Goethe-University Frankfurt, Germany for comments on early drafts of this manuscript.

Author contributions The paper was conceived by R.G.T., G.F. and M.O.C., and written by M.O.C. and R.G.T. with input from all authors. R.G.T. and G.F. led the collation of data. M.O.C. designed the applied WTF methodology and forward modelling approach. M.C.T. conducted climate data analyses. K.G.V., M.S., A.M.M., B.R.S. and N.K. contributed to the collation of data and design of the study. Detailed analyses and interpretations of observational records were overseen by M.O.C. and R.G.T. and also conducted by: D.O.V.K., J.-M.V., F.M.A.L. and P.A.A. for Benin; J.K. and D.S. for Tanzania; J.P.R.S. and G.Y.E. for South Africa; M.O. and P.M.N. for Uganda; Y.N., I.G. and B.I.O. for Niger; T.S. for Zimbabwe; M.J.A., D.M.J.M. and W.A. for Ghana; Y.K. for Burkina Faso; and H.W. for Namibia. H.K., Y.W., M.-H.L. and T.O. provided model-based interpretation of results.

Competing interests The authors declare no competing interests.

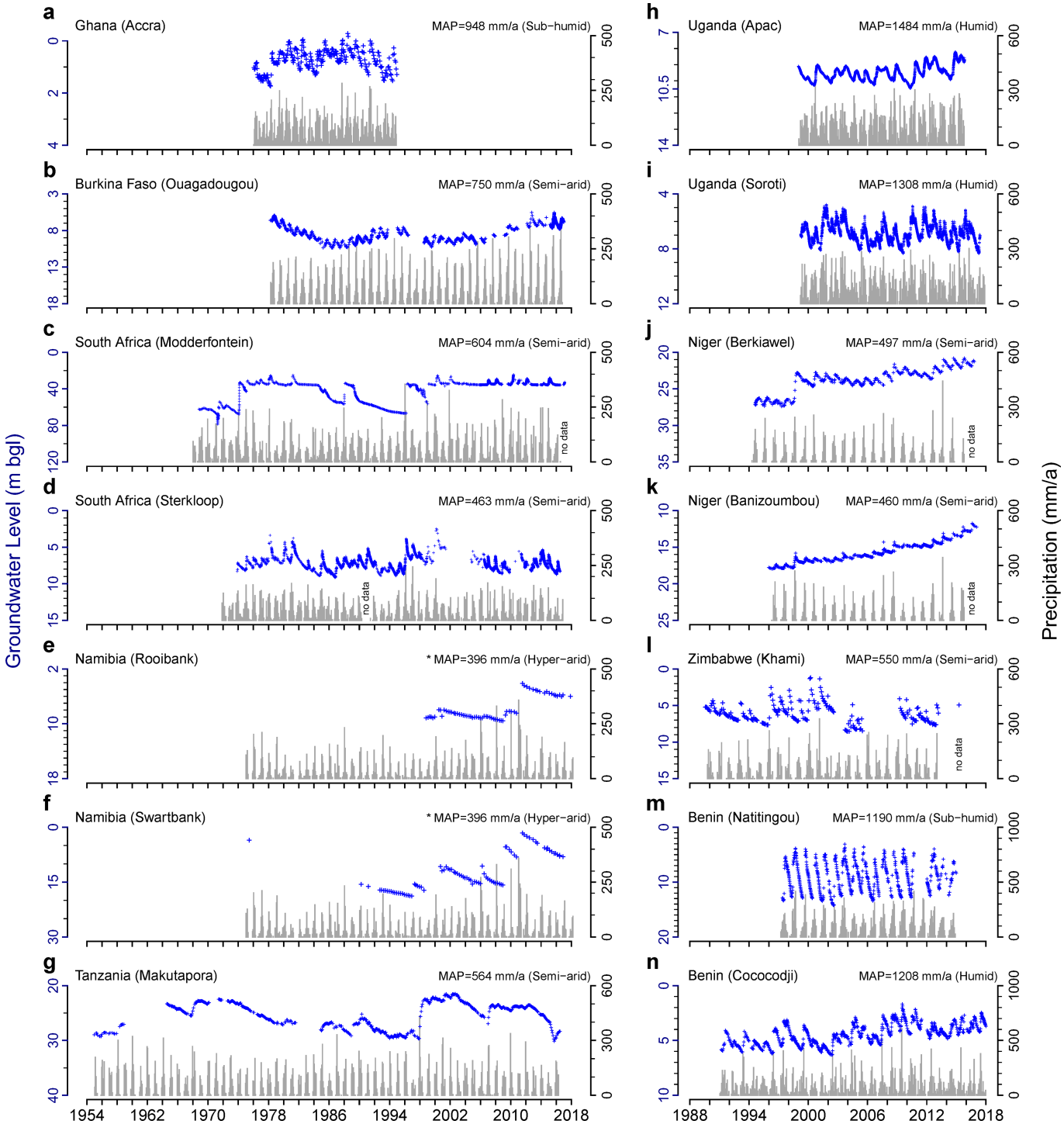
Additional information

Supplementary information is available for this paper at https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7.

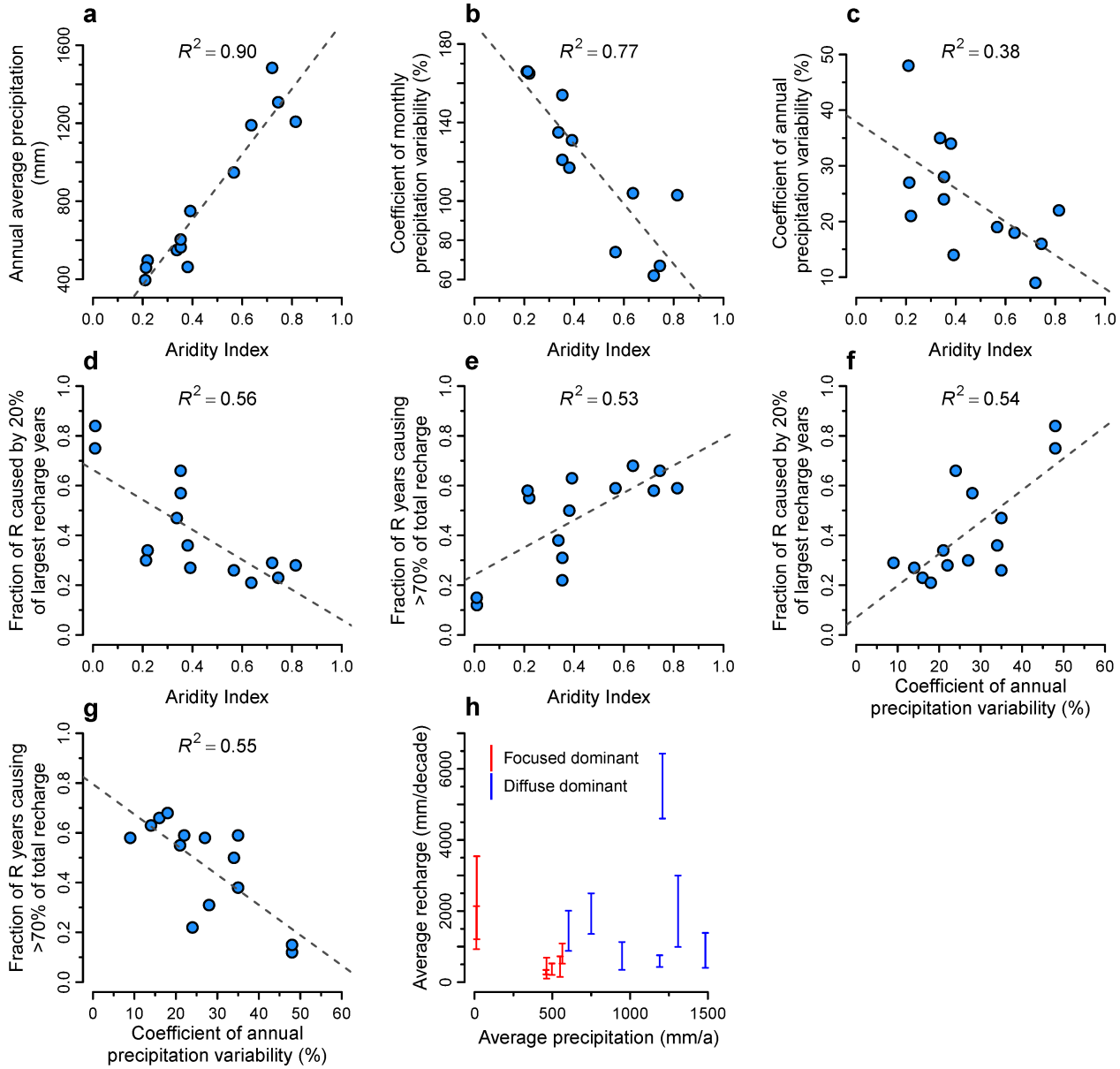
Correspondence and requests for materials should be addressed to M.O.C.

Peer review information *Nature* thanks Diana Allen and Richard Healy for their contribution to the peer review of this work.

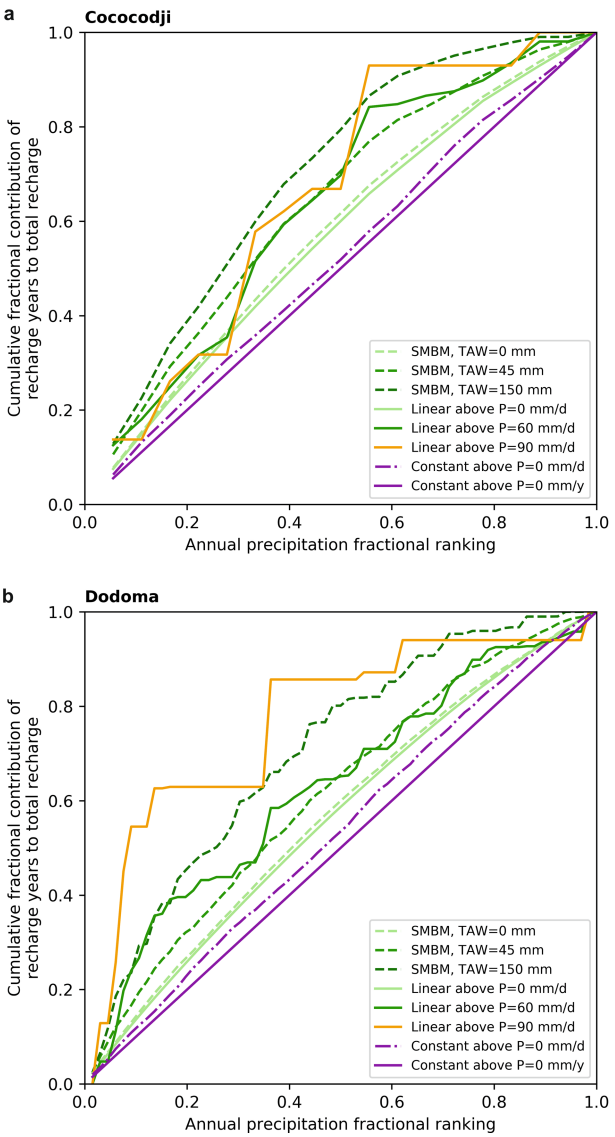
Reprints and permissions information is available at http://www.nature.com/reprints.



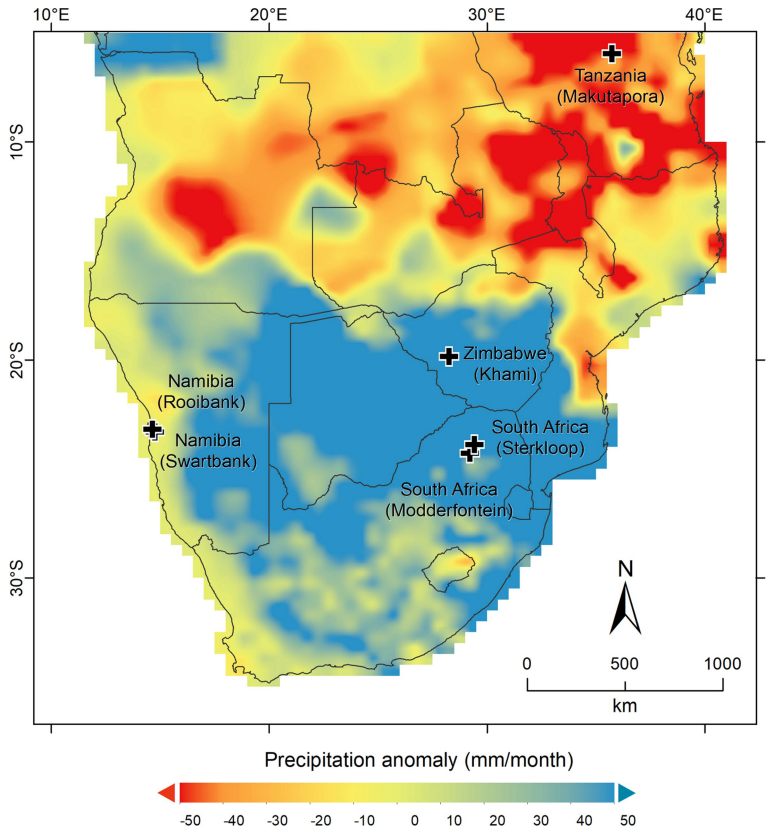
Extended Data Fig. 1 | Long-term groundwater-level records for sub-Saharan Africa, alongside monthly precipitation. Blue crosses show groundwater depth, and grey bars show monthly precipitation. The timescales plotted in **a**–**g** and **h**–**n** are on different, but consistent, relative scales for comparison purposes. MAP, mean annual precipitation, in units of millimetres annually. ∗For Namibia, MAP is reported for the rain gauge at Claratal, as this is representative of the climate of the runoff generation area from which focused recharge is derived at the analysed hyper-arid Namibian groundwater-level monitoring locations (see Supplementary Information for more details). mm/a, mm per year.



Extended Data Fig. 2 | Correlations between combinations of climate parameters and groundwater recharge statistics. Calculations in **a**–**c** use the aridity index from the location of the Claratal rain gauge for the Namibian data points. Results in **d**, **e** use the aridity index from the groundwater monitoring locations for the Namibian data points. **f** and **g** indicate that contrasting metrics for extreme recharge give similar strength correlations to annual precipitation variability. Relationships in **h** include error bars for the combined uncertainty in both recession and specific yield, but note that the estimates of diffuse and focused recharge will be applicable to different spatial scales. In particular, focused recharge estimates will be valid only in regions closest to the recharging stream of interest. Comparisons of long-term average recharge rates must take this into account.



Extended Data Fig. 3 | Cumulative contribution of annual recharge (by hydrological year) to total recharge for ranked annual precipitation (largest to smallest) for a suite of forward models (rP–cR plots). The figure illustrates generic rP–cR plot types derived from running a range of forward recharge model structures, using two different climate time series from: **a**, Dodoma (semi-arid Tanzania); and **b**, Cococodji (humid Benin). Types are defined as: purple, type 1, consistent recharge rates from year to year across the range of annual rainfalls; green, type 2, increasing annual recharge with annual rainfall above a threshold (light green to dark green as thresholds increase); and orange, type 3, complex relationships between annual rainfall and recharge amount.



Extended Data Fig. 4 | Precipitation anomalies across southern Africa during the local wet season in December 1999 to February 2000. Locations of six of the groundwater-level records in four countries are indicated. This example year of extreme recharge at the sites in Zimbabwe, South Africa and Namibia (Extended Data Table 2) illustrates the large-scale structure of precipitation anomalies associated with local recharge extremes, in this case associated with La Niña conditions in the tropical Pacific. The north–south dipole of precipitation anomalies around an axis at around 15° S is characteristic of El Niño–Southern Oscillation events, and the major recharge years at the Tanzania site are associated with a reversal of this dipole during El Niño events (Extended Data Table 2).

Extended Data Table 1 | Summary details of the groundwater-level and precipitation time series

Country	Location	Aridity (Aridity Index)	Period	Aquifer lithology	S_y (%)	Rainfall modality	Recharge frequency category	Dominant recharge process	Long term average recharge (mm/dec)	Precipitation-Recharge Sensitivity Type
Benin	Cococodji	humid (0.81)	1991-2017	unconsolidated sands	15-17	Unimodal	Seasonal	Diffuse	4600-6430	Type 2
Benin	Natitingou	sub-humid (0.64)	1997-2014	fissured quartzite	0.3-0.5	Bimodal	Seasonal	Diffuse	430-760	Type 1
Burkina Faso	Ouagadougou	semi-arid (0.39)	1978-2016	weathered granite	8-12	Unimodal	Seasonal	Focussed	1400-2500	Type 2
Ghana	Accra	sub-humid (0.57)	1976-1994	weathered phyllite	2-6	Bimodal	Seasonal	Diffuse	470-1100	Type 2
Namibia	Rooibank	hyper-arid (0.01)	1998-2017	alluvium	20-40	Unimodal	Episodic	Focussed	930-2100	Type 3
Namibia	Swartbank	hyper-arid (0.01)	1992-2016	alluvium	20-40	Unimodal	Episodic	Focussed	1200-3500	Type 3
Niger	Banizoumbou	semi-arid (0.21)	1996-2016	sandstone	3.2-4.3	Unimodal	Seasonal	Focussed	220-340	Type 2
Niger	Berkiawel	semi-arid (0.22)	1994-2016	sandstone	1.4-2.7	Unimodal	Seasonal	Focussed	200-530	Type 2
South Africa	Modderfontein	semi-arid (0.35)	1976-2015	dolomite	2-4	Unimodal	Episodic	Focussed	880-2000	Type 3
South Africa	Sterkloop	semi-arid (0.38)	1973-2016	weathered gneiss	1-5	Unimodal	Seasonal	Focussed	100-690	Type 2
Tanzania	Makutapora	semi-arid (0.35)	1955-2016	weathered granite	4-7	Unimodal	Episodic	Focussed	520-1100	Type 2
Uganda	Apac	humid (0.72)	1999-2015	weathered gneiss	2-6	Bimodal	Seasonal	Diffuse	400-1400	Type 2
Uganda	Soroti	humid (0.74)	1999-2017	weathered gneiss	2-6	Bimodal	Seasonal	Diffuse	990-3000	Type 1
Zimbabwe	Khami	semi-arid (0.34)	1989-2015	basalt	2-8	Unimodal	Seasonal	Focussed	170-730	Type 2

Long-term average recharge values reflect combined uncertainties in specific yield and the applied rates of groundwater recession in the WTF analysis; the unconstrained spatial representativity of each value is such that direct comparison of these rates between locations may be misleading. We report long-term average recharge values in millimetres per decade (mm/dec) owing to the episodic nature of recharge observed in many of the records, which renders presumptions of an annual flux potentially misleading.

Extended Data Table 2 | Observed extreme recharge events and drivers of climate variability

Location	Extreme recharge years	Approximate scale of related rainfall anomalies	Likely large scale drivers
Rooibank Swartbank (Namibia)	2010-2011	seasonal/regional	Benguela Niño
	1999-2000	sub-seasonal/regional	N/A
	2008-2009	sub-seasonal/local	N/A
	1996-1997	sub-seasonal/local	N/A
	2005-2006	seasonal/regional	Benguela Niño
Sterkloop (South Africa)	1999-2000	seasonal/regional	La Niña
	1995-1996	seasonal/regional	La Niña
Khami (Zimbabwe)	1999-2000	seasonal/regional	La Niña
	1995-1996	seasonal/regional	La Niña
Makutapora (Tanzania)	1997-98	seasonal/regional	El Niño/Indian Ocean Zonal Mode positive phase
	2006-07	seasonal/regional	Indian Ocean Zonal Mode positive phase
	2015-16	seasonal/regional	El Niño/weekly positive Indian Ocean Zonal Mode
	1989-90	sub-seasonal/regional	N/A
Berkiawel (Niger)	1998	sub-seasonal/local-meso-scale	N/A
Ouagadougou (Burkina Faso)	2012	seasonal/regional	Tropical Atlantic dipole and Active Madden-Julian Oscillation

Extreme recharge events for each site are listed in order of magnitude; N/A denotes not applicable.

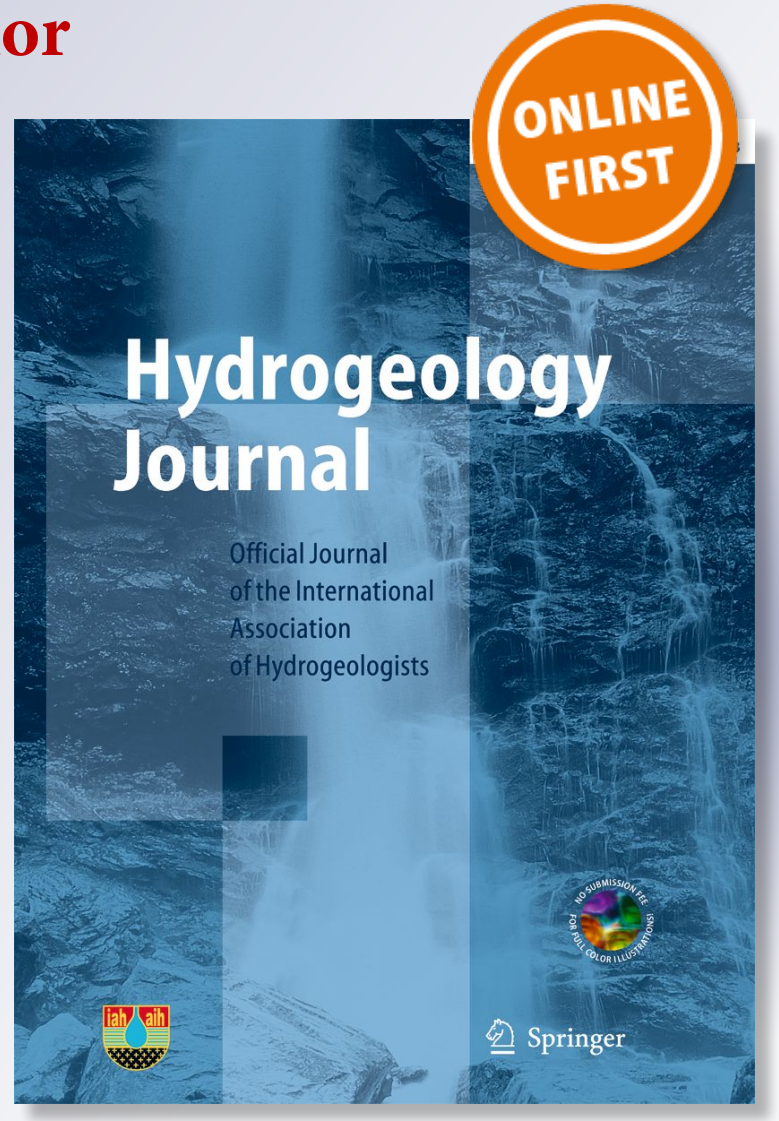
Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers

D. O. Valerie Kotchoni, Jean-Michel Vouillamoz, Fabrice M. A. Lawson, Philippe Adjomayi, Moussa Boukari & Richard G. Taylor

Hydrogeology Journal
Official Journal of the International Association of Hydrogeologists

ISSN 1431-2174

Hydrogeol J
DOI 10.1007/s10040-018-1806-2



Springer

Your article is published under the Creative Commons Attribution license which allows users to read, copy, distribute and make derivative works, as long as the author of the original work is cited. You may self-archive this article on your own website, an institutional repository or funder's repository and make it publicly available immediately.



Hydrogeology Journal
https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2

REPORT

Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers

D. O. Valerie Kotchoni[1,2,3] · Jean-Michel Vouillamoz[2] · Fabrice M. A. Lawson[1,2,3] · Philippe Adjomayi[4] · Moussa Boukari[1] · Richard G. Taylor[5]

Received: 29 June 2017 / Accepted: 4 May 2018
© The Author(s) 2018

Abstract
Groundwater is a vital source of freshwater throughout the tropics enabling access to safe water for domestic, agricultural and industrial purposes close to the point of demand. The sustainability of groundwater withdrawals is controlled, in part, by groundwater recharge, yet the conversion of rainfall into recharge remains inadequately understood, particularly in the tropics. This study examines a rare set of 19–25-year records of observed groundwater levels and rainfall under humid conditions (mean rainfall is ~1,200 mm year^{-1}) in three common geological environments of Benin and other parts of West Africa: Quaternary sands, Mio-Pliocene sandstone, and crystalline rocks. Recharge is estimated from groundwater-level fluctuations and employs values of specific yield derived from magnetic resonance soundings. Recharge is observed to occur seasonally and linearly in response to rainfall exceeding an apparent threshold of between 140 and 250 mm year^{-1}. Inter-annual changes in groundwater storage correlate well to inter-annual rainfall variability. However, recharge varies substantially depending upon the geological environment: annual recharge to shallow aquifers of Quaternary sands amounts to as much as 40% of annual rainfall, whereas in deeper aquifers of Mio-Pliocene sandstone and weathered crystalline rocks, annual fractions of rainfall generating recharge are 13 and 4%, respectively. Differences are primarily attributed to the thickness of the unsaturated zone and to the lithological controls on the transmission and storage of rain-fed recharge.

Keywords Groundwater recharge/water budget · Benin · Sub-Saharan Africa · Hydrograph

Introduction

Groundwater is the primary source of water for domestic and agricultural water supplies throughout the tropics and much of Sub-Saharan Africa (Döll et al. 2012). Efforts to meet projected increases in freshwater demand over the next few decades across Sub-Saharan Africa depend on development of the groundwater resource, which in many environments is the only perennial source of freshwater (MacDonald et al. 2012). The sustainability of current and future groundwater abstraction relies on groundwater recharge but the conversion of rainfall into recharge remains poorly understood. This gap in knowledge is due primarily to the limited availability of sustained observations of changes in groundwater storage in this region (Taylor et al. 2013). Studies based on rare piezometric observations and stable-isotope ratios indicate that intensive rainfall events contribute preferentially to groundwater recharge in the tropics (Taylor and Howard 1999; Owor et al. 2009; Taylor et al. 2013; Jasechko and Taylor 2015) but the role played by the unsaturated zone in transmitting water remains unclear (e.g. infiltration pathways and controls). Further, most studies which quantify recharge from groundwater-level fluctuations in Sub-Sahara Africa are constrained by

This article is part of the topical collection "Determining groundwater sustainability from long-term piezometry in Sub-Saharan Africa"

✉ D. O. Valerie Kotchoni
valerie.kotchoni@ird.fr

[1] University of Abomey-Calavi, National Institute of water, Abomey-Calavi, Benin

[2] IRD, University Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble INP, IGE, F-38000 Grenoble, France

[3] International Chair in Mathematical Physics and Applications (ICMPA – UNESCO CHAIR), Cotonou, Benin

[4] Direction Générale de l'Eau, Cotonou, Benin

[5] Department of Geography, University College London, London, UK

Published online: 08 June 2018

uncertainty in coefficients (e.g. specific yield) of groundwater storage (e.g. Sibanda et al. 2009; Obuobie et al. 2012).

In Benin, previous assessments of recharge are rare and have relied primarily on the use of soil-moisture balance models for which there is substantial uncertainty in their parameterisation due to a lack of field observations. For example, studies in the Mio-Pliocene sediments of southern Benin have estimated recharge using very different parameterisations that have generated outcomes which are both uncertain and differ substantially: 50 to 104 mm year^{-1} (Totin 2010) versus 266 mm year^{-1} (Achidi et al. 2012a). Application of the same unconstrained soil-moisture balance model to weathered crystalline aquifers in central Benin produces recharge estimates ranging from 250 to 300 mm year^{-1} (Achidi et al. 2012b) which differ from previous estimates generated from the use of the water-table fluctuation method (i.e. 74–370 mm year^{-1} and 106 to 208 mm year^{-1}, Kamagaté et al. 2007 and Séguis et al. 2011 respectively). These latter estimates are, however, based on groundwater-level records of very limited duration (i.e. 2 and 4 years) and are unconstrained by local measurements of specific yield. In summary, substantial uncertainty remains in the estimation of recharge in Benin as assessments are inconsistent and inadequately constrained by observations.

In this study, long-term (19–25 years) records of groundwater levels and rainfall are used to explore the relationships between rainfall and recharge in three hydrogeological environments common to the humid tropics of Benin and other parts of West Africa: Quaternary unconsolidated sediments, Mio-Pliocene sandstone, and weathered-fissured Neoproterozoic crystalline rocks. Further, the study marks a substantial improvement on previous analyses of recharge using the water-table fluctuation method in Sub-Saharan Africa as it not only employs multi-decadal piezometric records but also employs specific yield values constrained by magnetic resonance sounding (MRS) experiments carried out at each of the sites featuring long-term "chronicles" of groundwater storage changes.

Materials and methods

Monitoring sites

The geology of Benin is composed of two principal domains that are common in West Africa. Northern and central regions are dominated by crystalline rocks whereas the southern region consists of a coastal sedimentary basin with rocks from Cretaceous to recent ages (Fig. 1). A network of piezometers was established in the 1990s in sedimentary formations in southern Benin by the University of Abomey Calavi and the

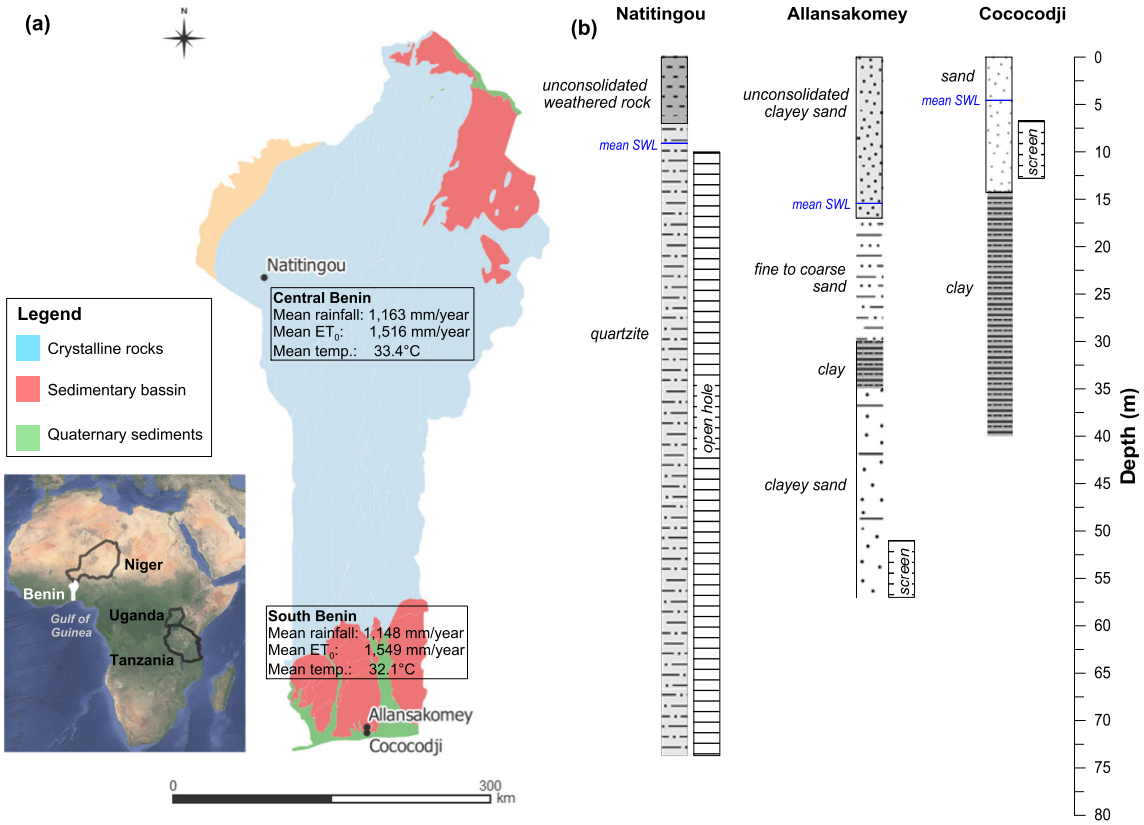


Fig. 1 Monitoring sites. **a** Map of Africa with enlarged view of a simplified geological map of Benin and mean (1980–2009) climate data (modified from Achidi et al. 2012a). **b** Simplified lithology of monitored piezometers as per borehole reports

national society in charge of the water supply of cities (SONEB). More recently, a national network of groundwater monitoring sites was established by the National Directorate of Water (Direction Générale de l'Eau, DG-Eau) in the Ministry of Energy, Oil and Water.

To examine the relationship between rainfall and recharge, monitoring sites with short record duration (i.e. less than 15 years) and excessive gaps in their records were excluded. Three monitoring sites were selected in hydrogeological environments that commonly supply groundwater to inhabitants of Benin and that are common in West Africa: Quaternary sediments at Cococodji; Mio-Pliocene sediments at Allansakomey; and crystalline rocks at Natitingou (Fig. 1). These monitoring sites are appropriate to examine recharge because: (1) monitored water-table depths (WTD) are impacted by neither abstraction nor constructed surfaces; (2) records of WTD are some of the longest available in Benin; and (3) rain gauges are localised in the vicinity of the piezometer. At each piezometer, WTDs have been measured manually since the 1990s (Table 1). Recordings have been carried out by technicians of the DG-Eau and the University of Abomey-Calavi using an electrical probe (i.e. "dipper"). The time-step of the measurements in these long-term records varies from 8 to 22 days on average (Fig. 2).

Strong seasonality is observed in groundwater-level fluctuations in monitored aquifers in all three geological contexts and reflects the seasonally humid climates of each monitoring site (Fig. 2). In the south (i.e. Cococodji and Allansakomey sites), rainfall usually occurs between March and October. Mean annual temperature, rainfall and Penman-Monteith reference evapotranspiration (ET_0) obtained at three weather stations located in southern Benin between 1980 and 2009 are 32 °C, 1,148 and 1,549 mm, respectively (Achidi et al. 2012a). In central Benin (Natitingou site), the rainy season is slightly shorter (April to October); mean annual rainfall (1,163 mm), mean air temperature (33 °C) and ET_0 (1,516 mm year^{-1}) measured at two weather stations for the 1980–2009 period are very similar to that recorded in southern Benin (Achidi et al. 2012a). All sites are situated on surfaces of low relief with mean slopes based on Shuttle Radar Topography Mission data of 1.4% (standard deviation σ = 0.5%), 1.2% (σ = 0.4%) and 2% (σ = 1.9%) at Cococodji, Allansakomey and Natitingou, respectively. All three monitoring sites are in suburban areas that are relatively unaffected by constructed surfaces (i.e. tarmac, concrete) and where soils primarily derive from the underlying geology.

Recharge calculation and groundwater level modelling

Recharge was calculated based on the observed groundwater-level fluctuation (e.g. Scanlon et al. 2002; Healy and Cook 2002; Sibanda et al. 2009; Obuobie et al. 2012; Jassas and Merkel 2014). The water-table fluctuation Method (WTFM) assumes that change in groundwater level is controlled by the balance of recharge R [LT^{-1}] to drainage D [LT^{-1}]:

$$R_t = S_y.\frac{\Delta_h}{\Delta_t} + D_t \quad (1)$$

where S_y [−] is the specific yield and Δh represents the change in groundwater level [L] through time Δt [T]. To solve Eq. (1), S_y has been estimated from measurements using magnetic resonance sounding (see next section), whereas D_t is estimated based on observed recessions in groundwater levels during dry seasons (i.e. when no rain has occurred over multiple weeks). Recharge R_t was first calculated at a daily time step by linearly interpolating the observed change in groundwater level Δh; monthly and yearly recharge were calculated by summing daily recharge. Relationships between rainfall and recharge were assessed on monthly and annual time steps through the use of regression plots. To assess the influence of daily rainfall on recharge, relationships between rainfall and recharge were systematically assessed by applying a threshold daily rainfall for generating recharge from 1 to 30 mm in increments of 1 mm. Observed relationships $R_t = f$ (rainfall$_t$) were then used to model a daily time series of groundwater level as:

$$h_t = h_{t-\Delta t} + \frac{R_t - D_t}{S_y} \quad (2)$$

Time-lags between rainfall and recharge (ranging from 0 to 50 days) were then applied to model the time series of

Table 1 Physical characteristics of monitoring sites in Benin

Piezometer	Monitoring period		Mean time-step	Distance to rain gauge	Screen depth below ground surface		Lithology	Water-table depth	
	from	to	(days)	(m)	from (m)	to (m)		max (mbgl)	min (mbgl)
Cococodji	03/07/1991	09/04/2015	8	7,100	−6.8	−12.8	Unconsolidated sands	6.39	1.74
Allansakomey	04/08/1994	10/23/2015	22	6,900	−51	−57	Sandstone	16.53	13.03
Natitingou	05/21/1997	07/27/2015	9	3,800	−10	−73.7	Crystalline rock (quartzites)	14.37	3.2

mbgl metres below ground level

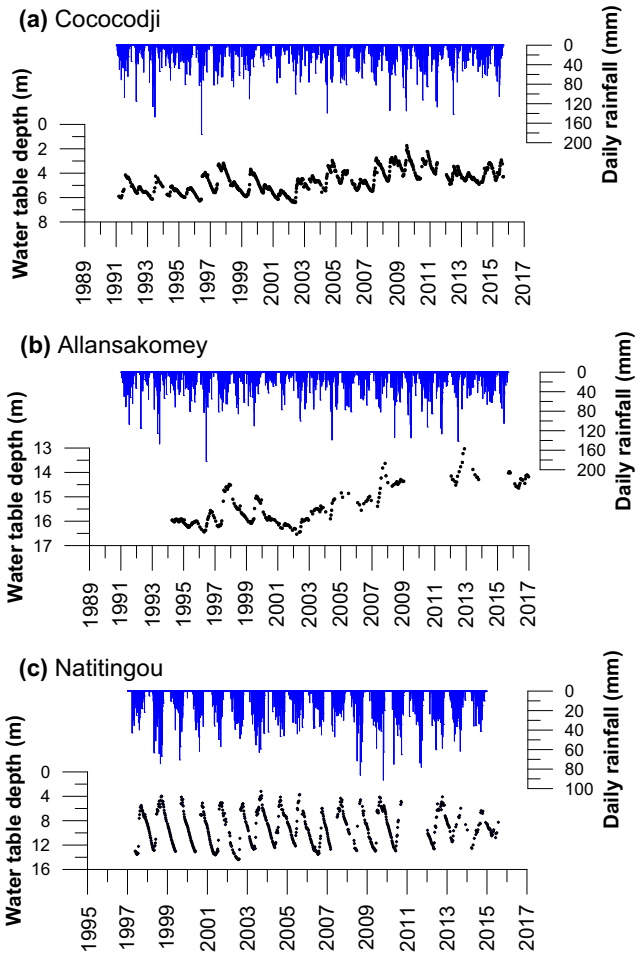


Fig. 2 Groundwater-level fluctuations and rainfall records. **a** Cococodji **b** Allansakomey **c** Natitingou

groundwater levels; the degree to which the modelled time series represented the observed time series was assessed using the Normalised Root-Mean-Square Error (NRMSE) and the Nash-Sutcliffe Coefficient (NSC):

$$\mathrm{NRMSE} = \frac{\mathrm{RMSE}}{h_{\mathrm{observed}}} \text{ with RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(h_{\mathrm{observed},i} - h_{\mathrm{modelled},i}\right)^2}{n}} \quad (3)$$

$$\mathrm{NSC} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(h_{\mathrm{observed},i} - h_{\mathrm{modelled},i}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(h_{\mathrm{observed},i} - \overline{h_{\mathrm{observed}}}\right)^2} \quad (4)$$

The influence of rainfall on recharge was assessed with the use of annual standard score of rainfall and recharge:

$$\text{Standard score} = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad (5)$$

where x is the rainfall or the recharge, $\bar{x}$ and σ are the mean and the standard deviation of the population respectively.

Estimation of specific yield

Estimation of S_y at each of three monitoring stations with long-term groundwater-level records (Fig. 1) was conducted through MRS (Vouillamoz et al. 2012a, 2014). Detailed descriptions of the MRS technique can be found in numerous publications (e.g. Legchenko and Valla 2002; Legchenko 2013). The major advantage of MRS compared to other geophysical methods (e.g. electrical resistivity tomography) is the direct measurement of signals that are generated by subsurface water itself. One of the primary output parameters obtained from the interpretation of MRS measurements is the variation in depth of the MRS water content θ_{MRS}. MRS measurements were conducted at the 3 monitoring sites and S_y was calculated using relationships between θ_{MRS} and S_y established in previous studies carried out in several sites of the same geological environment (Table 2). The relationship used to calculate the specific yield in crystalline rock was established in central Benin (at six locations) where the Natitingou site is also located (Vouillamoz et al. 2014). For the monitoring site in Mio-Pliocene sandstone at Allansakomey the relationship used to calculate specific yield was established in the neighbouring Niger at six locations (Boucher et al. 2009) and is expected to be valid for Benin as the geological context is comparable. At Cococodji, the specific yield of Quaternary sands was estimated to be equal to the MRS water content as established in similar beach sands in India (Vouillamoz et al. 2012b). Applied S_y values for Quaternary sands, Mio-Pliocene sandstones and crystalline rocks are 16.2%, 7.1 and 0.4% respectively (Table 2); the low value of S_y obtained at Natitingou is consistent with observations that this quartzite aquifer possesses a very low specific capacity (0.3 m^2 day^{-1}). Uncertainty in S_y is estimated from uncertainties in MRS output parameters that are calculated by determining the range of acceptable solutions (i.e. equivalence analysis).

Results

Estimation of recharge

Recharge rates at the three long-term monitoring sites in Benin were calculated using Eq. (1) and values of specific yield derived from MRS water content (Table 2). Calculated recharge varies substantially in magnitude from 491 mm $year^{-1}$ (standard deviation σ = 160 mm $year^{-1}$) on average in shallow Quaternary sands (41% of mean annual rainfall), to 148 mm $year^{-1}$ (σ = 55 mm $year^{-1}$) in Mio-Pliocene sandstones (12% of mean annual rainfall), and 51 mm $year^{-1}$

Table 2 Specific yield calculation with the use of MRS water content

Piezometer	Rocks	S_y calculation	Reference	θ_{MRS} (%)	S_y mean/uncertainty (%)
Cococodji	Quaternary sands	$S_y = \theta_{MRS}$	Vouillamoz et al. 2012b	16.2	16.2± 0.4
Allansakomey	Mio-Pliocene sandstones	$S_y = 0.38.\ \theta_{MRS}$	Boucher et al. 2009	21.3	7.1± 0.4
Natitingou	Quarztites	$S_y = 0.53.\ \theta_{MRS} + 0.007$	Vouillamoz et al. 2014	0.8	0.4± 0.1

($\sigma = 10$ mm year^{-1}) in crystalline rocks (4% of mean annual rainfall, Table 3).

Regression plots of recharge against rainfall show clear linear relationships above a threshold between annual rainfall and estimated recharge at all three locations (Fig. 3). Linear relationships are strong (i.e. coefficient of correlation ranging from 0.80 to 0.97) and extrapolating these relationships to a recharge value of zero denies potential non-linearities outside of the range of data used to inform them but suggests minimum thresholds in annual rainfall for recharge in the range of 140–250 mm at each location. The linearity in the relationships between monthly rainfall and estimated monthly recharge is lower due, in part, to time lags between input (rainfall) and response (groundwater-level rise). Finally, removing daily rainfall events of less than 5–15 mm did not impact the observed relationships between rainfall and recharge (Fig. 4a and Table 4).

Using the observed links between annual recharge and rainfall, the water-table depth (WTD) was estimated on a daily time step using Eq. (2). The calculated WTD was then fitted to the observations by tuning modelled recharge–rainfall relationships and testing time lags between rainfall and recharge (Table 4). No time lag is needed to improve the model of the shallow sandy water table at Cococodji (average WTD is 4.5 m below ground level, bgl), but time lags of respectively 17 days and 2 days slightly improved the model of the deeper sandstones aquifer at Allansakomey (Fig. 4b, average WTD is 15.4 m bgl) and quartzite at Natitingou (average WTD is 9.1 m bgl) respectively. Interestingly, the refined simple linear relationships explain almost all the fluctuation in the water table fluctuation at the three locations (Fig. 5).

Influence of rainfall on groundwater storage

Standardized recharge and rainfall time series demonstrate a clear relationship between rainfall and recharge at all three locations (Fig. 6). Annual recharge is higher (or lower) than the mean value when annual rainfall is also higher (or lower) than the mean rainfall (Fig. 6a). This trend is confirmed by the observed relationships between the annual groundwater storage balance (i.e. the difference in storage between January and December the same year) and the annual rainfall (Fig. 6b). Currently, changes in groundwater storage are strongly correlated to rainfall at the three locations (correlation coefficient of 0.91, 0.8 and 0.96 for Cococodji, Allansakomey and Natitingou respectively). When annual rainfall is below the mean value, the annual storage balance is negative (i.e. groundwater storage declines), whereas the annual storage balance is positive (i.e. groundwater storage rises) when the annual rainfall is higher than the mean value.

Discussion

Uncertainty in recharge analysed using the WTFM

Application of the water-table fluctuation method (WTFM) to each of the three long-term piezometric records in Benin demonstrates considerable ability (NSC = 0.66 to 0.85) to explain multi-decadal variations in groundwater levels in three different hydrogeological environments with varying water-table depths (Table 4). The WTFM method is nonetheless a simplification of a complex set of processes by which water moves to, and from, the water table. It is thus desirable to apply the WTFM in combination with other methods (e.g. Misstear et al. 2009; Sibanda et al. 2009) and on-going research currently seeks to test the outcomes here with evidence from hydrochemistry, stable-isotope ratios of O and H, and hydrological models in order to assess more widely recharge in the main geological units

Table 3 Annual rainfall and calculated recharge

Piezometer	Annual rainfall (mm)			Annual recharge (mm)			Mean annual ratio recharge/rainfall (%)
	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	
Cococodji	735	1189	1591	180	491	717	41
Allansakomey	735	1229	1899	49	148	250	12
Natitingou	850	1180	1591	38	51	67	4

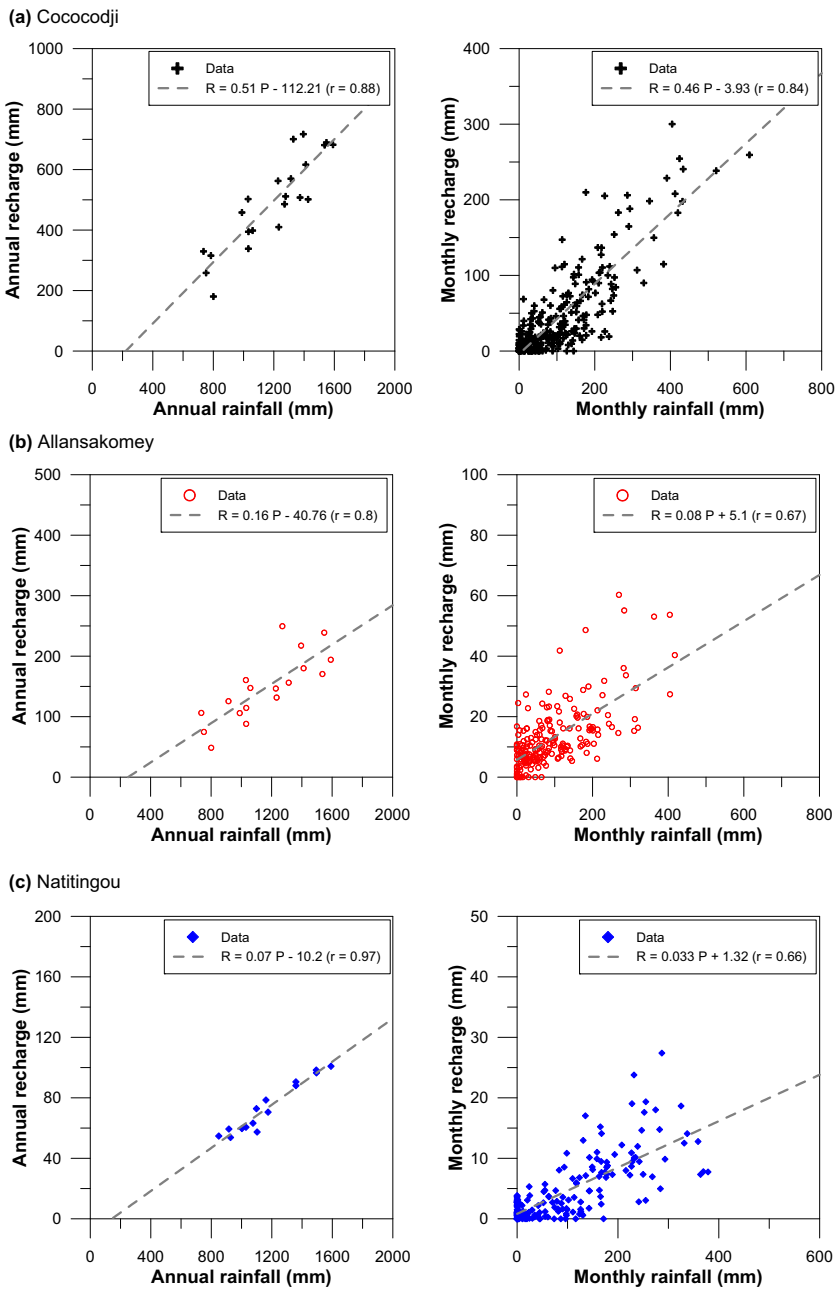


Fig. 3 Relationship between recharge and rainfall at yearly and monthly time steps. **a** Cococodji; **b** Allansakomey; **c** Natitingou

of Benin. Another key uncertainty associated with the use of the WTFM is the representivity of the analysed long-term piezometric data in each monitored aquifer. Figure 7 plots additional piezometric records that exist in each of the three monitored hydrogeological environments, alongside the more complete records analysed in the preceding. The amplitude and seasonality in groundwater levels in each of these additional, though limited, time series mirrors well the dynamics observed in the analysed time series. These additional observations, which range in distance from 12 to 113 km from the analysed time series, indicate that, at a minimum, the analysed time series are not anomalous.

Magnitude of recharge

Groundwater recharge estimated from groundwater-level records of 19–25 years in duration from three selected sites in Benin varies substantially in its magnitude from one location to the other (Fig. 8a and Table 3). These differences in estimated recharge ranging from 51 to 491 mm year^{-1} cannot be explained by differences in rainfall as mean annual rainfall (MAR) varies by <5% among the three locations (Table 3) and differences in daily rainfall intensities are small (Fig. 8b). At Natitingou in central Benin, the magnitude of estimated recharge to the weathered-fissured quartzite aquifer of ~4% of MAR, is consistent with the lower

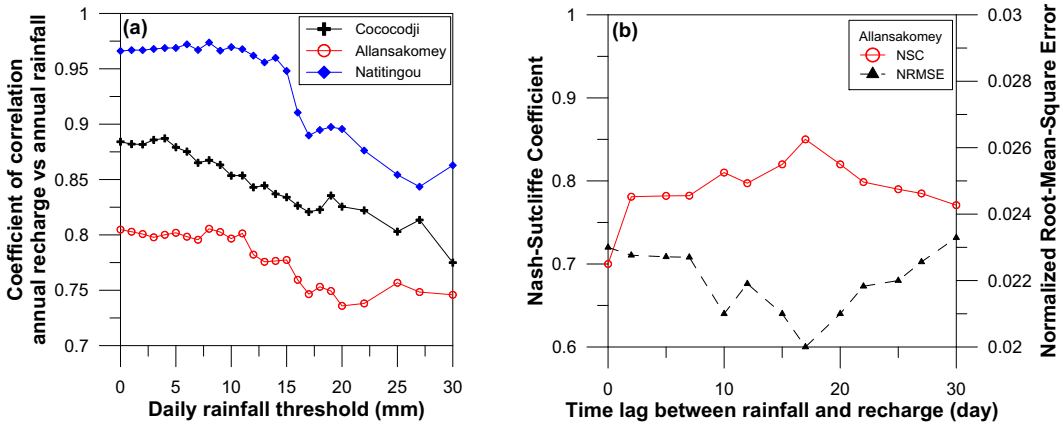


Fig. 4 Outcomes of a sensitivity analysis of the modelled relationships between rainfall and recharge constrained by long-term observations, for **a** daily rainfall threshold; and **b** the lag time between rainfall and recharge at Allansakomey

estimate proposed by Kamagaté et al. (2007; i.e. ~5 to 24% of MAR) using just 2 years of piezometric data and an unconstrained S_y value at a site ~60 km away. This new estimate is, however, far lower than previous, much less well-constrained studies of Séguis et al. (2011) and Achidi et al. (2012b), which estimate recharge is 9–17 and 25% of MAR, respectively; the latter estimate is included in the new hydrogeological map of Benin and misrepresents the renewability of groundwater in this region. Detailed water-balance studies in central Benin, estimating actual evapotranspiration (AET) from hydrometric and eddy covariance measurements (Séguis et al. 2011; Mamadou et al. 2016), indicate that the bulk of annual rainfall (up to 86 and 72% respectively) is returned to the atmosphere via evapotranspiration; groundwater discharge is primarily explained by local evapotranspiration. Here stream flow is ephemeral and dominated by contributions from (Hortonian) surface runoff and interflow. The low recharge flux estimated at Natitingou is thus primarily attributed to high AET facilitated by the thick unsaturated (vadose) zone.

In southern Benin, reference evapotranspiration (ET_0) is similar to northern Benin (see section 'Materials and methods') and stream flow is also predominantly seasonal (Le Barbé et al. 1993). Robust estimates of AET are unavailable. In the shallow aquifer with Quaternary sands at Cococodji, ~40% of mean annual rainfall (~490 mm) is estimated to contribute to recharge through a thin (mean thickness of 4.5 m) unsaturated zone for which there is almost no time lag between rainfall and recharge responses (Table 4; Fig. 5). Here the higher recharge flux, the first published estimate for this aquifer, is attributed to reduced surface runoff associated with more transmissive soils and a thin vadose zone facilitating the conversion of infiltrating rainfall to recharge. At Allansakomey, a lower proportion (~13%) of annual rainfall is converted to recharge where the unsaturated zone is thicker (mean thickness of 15 m) and less permeable due to a higher clay content. The mean (148 mm $year^{-1}$) and range (49–250 mm $year^{-1}$) in annual recharge are consistent with previously modelled recharge by Totin (2010) ranging from 50 to 104 mm $year^{-1}$ but substantially less again than that modelled by Achidi et al. (2012b). This revised recharge estimate for the sandstone aquifer at Allansakomey is of importance as this aquifer is the primary source of safe water to the most populated area of Benin. Differences in land use (Favreau et al. 2009; Ibrahim et al. 2014), local relief, and reference evapotranspiration are minor among the three monitoring sites but their collective influences on recharge cannot be discarded to explain, in part, differences in recharge rates estimated from long-term groundwater-level data.

Table 4 Key characteristics of groundwater-level fluctuation models

Piezometer	Daily modelled rainfall/recharge relationships	Daily rainfall threshold (mm)	Time lag (day)	Fit of the model	
				NRMSE (%)	NSC (–)
Cococodji	$R = 0.41 \cdot P$	5	0	9.5	0.78
Allansakomey	$R = 0.13 \cdot P$	10	17	2	0.85
Natitingou	$R = 0.043 \cdot P$	15	2	17	0.66

R recharge; *P* precipitation; *NRMSE* normalised root-mean-square error; *NSC* Nash-Sutcliffe coefficient

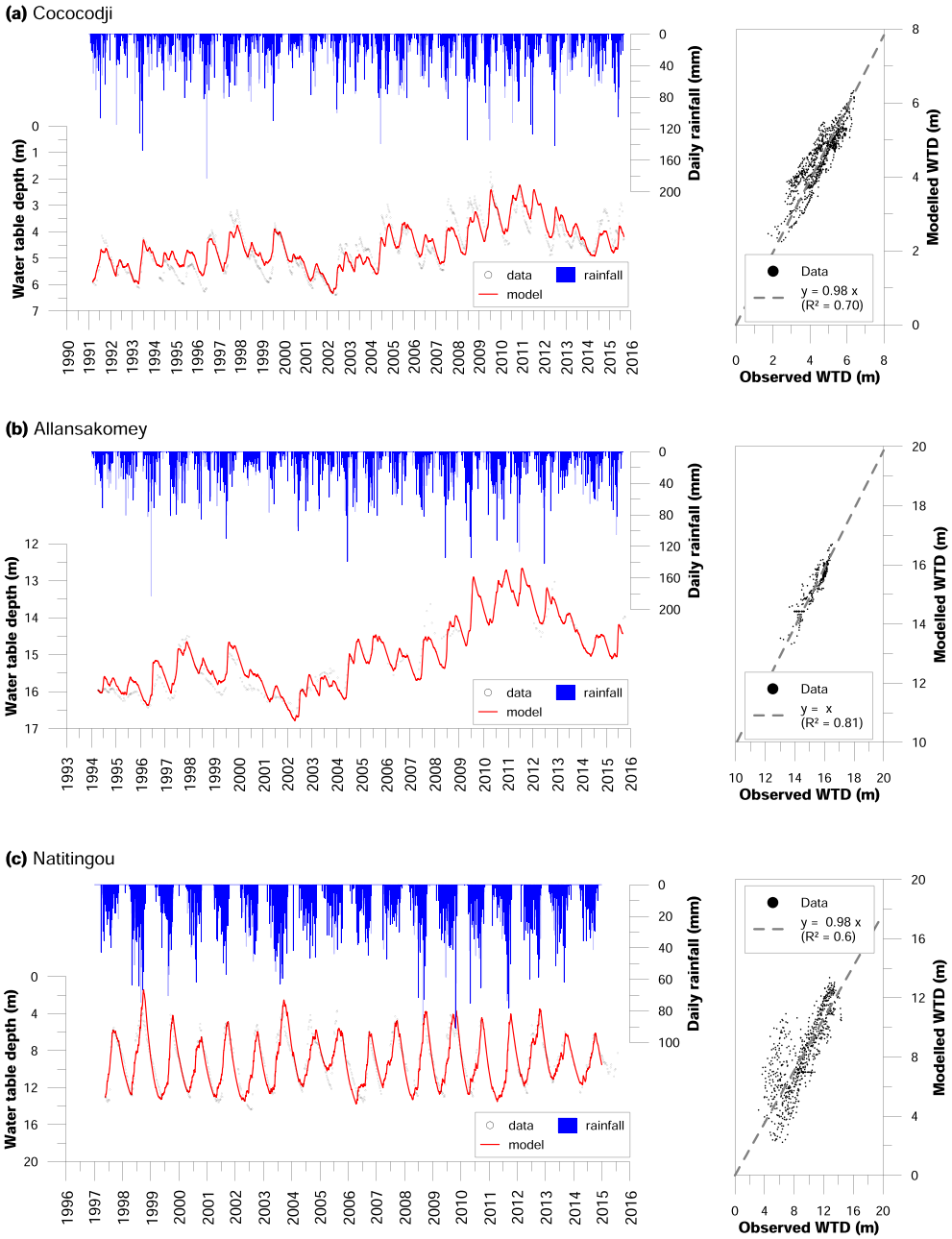


Fig. 5 Rainfall and both simulated and observed water-table depth (WTD) time series in Benin at: **a** Cococodji; **b** Allansakomey; **c** Natitingou

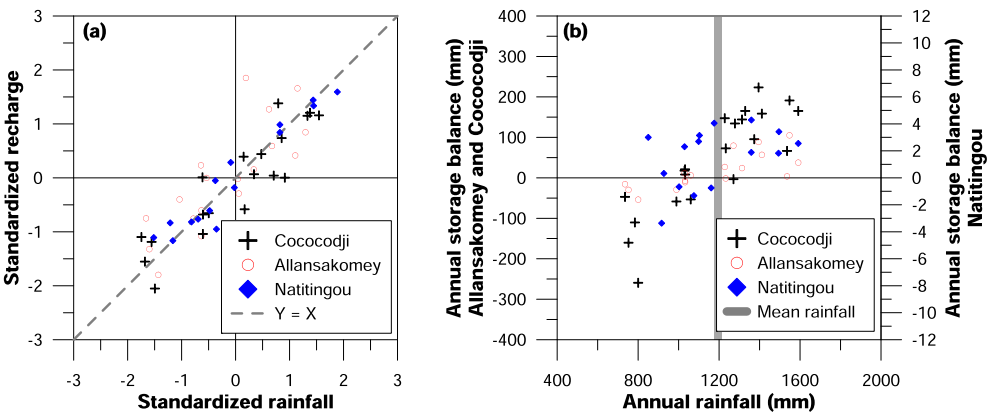


Fig. 6 The relationships between rainfall and recharge. **a** annual standardized index, **b** annual groundwater storage balance. Note the difference in scales for the second *y*-axis (**b**)

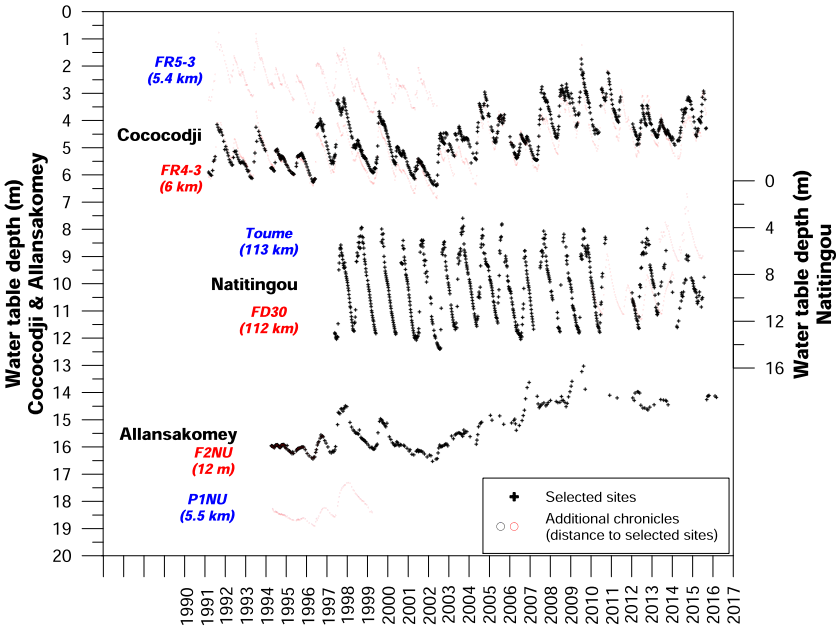


Fig. 7 Comparison of the selected water-table time-series with other chronicles located in the same geological unit

Rainfall/recharge relationships

Computed groundwater recharge derived from observed groundwater-level time series records in three hydrogeological environments in Benin is strongly correlated ($r = 0.88$ to 0.97) to annual rainfall (Fig. 8a). These linear relationships regress to implied thresholds for recharge of 220, 250 and 140 mm year^{-1} for Cococodji, Allansakomey and Natitingou respectively. Extrapolating such relationships beyond the range in the data yields highly uncertain conclusions yet these apparent thresholds are consistent with evidence of the relationship between mean annual rainfall and recharge (apparent threshold of ~250 mm year^{-1}) compiled from recharge studies across Sub-Saharan Africa (Bonsor and MacDonald 2010). On a daily time step, application of rainfall thresholds of 5–15 mm day^{-1} was found to best match groundwater fluctuations using Eq. (2) (Table 4). This finding mirrors improved correlations between rainfall exceeding similar daily thresholds (e.g. 10 mm day^{-1}) and recharge that have been observed in Uganda (Owor et al. 2009). The dependence of recharge on rainfall exceeding a threshold is noteworthy, as climate change intensifies rainfall, especially in the tropics (Allan et al. 2010); fewer but heavier rainfall events may consequently serve to enhance recharge. Long-term groundwater-level hydrographs in seasonally humid Benin also indicate that recharge occurs annually but varies substantially, similar to piezometric evidence from seasonally humid Uganda (Owor et al. 2009). This empirical evidence is in contrast to the highly episodic nature of groundwater recharge observed in semi-arid central Tanzania, where recharge is found to occur in just a few years each decade in response to heavy seasonal rainfall associated with the El Niño Southern Oscillation (Taylor et al. 2013).

At monthly time scales, rainfall/recharge relationships deteriorate for deeper water tables at Allansakomey and Natitingou, but remain strong for the shallow water table at Cococodji (Fig. 3). This difference may stem from the effects of the unsaturated zone in transmitting water, which are not represented in the simple WTFM model. Time lags estimated

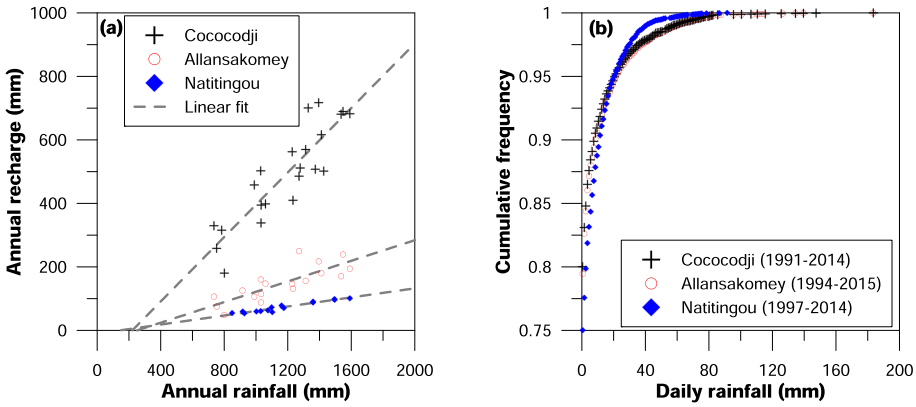


Fig. 8 Comparison of rainfall and recharge characteristics at three monitoring sites: **a** annual recharge versus rainfall; **b** daily rainfall frequency distribution

from the modelling of the water table time series (Table 4) are approximate as the sensitivity of the models to the time lag is low (Fig. 4b). This insensitivity arises, in part, from the frequency of the groundwater-level measurements in the current multi-decadal records. However, recently instituted high-frequency (i.e. hourly) monitoring of groundwater levels in Benin (and Uganda) may soon provide improved insight into the time lags between rainfall and recharge as well as daily rainfall thresholds generating recharge in these seasonally humid environments featuring similar hydrogeological environments. Estimated time lags between rainfall and recharge from the analysis of the current long-term records (Table 4) suggest that rainfall is transmitted rapidly (0–17 days) through the vadose zone. Further research is nevertheless required to better understand the processes and structures (e.g. macropores) in the unsaturated zone transmitting rain-fed recharge (Owor et al. 2009; Beven and Germann 2013).

Conclusions

Groundwater recharge, estimated from long-term (19–25 years) piezometric records, is shown to be linearly related to annual rainfall in three different hydrogeological environments in seasonally humid Benin; inter-annual changes in groundwater storage correlate well to inter-annual rainfall variability. This rare set of long-term groundwater-level observations from three common hydrogeological environments in West Africa reveals that recharge occurs annually in response to seasonal rainfall (mean of 1200 mm year^{-1} and σ = 261 mm year^{-1}) but varies substantially in magnitude from 491 mm year^{-1} (σ = 160 mm year^{-1}) in a shallow aquifer of Quaternary sands to 148 mm year^{-1} (σ = 55 mm year^{-1}) in a Mio-Pliocene sandstone aquifer and 51 mm year^{-1} (σ = 10 mm year^{-1}) in a weathered quartzite aquifer. Of significance is that these new estimates, computed via the water-table fluctuation method, are constrained by localised estimates of specific yield. Presented results include the first estimate of recharge to the shallow aquifer in Quaternary Sands in coastal Benin and indicate further that current recharge estimates in the Hydrogeological Map of Benin (Achidi et al. 2012b), in both the Mio-Pliocene sandstone of southern Benin and the Neoproterozoic crystalline rocks of central Benin, are over-estimated. Observed differences in recharge rates and lag times (0–17 days) between groundwater-level response times to rainfall are primarily attributed to lithological controls on the transmission and storage of rain-fed recharge and thickness of the unsaturated zone. Further field research is required to better understand the recharge processes that account for the noted brevity of lag times observed between rainfall and recharge. Fitting of simple scalar models of recharge to the long-term groundwater-level records in each hydrogeological environment suggests that recharge depends on daily rainfall exceeding a threshold (5 to 15 mm day^{-1}). As such the results presented here are consistent with a growing body of evidence from Sub-Saharan Africa that indicate that the intensification of rainfall associated with global warming may enhance groundwater recharge.

The robustness of the results of this study is constrained by the representivity of the monitoring sites and frequency of the groundwater level measurements in the multi-decadal records. Further research employing additional monitoring sites, higher frequency observations and complementary techniques (i.e. tracers, numerical modelling) is required to enhance understanding of the recharge processes and controls in seasonally humid environments in the tropics.

Acknowledgements This work has been 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 (Ref. AURG/098/2012). The content of this paper is the sole responsibility of the authors and can under no circumstances be regarded as reflecting the position of The European Union or Africa Union. Furthermore, we gratefully acknowledge the funding support of PROTOS (http://www.protos.ngo/fr) that make the PhD work of first-author Kotchoni possible, and the additional financial support of Via Water, a Dutch programme to support innovative water solutions in Africa (http://www.viawater.nl). Co-author Taylor acknowledges support from the UK's NERC-ESRC-DFID UPGro Programme (Refs. NE/L001926/1, NE/M008932/1) and a Senior Fellowship from The Royal Society and Leverhulme Trust (Ref. LT170004).

Open Access This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International License (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made.

References

Achidi JB, Bourguet L, Elsaesser R, Legier A, Paulve E, Tribouillard N (2012a) Evaluation de l'impact d'une baisse de la pluviométrie sur la recharge de l'aquifère du Mio-Pliocene du plateau d'Allada [Evaluation of the impact of a decrease in rainfall on recharge of the Mio-Pliocene aquifer of the Allada plateau]. GIZ Bonn, Germany, 62 pp

Achidi JB, Bourguet L, Elsaesser R, Legier A, Paulve E, Tribouillard N (2012b) Carte hydrogéologique du Bénin au 1/500 000 and 1/200 000, notice générale (Hydrogeological map of Benin at 1/500 000 and 1/200 000, general notice). GIZ, Bonn, Germany or DGEau, Cotonou, Benin

Allan RP, Soden BJ, John VO, Ingram W, Good P (2010) Current changes in tropical precipitation. Environ Res Lett 5:025205

Beven K, Germann P (2013) Macropores and water flow in soils revisited. Water Resour Res 49:3071–3092. https://doi.org/10.1002/wrcr.20156

Bonsor HC, and MacDonald AM (2010) Groundwater and climate change in Africa: review of recharge studies. British Geological Survey Internal Report, IR/10/075. BGS, Keyworth, UK, 30 pp

Boucher M, Favreau G, Vouillamoz JM, Nazoumou Y, Legchenko A (2009) Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger).

Hydrogeol J 17:1805–1815. https://doi.org/10.1007/s10040-009-0447-x

Döll P, Hoffmann-Dobrev H, Portmann FT, Siebert S, Eicker A, Rodell M, Strassberg G, Scanlon BR (2012) Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. J Geodynam 59:143–156

Favreau G, Cappelaere B, Massuel S, Leblanc M, Boucher M, Boulain N, Leduc C (2009) Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid Southwest Niger: a review. Water Resour Res 45. https://doi.org/10.1029/2007WR006785

Healy RW, Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeol J 10:91–109

Ibrahim M, Favreau G, Scanlon BR, Seidel JL, Le Coz M, Demarty J, Cappelaere B (2014) Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel. West Africa. Hydrogeol J 22:1293–1305. https://doi.org/10.1007/s10040-014-1143-z

Jasechko S, Taylor RG (2015) Intensive rainfall recharges tropical groundwaters. Environ Res Lett 10:124015. https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124015

Jassas H, Merkel B (2014) Estimating groundwater recharge in the semi-arid Al-Khazir Gomal Basin, North Iraq. Water 6:2467–2481. https://doi.org/10.3390/w6082467

Kamagaté B, Séguis L, Favreau G, Seidel JL, Descloitres M, Affaton P (2007) Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga, haut Ouémé) [Process and balance of water flows of a basement tropical basin in Benin (Donga, upper Oueme)]. C R Geosci 339:418–429. https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.04.003

Le Barbé L, Alé G, Millet B, Texier H, Borel Y, Gualde R (1993) Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin, Collection Monographies Hydrologiques N° 11 [The surface water of the republic of Benin, Hydrological Monograph no. 11]. Orstom, Paris, 540 pp

Legchenko A (2013) Magnetic resonance imaging for groundwater. Wiley, Chichester, UK. https://doi.org/10.1002/9781118649459

Legchenko A, Valla P (2002) A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. J Appl Geophys 50:3–19

MacDonald AM, Bonsor HC, Béó D, Taylor RG (2012) Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environ Res Lett 7:024009. https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024009

Mamadou O, Galle S, Cohard JM, Peugeot C, Kounouhewa B, Biron R, Hector B, Zannou AB (2016) Dynamics of water vapor and energy exchanges above two contrasting Sudanian climate ecosystems in northern Benin (West Africa). J Geophys Res-Atmos 121:11269–11286. https://doi.org/10.1002/2016JD024749

Misstear BDR, Brown L, Johnston PM (2009) Estimation of groundwater recharge in a major sand and gravel aquifer in Ireland using multiple approaches. Hydrogeol J 17:693–706. https://doi.org/10.1007/s10040-008-0376-0

Obuobie E, Diekkrueger B, Agyekum W, Agodzo S (2012) Groundwater level monitoring and recharge estimation in the white Volta River basin of Ghana. J Afr Earth Sci 71–72:80–86. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.06.005

Owor M, Taylor RG, Tindimugaya C, Mwesigwa D (2009) Rainfall intensity and groundwater recharge: empirical evidence from the upper Nile Basin. Environ Res Lett 4:035009. https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/3/035009

Scanlon BR, Healy RW, Cook PG (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeol J 10(18):39

Séguis L, Kamagaté B, Favreau G, Descloitres M, Seidel JL, Galle S, Peugeot C, Gosset M, Le Barbé L, Malinur F, others (2011) Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: the Donga basin (Benin, West Africa): inter-annual variability of water budget. J Hydrol 402:1–13

Sibanda T, Nonner JC, Uhlenbrook S (2009) Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. Hydrogeol J 17:1427–1441. https://doi.org/10.1007/s10040-009-0445-z

Taylor RG, Howard KWF (1999) The influence of tectonic setting on the hydrological characteristics of deeply weathered terrains: evidence from Uganda. J Hydrol 218:44–71. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00024-4

Taylor RG, Todd MC, Kongola L, Maurice L, Nahozya E, Sanga H, MacDonald AM (2013) Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. Nat Clim Chang 3:374–378. https://doi.org/10.1038/nclimate1731

Totin H (2010) Sensibilité des eaux souterraines du bassin sédimentaire côtier du Bénin à l'évolution du climat et aux modes d'exploitation: stratégies de gestion durable [Groundwater sensitivity in the coastal sedimentary basin in Benin to climate change and exploitation methods: sustainable management strategies]. PhD Thesis, University of Abomey-Calavi, Bénin, 283 pp

Vouillamoz JM, Sokheng S, Bruyere O, Caron D, Arnout L (2012a) Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. J Hydrol 458–459:51–58. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.06.044

Vouillamoz JM, Hoareau J, Grammare M, Caron D, Nandagiri L, Legchenko A (2012b) Quantifying aquifer properties and freshwater resource in coastal barriers: a hydrogeophysical approach applied at Sasihithlu (Karnataka state, India). Hydrol Earth Syst Sci 16:4387–4400. https://doi.org/10.5194/hess-16-4387-2012

Vouillamoz JM, Lawson FMA, 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. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012

GEOPHYSICS, VOL. 81, NO. 4 (JULY-AUGUST 2016); P. WB23–WB31, 13 FIGS.
10.1190/GEO2015-0474.1

Interpretation of magnetic resonance measurements in the varying earth's magnetic field

Anatoly Legchenko[1], Jean-Michel Vouillamoz[1], Fabrice Messan Amene Lawson[2], Christian Alle[2], Marc Descloitres[1], and Marie Boucher[1]

ABSTRACT

At the scale of a magnetic resonance sounding (MRS) field setup, the earth's magnetic field in the subsurface may vary laterally with depth and over time. These variations can be caused by different natural factors and generally cannot be compensated for by accurate tuning of the measuring device. The varying geomagnetic field (GMF) causes nonresonance conditions of excitation that affect the amplitude and phase of the MRS signal. Usually, variations of the GMF do not exceed a few hertz and their effect on the amplitude is relatively small, permitting us to assume near-resonance conditions for inversion. However, in some cases, the results may be erroneous if a varying GMF is not taken into account. Motivated by possible improvements in MRS inversion, we have developed a procedure for measuring and interpreting MRS data that considers a varying GMF. Our results showed that it is relatively easy to take a time-varying GMF into account. As a demonstration, we have developed the inversion of MRS data measured in Benin (West Africa). A depth-varying GMF is a more complex problem, and to consider this, we have developed an algorithm of nonlinear inversion. We have tested this approach on synthetic data, which resulted in an improved inversion. Field validation of this procedure awaits the discovery of a suitable test site with known variations of the earth's magnetic field in the subsurface.

INTRODUCTION

Magnetic resonance sounding (MRS) measurements are performed in the earth's magnetic field, which acts as a static magnetic field and is usually assumed to be constant for a given area. A constant geomagnetic field (GMF) allows setting a frequency of the excitation pulse close to the resonance frequency of protons in the GMF (Larmor frequency), thus carrying out MRS measurements under near-resonance conditions. In practice, the excitation frequency may be set a few hertz off resonance for creating an off-resonance excitation. An offset of a few hertz between the excitation and the Larmor frequencies is commonly considered as being of relatively small importance, and in most cases, the frequency offset is either neglected, or a constant frequency offset is used. These assumptions may be justified for amplitude inversion, but the MRS signal phase is more sensitive to frequency offset. Thus, neglecting the off-resonance excitation is less easily justified for the inversion of complex signals that require accurate measuring and forward modeling of the MRS response (Legchenko, 2004; Walbrecker et al., 2011).

Meanwhile, it was reported that inversion of complex signals could help in the interpretation of MRS data: The inversion of complex signals for water content provides a better resolution (Weichman et al., 2002; Braun et al., 2005) and can give better results in the inversion for resistivity distribution (Braun and Yaramanci, 2008). Accurate tuning of the MRS system to the Larmor frequency is not always possible because GMF values are not always constant. Depending on the magnetic properties of surrounding rocks, the GMF may be perturbed locally at the pore-size scale (Roy et al., 2008), or it can gradually change its intensity laterally and with depth (Legchenko et al., 2010). The earth's magnetic field may also vary during measuring time (Vouillamoz et al., 2008). GMF variations modify the Larmor frequency, creating off-resonance excitation

Manuscript received by the Editor 4 September 2015; revised manuscript received 2 January 2016; published online 13 May 2016.
[1]IRD/UJF-Grenoble 1/CNRS/G-INP, LTHE UMR 5564, Grenoble, France. E-mail: Anatoli.Legtchenko@ird.fr; jean-michel.vouillamoz@ird.fr; marc.descloitres@ird.fr; Marie.Boucher@ird.fr.
[2]University of Abomey Calavi, Cotonou, Bénin. E-mail: lawson.amen@yahoo.fr; christian.alle@ird.fr.
© 2016 Society of Exploration Geophysicists. All rights reserved.

conditions, and thus affecting magnetic resonance signals (Legchenko et al., 1997; Legchenko, 2004; Hertrich, 2008).

Motivated by possible improvements of MRS inversion, we developed and successfully tested on synthetic and real data, a procedure of measuring and interpretation of MRS data that takes into account time and depth variations of the earth's magnetic field. In this paper, we report the results of our study.

BACKGROUND

An MRS field setup consists of a wire loop on the surface energized by an alternating-current pulse $i(t) = I_0 \cos(\omega t)$. The current frequency ω is set close to the Larmor frequency of the protons ω_0 in the earth's magnetic field B_0. Thus

$$\omega \approx \omega_0 = 2\pi f_0 = \gamma B_0, \tag{1}$$

where γ is the gyromagnetic ratio. Under exact resonance, the frequency offset between the Larmor frequency and the excitation frequency is equal to zero

$$\Delta\omega = \omega_0 - \omega = 0, \tag{2}$$

but in practice, GMF may vary, thus creating a frequency offset $\Delta\omega = \gamma(B_0 + \Delta B) - \omega \neq 0$.

For computing the MRS signal, we assume one coincident transmitting/receiving loop (T_x/R_x). Performing free induction decay measurements with one current pulse (FID1), the received signal decaying with the relaxation time T_2^* can be computed as

$$e(q,t) = I_0^{-1} \int_V \omega_0 B_1 e^{2j\varphi_0^{Tx}} M_\perp e^{\varphi_{\Delta\omega}} w(\mathbf{r}) e^{-t/T_2^*(\mathbf{r})} \times e^{j\omega_0 t} dV, \tag{3}$$

where $w(\mathbf{r})$ is the water-content distribution. The component of the loop magnetic field perpendicular to the earth's magnetic field B_1 causes rotation of the magnetic moments of protons at the flip angle θ, which depends on the pulse moment $q = I_0\tau$, with I_0 and τ being the amplitude and duration of the pulse, respectively; φ_0^{Tx} is the phase shift caused by electrically conductive subsurface $\rho(\mathbf{r})$ and $\varphi_{\Delta\omega}$ is the phase shift caused by the off-resonance conditions of excitation (Legchenko, 2004); $M_\perp$ is the transverse component of the nuclear magnetization computed after Mansfield et al. (1979):

$$M_\perp^2 = M_x^2 + M_y^2, \tag{4}$$

where

$$\begin{cases} M_x = \frac{\omega_1 \Delta\omega}{\omega_{\text{eff}}^2}(1 - \cos(\omega_{\text{eff}}\tau))M_0, \\ M_y = \frac{\omega_1}{\omega_{\text{eff}}}\sin(\omega_{\text{eff}}\tau)M_0, \\ M_z = \frac{\Delta\omega^2 + \omega_1^2 \cos(\omega_{\text{eff}}\tau)}{\omega_{\text{eff}}^2} M_0. \end{cases} \tag{5}$$

In equation 5, M_0 is the macroscopic spin magnetization, $\omega_{\text{eff}}^2 = \omega_1^2 + \Delta\omega^2$, and $\omega_1 = 0.5\gamma B_1$. The M_x component corresponds to the imaginary part of the MRS signal and M_y to its real part. If $\Delta\omega = 0$, then $M_x = 0$ and the signal is real. Otherwise it is complex.

In integral equation 3, $e(q,t)$ is a set of experimental data and the unknown functions of interest are: water content $w(\mathbf{r})$, electrical resistivity of the subsurface $\rho(\mathbf{r})$, the Larmor frequency $\omega_0(\mathbf{r})$ closely related to the earth's magnetic field, and relaxation time $T_2^*(\mathbf{r})$.

FORWARD MODELING

Legchenko and Valla (2002) show that the amplitude of the MRS signal is a square function of the earth's magnetic field (in equation 1, ω_0 and M_0 are proportional to B_0). Let us estimate the influence of GMF magnitude on the signal amplitude. Considering a 10 Hz increase in GMF relative to the Larmor frequency of 2000 Hz, we obtain an approximately 1% higher signal of 2010 Hz, which can be ignored in practice. However, under off-resonance excitation, the MRS signal becomes complex and GMF variations have a larger effect on the MRS signal. For modeling, we use equations 1 and 5 and assume a 100×100 m square loop, 100 ohm-m half-space, water content $w = 20\%$, and we neglect relaxation. We use the earth's magnetic field typical for Europe (inclination of 55°N and a Larmor frequency of 2000 Hz).

First, we demonstrated the influence of off-resonance excitation by applying a constant frequency offset. Figures 1 and 2 show the MRS (a) amplitude and (b) phase computed under near-resonance conditions, and considering ±5 Hz frequency offset. It is seen that the amplitude and phase depend on the frequency offset and that these effects are different for shallow and deep layers.

Then, we assumed a varying GMF and used one thick water-saturated layer from 0 to 100 m ($w = 20\%$). Two cases were studied: (1) the frequency offset varies linearly from 0 to 100 m depth and (2) the frequency offset varies linearly from the first to the last pulse moment, which may correspond to a time-varying GMF (considering $\omega_0(t) \rightarrow \omega_0(q)$). The correspondence between $\omega_0(t)$ and $\omega_0(q)$ depends on the measuring sequence used for data acquisition. The simplest way of measuring consists of progressively increasing the pulse moment. In this case, $\omega_0(t)$

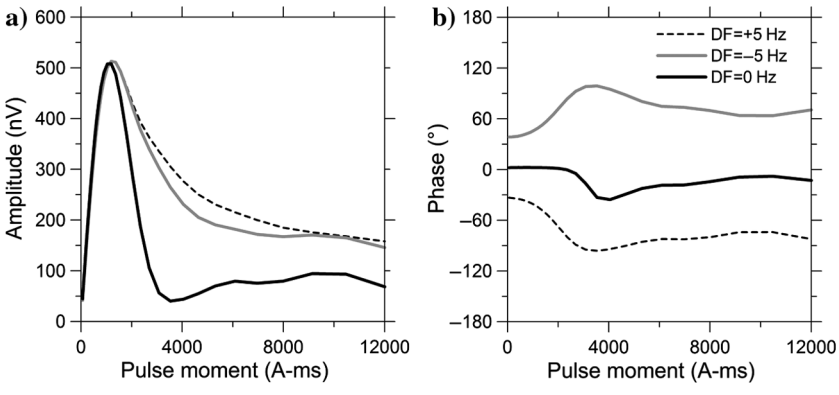


Figure 1. (a) Initial amplitude and (b) phase of MRS response computed considering one water-saturated layer located between 10 and 20 m ($w = 20\%$). Three cases are presented: near resonance (black line), a frequency offset of +5 Hz (dashed line), and a frequency offset of −5 Hz (gray line).

and $\omega_0(q)$ are linked through the time needed for the stacking of each pulse moment. Another measuring procedure consists of discharging the storage capacity of the generator by a series of pulses, thus progressively decreasing the current amplitude in the loop for each pulse. Note that, if GMF varies during measuring time, this procedure may cause stacking signals measured with different frequency offsets, thereby introducing additional difficulties for interpretation. In this case, information about a time-varying GMF may be lost. In practice, available MRS instruments allow easy programming of the measuring procedure and one can easily use any other pulse sequence.

When assuming a time-varying GMF, the MRS response $e(q)$ is computed using the same Larmor frequency value $\omega_0(q)$ for all depths $z_j(q = q_i, i = 1,2, \ldots, I)$. However, for a depth-varying GMF, the Larmor frequency $\omega_0(z)$ is a function of depth for all pulse moments $q_i(z = z_j, j = 1,2, \ldots, J)$. Figures 3 and 4 show (a) amplitude and (b) phase of the computed MRS signal considering a linearly increasing Larmor frequency (from 2000 to 2010 Hz) and a linearly decreasing Larmor frequency (from 2010 to 2000 Hz), respectively. One sees that amplitude and phase of the signal depend on the GMF variations and the water-content distribution. Figure 5 shows the MRS signal frequency versus pulse moment for the models shown in Figures 3 and 4; these frequencies correspond to the maximum of spectra for each pulse moment. Depending on the origin of the GMF variation and on the water-content distribution, the frequencies may be difficult to resolve even when using an inversion procedure.

It is possible that both effects are present, with GMF varying over time and with depth. This requires carrying out a nonlinear inversion for $\omega_0(z)$ considering a time-varying GMF in the forward-modeling routine. Such a mixed case can be identified by jointly using different techniques:

1) A depth-varying GMF can be identified by the existence of a spin-echo (SE) signal, which points to a heterogeneous GMF even when an FID signal is observed (Vouillamoz et al., 2011).
2) Surface monitoring of the GMF with a magnetometer, or repetitive measurements of one or two pulse-moment values will allow detecting a time-varying GMF.

The problem may be even more complex, where a lateral variation of the GMF occurs inside measuring loop (vertical magnetic dykes, for example). Such a case may require 3D measuring and inversion procedures. The use of MRS under these complex conditions is beyond the scope of our paper.

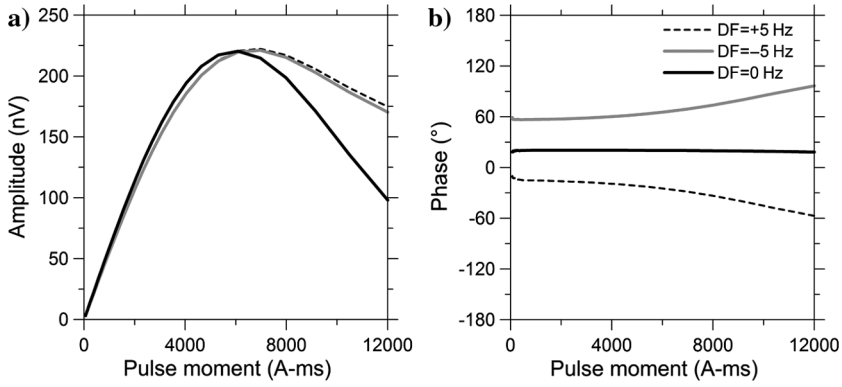


Figure 2. (a) Initial amplitude and (b) phase of MRS response computed considering one water-saturated layer located between 50 and 60 m ($w = 20\%$). Three cases are presented: near resonance (black line), frequency offset of +5 Hz (dashed line), and a frequency offset of −5 Hz (gray line).

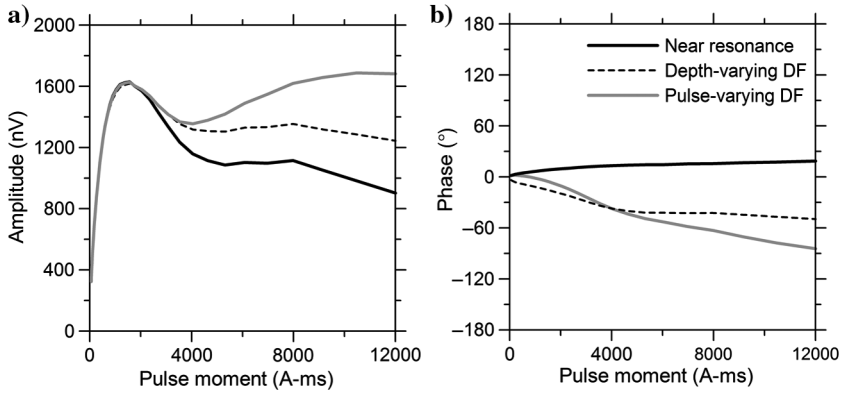


Figure 3. (a) Initial amplitude and (b) phase of MRS response computed considering one water-saturated layer between 0 and 100 m ($w = 20\%$). Three cases are presented: near resonance (black line), a depth-varying frequency offset between 0 and +10 Hz (dashed line), and a pulse-moment varying frequency offset also between 0 and +10 Hz (gray line).

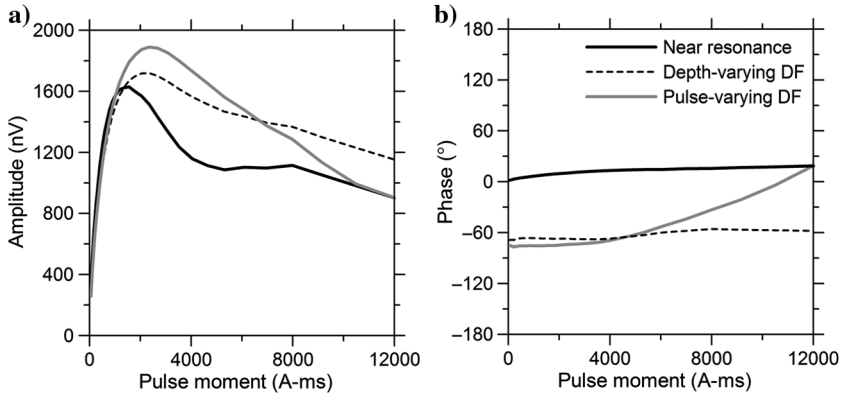


Figure 4. (a) Initial amplitude and (b) phase of MRS response computed considering one water-saturated layer between 0 and 100 m ($w = 20\%$). Three cases are presented: near resonance (black line), depth-varying frequency offset between +10 and 0 Hz (dashed line), and pulse-moment varying frequency offset also between +10 and +0 Hz (gray line).

THE INVERSION ALGORITHM

Resolution of equation 3 can be straightforward when using a global nonlinear inversion. However, we found that such an approach requires data with a high signal-to-noise ratio (S/N) and may be computationally difficult. For simplifying, the inversion we did the following:

1) It is shown by Braun and Yaramanci (2008) that the resistivity $\rho(\mathbf{r})$ can be resolved from inversion of an MRS data set. However, the resistivity can also be measured by one of the well-developed geophysical methods that provide better resolution than MRS inversion (Vouillamoz et al., 2002, 2003; Behroozmand et al., 2012). For example, the uncertainty in the results provided by the time-domain electromagnetic method has a limited influence on MRS inversion for water content (Legchenko et al., 2008). Thus, in equation 3, we assume $\rho(z)$ to be known from other measurements.

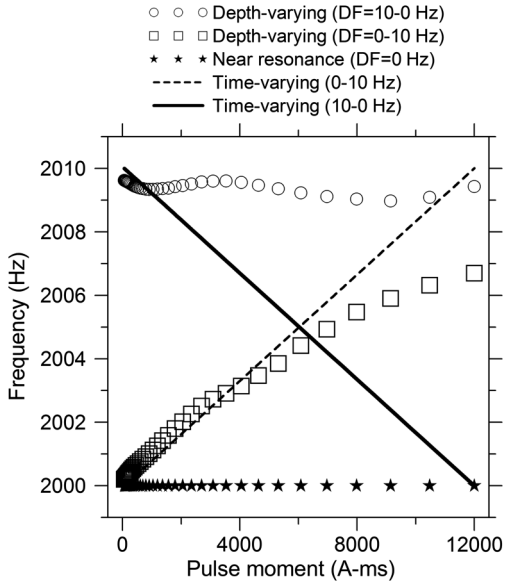


Figure 5. Frequency of the MRS signal versus pulse moment computed considering models of increasing and decreasing GMFs presented in Figures 3 and 4, respectively.

2) Our algorithm is split into two parts: (1) a linear inversion for the water content $w(z)$ and (2) a nonlinear inversion for the Larmor frequency $\omega_0(z)$. Both parts are linked by an iterative procedure presented in Figure 6. For the linear inversion, equation 3 is approximated by the matrix equation $\mathbf{Aw} = \mathbf{e}$, and then resolved using the Tikhonov regularization method (Legchenko and Shushakov, 1998). For computing matrix $\mathbf{A}$, we use either the measured distribution of the Larmor frequency $\omega_0(q)$ (for time-varying GMF), or the $\omega_0(z)$ value that was iteratively derived from the nonlinear inversion (for depth-varying GMF). Nonlinear inversion uses a nonlinear least-square optimization (Marquardt, 1963). The water content $w(z)$ for the forward model is provided by the linear inversion. When performing an inversion for $\omega_0(z)$, we assume an average Larmor frequency value for each value of the pulse moment, thus transforming the recorded time series into an $\omega_0(q)$ data set using the Fourier transform. Spectra of MRS signals can be rather complex. Signals with close frequencies, as well as with short relaxation times cause broadening MRS spectra, thus creating equivalence between frequency and relaxation time. In this paper, we do not consider an easy case of well-separated Larmor frequencies of long signals (frequency offset abs$(\Delta\omega) > 5/2\pi$ Hz and $T_2^* > 200$ ms). Accurate resolution of these frequencies is not easy and requires a high S/N. However, MRS inversion is relatively insensitive to small variations of the Larmor frequency and, for simplifying our algorithm, we used only the maximum of the MRS spectra for frequency estimates of each pulse moment. The inversion algorithm is the same for a depth-varying and a time-varying GMF. However, although for depth-varying GMF, the frequency variation $\omega_0(z)$ is derived from a nonlinear inversion, in the time-varying GMF, $\omega_0(q)$ is directly provided by frequency measurements. This allows skipping the nonlinear inversion procedure, using $\omega_0(q) \pm \varepsilon_\omega$ for better adjustment of the phase fit. Inversion stops when the residual between experimental and measured data, computed with individual weights for frequency, amplitude, and phase (P_ω, P_e, and P_φ), becomes smaller than the noise level. To avoid infinite loops when the noise estimates are too optimistic and corresponding accuracy cannot be attained, the inversion procedure is further limited by a maximum number of iterations.

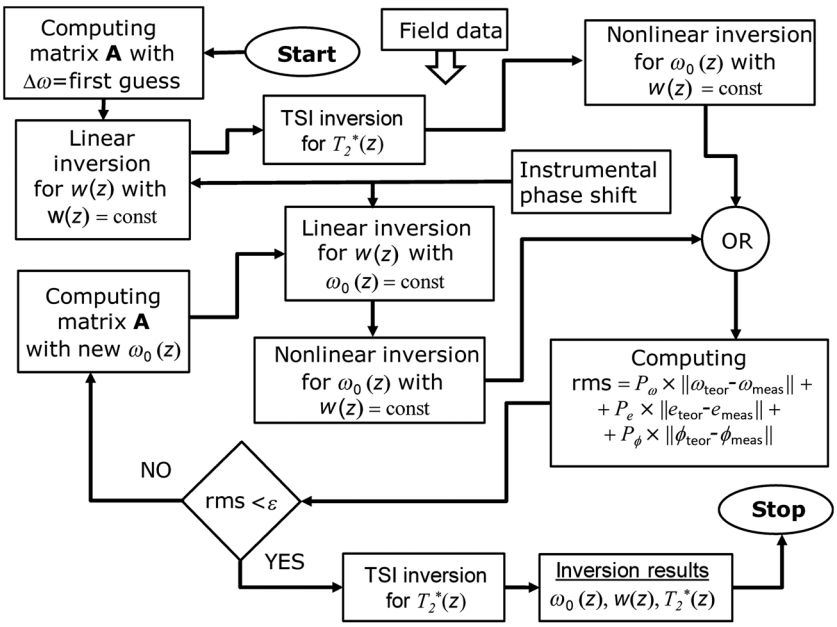


Figure 6. Flowchart of the inversion algorithm adapted to a depth-varying GMF.

3) Inversion is carried out using complex MRS signals (amplitude and phase). The noise level is estimated for real and imaginary parts (and thus for the amplitude), using records obtained before the pulse. The weights are set as an inverse of the noise standard deviation, from (a) standard deviation of the am-

plitude ($P_e = 1/\sigma_{Ne}$), and (b) the sum of standard deviations for real and imaginary parts of the signal for the phase ($P_\varphi = (1/[\sigma_{\mathrm{Re}(N)} + \sigma_{\mathrm{Im}(N)}])$). The frequency weight ($P_\omega = 1/\varepsilon_{N\omega}$) is set as an inverse of the measuring uncertainty, which is estimated as the root-mean-square error between the measured frequency of the MRS signal and the second-order polynomial fit of this measured frequency. Inversion routine allows modifying the weights manually, considering the following points:

- Amplitude is the most reliable parameter with the highest weight (a good fit of the amplitude data must always be respected).
- However, when measuring in complex geology (magnetic rocks, very heterogeneous subsurface, etc.), the accuracy of the forward modeling of phase and frequency may be limited. Consequently, their weights can be set smaller than that for the amplitude.

4) Different inversion schemes for the relaxation time $T_2^*(z)$ can be found in the literature (Mohnke and Yaramanci, 2002, 2005; Mueller-Petke and Yaramanci, 2010). We use the time-step-inversion, which consists of series of inversions for water content corresponding to shifted time steps and a following exponential smoothing of the water content $w_j(t)$ for each depth z_j (Legchenko and Valla, 2002).

Practical implementation of the above-described inversion algorithm did not reveal significant mathematical difficulties and convergence was reasonably rapid. The linear inversion is very fast (a few seconds for 80 iterations), but the nonlinear inversion requires volume integration and hence inversion is longer (30–60 s for each iteration). Thus, inversion time largely depends on the time necessary for computing the matrix **A**. Faster convergence inversion for the Larmor frequency in depth-varying GMF requires a good S/N and a reasonably good first guess. With our data sets, it was sufficient to compute the matrix **A** less than 10 times. A large equivalence between time and depth variations of the earth's magnetic field, and thus of the frequency offset, requires knowledge of the cause of the Larmor frequency variations.

EXAMPLES OF APPLICATION

Synthetic data set

For demonstration of the nonlinear inversion scheme, we used a synthetic data set computed by assuming one water-saturated layer ($w = 20\%$, $T_2^* = 200$ ms) located between 30 and 60 m (dashed gray line in Figure 7). The depth-varying GMF creates a frequency offset DF that linearly changes from 0 to 10 Hz in the depth interval between 30 and 60 m. For modeling, we used a 100×100 m square loop, a 100 ohm-m half-space, the earth's magnetic field with an inclination of 55°N, and a Larmor frequency of 2000 Hz. A normally distributed synthetic noise with a mean of 10 nV was added to the computed signals.

For inversion of this data set, we present three different approaches:

1) The forward model for inversion is computed using the frequency offset that corresponds to the initial model. Inversion with this "true" frequency offset shows how well these data can be resolved, assuming a correct value of the frequency offset. In Figure 7, this inverse model is shown by a dashed black line.
2) The forward model for inversion is computed using the frequency offset derived from the nonlinear inversion of the frequency offset. In Figure 7, this inverse model is shown by a solid black line, demonstrating the efficiency of the newly developed inversion scheme.
3) The forward model for inversion is computed assuming a time-varying frequency offset $DF(q)$ that is equal to the frequency offset computed with the initial model with depth-varying frequency offset (conversion is done for $DF(z) \rightarrow DF(q)$). In Figure 7, this inverse model is shown by a solid gray line. This example is presented for demonstration of the possible errors in the inverse model caused by an erroneous determination of the origin of GMF variations.

Figure 7 shows that our inversion scheme allows a correct reconstruction of the depth-varying frequency offset and provides a $w(z)$ similar to that obtained with the "true" GMF model, thus confirming the feasibility of the inversion procedure. The synthetic data and inversion fits of Figure 8 suggest that inversion was correct and that all the inverse models in Figure 7 are equivalent. Inversion carried out with an intentionally erroneous origin of GMF variations (time-varying instead of depth-varying DF) provides a less accurate inverse model, thus demonstrating the importance of correct determination of the GMF variations.

In practice, the uncertainty of the frequency forward modeling necessary for inversion is composed of two major parts: measuring inaccuracy (less than ± 0.2 Hz for measurements with a high S/N and not more than ± 0.5 Hz for a typical MRS sounding) and forward modeling inaccuracy. The latter depends upon the complexity of the subsurface and cannot be easily estimated because the subsurface is not well known at the scale of an MRS loop.

Numerical modeling suggests that a ± 1 Hz error does not cause large errors in inversion. For example, Figure 7 shows variations in the inversion results computed for a 10 Hz frequency offset. Thus, a 0.5–1 Hz uncertainty in the frequency-offset estimate may cause

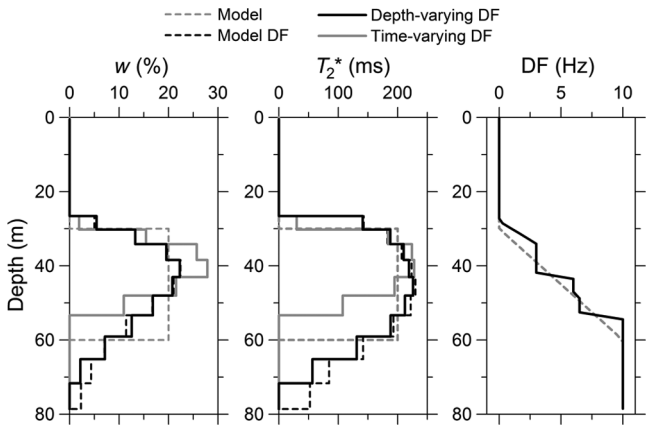


Figure 7. Inversion of a synthetic data set computed assuming the depth-varying frequency offset (initial model, dashed gray line). Inverse models were obtained considering the true frequency offset given by the forward model (dashed black line) and frequency offset provided by the nonlinear inversion (solid black line). For comparison, an inversion made by assuming an intentionally erroneous time-varying frequency offset instead of the depth-varying one, is also presented (solid gray line). The time-varying frequency offset was set such that the variation of the frequency offset $DF(q)$ is equal for both cases.

variations in the inversion results that are smaller than the inversion uncertainty caused by the equivalence problem.

Real data set

MRS was used for investigating groundwater resources in Benin, carried out as part of the GRIBA project (EuropeAid program). The subsurface of the investigated site is composed of hard rock (mainly gneiss) that is weathered down to approximately 30 to 35 m. A borehole drilled in the area shows that this weathered part contains an aquifer down to approximately 30 m with a static water level at 5.3 m. The electrical resistivity tomography (ERT) profile and the borehole log (Figure 9) indicate a weathered-rock formation well resolved by ERT due to lower electrical resistivity compared with the underlying hard rock (>600 ohm-m). The MRS station is located in the area corresponding to the distance between 70 and 120 m along the profile. For the MRS survey, we used the NUMIS^{plus} system with a 50×50 m square loop (two turns). The Larmor frequency was approximately 1415 Hz. ERT results suggest a four-layer geoelectrical model: 250 ohm-m between 0 and 12 m, 150 ohm-m between 12 and 27 m, 600 ohm-m between 27 and 38 m, and 1000 ohm-m less than 38 m.

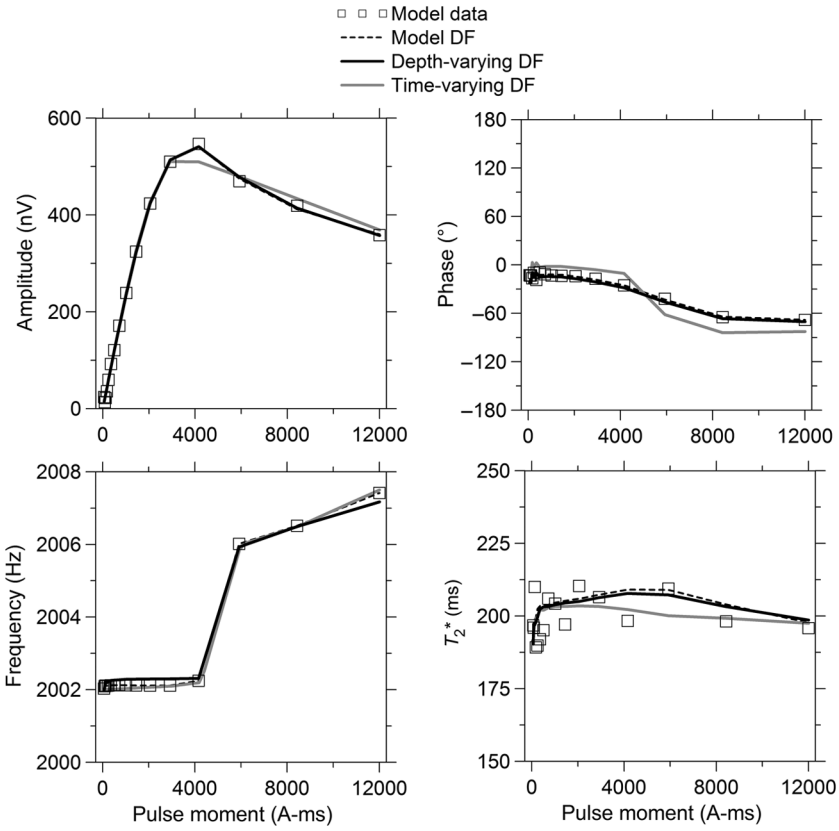


Figure 8. Synthetic data set and inversion fit corresponding to the inverse models are shown in Figure 7. Note that the inverse models computed with the depth-varying frequency offset derived from nonlinear inversion and the frequency offset set in the initial model produce very similar signals that are barely distinguishable in the graphs.

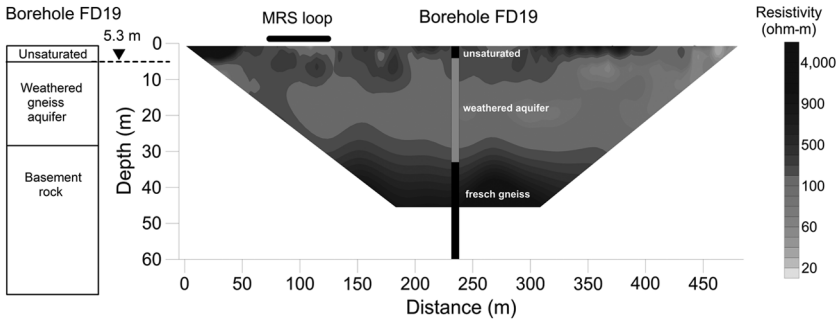


Figure 9. ERT and borehole results in Benin. A weathered gneiss aquifer located between 5.3 and 30 m is clearly delineated on the ERT profile by lower electrical resistivity. AT lower than 30 m, the resistivity is >1000 ohm-m. The MRS loop was located within the ERT profile at a distance between 70 and 120 m and the boreholes at a distance of 178 m.

The earth's magnetic field was monitored with a proton magnetometer on the surface near the MRS loop. The measurements showed particularly pronounced variations in the GMF toward noon. Figure 10a shows examples of the GMF drift observed in 2012 and in 2014. Corresponding measurements of the MRS signal frequency versus pulse moment, carried out with the MRS instrument, are shown in Figure 10b. Figure 10c shows correspondence between the pulse moment and daytime of realization of each pulse, which allows conversion $\omega_0(t) \rightarrow \omega_0(q)$. The regularity of measuring with progressively increasing pulse moment was intentionally perturbed for four largest pulses. This perturbation caused the difference in the Larmor frequency for corresponding pulses between that measured with a proton magnetometer and the MRS instrument (Figure 10a and 10b). These observations confirm that we are dealing with a time-varying earth's magnetic field. To verify additionally possible depth variations in the GMF, we carried out SE experiments. The observed absence of SE corroborates the geology composed of nonmagnetic gneiss. The relaxation times estimated as $T_2^* \approx$ 180 ms and $T_1 \approx 450$ ms further suggest a homogeneous GMF. These observations allowed selecting a model with a time-varying frequency offset and shallow-water correction (Legchenko, 2013). For inversion, we used discretization based on singular values decomposition (SVD) with subsequent Tikhonov regularization. The uncertainty and resolution in the inverse model were computed through the 95% confidence interval and the resolution matrix provided by SVD (Legchenko and Pierrat, 2014).

Inversion of the complex signals shows that the aquifer was well resolved (Figure 11), and the MRS inverse model is in a good agreement with the ERT and borehole data. However, if we neglect varying frequency offset and assume near-resonance conditions for inversion, then the phase cannot be correctly computed and inversion has to

be carried out using only amplitudes for optimization. In this case, we obtain a smaller resolution for deep layers and, consequently, a less accurate inverse model (Figure 11). The inverse model shows reasonable results for the shallow part of the subsurface, but less than 30 m, the inversion suggests a water-saturated formation that was not confirmed by ERT and borehole data.

Figure 12 shows that the measured amplitude and relaxation time are equally well fitted by both inverse models. However, a better fit of the phase is provided by the inversion of complex signals, considering the frequency offset derived from MRS measurements.

DISCUSSION

We have shown that the equivalence problem requires knowledge of the cause of the Larmor frequency variations (time or depth) and, thus, understanding of the behavior of the earth's magnetic field is an important issue for inversion.

In practice, a time-varying GMF is a rather common case that is easily identified. Derivation of the frequency offset is straightforward from measured signals, and this information can be used for forward modeling. This case was tested with synthetic and real data and can be recommended for users. Note that some imprecision may be caused by a rapidly varying GMF during stacking. To avoid this, one should record the GMF on surface with a magnetometer during the measuring interval and then perform a stacking applying correction for the frequency offset. Usually, the GMF varies rather smoothly, and in fact, we did not use such a correction.

A depth-varying GMF is a more complex case, because different layers produce signals with different frequency offsets requiring more complex forward modeling. Data on variations of the earth's magnetic field in the subsurface are not easily available. For example, measurements with a magnetometer on the surface provide only general ideas about the earth's magnetic field in rocks. Measurements in boreholes are not always available and moreover they are localized around the borehole. The frequency-offset distribution necessary for forward modeling can be obtained through a nonlinear inversion of MRS signals, but a 1D model of the GMF in rocks is not always easy to justify; 3D inversion for the frequency offset requires a more complex measuring setup and a more advanced inversion procedure. However, we have developed and tested a 1D inversion algorithm that allows considering a depth-varying frequency offset. Using synthetic data, we were able to recover the initial model. For experimental verification of this algorithm, however, we faced a serious difficulty in finding a place with a known GMF distribution in the subsurface. Thus, we consider that our approach may be

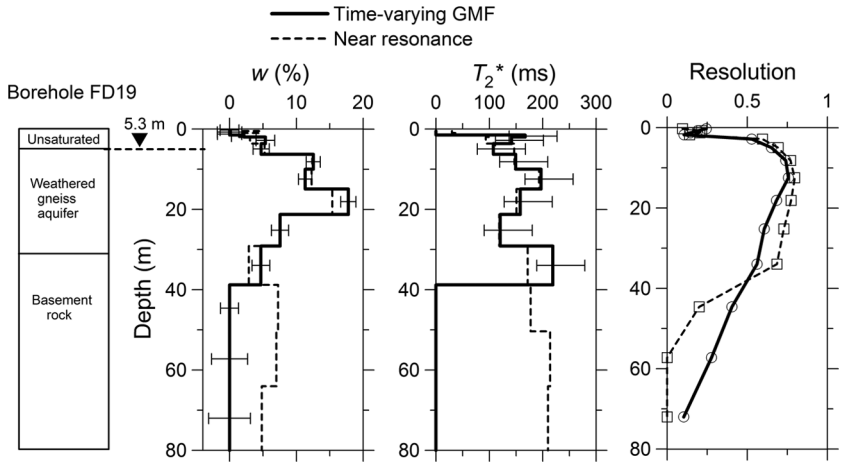


Figure 11. MRS results in Benin (18/09/2014). MRS inversion was carried out using a measured time-varying frequency offset corresponding to a time-varying GMF (solid line). For comparison, the same data set was inverted assuming near-resonance conditions (dashed line). The uncertainty corresponding to the inversion with the near-resonance forward model is defined by the regularization and is similar to that for the time-varying GMF.

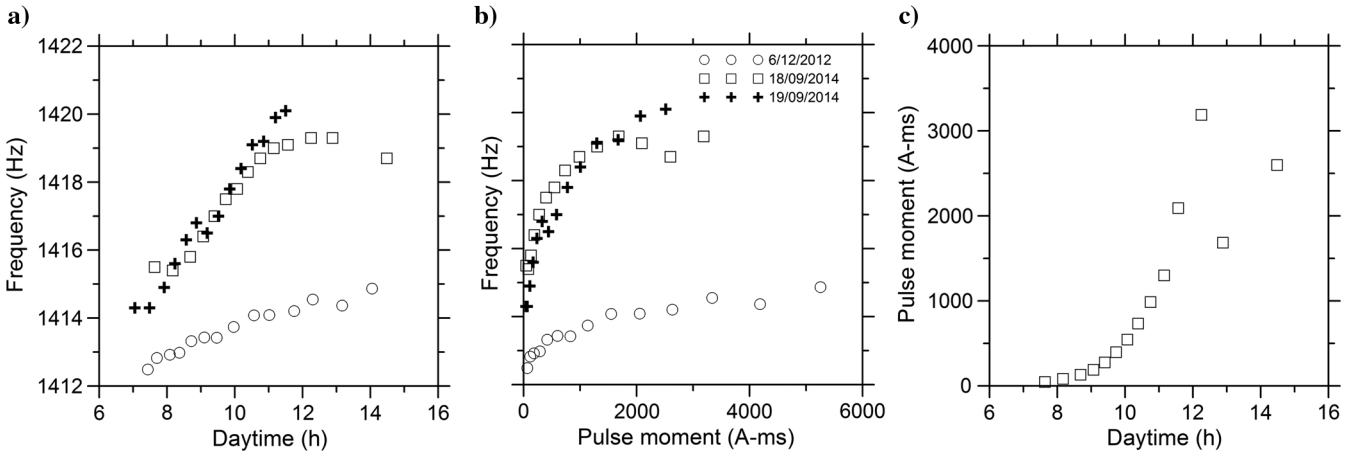


Figure 10. Observed variations in the GMF in Benin carried out during MRS measurements (converted into frequency): (a) time monitoring of the GMF with a proton magnetometer on the surface, (b) corresponding frequency of the MRS signal versus pulse moment, and (c) pulse moment and corresponding daytime of realization.

promising for cases in which the earth's magnetic field in the subsurface shows relatively small variations. In the future, more efforts should be made for testing and rendering such processing more sophisticated.

Awaiting further developments, we thus propose a practical procedure for measuring and interpreting MRS data in a varying GMF (Figure 13).

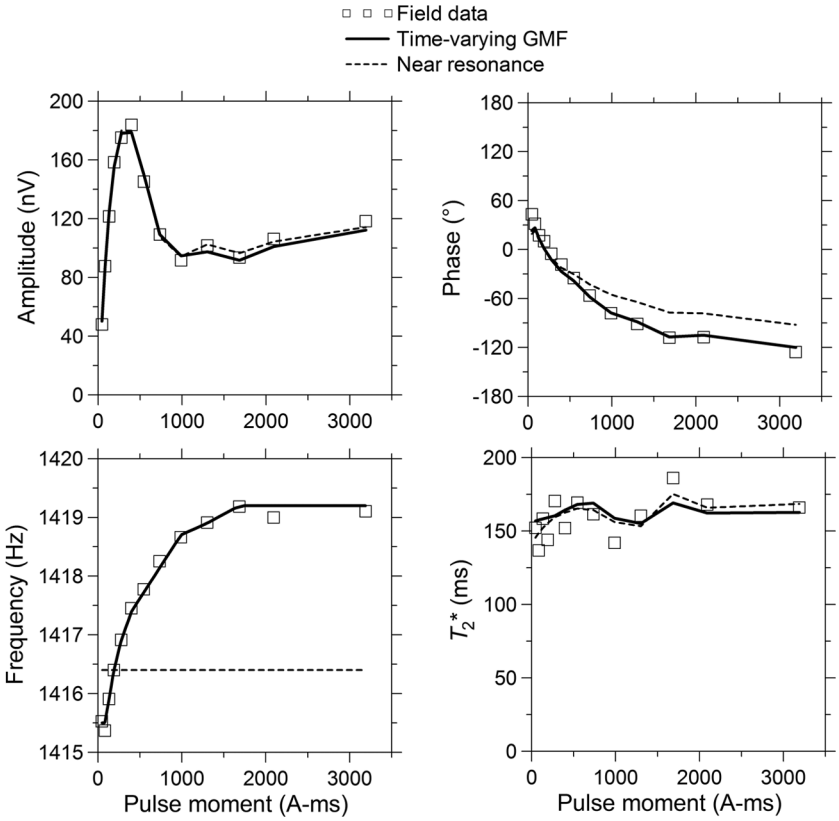


Figure 12. Experimental data set and inversion fit corresponding to the inverse models are shown in Figure 11.

Fieldwork	Interpretation	
◆ Check the Larmor frequency of MRS signal before starting sounding and set the exact frequency ◆ Make GMF measurements during the sounding using a magnetometer ◆ After sounding is done repeat MRS signal measurement for one or more *Q* values separated in time ◆ Change the order of *Q* values in the sounding	***Constant frequency offset***	Compute the linear filter with the constant frequency offset measured with the MRS system
	Time-varying frequency offset	Compute MRS signal considering measured frequency offset for each *Q* value and adjust inversion within the data uncertainty
	Depth-varying frequency offset	Inversion of the Larmor frequency with the Z-varying frequency assumption

Figure 13. Recommended measuring and interpretation procedures when expecting a varying earth's magnetic field and, consequently, a varying frequency offset.

CONCLUSION

We have shown that inversion of MRS data can be improved by taking into account variations of the earth's magnetic field (GMF). The GMF may vary over time and with depth, and it is important to know the origin of these variations.

Although considering a time-varying GMF is straightforward, a depth-varying GMF requires nonlinear inversion of MRS measurements. We developed and successfully tested on synthetic data an algorithm for 1D inversion of MRS data, but this approach still requires practical verification.

We propose a simple procedure for measuring and interpretation of MRS data, considering possible variations in the earth's magnetic field.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge financial support provided by the French National Program (ANR) Investment for Future — Excellency Equipment project EQUIPEX CRITEX (grant # ANR-11-EQPX-0011). Field data in Benin were obtained as part of the Groundwater Resources in Basement rocks of Africa project funded by the African Union, the European Union, and the French Institut de Recherche pour le Développement (grant AURG/098/2012). This work also benefited from the support of the AQUI BENIN JEAI project funded by IRD. The content of this paper is the sole responsibility of the authors and can under no circumstance be regarded as reflecting the position of the European Union or the African Union.

REFERENCES

Behroozmand, A., E. Auken, G. Fiandaca, and A. V. Christiansen, 2012, Improvement in MRS parameter estimation by joint and laterally constrained inversion of MRS and TEM data: Geophysics, **77**, no. 4, WB191–WB200, doi: 10.1190/geo2011-0404.1.

Braun, M., M. Hertrich, and U. Yaramanci, 2005, Study on complex inversion of magnetic resonance sounding signals: Near Surface Geophysics, **3**, 155–163, doi: 10.3997/1873-0604.2005011.

Braun, M., and U. Yaramanci, 2008, Inversion of resistivity in magnetic resonance sounding: Journal of Applied Geophysics, **66**, 151–164, doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.12.004.

Hertrich, M., 2008, Imaging of groundwater with nuclear magnetic resonance: Progress in Nuclear Magnetic Resonance Spectroscopy, **53**, 227–248, doi: 10.1016/j.pnmrs.2008.01.002.

Legchenko, A. V., 2004, Magnetic resonance sounding: Enhanced modeling of a phase shift: Applied Magnetic Resonance, **25**, 621–636, doi: 10.1007/BF03166553.

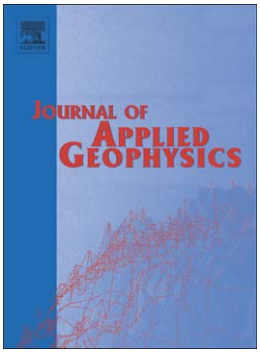
Legchenko, A. V., 2013, Magnetic resonance imaging for groundwater: Wiley-ISTE.

Legchenko, A. V., A. Beauce, A. Guillen, P. Valla, and J. Bernard, 1997, Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface: European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **2**, 173–190.

Legchenko, A. V., M. Ezersky, J. F. Girard, J. M. Baltassat, M. Boucher, C. Camerlynck, and A. Al-Zoubi, 2008, Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity:

Journal of Applied Geophysics, **66**, 118–127, doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.04.002.
Legchenko, A. V., and G. Pierrat, 2014, Glimpse into the design of MRS instrument: Near Surface Geophysics, **12**, 297–308, doi: 10.3997/1873-0604.2014006.
Legchenko, A. V., and O. A. Shushakov, 1998, Inversion of surface NMR data: Geophysics, **63**, 75–84, doi: 10.1190/1.1444329.
Legchenko, A. V., and P. Valla, 2002, A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements: Journal of Applied Geophysics, **50**, 3–19, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00127-1.
Legchenko, A. V., J. M. Vouillamoz, and J. Roy, 2010, Application of the magnetic resonance sounding method to the investigation of aquifers in the presence of magnetic materials: Geophysics, **75**, no. 6, L91–L100, doi: 10.1190/1.3494596.
Mansfield, P., A. A. Maudsley, P. G. Morris, and I. L. Pykett, 1979, Selective pulses in NMR imaging: Replay to criticism: Journal of Magnetic Resonance, **33**, 261–274.
Marquardt, D., 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters: Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics, **11**, 431–441, doi: 10.1137/0111030.
Mohnke, O., and U. Yaramanci, 2002, Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing: Journal of Applied Geophysics, **50**, 163–177, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00137-4.
Mohnke, O., and U. Yaramanci, 2005, Forward modeling and inversion of MRS relaxation signals using multiexponential decomposition: Near Surface Geophysics, **3**, 165–185, doi: 10.3997/1873-0604.2005012.
Mueller-Petke, M., and U. Yaramanci, 2010, QT-inversion-comprehensive use of the complete surface-NMR data set: Geophysics, **75**, no. 4, WA199–WA209, doi: 10.1190/1.3471523.
Roy, J., A. Rouleau, M. Chouteau, and M. Bureau, 2008, Widespread occurrence of aquifers currently undetectable with the MRS technique in the Grenville geological province, Canada: Journal of Applied Geophysics, **66**, 82–93, doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.04.006.
Vouillamoz, J. M., M. Descloitres, J. Bernard, P. Fourcassié, and L. Romagny, 2002, Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation: A case study in Cambodia: Journal of Applied Geophysics, **50**, 67–81, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00130-1.
Vouillamoz, J. M., G. Favreau, S. Massuel, M. Boucher, Y. Nazoumou, and A. Legchenko, 2008, Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger: Journal of Applied Geophysics, **64**, 99–108, doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.12.006.
Vouillamoz, J. M., A. Legchenko, Y. Albouy, M. Bakalowicz, J. M. Baltassat, and W. Al-Fares, 2003, Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery: Journal of Ground Water, **41**, 578–586, doi: 10.1111/j.1745-6584.2003.tb02396.x.
Vouillamoz, J. M., A. Legchenko, and L. Nandagiri, 2011, Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field: Near Surface Geophysics, **9**, 135–144, doi: 10.3997/1873-0604.2010053.
Walbrecker, J. O., M. Hertrich, and A. G. Green, 2011, Off-resonance effects in surface nuclear magnetic resonance: Geophysics, **76**, no. 2, G1–G12, doi: 10.1190/1.3535414.
Weichman, P. B., D. R. Lun, M. H. Ritzwoller, and E. M. Lavely, 2002, Study of surface nuclear magnetic resonance inverse problems: Journal of Applied Geophysics, **50**, 129–147, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00135-0.

Accepted Manuscript



Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion

Anatoly Legchenko, Jean-Christophe Comte, Ulrich Ofterdinger, Jean-Michel Vouillamoz, Fabrice Messan Amen Lawson, John Walsh

PII: S0926-9851(17)30212-4
DOI: doi:10.1016/j.jappgeo.2017.06.010
Reference: APPGEO 3295

To appear in: *Journal of Applied Geophysics*

Received date: 28 February 2017
Revised date: 8 June 2017
Accepted date: 22 June 2017

Please cite this article as: Legchenko, Anatoly, Comte, Jean-Christophe, Ofterdinger, Ulrich, Vouillamoz, Jean-Michel, Lawson, Fabrice Messan Amen, Walsh, John, Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion, *Journal of Applied Geophysics* (2017), doi:10.1016/j.jappgeo.2017.06.010

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Joint use of singular value decomposition and Monte-Carlo simulation for estimating uncertainty in surface NMR inversion

by

Anatoly Legchenko[1], Jean-Christophe Comte[2], Ulrich Ofterdinger[3], Jean-Michel Vouillamoz[4], Fabrice Messan Amen Lawson[5] and John Walsh[6]

[1] Univ. Grenoble Alps, Institute of Research for Development, IGE, Grenoble, France, E-mail: anatoli.legtchenko@ird.fr

[2] University of Aberdeen, School of Geosciences, UK, E-mail: jc.comte@abdn.ac.uk

[3] Queen's University Belfast, Northern Ireland, E-mail: U.Ofterdinger@qub.ac.uk

[4] Univ. Grenoble Alps, Institute of Research for Development, IGE, Grenoble, France, E-mail: Jean-Michel.Vouillamoz@ird.fr

[5] University of Abomey Calavi, Cotonou, Bénin, E-mail: messan.lawson@ird.fr

[6] School of Earth Sciences College of Engineering, Mathematical & Physical Sciences, Dublin, Ireland, E-mail: ei.dcu@hslaw.nhoj

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

Abstract

We propose a simple and robust approach for investigating uncertainty in the results of inversion in geophysics. We apply this approach to inversion of Surface Nuclear Magnetic Resonance (SNMR) data, which is also known as Magnetic Resonance Sounding (MRS). Solution of this inverse problem is known to be non-unique. We inverse MRS data using the well-known Tikhonov regularization method, which provides an optimal solution as a trade-off between the stability and accuracy. Then, we perturb this model by random values and compute the fitting error for the perturbed models. The magnitude of these perturbations is limited by the uncertainty estimated with the singular value decomposition (SVD) and taking into account experimental errors. We use 10^6 perturbed models and show that the large majority of these models, which have all the water content within the variations given by the SVD estimate, do not fit data with an acceptable accuracy. Thus, we may limit the solution space by only the equivalent inverse models that fit data with the accuracy close to that of the initial inverse model. For representing inversion results, we use three equivalent solutions instead of the only one: the "best" solution given by the regularization or other inversion technic and the extreme variations of this solution corresponding to the equivalent models with the minimum and the maximum volume of water. For demonstrating our approach, we use synthetic data sets and experimental data acquired in the framework of investigation of a hard rock aquifer in the Northern Ireland (County Donegal).

Key words: hydrogeophysics, Ireland, hard rock aquifer, magnetic resonance sounding, MRS, surface NMR, SNMR.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Introduction

NMR phenomenon can be observed in nuclei possessing both magnetic moment and angular momentum (hydrogen H^1, for example). It consists of selective absorption and transmission of electromagnetic energy by atomic nuclei. Surface NMR method (SNMR), also known as Magnetic Resonance Sounding (MRS) is an application of the NMR phenomenon to groundwater investigation (Semenov, 1987; Schirov et al., 1991; Legchenko and Valla, 2002; Legchenko, 2013; Behroozmand et al., 2015). The resonance behavior of proton magnetic moments ensures that the method is sensitive only to groundwater. Thus, the method is selective. The capacity of a non-invasive detection of groundwater is the competitive advantage of MRS compared to other geophysical tools. For performing MRS measurements, we use a wire loop on the ground. MRS is a large-scale method and the investigated volume depends on the size of the loop. Usually, the same loop acts as a coincident transmitting/receiving antenna. However, separated transmitting and receiving loops can be also used (Legchenko and Pierrat, 2014). The system is tuned to the Larmor frequency (the resonance frequency for hydrogen nuclei of water) known from measurements of the earth's magnetic field. Additionally to detection of groundwater, MRS allows locating water-saturated geological formations. One sounding consists of generating a pulse of oscillating electrical current in the transmitting loop and measuring the amplitude of MRS signal after the pulse is terminated. These measurements are performed with different values of the current in the loop. The shape of the sounding curve allows resolving aquifers using inversion procedure.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Inversion of MRS data is ill-posed. One of the most popular methods of MRS inversion is the Tikhonov regularization (Tikhonov and Arsenin, 1977). It allows obtaining the Tikhonov solution based on the assumption of the smoothness of the inverse model and selecting the parameter of regularization taking into account experimental errors. The Tikhonov solution is unique, but different equivalent solutions may be also obtained using other inversion procedures. For example, assumptions on the solution shape other than the smoothness constrain can be used for performing blocky inversion (Mohnke and Yaramanci, 2002). Uncertainty in the inverse model can be estimated using different methods. The singular value decomposition (SVD) allows estimating resolution of the MRS inverse problem assuming that the problem is linear (Weichman et al., 2002; Müller-Petke and Yaramanci, 2008). Guillen and Legchenko (2002a) reported application of the linear programming algorithm to investigation of the solution space. Weng (2010) reported application of the Occam's inversion using a non-linear formulation of the MRS inverse problem. Inversion for the electrical resistivity (Braun and Yaramanci, 2008) as well as inversion using MRS data measured in varying geomagnetic field (Legchenko et al., 2016) also require application of non-linear algorithms. For both, linear and non-linear MRS inverse problems the Monte Carlo inversion has been reported successful (Guillen and Legchenko, 2002b; Chevalier et al., 2014). Parsekian and Grombacher (2015) applied the bootstrap statistics for accelerating uncertainty estimate suitable for linear as well as non-linear inverse problems. One can see that many different approaches can be used but regardless of the inversion scheme, knowledge of the uncertainty in the selected solution is a matter of practical importance.

ACCEPTED MANUSCRIPT

We developed a simple and robust approach for investigating uncertainty in each particular inverse model by applying random perturbations to this model. We present the case of application of this approach to the inverse models obtained with the Tikhonov regularization method, but random perturbations can be also applied when using any other inversion algorithm. We carried out field tests aiming to evaluate MRS efficiency and to optimize the methodology of MRS application to investigation of hard-rock aquifers. Any hard-rock aquifer is an important, but difficult target for geophysics and hydrogeology because of their high heterogeneity and generally low water content. In this paper, we use MRS data measured in Ireland, but our results can be easy extended to other parts of the world.

In Ireland, highly heterogeneous weathered/fractured hard rock aquifers underlay over 60 % of the island (Comte et al., 2012). These aquifers have generally low permeability and porosity and are typical for post-glaciated temperate regions covering large areas in the Northern hemisphere (Comte et al., 2012; Cassidy et al., 2014). The recent glaciations have eroded the shallow part of the bedrock and overlaid this formation by highly heterogeneous glacial and fluvioglacial materials of variable thicknesses. Geological heterogeneity controls the groundwater recharge and aquifer properties (Misstear et al, 2008; Comte et al., 2012; Cai and Ofterdinger, 2015). Under these conditions, sparse borehole information may be often incomplete and the MRS method has the potential to provide a valuable contribution to investigation of groundwater resources.

Background

ACCEPTED MANUSCRIPT

For performing MRS measurements, we use the coincident loop configuration. The loop is energized by pulses of alternating current $i(t) = I_0 \cos(\omega_0 t)$ and acts as the transmitter. The pulse moment $q = I_0 \tau$ is a product of the current amplitude I_0 and pulse duration τ. After the pulse is cut off, the loop is switched to the receiver. In non-magnetic rocks, one pulse is sufficient for measuring the free induction decay signal e_0 as a function of the pulse moment q. Assuming the horizontal stratification, the amplitude of MRS signal can be computed as

$$e_0(q) = \frac{\omega_0}{I_0} \int_V B_\perp M_\perp w(z) dV , \tag{1}$$

where $B_\perp$ is the transversal component of the loop magnetic field, $M_\perp$ is the transversal component of the nuclear magnetization and $w(z)$ is the water content distribution versus depth (Legchenko and Valla, 2002). Under near resonance conditions

$$M_\perp = M_0 \sin(\gamma B_\perp \tau / 2) . \tag{2}$$

The water content in the subsurface $w(z)$ is solution of the integral Equation (1). For resolving this equation, we approximate it by a system of algebraic equations

$$\mathbf{A}\mathbf{w} = \mathbf{e}_0 , \tag{3}$$

ACCEPTED MANUSCRIPT

where $\mathbf{A} = \left[a_{i,j} \right]$ is a rectangular matrix of $I \times J$, $\mathbf{e_0} = (e_{01}, e_{02}, .., e_{0i}, .., e_{0I})^T$ is the set of experimental data and $\mathbf{w} = (w_1, w_2, .., w_j, .., w_J)^T$ is the water content.

Discretization of the Equation (1) consists of defining the number and values of the pulse moment and the depth z_j and the thickness Δz_j of layers in the inverse model that compose columns in the matrix $\mathbf{A}$ with respect to

$$\Delta z_j = z_{j+1} - z_j, \quad z_{\max} = \sum_{j=1}^{J} \Delta z_j, \tag{4}$$

where $\Delta z_1 \le \Delta z_2 \le .. \le \Delta z_j \le .. \le \Delta z_J$ and $z_{\max}$ is the maximum depth of water saturated formation that may contribute to measured MRS signal. In general, the number of pulses should be minimized for accelerating fieldwork but should not be less than the number of layers in the Equation (4) for not degrading resolution (Legchenko and Shushakov, 1998; Dalgaard et al., 2016). We recommend to select pulses so that each pulse moment q_i corresponds to the maximum of the MRS signal from one model layer Δz_j. In practice, this rule is usually not respected because pulses are set by the hardware following approximately the logarithmic distribution of the pulse moments. For selecting the thickness of each layer (Δz_j), we compute the correlation matrix $\mathbf{R}$ composed of the Pearson correlation coefficients between columns of the matrix $\mathbf{A}$

$$\mathbf{R} = \mathbf{D}\mathbf{A}^{\mathbf{T}}\mathbf{A}\mathbf{D} \tag{5}$$

where $\mathbf{D}$ is a diagonal matrix with the elements

ACCEPTED MANUSCRIPT

$$d_{j,j} = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^{I} a_{i,j}^{2}}} \ . \tag{6}$$

The discretization rule consists of selecting Δz_j and the correlation coefficient (r) between the neighboring layers so that $r = r_{j,j+1} = r_{j+1,j+2} = ... = r_{J-1,J}$. Thus, varying r we may obtain different distributions with respect to Equation (4). Straightforward application of this rule may provide very thin shallow layers. In practice, extensive horizontal thin layers is a rare case and we limit the minimal thickness by setting $\Delta z_j \geq 0.5$ m.

The singular value decomposition (SVD) allows investigating resolution of the MRS inverse problem. For that, we present the matrix $\mathbf{A}$ as a product of three orthogonal matrixes: $\mathbf{U}$, $\mathbf{V}$, and $\mathbf{S}$ (Aster et al., 2005)

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\mathbf{S}\mathbf{V}^{\mathbf{T}}, \tag{7}$$

where $\mathbf{U}$ is an $I \times I$ matrix representing the data space, $\mathbf{V}$ is an $J \times J$ matrix representing the model space and $\mathbf{S}$ is an $I \times J$ diagonal matrix with nonnegative diagonal elements (singular values). The model resolution matrix $\mathbf{R}_m$ describing how well the recovered model is able to represent the original model is

$$\mathbf{R}_m = \mathbf{V}\mathbf{F}\mathbf{V}^{\mathbf{T}}, \tag{8}$$

ACCEPTED MANUSCRIPT

where $\mathbf{F}$ is an $J \times J$ diagonal matrix representing the effect of regularization (the filter factor). Without regularization $\mathbf{F} = \mathbf{I}$ with $\mathbf{I}$ being the identity matrix. The model will be perfectly recovered by the inversion if $\mathbf{R}_m = \mathbf{I}$.

The discretization is an iterative procedure. It consists of: 1) selecting the number and distribution of pulse moments (often I is provided by the hardware during fieldwork and cannot be increased); 2) selecting the number of model layers J in Equation (3) with respect to $J \le I$; 3) computing the thicknesses of the model layers (Δz_j) and the model resolution matrix $\mathbf{R}_m$; 4) discretization is completed when $\mathbf{R}_m \approx \mathbf{I}$.

Sensitivity of the inversion to experimental and computational errors can be characterized by the condition number, which is the ratio of the maximum ($s_{\max}$) and minimum ($s_{\min}$) singular values. For stable inversion the matrix $\mathbf{A}$ should have

$$cond(\mathbf{A}) = s_{\max} / s_{\min} \to 1. \tag{9}$$

For estimating uncertainty caused by experimental noise we assume independent and identically distributed normal data errors σ^2. In this case, the covariance for the model becomes

$$Cov(\mathbf{w}) = \sigma^2 \mathbf{V}\mathbf{F}\mathbf{S}^{-2}\mathbf{V}^{\mathbf{T}}. \tag{10}$$

The corresponding 95% confidence intervals for $\mathbf{w}$ can be computed as

ACCEPTED MANUSCRIPT

$$\mathbf{w}_{0.95} = 1.96 \times \sqrt{diag\left(Cov(\mathbf{w})\right)}, \tag{11}$$

and its standard deviation as

$$\Delta\mathbf{w} = \mathbf{w}_{0.95} / 1.96 \approx \mathbf{w}_{0.95} / 2 . \tag{12}$$

For inversion of MRS data, the Tikhonov regularization method (Tikhonov and Arsenin, 1977) is often used. Minimization of a Tikhonov functional $M(\eta)$ provides an approximate solution of the Equation (3)

$$M(\eta) = \left\| \mathbf{A}\mathbf{w} - \mathbf{e}_{\mathbf{0}} \right\|_{L_2} + \eta \left\| \mathbf{w} \right\|_{L_2} = \min , \tag{13}$$

where $\eta > 0$ is called the regularization parameter. Regularization acts as a filter for the solution. The Tikhonov filter function $\mathbf{F}$ is a diagonal matrix with the diagonal elements given by the filter factors is

$$f_j = \frac{s_j^2}{s_j^2 + \eta}, \tag{14}$$

where s_j are the singular values.

MRS provides the water content and the thickness of water-saturated formation, which allows estimating the volume of water per surface unit

$$V = \sum_{j=1}^{J} w_j \Delta z_j . \tag{15}$$

The water volume is a more stable parameter than the water content w_j and the thickness Δz_j separately (Legchenko et al., 2004). However, one should be careful

ACCEPTED MANUSCRIPT

when using the water volume estimates provided by MRS because the water volume can be reliable only for formations that MRS inversion is able to resolve. For example, the resolution of the MRS inversion is known to degrade with increased depth. Consequently, MRS estimation of the water volume in deep layers may be erroneous without additional information about the depth and the thickness of these layers.

Inversion procedure

For performing inversion, we have to approximate an integral Equation (1) by a matrix Equation (3). The first step consists of defining of the maximum depth of investigation $z_{\max}$. It can be estimated taking into account measuring conditions (loop, pulse moment, rocks electrical conductivity) and assuming as a test layer a 1-m-thick layer of bulk water (Legchenko et al., 2002). Hunter and Kepic (2005) alternatively suggested to use a homogeneous test layer of infinite thickness with the water content corresponding to that expected in the investigated formation. The depth to the top of this layer producing measurable MRS signal is considered as $z_{\max}$. In practice, a small difference in $z_{\max}$ estimation obtained with these two approaches is not critical because it only affects the water content in the last layer that cannot be resolved by inversion anyway. Then, we prescribe the thickness of each model layer to increase progressively with depth and with respect to conditions given by Equation (4). We define the number of the model layers for inversion so that when setting $\eta = 0$ we obtain $\mathbf{R}_m \approx \mathbf{I}$, where $\mathbf{I}$ is the identity matrix. With such a discretization, inversion is able to resolve Equation

ACCEPTED MANUSCRIPT

(3) for noiseless data. In practice, these ideal conditions do not exist and consequently, the solution can be obtained with some uncertainty

$$\mathbf{w} = \mathbf{w} \pm \mathbf{\Delta w}, \tag{16}$$

where $\mathbf{\Delta w}$ is an estimate of the uncertainty (Equation 12). Note that the SVD assumes that the inversion is linear and that the noise is normally distributed. However, these assumptions are not always justified for MRS data. Indeed, for inversion we assume a non-negative solution and optimization is carried out considering complex MRS signal but optimizing only amplitudes (Chevalier et al., 2014). Thus, for real data, the SVD estimate of the uncertainty is an approximation. For a non-linear problem, the inversion and uncertainty analysis can be performed using Monte Carlo based algorithms (Sambridge and Mosegaard, 2002). However, an approach based on the use of an entirely randomized generation of models is known very inefficient and hence time-consuming. For accelerating convergence, different assumptions on the solution are usually applied. We propose to use the Monte Carlo approach for investigating uncertainty in the inverse model provided by any inversion method (regularization, block inversion etc). The inverse problem can be linear as well as non-linear.

In this paper, we obtain $\mathbf{w}_{\mathbf{mod}}$ using the Tikhonov regularization method assuming the non-negative water content. Then, we perturb this model within the uncertainty given by the SVD. The water content in each layer of the perturbed model thus becomes

$$\begin{cases} w_j = w_{\mathrm{mod}\,j} + w_{0.95j} \times x_{n,j} \\ \mathit{if} \quad w_j < 0 \quad \mathit{then} \quad w_j = 0 \end{cases}. \tag{17}$$

ACCEPTED MANUSCRIPT

For generating pseudo-random numbers $x_{n,j}$ $(n = 1,2,..,N)$ uniformly distributed between -1 and 1, we use the multiply-with-carry method (Marsaglia and Zaman, 1991). Note that each perturbed model respects conditions given by Equation (16), but not necessary fits well experimental data. An estimate of the fitting error is given by the root mean square error

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{I}\sum_{i=1}^{I}(e_i - e_{\mathrm{mod}i})^2}, \tag{18}$$

where e_i and $e_{\mathrm{mod}i}$ are measured and theoretical amplitudes respectively.

Let us generate N perturbed models and for each model we compute the fitting error $RMSE_n$. We consider these values as a set of random numbers characterized by the mean M and the standard deviation S

$$\begin{cases} M = \dfrac{1}{N}\sum_{n=1}^{N} RMSE_n \\ S = \sqrt{\dfrac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}(RMSE_n - M)^2} \end{cases}. \tag{19}$$

The obtained set of random values can be also characterized by the probability density function (PDF). The PDF is a function, whose value at any given point provides a relative likelihood that the value of the random variable ($RMSE$ in our case) would equal that point. If we assume a normal distribution of $RMSE$ then the PDF can be computed using corresponding mean and standard deviation (Billingsley, 1979). The PDF can be also computed statistically. For that, we count the number of perturbed models with $RMSE$ corresponding to each of the equal intervals of the

ACCEPTED MANUSCRIPT

$RMSE$ (Δ_{RMSE}) so that $\sum(\Delta_{RMSE}) = RMSE_{\max} - RMSE_{\min}$. For verifying whether the distribution of $RMSE$ is normal or not, we compute the PDF using both the mean and the standard deviation and statistically. If the normal distribution curve fits the statistical one then the distribution is normal. Otherwise, it is not. The water volume V can be treated in the similar way to $RMSE$.

The SVD provides a linear projection of noise from the data space to the model space. The model space may contain a great number of solutions perturbed by noise and the SVD does not suggest how to select the best solution. For estimating uncertainty in the inverse model $\mathbf{w}_{\mathbf{mod}}$ provided, in our case, by regularization, we select only solutions that are equivalent to $\mathbf{w}_{\mathbf{mod}}$. For selecting the extreme inverse models from many equivalent models, we propose to use such a physically justified parameter such as the volume of water under MRS loop. Thus, if we use N equivalent models then the extreme solutions become

$$\begin{cases} V_{\min} = \min\limits_{N}(V_n) \\ V_{\max} = \max\limits_{N}(V_n) \\ RMSE(V_{\min}) \approx RMSE(V_{\mathrm{mod}}) \approx RMSE(V_{\max}) \end{cases} . \qquad (20)$$

These three equivalent inverse models ($V_{\min} \le V_{\mathrm{mod}} \le V_{\max}$) provide the vertical distribution of the water content corresponding to the extreme variations of the water volume thus showing the uncertainty in the inversion results.

Numerical results

ACCEPTED MANUSCRIPT

For demonstration, we use synthetic data assuming a 25×25 m^2 figure-eight loop (Trushkin et al., 1994) with two turns of wire. The loop is energized by pulses of electrical current with the maximum pulse moment of 5000 A-ms, the inclination of the earth's magnetic field of 55°, the Larmor frequency of 2111 Hz and the resistivity of the subsurface of 100 ohm-m.

First, we estimate the maximum depth of investigation by computing the amplitude of the MRS signal versus depth (Figure 1a). A 1-m-thick layer of bulk water located at the depth of 55 m produces the signal of 5 nV, which approximately corresponds to the practical threshold of the MRS instrument limited by ambient electromagnetic noise (Legchenko and Pierrat, 2014). For this example, we define $z_{\max} = 55\,\text{m}$. The depth interval of 0-55 m is divided into 15 layers with respect to Equation (4). The thickness of these layers and the diagonal elements of the model resolution matrix $\mathbf{R}_m$ are presented in Figures (1b) and (1c) respectively. Rather high value of the condition number ($cond(\mathbf{A}) = 1390$) suggests that inversion will be sensitive to experimental and other errors.

For the first example, we generate synthetic data set assuming a model consisting of a 10-m-thick water-saturated layer ($w = 5\%$, $T_2^* = 200$ ms) located at a well-resolved depth of 5 m. Synthetic signals have been contaminated by normally distributed random noise representing about 7% of the signal maximum amplitude. Results of inversion of this data set are presented in Figure (2).

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure (2a) shows the water content in the initial model and the inverse model given by regularization versus depth. The standard deviation of the water content was estimated with the SVD. It shows that deep layers have much higher relative uncertainty in comparison with shallow ones. Figure (2b) presents the V_{max} and V_{min} solutions. The diagonal elements of the model resolution matrix (Figure 2c) predict the most reliable results between approximately 5 and 25 m. A poor resolution close to the surface can be explained by insufficient number of pulses corresponding to small values of the pulse moment (insufficient sampling). One can see that the initial model located between 5 and 15 m is reasonably well resolved. However, due to insufficient resolution and the noise influence, artifacts have been generated below 30 m. Figure (3) demonstrates that the theoretical signals computed considering these equivalent solutions fit synthetic data equally well ($RMSE = 2.9\,\text{nV}$).

Figure (2) shows results obtained using data with a high signal to noise ratio. However, the solution is composed of the component $\mathbf{w}$ representing MRS signal and the component $\Delta\mathbf{w}$ representing noise (Equation 16). Equations (10) – (12) show that when noise (σ) is increasing $\Delta\mathbf{w}$ is also increasing. If σ becomes larger, then the solution will represent rather noise than the signal. If $\sigma \to 0$, then $\Delta\mathbf{w} \to 0$ and one may expect that the solution becomes exact and unique. Unfortunately, it is not true because imperfection of the mathematical model, accumulation of computational errors and geological noise render inversion results non-unique anyway and the V_{max} and V_{min} equivalent solutions may exist even for noiseless data.

Figures (4a) and (4b) show the *PDF* of *RMSE* and the *PDF* of *V* respectively. One can see that for this example, the *PDF* of *RMSE* does not correspond well to the

ACCEPTED MANUSCRIPT

normal distribution whereas the *PDF* of V does. Figure (4c) presents the relationship between V and *RMSE* . The mean V (solid black line) and the standard deviation of V (dashed lines) versus *RMSE* show uncertainty in the volume estimate for the equivalent models corresponding to each value of *RMSE* . Crosses show volumes corresponding to the V_{max}, $V_{regulariz}$ and V_{min} equivalent solutions.

We generated *N* perturbed models (in this paper we use $N = 10^6$) with respect to the 95% confidence interval computed using the SVD (Equation 17). However, Figure (4a) shows that only a relatively small number of these models fit MRS amplitudes with the prescribed $RMSE = 2.9\,\text{nV}$. The great majority of these models fit the amplitudes with higher error. Table (1) presents a summary of the water volume estimates for all the examples discussed in this paper.

Because of insufficient resolution for deep layers, inversion of a 1-layer model overestimates the water volume due to inexistent deep layers generated by inversion. An artifact can be recognized by analyzing the SVD-estimated resolution and by making comparison of V_{min} and V_{max} solutions. Usually, a large difference in the water content observed between these two solutions may point to an artifact. For example, Figure (2b) shows that the deep layer vary significantly which suggests an artifact.

For comparison, we show inversion of a model composed of two layers of equal thickness and water content ($w = 5\%$, $T_2^* = 200\,\text{ms}$) located at a depth of 5 and 30 m (Figure 5).

One can see that if a deep layer exists then all the equivalent models show it. In practice, to recognize an artifact is not always easy and we recommend constraining

ACCEPTED MANUSCRIPT

inversion with additional knowledge about the subsurface. For example, when investigating hard rock aquifers, Electrical Resistivity Tomography (ERT) can delineate the weathered part of the subsurface with a high degree of reliability (Hertrich and Yaramanci, 2002; Legchenko et al., 2006; Descloitres et al., 2008; Günther and Müller-Petke, 2012). Joint use of Transient EM method and MRS for hydrogeological purposes has been reported when investigating sand and clay formations (Goldman et al., 1994; Behroozmand et al., 2012; Vouillamoz et al., 2012; Kemgang et al., 2015).

Experimental results

We performed MRS measurements in the Republic of Ireland (the Gortinlieve Catchment in County Donegal) in 2010 and 2016 (Figure 6). The MRS stations were located as close as possible to an ERT profile and boreholes accomplished during previously performed study (Comte at al., 2012).

In 2010, we used the NUMIS^{PLUS} MRS Instrument and in 2016 the NUMIS^{POLY} MRS system, both manufactured by IRIS Instruments. We used the figure-eight square loops of three sizes: 1) 25-m-side with two turns, 2) 37.5-m-side with one turn, 3) 50-m-side with one turn. In 2016, one reference loop (multi-turn loop of 5-m-side) was used during data acquisition aiming to improve the signal to noise ratio. In the Gortinlieve Catchment, MRS soundings were located near boreholes included in the National groundwater-monitoring network of the Environmental Protection Agency of Ireland. We present two of them as examples of the inversion.

Borehole GO-3 is located in the valley floor and the bedrock is covered by about 10 m of glacio-fluvial sandy clay, with occurrence of peat and gravel beds (Figure 7a). The water table is shallow (about 2 m deep). The shallow part of the bedrock is weathered

ACCEPTED MANUSCRIPT

and highly fractured. It represents a water transitional formation down to approximately 30 m. Below 30 m, water flows preferentially through a limited number of interconnected fractures (Caulfield et al., 2014; Cai et al., 2015). The resistivity log extracted from the ERT profile (Figure 7b) shows a 10-m-thick low-resistivity formation (200 ohm-m) corresponding to the glacio-fluvial overburden. Between 10 and 20 m deep, the resistivity of about 700 ohm-m has been interpreted as clay-leached topmost horizon of the weathered schists (Comte at al., 2012; Cassidy et al., 2014). The underlying layer of about 400 ohm-m down to a depth of about 40 m corresponds to a clay-rich weathered schist formation. The gradual increase in resistivity with depth below 40 m was explained by the decrease in weathering intensity, clay content and fractures density. At this site, we performed MRS measurements using a 50-m-side figure-eight loop. The maximum depth of water detection estimate suggest $z_{\max} \approx 70$ m. Inversion (Figures 7c and 7d) shows a relatively high water content in the upper (coarser) part of glaciofluvial overburden (5 to 6%) and less water (2 to 3%) below (clay-leached schists). All the equivalent solutions detect water below 30 m thus suggesting that the bedrock should contain water. However, estimated resolution (Figure 7e) shows that layers below 30 m cannot be accurately resolved and thus, quantification of deep water cannot be done using MRS alone.

Figures (8a) and (8b) show that the large majority of the perturbed solutions fit experimental data with much higher $RMSE$ than the solution given by regularization ($RMSE = 5.1nV$). $V_{regulariz}$ solution provides the water volume estimate with the uncertainty given by V_{min} and V_{max} solutions (Figure 8c and Table 1). Note that because

ACCEPTED MANUSCRIPT

of the poorly resolved deep water-saturated formation (>30 m) the water volume estimate may be also inaccurate.

MRS measurements near borehole GO-1 (Figure 9) have been performed using a 37.5-m-side figure-eight loop and the maximum depth of water detection has been estimated at 60 m. This station is located about 1 km uphill from the borehole GO-3 and is about 140 m higher in altitude. The soil layer is practically absent, which allows direct estimation of the water content in bedrock. Previous hydrogeological studies suggest insignificant seasonal water circulation in the first 5 m of the subsurface. The resistivity log shows values of more about 2500 ohm-m thus confirming very small amount of water in the subsurface. Between about 5 and 15 m, resistivity drops to about 1500 ohm-m. This value corresponds to a weathered/fractured psammitic schist and values higher than 2000 ohm-m below 20 m to a slightly decomposed psammitic shists (Comte et al., 2012). MRS suggests some water between 15 and 35 m approximately. The water content in this layer was estimated about 1%, which is a reasonable value for a saturated psammitic schist. Figure (9d) shows that the V_{min} solution does not show water below 35 m and consequently we consider the second water-saturated layer shown by the V_{max} solution below 45 m as unreliable.

Figure (10) shows measured amplitude of the MRS signal at these two stations and the theoretical fits obtained with these three equivalent solutions.

Discussion

Inversion of MRS data is a typical problem in geophysics. The non-uniqueness of the solution shifts the main difficulty from being a problem of fitting experimental data with an inverse model to being a problem of selecting the best model out of many

ACCEPTED MANUSCRIPT

equivalent models, sometimes rather different. Such a selection can be done by imposing additional criteria based on knowledge and/or assumptions on the solution shape. For example, the regularization method assumes that the solution has to be smooth. For such a selection, we propose to use a physically justified criterion: the volume of water, which can be calculated for each inverse model. Taking into account that selection of the "best" model is more or less subjective; we propose to use three inverse models instead of the only one. Thus, the solution is composed of the model obtained with the regularization or any other inversion technic (the best model) and two equivalent models corresponding to the maximum and the minimum volumes. Knowledge of the water volume in the subsurface is itself an important issue for hydrogeologists. In addition, we obtain an estimate of the uncertainty for the water volume and corresponding water content distributions. However, one should be careful with using the water volume because it can be reliable only within the depth interval where MRS has an acceptable resolution. For investigating deep targets where resolution is poor, inversion has to be constrained using additional knowledge of the subsurface (boreholes, other measurements etc).

When the problem considered linear, the SVD analysis provides a statistically justified estimate of the uncertainty. For the non-linear inverse problem, the Monte-Carlo simulation is often recommended. We investigate uncertainty by combining both approaches.

First, we carry out inversion and select a model, which we consider the best. Obviously, this inverse model must fit experimental data with acceptable accuracy. Then, we apply random perturbations to this model. We limit the magnitude of these

ACCEPTED MANUSCRIPT

perturbations by the SVD estimated uncertainty given by the 95% confidence interval. Thus, we apply local and statistically justified perturbations to the inverse model that greatly accelerates Monte-Carlo modeling. All the perturbed models create the solution space around the "best" model. This solution space is characterized by the mean, the standard deviation and the probability density function (PDF). The PDF allows insight into the entire solution space for additional analysis. Our results, both numerical and experimental, show that only a small part of the perturbed models fit experimental data with acceptable accuracy. This observation suggests that the SVD provides very general estimates that may be difficult to use in practice. Understanding of the $RMSE$ distribution allows reducing the solution space given by the SVD by only equivalent models that fit experimental data with desirable accuracy. We used this approach for interpretation of real data from our survey in the Northern Ireland. We observed a good consistency of MRS results with other available data (boreholes, ERT, hydrological modeling).

For processing these data we used a standard HP lap-top computer with the 64 bit processor (Intel® Core™ i-7 5600U CPU @ 2.60 GHz) and the 16 Gb RAM. The linear inversion with SVD takes about 3 s. The Monte-Carlo simulation (14 layers, 16 q values, 10^6 combinations) takes about 14 s.

Conclusions

In this paper, we propose a simple and robust approach for estimating uncertainty in the inversion of MRS data. For that, we apply random perturbations to the inverse model given by the Tikhonov regularization. The perturbations are limited by the uncertainty estimated applying the SVD analysis. The use of an inverse model that

ACCEPTED MANUSCRIPT

already fits experimental data greatly accelerates the Monte Carlo simulations and allows overcoming the problem related to heavy computing, which is often considered as an important limitation of the Monte Carlo method. In our study, we use the Tikhonov regularization, but this approach of investigating uncertainty can be also applied to the analysis of inverse models obtained with other than regularization inversion schemes.

We applied MRS to investigation of a weathered/fractured hard-rock aquifer in the Gortinlieve Catchment in the Republic of Ireland and presented two examples. One MRS station was located in the valley floor and another one located near the hilltop about 140 m higher in altitude. The water content in this psammitic schist aquifer was estimated with MRS at about 1% in deep bedrock. In the upper most weathered/fractured bedrock, MRS shows 2 to 3%, against 5 to 6% in the overlying glaciofluvial deposits. These results are consistent with other data (boreholes geological logs, ERT data, hydrological monitoring data) and previous hydrogeological conceptual understanding.

Acknowledgements

This work was supported by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir – ANR10 LABX56). We also thank the French National Program (ANR) ”Investment for Future - Excellency Equipment” project EQUIPEX CRITEX (grant # ANR-11-EQPX-0011) for providing MRS equipment. The Geological Survey of Ireland (GSI) provided financial support for the fieldwork in the framework of the Geoscience Research Program (2016).

ACCEPTED MANUSCRIPT

References

Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2005. Parameter Estimation and Inverse Problems, Elsevier Academic Press.

Behroozmand, A., Auken, E., Fiandaca, G., and Christiansen, A.V., 2012. Improvement in MRS parameter estimation by joint and laterally constrained inversion of MRS and TEM data, Geophysics, 77, WB191–WB200, doi: 10.1190/GEO2011-0404.1.

Behroozmand, A.A., Keating, K., and Auken, E., 2015. A Review of the Principles and Applications of the NMR Technique for Near-Surface Characterization, Surveys in geophysics, 36(1), 27–85, doi: 10.1007/s10712-014-9304-0.

Billingsley, P., 1979. Probability and Measure, John Wiley and Sons, New York, Toronto, London, ISBN 0-471-00710-2.

Braun, M., and Yaramanci, U., 2008. Inversion of resistivity in Magnetic Resonance Sounding, Journal of Applied Geophysics 66, 151–164, doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.12.004.

Cai, Z., and Ofterdinger, U., 2016. Analysis of groundwater-level response to rainfall and recharge estimates in fractured hard rock aquifers, NW Ireland, Journal of Hydrology, 535, 71-84., doi: 10.1016/j.jhydrol.2016.01.066.

Cassidy, R., Comte, J-C., 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, doi: 10.1016/J.JHYDROL.2014.06.004.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Caulfield, J., Chelliah, M., Comte, J-C., Cassidy, R., Flynn, R., 2014. Integrating petrography, mineralogy and hydrochemistry to constrain the influence and distribution of groundwater contributions to baseflow in poorly productive aquifers: Insights from Gortinlieve catchment, Co. Donegal, NW Ireland, Science of The Total Environment, 500–501, 224–234, doi: 10.1016/j.scitotenv.2014.08.105.

Chevalier, A., Legchenko, A., Girard, J-F., Descloitres, M., 2014. 3D Monte Carlo inversion of Magnetic Resonance measurements, Geophysical Journal International, 198, 216-228, doi: 10.1093/gji/ggu091.

Comte, J-C., Cassidy, R., Nitsche, J., Ofterdinger, U., Pilatova, K, and Flynn, R., 2012. The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach, Hydrogeology Journal, 20, 1569–1588, doi: 10.1007/s10040-012-0884-9.

Dalgaard, E.M., Müller-Petke, M., and Auken, E., 2016. Enhancing SNMR model resolution by selecting an optimum combination of pulse moments, stacking, and gating, Near Surface Geophysics, 14(3), 243–253, doi: 10.3997/1873-0604.2016004.

Descloitres, M., Ruiz, L., Sekhar, M., Legchenko, A., Braun, J-J., M. S. Mohan Kumar, Subramanian, S., 2008. Characterization of seasonal local recharge using Electrical Resistivity Tomography and Magnetic Resonance Sounding, Hydrological Processes, 22(3), 384-394, doi: 10.1002/hyp.6608.

Goldman, M., Rabinovich, B., Rabinovich, M., Gilad, D., Gev, I., and Schirov, M., 1994. Application of integrated NMR-TDEM method in ground water exploration in Israel, Journal of Applied Geophysics, 31, 27-52, doi: 10.1016/0926-9851(94)90045-0.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Guillen, A., and Legchenko, A., 2002a. Application of linear programming techniques to the inversion of proton magnetic resonance measurements for water prospecting from the surface, Journal of Applied Geophysics, 50, 149-162, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00136-2.

Guillen, A., and Legchenko, A., 2002b. Inversion of surface nuclear magnetic resonance data by an adapted Monte Carlo method applied to water resource characterization, Journal of Applied Geophysics, 50, 193-205, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00139-8.

Günther, T., and Müller-Petke, M., 2012. Hydraulic properties at the North Sea island Borkum derived from joint inversion of magnetic resonance and electrical resistivity soundings, Hydrology and Earth System Sciences, 16, 3279-3291, doi: 10.5194/hess-16-3279-2012.

Hertrich, M., and Yaramanci, U., 2002. Joint inversion of Surface Nuclear Magnetic Resonance and Vertical Electrical Sounding, Journal of Applied Geophysics, 50, 179–191, doi:10.1016/S0926-9851(02)00138-6.

Hunter, D., and Kepic, A., 2005. Surface nuclear magnetic resonance signal contribution in conductive terrains, Exploration Geophysics, 36(1), 73-77, doi: 10.1071/EG05073.

Kemgang, D.T., Boucher, M., Ngounou Ngatcha, B., Favreau, G., Mvondo, V.Y.E., Ibrahim, M., Legchenko, A. and Goni, I.B., 2015. Magnetic Resonance Soundings for characterizing the Quaternary aquifer in the Lake Chad Basin, A case history from Cameroon and Niger, Nigerian Association of Hydrogeologist, Water Resources, 25, 69-91.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Legchenko, A.V., and Shushakov, O.A., 1998. Inversion of surface NMR data, Geophysics, 63, 75-84, doi: 10.1190/1.1444329.

Legchenko, A., and Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements, Journal of Applied Geophysics, 50, 3-19, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00127-1.

Legchenko, A., Baltassat, J-M., Beauce, A., and Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists, Journal of Applied Geophysics, 50, 21-46. doi: 10.1016/S0926-9851(02)00128-3.

Legchenko, A., Baltassat, J-M., Bobachev, A., Martin, C., Robin, H., and Vouillamoz, J-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization: Journal of Ground Water, 42(3), 363-373, doi: 10.1111/j.1745-6584.2004.tb02684.x.

Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J-F., Sekhar, M., Kumar, M. S., and Braun, J-J, 2006. Resolution of MR Soundings applied to the characterization of hard rock aquifers, Journal of Ground Water, 44(4), 547–554, doi: 10.1111/j.1745-6584.2006.00198.x.

Legchenko, A., 2013. Magnetic resonance imaging for groundwater, Wiley-ISTE, ISBN: 978-1-84821-568-9.

Legchenko, A., and Pierrat, G., 2014. Glimpse into the design of MRS instrument, Near Surface Geophysics, 12(2), 297 – 308, doi: 10.3997/1873-0604.2014006.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Alle, C., Descloitres,M., and Boucher, M., 2016. Interpretation of magnetic resonance measurements in the

ACCEPTED MANUSCRIPT

varying Earth's magnetic field, Geophysics, 81(4), WB23-WB31, doi: 10.1190/GEO2015-0474.1.

Marsaglia, G., and Zaman, A., 1991. A new class of random number generators, Annals of Applied Probability 1, 462–480, doi: 10.1214/aoap/1177005878.

Misstear, B.D.R., Brown, L., Hunter Williams, N., 2008. Groundwater recharge to a fractured limestone aquifer overlain by glacial till in County Monaghan, Ireland, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 41(4), 465-476, doi: 10.1144/1470-9236/07-084.

Mohnke, O, and Yaramanci, U., 2002. Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing, Journal of Applied Geophysics, 50, 163-177, doi: 10.1016/S0926-9851(02) 00137-4.

Müller-Petke, M., and Yaramanci, U., 2008. Resolution studies for Magnetic Resonance Sounding (MRS) using the singular value decomposition, Journal of Applied Geophysics, 66, 165–175, doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.11.004.

Parsekian, A.D., Grombacher, D., 2015. Uncertainty estimates for surface nuclear magnetic resonance water content and relaxation time profiles from bootstrap statistics, Journal of Applied Geophysics, 119, 61-70, doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.05.005.

Sambridge, M., and Mosegaard, K., 2002. Monte-Carlo methods in geophysical inverse problems, Reviews of Geophysics, 40, 1009, doi: 10.1029/2000RG000089.

Schirov, M., Legchenko, A., and Creer, G., 1991. New direct non-invasive ground water detection technology for Australia, Exploration Geophysics, 22, 333-338, doi: 10.1071/EG991333.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Semenov, A.G., 1987. NMR Hydroscope for Water Prospecting, Seminar on Geotomography, Indian Geophysical Union, Hyderabad, Proceedings, 66-67.

Tikhonov, A., and Arsenin, V., 1977. Solution of ill-posed problems, John Wiley & Sons, Inc.

Trushkin, D.V., Shushakov, O.A., and Legchenko, A.V., 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water surveys in the earth's magnetic field, Geophysical Prospecting, 42, 855-862, doi: 10.1111/j.1365-2478.1994.tb00245.x.

Vouillamoz, J.M., Hoareau, J., Grammare, M., Caron, D., Nandagiri, L., and Legchenko, A., 2012. Quantifying aquifer properties and freshwater resource in coastal barriers: a hydrogeophysical approach applied at Sasihithlu (Karnataka state, India), Hydrology and Earth System Sciences, 16(11), 4387 4400, doi: 10.5194/hess-16-4387-2012.

Weichman, P.B, Lun, D.R, Ritzwoller, M.H, and Lavely, E., 2002. Study of surface nuclear magnetic resonance inverse problems, Journal of Applied Geophysics, 50, 129-147, doi: 10.1016/S0926-9851(02)00135-0.

Weng, A., 2010. Occam's inversion of magnetic resonance sounding on a layered electrically conductive earth, Journal of Applied Geophysics, 70, 84–92, doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.12.006.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure caption

Figure 1. Discretization of the linear equation: a) the amplitude of the MRS signal generated by a 1-m-thick layer of bulk water versus depth of this layer; b) the thickness of the model layers versus depth; c) the diagonal elements of the model resolution matrix.

Figure 2. Inversion of a 1-layer model: a) the solution given by regularization with the error bars corresponding to the standard deviation estimated with the SVD; b) the V_{max} and V_{min} solutions; c) the diagonal elements of the model resolution matrix.

Figure 3. Inversion of a 1-layer model: the data set (circles) and the theoretical signals computed after inversion results (RMSE=2.9 nV).

Figure 4. Inversion of a 1-layer model: a) the PDF computed counting RMSE distribution (solid line) and the PDF computed with the assumption of a normal distribution of RMSE (dashed line); b) the PDF of V; c) the mean volume of water versus RMSE (solid line) with corresponding standard deviation (dashed lines). All the equivalent solutions are ranged along the grey line (RMSE=2.9 nV) with crosses showing solutions corresponding to V_{max}, $V_{regulariz}$ and V_{min}.

Figure 5. Inversion of a 2-layer model: a) the solution given by regularization; b) the V_{max} and V_{min} solutions; c) the diagonal elements of the model resolution matrix.

Figure 6. Location of the investigated area in the Northern Ireland is shown by a black star: a) general map; b) geological formations in County of Donegal.

Figure 7. Inversion of experimental data set obtained near borehole GO-3: a) the borehole log; b) the resistivity log; c) the solution given by regularization; d) the V_{max} and V_{min} solutions; e) the diagonal elements of the model resolution matrix.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Figure 8. Inversion of experimental data set obtained near borehole GO-3: a) the PDF computed counting RMSE distribution (solid line) and the PDF computed with the assumption of a normal distribution of RMSE (dashed line); b) the PDF of V; c) the mean volume of water versus RMSE (solid line) with corresponding standard deviation (dashed lines). The grey line shows RMSE values for all the equivalent solutions and the crosses show the volumes of water for the solutions corresponding to V_{max}, $V_{regulariz}$ and V_{min}.

Figure 9. Inversion of experimental data set obtained near borehole GO-1: a) the borehole log; b) the resistivity log; c) the solution given by regularization; d) the V_{max} and V_{min} solutions; e) the diagonal elements of the model resolution matrix.

Figure 10. Measured amplitude of the MRS signal versus pulse moment (circles) and the theoretical signals computed after inversion results: a) borehole GO-1; b) borehole G03.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Tables

Data set	V_{min} (m^3/m^2)	$V_{regulariz}$ (m^3/m^2)	V_{max} (m^3/m^2)	RMSE (nV)	Commentaries
1-layer model	0.56	0.6	0.73	2.9	V_{mod} = 0.5 (m^3/m^2)
2-layer model	1.1	1.3	1.5	2.85	V_{mod} = 1.0 (m^3/m^2)
Field data near borehole GO-3	1.35	1.46	1.55	5.1	Shallow soil layer over bedrock
Field data near borehole GO-1	0.23	0.25	0.37	0.48	Bedrock

Table 1. Summary of the inversion results corresponding to the examples presented in this paper.

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

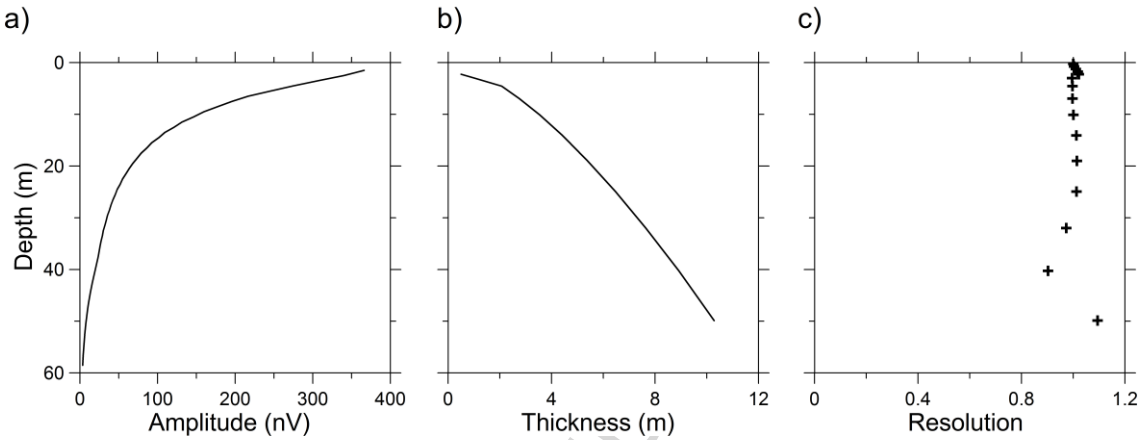


Figure 1

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

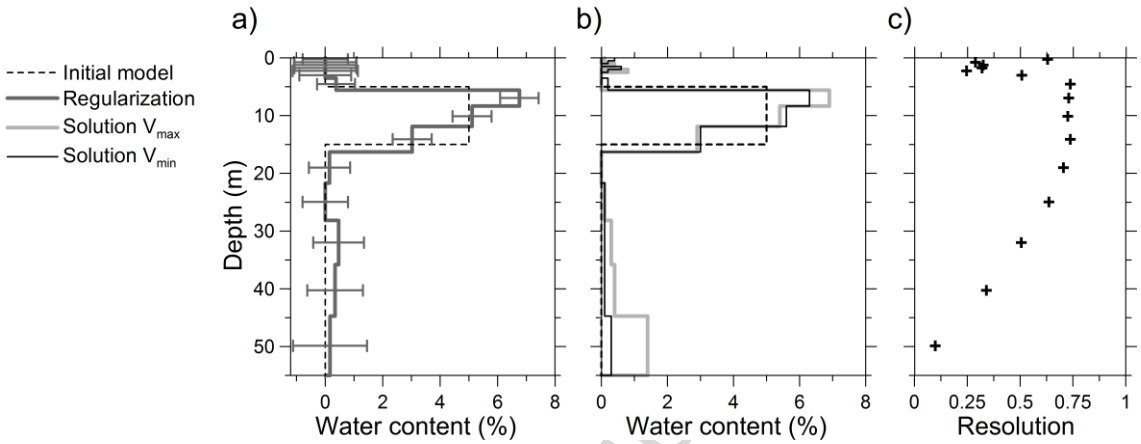


Figure 2

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

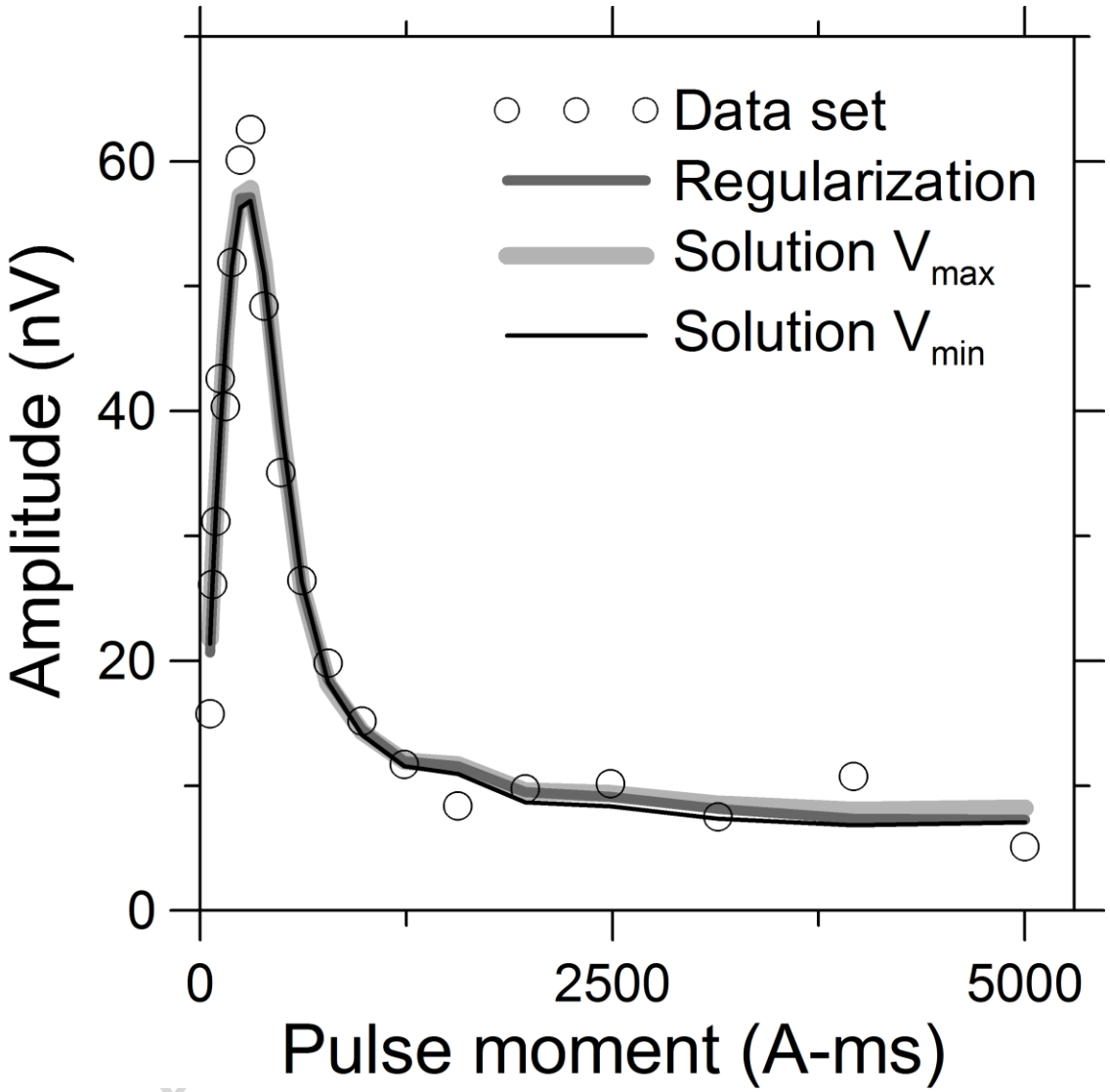


Figure 3

ACCEPTED MANUSCRIPT

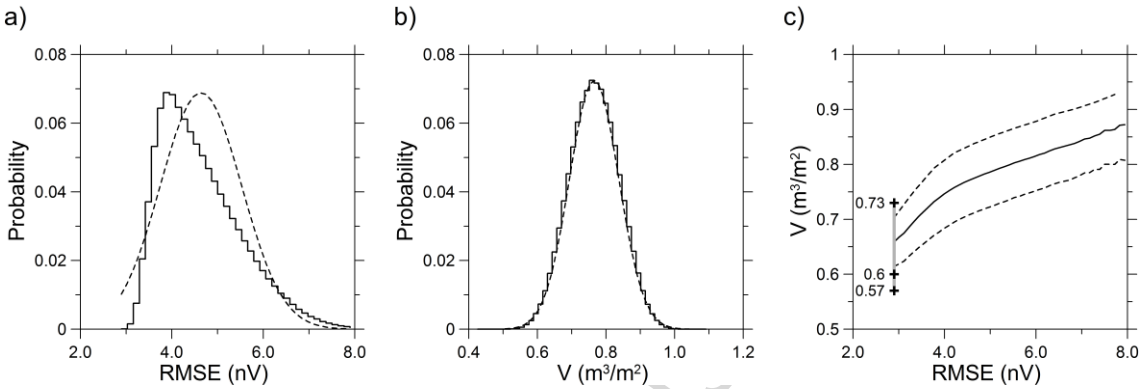


Figure 4

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

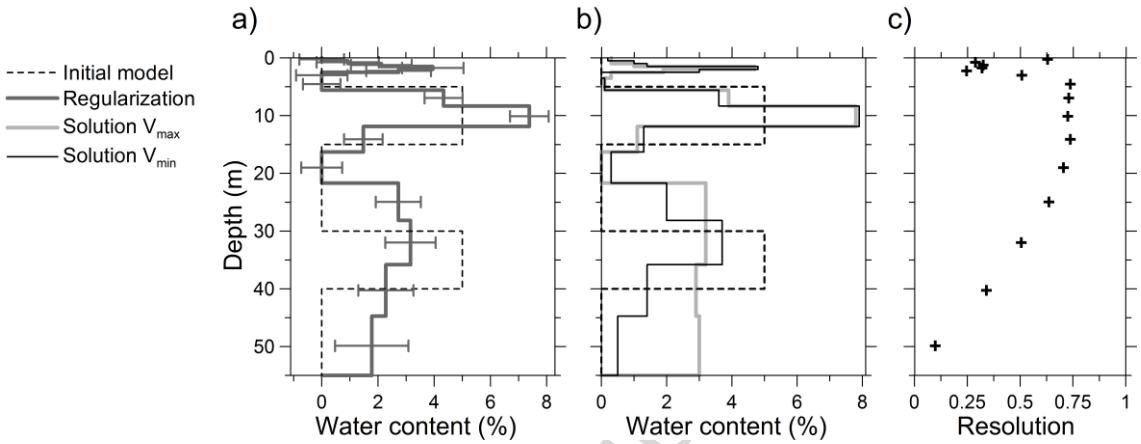


Figure 5

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

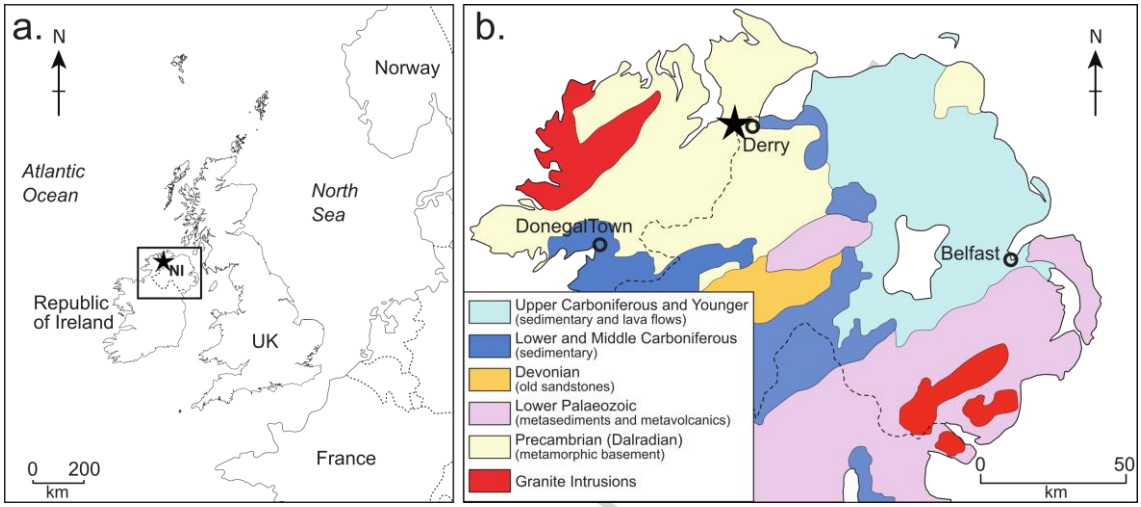


Figure 6

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

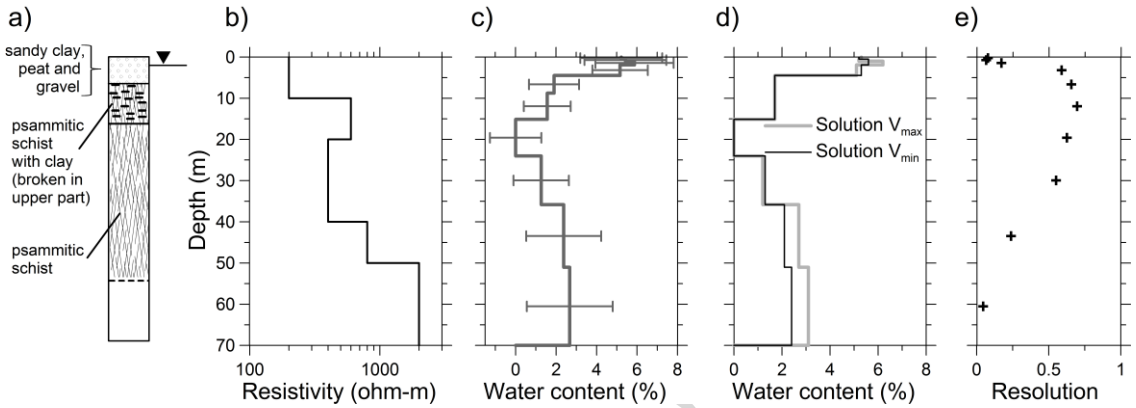


Figure 7

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

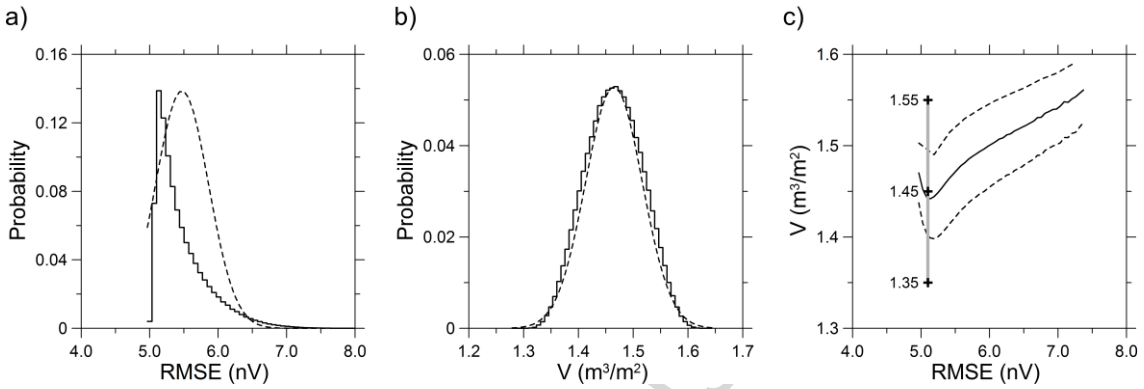


Figure 8

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

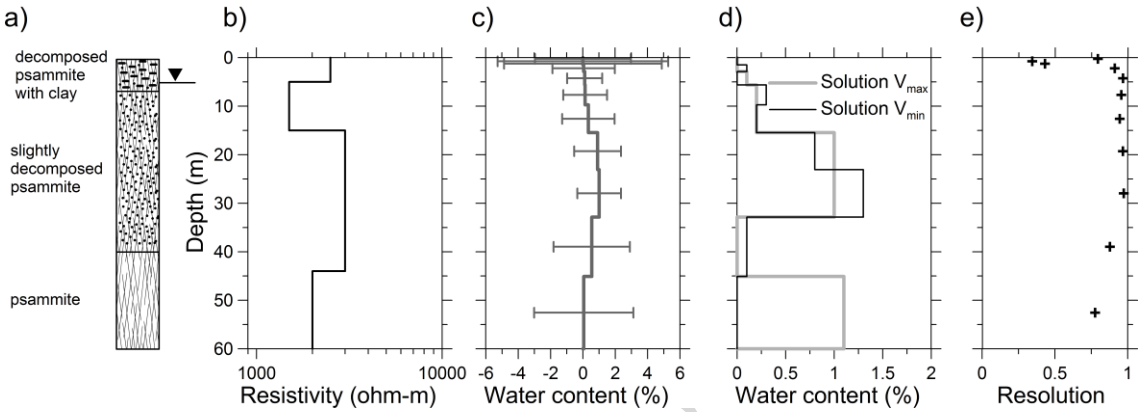


Figure 9

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

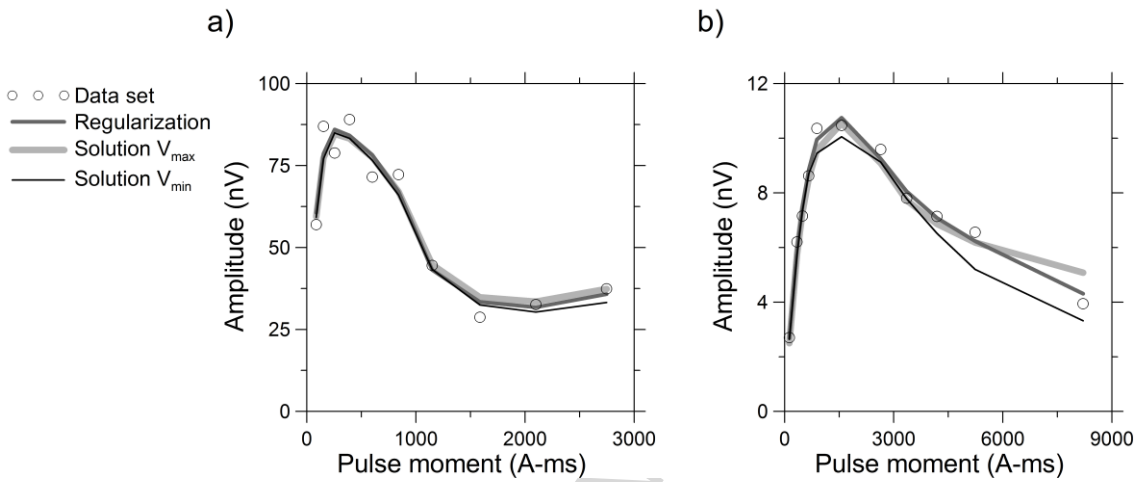


Figure 10

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

Highlights

- An efficient method of investigating uncertainty in SNMR inversion is proposed.
- SNMR is able to provide an estimate of the water volume.
- A Monte Carlo simulation allows analyzing linear or nonlinear inverse problems.
- The method is efficient for investigating Irish bedrock aquifers.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Journal of Hydrology 520 (2015) 379–386

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change

J.M. Vouillamoz [a,*], F.M.A. Lawson [b,1], N. Yalo [b,2], M. Descloitres [a,3]

[a] IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE, 08BP841 Cotonou, Benin
[b] Laboratory of Applied Hydrology, Department of Earth Sciences, University of Abomey-Calavi, Calavi, Benin

ARTICLE INFO

Article history:
Received 14 August 2014
Received in revised form 3 November 2014
Accepted 7 November 2014
Available online 15 November 2014
This manuscript was handled by Peter K. Kitanidis, Editor-in-Chief, with the assistance of Niklas Linde, Associate Editor

Keywords:
Groundwater storage
Buffer capacity
Climate change
Magnetic resonance sounding
Specific yield
Hard rock aquifers

SUMMARY

Groundwater plays a major role in supplying domestic water to millions of people in Africa. In the future, the ability to increase reliable water supplies for domestic and possibly irrigation purposes will depend on groundwater development. Groundwater storage is a key property because it controls the buffering behavior of the aquifer as it is subjected to time-varying conditions such as increased pumping or land-use change. However, quantitative knowledge of groundwater storage in Africa is very limited. This lack of knowledge is a major concern in hard rocks, which cover about 40% of the surface area of Africa. This paper presents a unique quantitative assessment of groundwater storage in different types of hard rocks and a first estimate of the capacity of hard rock aquifers to buffer changes in climatic and anthropogenic conditions. Our study area in Benin (West Africa) is composed of various grades of metamorphic rocks. We used the latest developments in the application of the magnetic resonance geophysical method to confront the methodological difficulty of quantifying groundwater storage. We successfully conducted 38 magnetic-resonance measurements in eight (8) different geological units; each measurement was quantitatively interpreted in terms of groundwater storage. We determined the groundwater storage of our study area to be 440 mm ± 70 mm (equivalent water thickness). To assess the buffer capacity of aquifers, we compared groundwater storage to groundwater discharge. Groundwater discharge is the sum of natural discharge plus human abstraction. We estimated natural discharge (i.e. deep drainage plus evapotranspiration) from water table fluctuations monitored in six (6) piezometers. Human abstraction was calculated based on the number of operating boreholes and their average daily abstraction. We found that human abstraction (0.34 mm/year ± 0.07 mm) is far less than natural discharge (108 mm/year ± 58 mm). We conclude that increased abstraction due to population growth will probably have a smaller impact on storage than observed land-use change, which may lead to a change in the evapotranspiration rate. We calculated buffer capacity as the ratio of current storage to total discharge, and obtained a result of 6 years ± 47 months. This buffer capacity confirms groundwater's ability to buffer changes. Finally, our study is intended to promote a more quantitative approach to assessing groundwater resources in Africa and to support our ability to adapt to current and future changes.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Increasing reliable water supplies throughout Africa is an urgent need. As of 2012, more than 320 million Africans did not have access to safe drinking water (WHO/UNICEF JMP, 2014). Expanding irrigation to enhance food security is also a growing necessity because per capita food consumption is largely inadequate (Alexandratos and Bruinsma, 2012; Pfister et al., 2011). Moreover, most countries where population is expected to grow rapidly in the future are the same countries that have high levels of malnourishment (Alexandratos and Bruinsma, 2012) and also limited drinking water access.

Groundwater already plays a major role in supplying water to millions of people in Africa: the proportion of the population that depends on groundwater for its daily water supply is estimated at about 75% (UNEP, 2008). In the future, the ability to increase reliable water supplies will also depend on the development of groundwater, which is generally the only perennial water source

* Corresponding author. Tel.: +229 96 34 88 70.
E-mail addresses: jean-michel.vouillamoz@ird.fr (J.M. Vouillamoz), lawson.amen@yahoo.fr (F.M.A. Lawson), yalonicaise@yahoo.fr (N. Yalo), marc.descloitres@ird.fr (M. Descloitres).
[1] Tel.: +229 97 2874 98.
[2] Tel.: +229 96 68 12 88.
[3] Tel.: +229 66 39 47 10.

http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024
0022-1694/© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

in arid and semi-arid areas. Groundwater offers several advantages over surface water (e.g. groundwater is less vulnerable to pathogenic contamination, its development is cheaper and can be scaled to allow in-field application on demand); one of its most important advantages is its much slower response to climate variations (Taylor et al., 2009). Thus, increasing appropriate groundwater supplies in Africa can significantly increase the resilience of rural communities to climate variability (Calow et al., 2010).

Estimates of groundwater storage are needed for quantifying groundwater resources (MacDonald et al., 2012) and for assessing the impact of climate and land-use changes on water resources (Taylor et al., 2013). Indeed, the amount of water stored in the rock reservoir plays a major role in the transient response of the aquifer to conditions that vary over time. The greater the groundwater storage, the higher the buffering capacity of the aquifer (all else being equal) and the slower the impact of changes caused by variation in pumping, recharge, or evapotranspiration (i.e. climatic and anthropogenic changes). Groundwater storage in unconfined aquifers is calculated by multiplying the saturated thickness times the specific yield (De Marsily, 1986). Data regarding saturated aquifer thickness are widely available from numerous boreholes drilled in Africa during recent decades (e.g. Courtois et al., 2010). However, in Africa reliable quantification of specific yield is quite rare; the first quantitative Africa-wide map of aquifer storage presented by MacDonald et al. (2012) is based on 283 aquifer summaries, only two (2) of which contain in-situ specific yield measurements. Although not exhaustive (e.g. Compaore et al., 1997; Vouillamoz et al., 2005) the collation and review by MacDonald et al. (2012) clearly identify the lack of specific yield data. As underlined by Taylor et al. (2013), the result is a profound lack of knowledge regarding the quantity of groundwater storage in most aquifers.

The lack of groundwater storage estimates result from the fact that it is difficult to estimate in situ the volume of water that an aquifer will release through pumping (MacDonald et al., 2012). Indeed, conducting field experiments costs time and money because it requires the drilling of several boreholes and the setup of long-duration pumping experiments (e.g. Butler et al., 1999; Kruseman and de Ridder, 2000). Moreover, researchers have questioned the appropriateness of parameters derived from the interpretation of pumping experiments in both heterogeneous aquifers (e.g. Wen et al., 2010; Wu et al., 2005) and unconfined aquifers (e.g. Mao et al., 2011; Neuman and Mishra, 2012). Finally, comprehensive pumping experiments are difficult both to conduct and to interpret in complex environments; for this reason they are rarely, if ever, used for routine work in Africa. This is particularly true for hard rock aquifers even though hundreds of thousands of boreholes have been drilled in these aquifers since the 80's within the framework of projects supported by the international community (starting with the first "Water Decade" in 1981 and continuing under the "Millennium Development Goals" initiative). Boreholes have usually been drilled for the primary goal of short-term water production but with minor emphasis on groundwater resources. Hard rock aquifers are of major concern because they crop out on more than 40% of the African surface area, where more than 220 million rural people now live (Calow et al., 2010) and because these aquifers can store only a limited quantity of water, estimated to be less than 1000 mm (MacDonald et al., 2012).

Our paper presents a new step in the quantification of groundwater storage in hard rocks in Africa by using a more comprehensive dataset than previous studies, and also by comparing groundwater storage of different hard rock types. We used the Magnetic Resonance Sounding (MRS) geophysical method to quantify specific yield and groundwater storage at 38 locations located on top of eight (8) different hard rock units in Benin. We then compared groundwater storage to natural groundwater discharge and human abstraction to assess the buffer capacity of aquifers in the face of climatic and anthropogenic changes.

2. Material and method

2.1. Study area

Hard rocks underlie 80% of Benin's surface area (Fig. 1). Different hard rock types crop out within short distances, thus facilitating the comparison of their hydrogeological properties. The hard rock aquifers of Benin were formed by the uplift of a mountain range during the last stage of the Pan-African orogeny (610–570 Ma); the range was eroded and later weathered in the warm and humid climate that prevailed in West Africa at the beginning of the Cenozoic (65 Ma) (Office Béninois des Mines, 1984). The weathering processes created a heterogeneous groundwater reservoir that is unconsolidated on top and fissured at depth. This groundwater reservoir is conceptually described as a two-layer reservoir in which the fissured layer immediately underlies the unconsolidated saprolite (Lachassagne et al., 2011). The boundary between saprolite and fissured layers is generally smooth because both layers result from the same weathering process.

We selected a study area (27,200 km^2) that overlaps the primary structural direction of Benin (i.e. N10° to N20°) to include the major geological units of the country (Fig. 1). The geology of our study window is composed of various grades of metamorphic rocks; the predominant rocks are schist, gneiss, and migmatite in the western and central part of the window and granitic rocks in the east (Office Béninois des Mines, 1984). The study window also overlaps the Upper Oueme Catchment (Fig. 1), which is being studied and monitored as part of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project (Lebel et al., 2010), thus providing additional hydro-meteorological data.

The geological history of the study area results in a rather flat landscape where weathered hard rock aquifers extend to a depth of a few tens of meters (GIZ, 2012). The climate is of the Sudanian type; mean annual rainfall is 1190 mm (Lelay and Galle, 2005) and Actual EvapoTranspiration (AET) ranges from 68% to 86% of annual rainfall (Séguis et al., 2011).

2.2. Calculation of groundwater storage

Our groundwater storage estimate is based on the use of a non-invasive geophysical method called Magnetic Resonance Sounding (MRS). We first used pumping tests to parameterize the MRS at six (6) experimental sites (Vouillamoz et al., 2014b) and we then performed MRS measurements at 43 locations throughout the target area to estimate specific yield. Finally, we used the calculated specific yield together with geological/hydrological data to estimate groundwater storage and buffer capacity.

Detailed descriptions of the MRS technique can be found in numerous publications (e.g., Behroozmand et al., 2014; Legchenko and Valla, 2002; Legchenko, 2013; Lubczynski and Roy, 2004). The major advantage of MRS as compared to other geophysical methods is that with MRS, the groundwater molecules themselves generate the signals that are measured, thus resulting in direct measurement of groundwater (Legchenko and Valla, 2002). The primary output parameters obtained after interpretation of a measurement are variation in depth of the MRS water content θ_{MRS} and decay time T_2^* of the MRS signal. MRS has been successfully used for characterizing aquifers since the 1990's (Vouillamoz et al., 2007) but the quantification of specific yield is a very recent and major step forward in the application of the MRS method (Vouillamoz et al., 2014a, 2012). Based on this new development in the use of MRS, Vouillamoz et al. (2014b) proposed

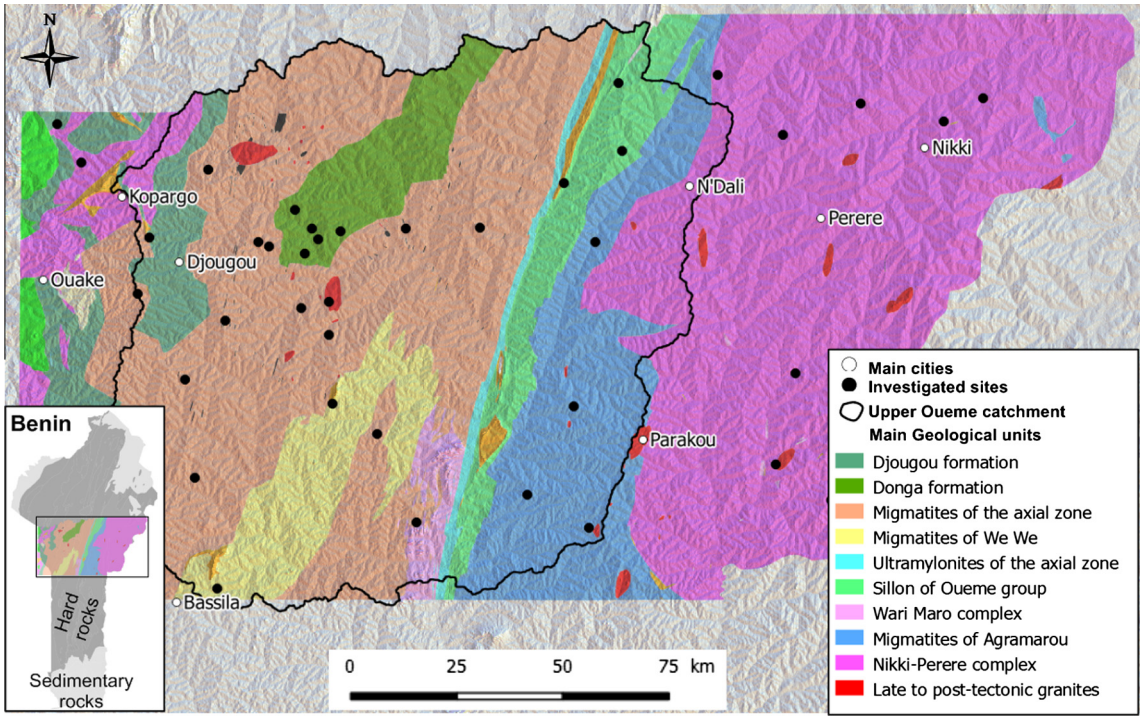


Fig. 1. Location of the study window and simplified geological map (modified from Office Béninois des Mines, 1984).

two equations for quantifying specific yield from MRS parameters in hard rock aquifers:

$$S_y = 0.53 \cdot \theta_{MRS} + 0.007 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} &\text{when} \quad T_2^* < 110\ \text{ms} \rightarrow S_y = 0 \\ &\text{when} \quad T_2^* > 110\ \text{ms} \rightarrow S_y = 0.78 \cdot T_2^* - 0.085 \end{aligned} \quad (2)$$

where S_y is the specific yield [–], θ_{MRS} [–] and T_2^* [s] are MRS parameters (i.e. water content and decay time, respectively). The advantage of Eq. (2) as compared to Eq. (1) is to define a so-called Apparent Cutoff Time value (i.e. ACT = 110 ms) that identifies the boundary between non-drainable groundwater and gravitational groundwater discharged through pumping (Vouillamoz et al., 2014b). Note that the ACT value is rock specific, ACT = 110 ms was validated for hard rocks in Benin by Vouillamoz et al. (2014b).

In our study, we calculated groundwater storage $GW_{storage}$ [$m^3\ m^{-2}$] as:

$$GW_{storage} = S_y \cdot \Delta z \quad (3)$$

where S_y [–] is the specific yield obtained either from Eq. (1) or Eq. (2) and Δz [m] is the thickness of the saturated layer obtained from MRS interpretation. We use the equivalent thickness of groundwater storage (mm of water) for comparing $GW_{storage}$ to the other terms of the water budget.

2.3. MRS measurements

We used the Numis^{plus} apparatus from Iris Instruments (Bernard, 2007). The measurements were conducted so as to ensure good data quality, i.e. a high signal-to-noise ratio. The signal generated by groundwater in hard rock aquifers is typically low because porosity is low. To enhance the signal, we maximized the number of water molecules generating the signal by using a transmitter/receiver device with a large surface area (i.e. a square shape of 100 × 100 m length per side on average) and thus investigating a large aquifer volume (Vouillamoz et al., 2005). For our study, the MRS-derived parameters are integrated over an average aquifer volume of about 130 m × 130 m of surface area times 70 m in depth. As observed by the authors of numerous studies, the natural electromagnetic noise in intertropical areas usually increases in the afternoon, thus limiting optimal measuring conditions to the morning hours. Consequently, the total duration of a sounding in Benin usually lasted two (2) to three (3) days.

We performed a total number of 43 MRS from which we selected 38 that are of sufficient quality to be quantitatively interpreted (i.e. average signal-to-noise ratio of 3.2). The 38 soundings are distributed over eight (8) different geological units of hard rocks (Fig. 1 and Table 1). The measurements were interpreted with Samovar V11.3 software (Legchenko et al., 2008). The goal of our study was not to assess the variation in depth of S_y but rather to quantify overall groundwater storage; thus, the MRS measurements were interpreted using a mono-exponential decay and a single layer that behaves like the existing two-layer aquifer (i.e. the saprolite and fissured layers). Uncertainty in the MRS results is calculated by estimating the space of acceptable models of water content and thickness (i.e. the equivalence analysis). Models are considered acceptable if the difference ε between the MRS field records and the calculated model (i.e. water content, depth, and thickness) is lower than a threshold value that is given by the noise in the data (Legchenko et al., 2011).

Table 1
Geological unit and MRS (PAO is Pan-African Orogeny).

Geological units	Number of MRS measurements
Djougou and Binah formations	2
Migmatites of the axial zone	12
Donga formation	5
Sillon of Oueme group	3
Migmatite of Agramarou	3
Nikki-Perere complex	7
Basic intrusion	2
Tardi to post PAO intrusion	4

2.4. Estimation of aquifer buffer capacity

We estimated the buffer capacity of aquifers by comparing groundwater storage to the total discharge of the reservoirs. Our estimate does not consider inflow (i.e. the recharge in our study area) because we focussed on the buffer role of storage only. We calculated the buffer capacity B_c as:

$$B_c = GW_{storage}/GW_{discharge} \quad (4)$$

where groundwater discharge $GW_{discharge}$ is estimated as:

$$GW_{discharge} = Q + D + ET_g + E \quad (5)$$

where Q is groundwater discharge into hydrographic networks, D is regional deep drainage (i.e. groundwater that flows through deep fractures in basement rocks and that does not supply rivers in the study area), ET_g is the volume of groundwater that is removed by evapotranspiration, and E is the extraction of groundwater by pumping. In our calculation, we used the equivalent thickness of water (mm of water) to estimate $GW_{discharge}$.

Séguis et al. (2011) assessed the origin of stream flow in a catchment of 586 km^2 nested within our study window; they concluded that permanent groundwater (i.e., water present in the saturated zone, below the seasonal perched aquifer) does not discharge into rivers (i.e. $Q = 0$). To calculate natural discharge $D + ET_g$, we monitored the water table at six (6) locations located within the main geological units of the study window (Fig. 2):

$$D + ET_g = \Delta wt \cdot S_y \quad (6)$$

where Δwt is the yearly water table decrease calculated from the decrease observed over six (6) months during the dry season (i.e. when no recharge occurs) at locations where the decrease is not affected by human abstraction E, and S_y is the specific yield. As in many areas of rural Africa, in our study area groundwater is not extracted for industrial purposes; pumping is for domestic water use only. According to the Benin national water directorate, people living in the study window have an average per capita supply of 20 l per day through hand-pumps and tap-stands. To confirm this amount, we monitored pumping at a hand-pump-equipped borehole located in the village of Ganrou (located next to the F117 site, Fig. 2) for a full week. Then, the current total extraction E was calculated as the number of functioning water points (hand-pumps and tap-stands) in the study window times the average daily extraction.

3. Results

We present an example of the MRS results obtained at F117 and FD30 monitoring sites (Fig. 2) followed by a summary of the 38 investigated locations.

3.1. Example of groundwater storage calculation

We compare the MRS obtained in two different geological units: F117 located in the Nikki-Perere unit, which is dominated by granitic rocks; and FD30, located in the migmatites of the axial zone (Fig. 2). Both MRS data have good signal-to-noise ratios and low uncertainties on the MRS output parameters (Fig. 3 and Table 2). The mean groundwater storage calculated using Eq. (3) differs greatly from one location to the other: $GW_{storage} \approx 330$ mm at F117 and $GW_{storage} \approx 1200$ mm at FD30 (Table 2). Note that when using an S_y value calculated from either θ_{MRS} (Eq. (1)) or T_2^* (Eq. (2)), the difference in groundwater storage is less than 20% (Table 2).

To validate the use of the single-layer model for quantifying groundwater storage, we also interpreted the MRS data using a smooth multi-layer model. Multi-layer models provide a better representation of aquifer geometry (Fig. 4). However, the difference ε between the data and the models is not significantly reduced by the use of the multi-layer model and the values of ε are always less than the value of the mean noise, thus indicating that both models are equally acceptable (Table 3). Moreover, the single-layer and multi-layer models are equivalent because the products $\theta_{MRS} \cdot \Delta z$ of their water content times thickness are about the same (Legchenko, 2013). Thus, we consider the single-layer model to be representative of average aquifer properties.

3.2. Groundwater storage of the various geological units

We used Eq. (3) to calculate groundwater storage from the 38 MRS. The use of S_y calculated from θ_{MRS} (Eq. (1)) or T_2^* (Eq. (2))

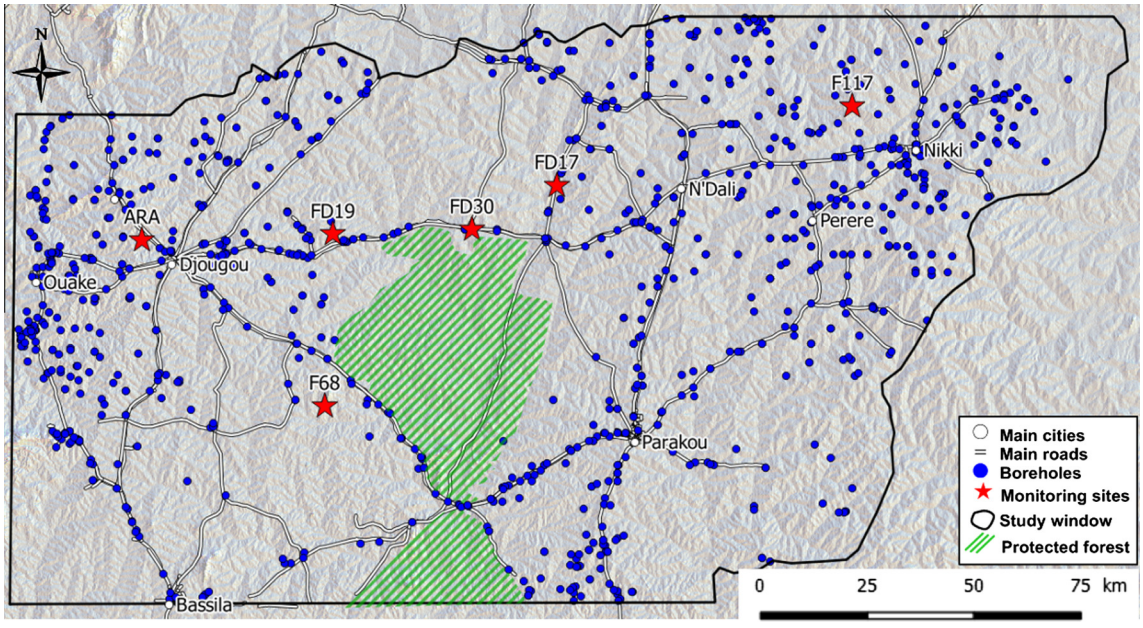


Fig. 2. Location of existing boreholes (Benin National Database) and monitoring sites.

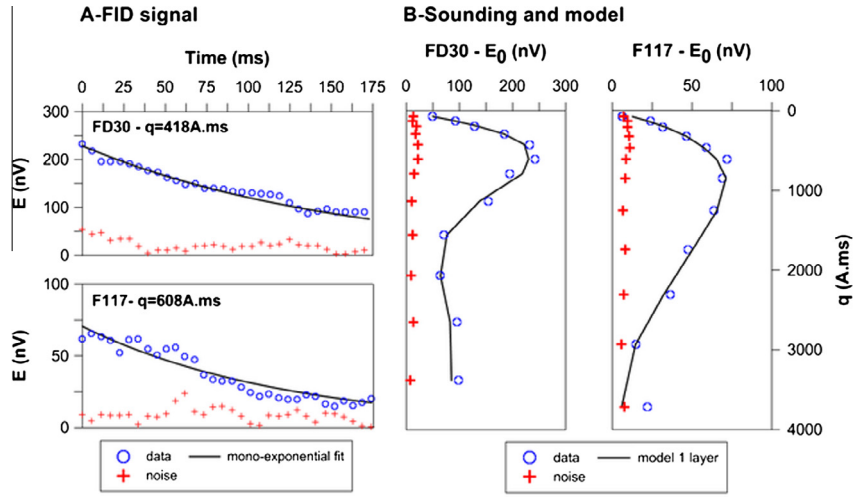


Fig. 3. Example of MRS measurements. (A) Example of recorded signals. (B) Soundings at FD30 (loop of 7800 m^2 of surface area) and F117 (loop of 15,600 m^2 of surface area).

Table 2
MRS single-layer results, F117 and FD30 sites.

Sites	Average S/N	MRS water content θ_{MRS}		MRS decay rate T_2^*		Groundwater storage $GW_{storage}$	
		Value (%)	Relative uncertainty (%)	Value	Relative uncertainty (%)	$S_y \rightarrow$ Eq. (1)	$S_y \rightarrow$ Eq. (2)
F117	2.8	1.9	15	125 ms	3	300 mm	360 mm
FD30	6.2	9.7	6	180 ms	3	1180 mm	1260 mm

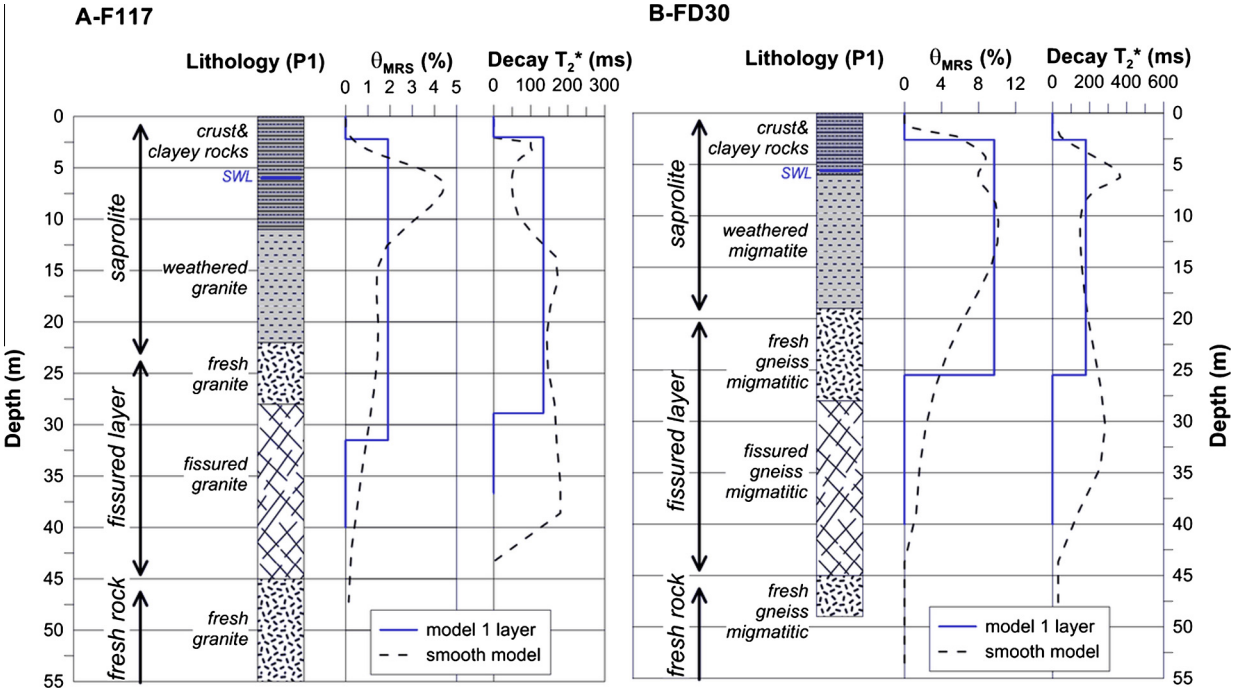


Fig. 4. Example of MRS results. A: F117 site located in granitic rocks. A: FD30 site located in gneiss migmatitic rocks. SWL is the static water level.

Table 3
Single-layer versus multi-layers MRS results, F117 and FD30.

Sites	Average noise level	Fit of the model ε		$\theta_{MRS} \cdot \Delta z$		Groundwater storage $GW_{storage}$ (Eq. (1))	
		Single-layer	Multi-layers	Single-layer	Multi-layers	Single-layer	Multi-layers
F117	8.4 nV	3.4 nV	3 nV	556 mm	616 mm	300 mm	340 mm
FD30	15.2 nV	12 nV	10 nV	2215 mm	2170 mm	1180 mm	1150 mm

has little impact on the $GW_{storage}$ estimate; the difference (i.e. 7% of the median value) is smaller than the uncertainty of the $GW_{storage}$ estimate (Table 4). However, the average uncertainty in the $GW_{storage}$ estimate is smaller when using Eq. (1) than when using Eq. (2) because of the known equivalence of the MRS output parameters $\theta_{MRS} \cdot \Delta z$ (Legchenko, 2013). For this reason, we now present and discuss $GW_{storage}$ calculated with Eqs. (1) and (3).

Eighty percent (80%) of the groundwater storage values range from 230 mm to 1080 mm, with a median value of 590 mm (Fig. 5A). The median value of groundwater storage varies from one geological unit to another; the highest storage values are located in the migmatitic formations of the Donga and the axial zone (740 and 700 mm, respectively), and the smallest storage value occurs in granitic rocks of the Nikki-Perere complex (300 mm, Fig. 5B). The two MRS that were performed on a basic intrusion (i.e. amphibolitic rocks) produced a result of $T_2^* < 110$ ms thus indicating the absence of drainable water ($S_y \approx 0$, Eq. (2)).

Overall groundwater storage in our study window is calculated as the sum of the storage of all geological units: $GW_{storage} = \sum Surface\ area_{geol.unit} \cdot GW_{geol.unit} / Surface\ area_{total}$. We obtain a $GW_{storage}$ value of 440 mm ± 70 mm.

3.3. Aquifer buffer capacity

The buffer capacity is the ratio of groundwater storage to groundwater discharge (Eq. (4)). The natural outflow $D + ET_g$ is calculated from the SWL variations that were recorded at the six (6) monitoring sites (Fig. 6); for the period from November 2013 to May 2014, $D + ET_g = 0.54$ mm/d ± 0.25 mm on average. Although our estimate is based on a limited number of wells, it is confirmed by the study of Séguis et al. (2011), who obtained a value of 0.5 mm/d based on the monitoring of 24 wells located in a 586 km² watershed nested in our study window. Because deep drainage D is null or negligible in the study area (Kamagaté et al., 2007), ET_g controls the observed decrease in SWL. Moreover, ET_g is most probably null in the rainy season because the soil water content is sufficiently elevated (Hector et al., 2013) to supply evapotranspiration. Thus, based on the SWL variation, our estimated mean annual discharge over the study window, $D + ET_g = 108$ mm/y ± 58 mm.

Table 4
Groundwater storage calculated from the 38 MRS.

	Groundwater storage $GW_{storage}$ ($S_y \rightarrow$ Eq. (1))	Groundwater storage $GW_{storage}$ ($S_y \rightarrow$ Eq. (2))
Relative uncertainty	16%	22%
Max	1893 mm	1951 mm
Median	591 mm	548 mm
Min	156 mm	163 mm

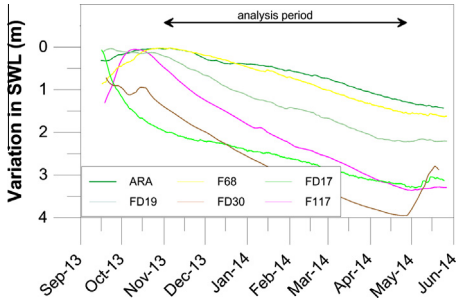


Fig. 6. Decrease of the static water level (SWL) recorded at the monitoring sites.

The human extraction component E is calculated by multiplying the number of functioning hand-pumps and tap-stands times the average volume of groundwater extracted from each water point. According to the Benin national water directorate database, 3162 water points were operating within our study area on the 31st of December 2013. We calculated the production of a rural water point for a full week by monitoring a borehole equipped with a hand-pump; the average daily abstraction is 7.5 m³, which is 50% higher than the 5 m³/d planned by the national administration (i.e. one water point is designed to supply 250 persons times 20 l/d which is equivalent to 5 m³/d). Our estimate agrees with that of Kamagaté et al. (2007), who assessed water consumption in six (6) villages located in our study area. Moreover, the maximum yield that can be pumped with the installed hand-pumps is about 1 m³/h, thus limiting the maximum volume of pumped water to about 8 m³/d. Considering that the daily production of a water point ranges from 5 to 7.5 m³/d, the total annual abstraction over our study window ranges from 0.27 to 0.41 l/m²/year, i.e. $E = 0.34$ mm/y ± 0.07 mm.

Finally, we calculate the buffer capacity from Eq. (4). Using the max and min values of $GW_{storage}$, ET_g, and E, we obtain 2.2 years < B_c < 10 years or B_c = 6 years ± 47 months.

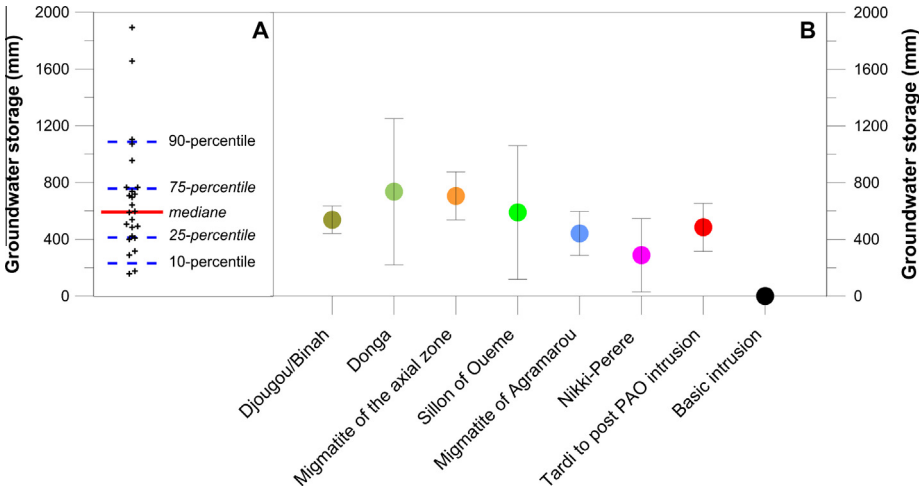


Fig. 5. Groundwater storage in hard rocks in the study window. (A) Percentile. (B) Variation of storage among geological units (the point is the median value and the error bars are the mean difference to the median).

4. Discussion

4.1. Groundwater storage in the various geological units

Mean groundwater storage varies significantly from one geological unit to another, i.e. the higher storage value is about 2.5 times the lower one. However, variation in storage within the same geological unit can equal the variation among different units (Fig. 5), suggesting that geological units are not the primary control on hydrogeological properties. The reason that geological units do not control hydrogeological properties is that the geological units are structural units rather than rock facies units; i.e. they are heterogeneous in terms of facies.

To improve our analysis of the relationship between the hard rock facies and storage property, we face two main limitations. First, the facies of hard rocks cannot be easily traced in the field in West Africa because outcrops are rare (fresh rocks are covered with thick weathering and the topography is rather flat). Second, borehole reports seldom describe cuttings with enough accuracy to identify rock facies because drilling companies rarely employ geologists to follow-up the field operations.

4.2. Aquifer buffer capacity

Our estimate of median groundwater storage in hard rocks of Benin is about half the mean annual rainfall, and our estimate of the current buffer capacity is B_c = 6 years ± 47 months. Thus we confirm the role groundwater plays in buffering any change in the water balance. However, groundwater discharge $GW_{discharge} \approx ET_g + E$ may increase in the near future because a growing population will increase groundwater abstraction E. According to Guengant (2011), the rural population of Benin may double between 2010 and 2050. Moreover, daily water consumption may also increase to support people as they move out of poverty. Assuming that the abstraction E will increase by a factor of 4 (i.e. double population and increased domestic use), human abstraction will most probably remain low when compared to natural outflow, $0.34\,\text{mm} \cdot 4 \ll 108\,\text{mm} \Rightarrow E \ll ET_g$. Groundwater development for irrigation is planned only at a small scale in Benin; it will not change the ratio between human abstraction and natural discharge. The buffer capacity is then mainly controlled by ET_g.

Actual evapotranspiration (*AET*) is quite sensitive to both climatic and anthropogenic changes. According to Leroux (2012), the surface area covered by forest in the Upper Oueme Catchment decreased by about 45% between 1973 and 2012 while the cultivated surface area increased by about 25% during the same period. Although the authors noted that these tendencies are slowing down, the observed changes in land use will probably impact the AET which in turn may impact ET_g and as a result change the amount of groundwater storage available to people. In this paper, we do not consider inflow (e.g. the recharge), which counterbalances outflow from aquifers, but we know that inflow will also be impacted by changes in land use. The next step in our study will be to move from an evaluation of storage to an evaluation of resources.

4.3. Hydrogeophysical approach

We assessed groundwater storage based on the joint use of the MRS method and hydrological data. This hydrogeophysical approach is subject to limitations related mainly to the applicability of the MRS method in low-porosity aquifers (e.g. Vouillamoz et al., 2005, 2007), but the approach offers advantages over common hydrological approaches in that it makes available a greater number of measurements at an affordable cost, thus improving the characterization of complex areas. For example, we obtained 38 specific-yield values in our study, where it would have been impossible to conduct 38 comprehensive pumping tests (and the interpretation of these tests is also subject to limitations in complex areas; see the Introduction section). As investigated by some authors, the joint use of MRS and the hydrologic data approach can also be used to quantify recharge (Vouillamoz et al., 2008) or to constrain groundwater numerical models (Baroncini-Turricchia et al., 2014; Boucher et al., 2009; Lubczynski and Roy, 2007). Progress in the use of MRS coupled with the hydrological approach improves our ability to characterize aquifers; it thus promotes our knowledge and understanding of groundwater resources.

5. Conclusion

Although groundwater present in hard rocks is vital for many Africans, the knowledge of groundwater storage in these rocks is very limited. In this study, we not only improve the quantitative assessment of groundwater storage in a variety of hard rocks, but we also estimate the buffer capacity of hard rock aquifers in the face of changes in pumping and land use in Benin.

We used a hydrogeophysical approach based on an MRS method that was first parameterized on experimental sites and then used as a stand-alone tool. The specific yield calculated from MRS was used to calculate both groundwater storage and also natural groundwater discharge. We found that median groundwater storage ranges between 300 mm and 740 mm in various geological units of Benin. We estimated overall groundwater storage in the study area (27,200 km^2) to be 440 mm ± 70 mm. We also estimated at 108 mm ± 58 mm the annual amount of groundwater that is removed from storage either by pumping or naturally through deep drainage and evapotranspiration. We evaluated human abstraction at less than 1% of total groundwater discharge.

Finally, our results indicate that current groundwater storage represents about six years of total groundwater discharge. Thus, we quantified for the first time at the regional scale the role that groundwater storage plays in buffering changes in water balance. In Benin, changes in land use that have already been observed will most probably impact evapotranspiration and then groundwater storage, whereas population growth and increased groundwater pumping will probably have a small impact on storage.

Our results also suggest that appropriate quantitative studies must be promoted to support strategies to adapt to current and future changes.

Acknowledgments

The authors thank the three reviewers who helped improve the manuscript with pertinent and constructive comments. We also thank Patricia Bobeck who edited the manuscript. This work was conducted within 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 (grant AURG/098/2012). The content of this paper is the sole responsibility of the authors and can under no circumstances be regarded as reflecting the position of The European Union or The African Union. This work also benefited from the occasional support of the AQUI BENIN JEAI project.

We thank C. Allé, A.C. Adihou and R. Kpegli who have been deeply involved in fieldwork as part of their Master internship. We also thank J.B. Gnonhoue and M. Bidias for their support.

References

Alexandratos, N., Bruinsma, J., 2012. World Agriculture Towards 2030/2050-The 2012 Revision (No. ESA Working Paper No. 12-0312-03).

Baroncini-Turricchia, G., Francés, A.P., Lubczynski, M.W., Martínez-Fernández, J., Roy, J., 2014. Integrating MRS data with hydrologic model – Carrizal Catchment (Spain). Surf. Geophys. 12, 255–269. http://dx.doi.org/10.3997/1873-0604.2014003.

Behroozmand, A.A., Keating, K., Auken, E., 2014. A review of the principles and applications of the NMR technique for near-surface characterization. Surv Geophys 1–59. http://dx.doi.org/10.1007/s10712-014-9304-0.

Bernard, J., 2007. Instruments and field work to measure a Magnetic Rosonance Sounding. Boletin Geologico y Minero 118, 459–472.

Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Cappelaere, B., Legchenko, A., 2009. Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: an overview. Comptes Rendus Geosci. 341, 800–809. http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2009.07.008.

Butler, J.J., McElwee, C.D., Bohling, G.C., 1999. Pumping tests in networks of multilevel sampling wells: Motivation and methodology. Water Resour. Res. 35, 3553–3560. http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900231.

Calow, R.C., Macdonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Ground Water 48, 246–256. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00558.x.

Compaore, 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 Publ. -Ser. Proc. Rep. -Intern Assoc. Hydrol Sci. 241, 37–46.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

De Marsily, G., 1986. Quantitative Hydrogeology. Academic Press.

GIZ, 2012. Carte hydrogéologique du Bénin.

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Moigne, N.L., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophys. J. Int. 194, 737–750. http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt146.

Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M., Affaton, P., 2007. Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga, haut Ouémé). C.R. Geosci. 339, 418–429. http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2007.04.003.

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. ILRI, Wageningen.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x.

Lebel, T., Parker, D.J., Flamant, C., Bourlès, B., Marticoréna, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J.M., Ngamini, J.-B., et al., 2010. The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136, 8–33.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater. John Wiley & Sons.

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. J. Appl. Geophys. 50, 3–19.

Legchenko, A., Clement, R., Garambois, S., Maury, E., Mic, L.M., Laurent, J.P., Desplanque, C., Guyard, H., 2011. Investigating water distribution in the Luitel Lake peat bog using MRS, ERT and GPR. Near Surf. Geophys. 9, 201–209.

Legchenko, A., Ezerski, A., Girard, J.F., Baltassat, J.M., Boucher, M., Camerlynk, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. J. Appl. Geophys. 66, 118–127.

Lelay, M., Galle, S., 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien. Hydrol. Sci. J. 50, 509–524.

Lubczynski, M., Roy, J., 2004. Magnetic resonance sounding: new method for groundwater assessment. Ground Water 42, 291–301.

Lubczynski, M., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological parameterization and modeling. Boletin Geol. Min. 118, 509–530.

MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environ. Res. Lett. 7, 024009. http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024009.

Mao, D., Wan, L., Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., Hsu, K.-C., Wen, J.-C., Lu, W., 2011. A revisit of drawdown behavior during pumping in unconfined aquifers. Water Resour. Res. 47, W05502. http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009326.

Neuman, S.P., Mishra, P.K., 2012. Comments on "A revisit of drawdown behavior during pumping in unconfined aquifers" by D. Mao, L. Wan, T.-C. J. Yeh, C.-H. Lee, K.-C. Hsu, J.-C. Wen, and W. Lu. Water Resour. Res. 48, W02801. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010785.

Office Béninois des Mines, 1984. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 (Feuille Djougou-Parakou-Nikki).

Pfister, S., Bayer, P., Koehler, A., Hellweg, S., 2011. Projected water consumption in future global agriculture: Scenarios and related impacts. Sci. Total Environ. 409, 4206–4216. http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2011.07.019.

Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., et al., 2011. Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: the Donga basin (Benin, West Africa): inter-annual variability of water budget. J. Hydrol. 402, 1–13.

Taylor, R.G., Koussis, A.D., Tindimugaya, C., 2009. Groundwater and climate in Africa—a review. Hydrolog. Sci. J. 54, 655–664. http://dx.doi.org/10.1623/hysj.54.4.655.

Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T.R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M.F.P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R.M., Yechieli, Y., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P.J.-F., Holman, I., Treidel, H., 2013. Ground water and climate change. Nat. Clim. Change 3, 322–329. http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1744.

UNEP, 2008. Africa: Atlas of Our Changing Environment.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Surf. Geophys. 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Baltassat, J.M., Girard, J.F., Plata, J., Legchenko, A., 2007. Hydrogeological experience in the use of MRS. Boletin Geológico Min. 118, 385–400.

Vouillamoz, J., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. J. Appl. Geophys. 64, 99–108.

Vouillamoz, J.M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. J. Hydrol., 51–58.

Vouillamoz, J.-M., Sophoeun, P., Bruyere, O., Arnout, L., 2014a. Estimating storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding: a field verification in northern Cambodia of the gravitational water apparent cutoff time concept. Surf. Geophys. 12, 211–216. http://dx.doi.org/10.3997/1873-0604.2013038.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2014b. 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.

Wen, J.-C., Wu, C.-M., Yeh, T.-C.J., Tseng, C.-M., 2010. Estimation of effective aquifer hydraulic properties from an aquifer test with multi-well observations (Taiwan). Hydrogeol. J. 18, 1143–1155.

WHO/UNICEF JMP, 2014. Progress on Drinking Water and Sanitation.

Wu, C.-M., Yeh, T.-C.J., Zhu, J., Lee, T.H., Hsu, N.-S., Chen, C.-H., Sancho, A.F., 2005. Traditional analysis of aquifer tests: comparing apples to oranges? Water Resour. Res. 41.

Vingtièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie
de l'Association Internationale des Hydrogéologues.
« Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015

Application of Magnetic Resonance Sounding to the characterization of Hard Rock Aquifers: example of Benin

Application de la Résonance Magnétique Protonique à la caractérisation des aquifères de socle : exemple du Bénin

Fabrice Messan Amene Lawson
Univ. d' Abomey-Calavi, LHA
04BP 1178 Cotonou (Bénin), messan.lawson@ird.fr
Jean-Michel Vouillamoz
IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE
08BP 841 Cotonou (Bénin), jean-michel.vouillamoz@ird.fr
Marc Descloitres
IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE
08BP 841 Cotonou (Bénin), marc.descloitres@ird.fr
Nicaise Yalo
Univ. d' Abomey-Calavi, LHA
04BP 1178 Cotonou (Bénin), yalonicaise@yahoo.fr

I. INTRODUCTION

Hard rock aquifers are generally poor, i.e. they can produce few hundreds to few thousand liters per hour (MacDonald et al., 2012). In Africa, boreholes producing less than 700 l per hour (i.e. the minimum usually required for supplying a hand pump) are considered as negative and are quite common (e.g. Courtois et al., 2010; Vouillamoz et al., this volume).

Geophysical methods are commonly used for sitting boreholes and most of the drilling campaigns in hard rock aquifers of Africa are still based on common Electromagnetic and/or Direct Current resistivity methods (e.g. Dutta et al., 2006; Allé et al., this volume). As compared to the other non-invasive geophysical methods, Magnetic Resonance Sounding (MRS) has the potential for quantifying before drilling both the productivity (i.e. the transmissivity *T*) and the storage (i.e. *Sy* x *e* where *Sy* is the specific yield and *e* is the saturated thickness) of aquifers. However, uncertainty on the estimate of transmissivity when using MRS results is unclear and no quantitative relationships between MRS parameters and *Sy* have been proposed in most of the published works (e.g. Baltassat et al., 2005; Legchenko et al., 2006; Wyns et al., 2004). Recently, Vouillamoz et al. (2014) proposed equations for estimating *Sy* and *T* from MRS results based on field experiments conducted in 6 different geological units of hard rocks in Benin. However, their approach considered the hard rock aquifer as an equivalent single layer although weathering process of hard rocks results in a heterogeneous reservoir which is fissured at depth and unconsolidated on top. This groundwater reservoir is conceptually described by hydrogeologists as a two layer reservoir where the fissured layer is located just below the unconsolidated saprolite layer (Lachassagne et al., 2011). In this study, we extend the results of Vouillamoz et al. (2014; 2015) by considering the hard rock aquifers as a two-layer reservoir and we improve the understanding of uncertainty on the estimate of *T* and *storage* when using MRS results.

II. MATERIEL AND METHOD

We first compare *T* and *Sy* obtained from the interpretation of pumping test to *T* and *Sy* derived from the interpretation of MRS carried out using a single layer model (Vouillamoz et al., 2014). Then, we interpret the MRS using a two-layer model and we compare the two-layer to the single layer results. Finally, we conduct numerical modeling (1) to improve the understanding of uncertainty on the estimate of *T* and storage when using MRS results, and (2) to assess the conditions when the estimate of aquifer transmissivity and storage is improved by the use of a two-layer model.

II. 1 MRS measurements

Magnetic Resonance Sounding is one of the geophysical methods which is applied for groundwater survey (e.g. Vouillamoz et al. 2005; 2012). It has the advantage over the common methods (e.g. resistivity methods) to measure a signal that is directly linked to the presence of groundwater (for a detailed description of the method see Legchenko and Valla, 2002). To carry out a MRS, the nuclei of the hydrogen atoms of water molecules in the subsurface (i.e. protons) are energized with an electromagnetic pulse, and the signal response of the hydrogen nuclei is measured after the energizing pulse is switched off. This signal is characterized by two main output parameters: its initial amplitude which is linked to the water content (θ_{MRS}) and its decay time (T_2^*) which is linked to the mean size of the pore that contains water (Schirov et al., 1991).
We carried out 39 MRS distributed in various types of hard rocks in Benin (Figure 1). Then we selected six experimental sites where MRS parameters have a broad range of values, each site being located in a different hard rock group. MRS measurements have been carried out with the NumisPlus® apparatus from Iris Instruments. We selected the shape of the MRS loop (square or eight square) according to the electromagnetic noise (EM) noise conditions encountered in the field. The size of the loop was chosen as large as possible (side length of 125 or 150m for the square loop, and 62.5 or 75m for the eight square loop) for increasing the amplitude of the MRS signal, and the number of stacks (300 in average) was chosen to maximize the signal to noise ratio which varies from 2.2 to 6.2. The encountered larmor frequencies range between 1,411 and 1,424 Hz.
MRS Free Induction Decay (FID) measurements are interpreted with Samovar V11 software (Legchenko et al., 2008). We first interpret the MRS records using a single layer-solution, and then using a two-layer solution. The geometry of the two-layer is defined from borehole reports.

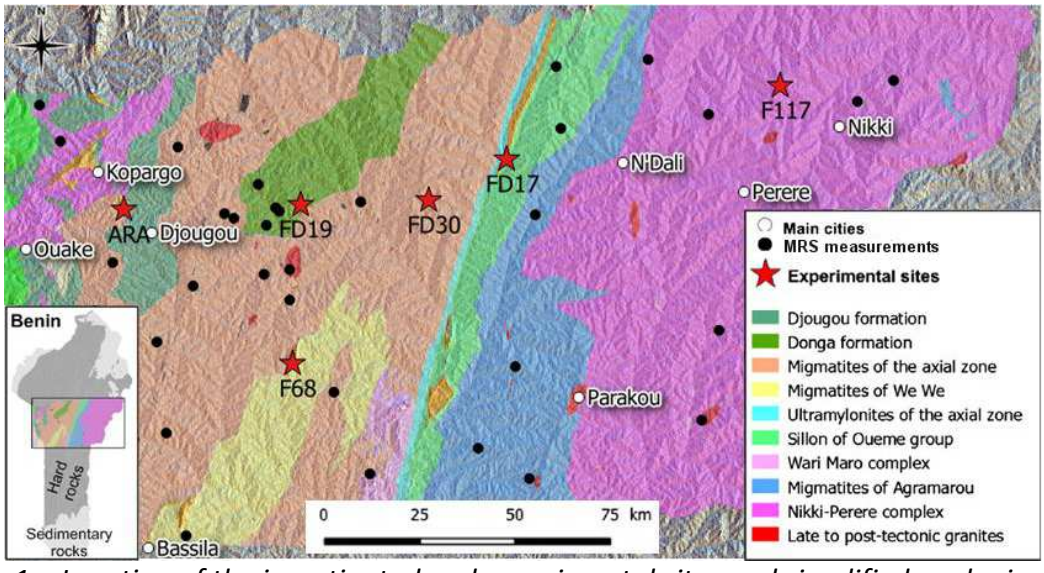


Figure 1 – Location of the investigated and experimental sites and simplified geological map (modified from Vouillamoz et al. 2015).

II. 2 MRS numerical modeling

The parameters of the two-layer initial models are chosen to describe the hydrogeological conceptual model, i.e. an unconsolidated saprolite that overlays a consolidated fissured zone (FZ). The values of θ_{MRS} and T_2^* are defined from the 39 MRS measurements carried out in Benin and from Baltassat et al. (2006) and Vouillamoz et al. (2005): respectively 6% and 190ms for the saprolite, and 1.5% and 300ms for the FZ. The thickness of both layers are obtained from a statistical work carried out on boreholes in Benin (Vouillamoz et al., this volume): the FZ thickness is fixed to 10, 30 and 60 metres (value of first quartile, median and third quartile respectively), and for every value of FZ thickness, the saprolite thickness is ranging from 2 to 55m (Figure 2-A). Examples of generated MRS models for a fixed FZ thickness of 30m are presented in Figure 2-B. The maximum signal amplitude is ranging in-between 90 and 325 nV and the signal to noise ratios varies from 2 to 7.
MRS signals are computed using the common field configuration encountered in Benin (i.e. square loop with a side length of 125m, generator frequency of 1,414 Hz). The signals are generated with Samovar modeling software and interpreted with Samovar inversion software V11 (Legchenko et al., 2008). A total of 42 MRS models are generated and a random noise of 10 nV on average is added to obtain signal to noise ratios which are equivalent to those encountered in the field in Benin. The computed signals are inverted using a single layer solution and then using a two-layer solution. Then, MRS storage and unparameterized transmissivity (*F*) are calculated as:

$$\text{MRS storage} = \theta_{MRS} . \Delta z \text{ (Lubczynski and Roy, 2003)} \quad (1)$$

$$F = (T_2^*)^2 . \theta_{MRS} . \Delta z \text{ (Plata and Rubio, 2008)} \quad (2)$$

where Δz is the saturated aquifer thickness. For the two-layer models, MRS storage is calculated as the sum and *F* as the weighted sum of the storage and *F* of the two layers respectively. Finally, we compare the MRS storage and *F* calculated from both single and two-layer solutions to values calculated from the initial model. We also compare the results of the single layer solutions to the results of the two-layer solutions in order to define the conditions when the estimate of aquifer transmissivity and storage is improved by the use of a two-layer MRS model.

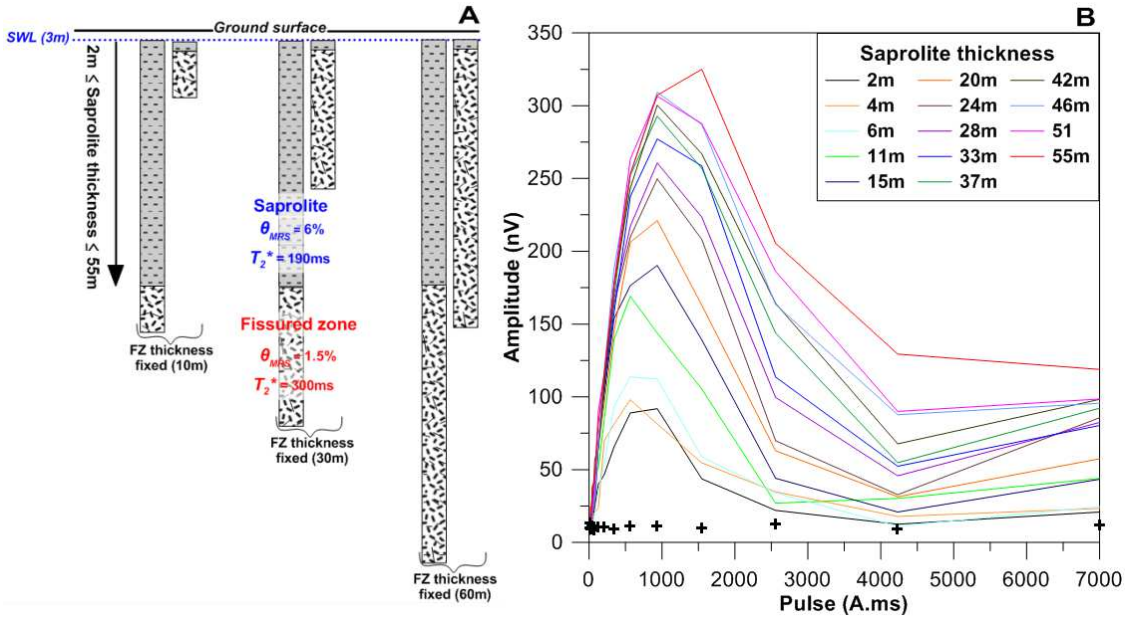


Figure 2 – Computed MRS models. A: Models geometry and input parameters (SWL is the static water level). B: Computed signals for a fixed FZ thickness of 30m. The crosses are the EM noise.

III. RESULTS AND DISCUSSION

III. 1 Single layer interpretation

III. 1-1 Specific yield and storage

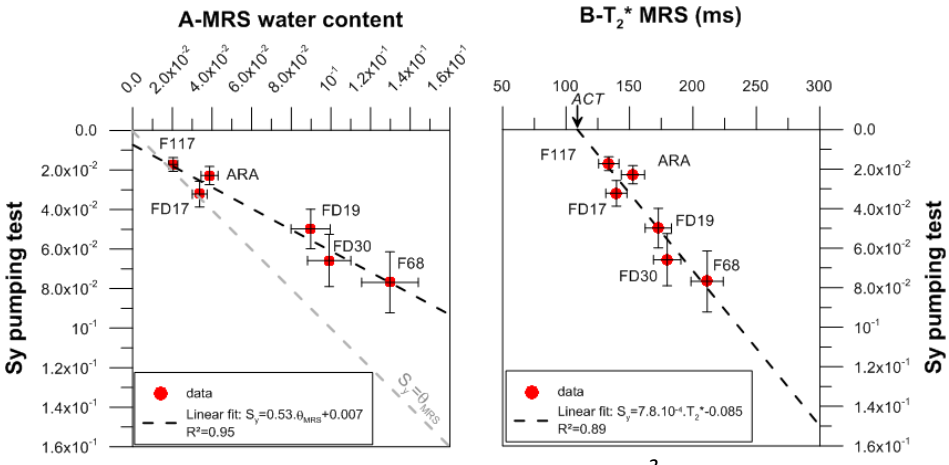


Figure 3 – Comparison of MRS parameters with specific yield. R^2 is the coefficient of determination. A: MRS water content. B: MRS decay T_2 (from Vouillamoz et al., 2014).*

As observed by Vouillamoz et al. (2005; 2012) θ_{MRS} is higher than *Sy* since about half of the MRS water content cannot be drained by gravity when pumping (i.e. mainly capillary water, Figure 3-A). Because the amount of capillary water is controlled by the size of the pores, a link between the decay T_2^* and *Sy* also exists (Figure 3-B). This observation is the basis of the so-named Apparent Cutoff Time (ACT) approach recently presented by Vouillamoz et al. (2012). The observed relationships between *Sy* and MRS parameters are (Vouillamoz et al., 2014):

$$Sy = 0.52 \,.\theta_{MRS} + 0.007 \quad (3)$$

$$Sy = 7.8 \,.10^{-4} \,.T_2^* - 0.085 \quad (4)$$

Equation (4) is the first experimental evidence that the specific yield of hard rock aquifers can be derived not only from θ_{MRS} but also from T_2^*. As compared to Equation (3), Equation (4) has the advantage to define an ACT value which is the boundary between non-drainable groundwater and gravitational groundwater. *Sy* values calculated from Equations (3) and (4) have respectively a mean difference with *Sy* obtained from pumping test of 12 and 18%. These differences are ranging within the uncertainty on *Sy* obtained from pumping test which was 20%.

To calculate groundwater storage in the different geological unit of Benin, we use *Sy* estimated from Equation (3) because of the known equivalence of the MRS output parameters $\theta_{MRS} \cdot \Delta z$ (Legchenko, 2013). We found that 80% of the groundwater storage values range from 230 mm to 1080 mm, with a median value of 590 mm (Figure 4-A). The overall groundwater storage in our study window is calculated as the sum of the storage of all geological units (Figure 4-B) and is 440 mm +/- 70 mm (Vouillamoz et al., 2015).

III. 1-2 Transmissivity

The transmissivity is calculated using the common approach which links the hydraulic conductivity to a power function of the average size of the pore (Plata and Roubio, 2008):

$$T_{MRS} = C_T \cdot F \quad (5)$$

where C_T is a parametric factor which is calculated comparing T_{MRS} with known transmissivity. The best fit between transmissivity derived from pumping tests and calculated using Equation (5) is obtained with $C_T = 3 \cdot 10^{-3}$ (m.s^{-3}), and the mean difference is 70% which is more than the uncertainty on the pumping test result (i.e. 40%).

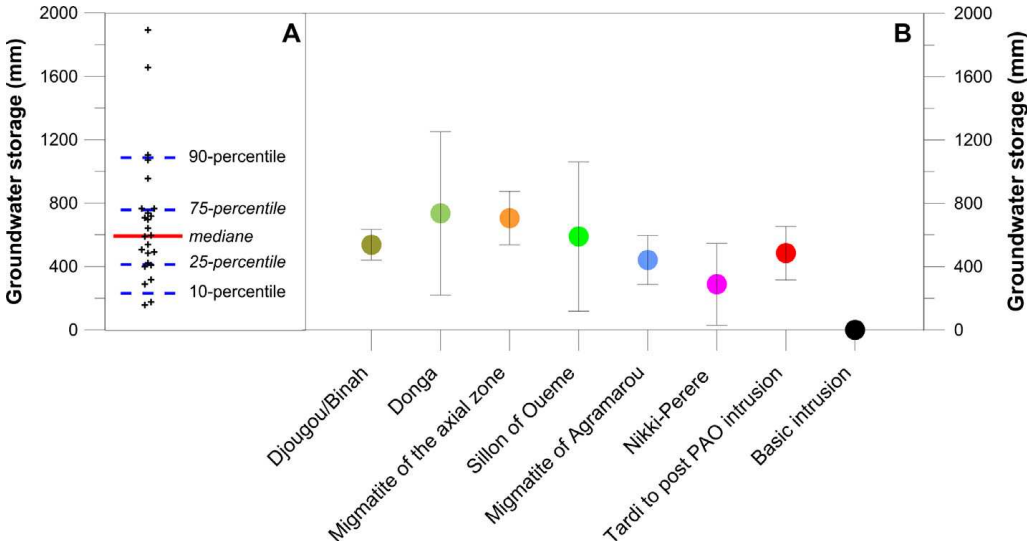


Figure 4 – Groundwater storage in hard rocks in the study window (from Vouillamoz et al., 2015). A: Percentile. B: Variation of storage among geological units (the point is the median value and the error bars are the mean difference to the median).

III. 2 Two-layer interpretation

The links observed previously between *Sy* and *T* obtained from pumping test and *Sy* and *T* calculated from the single layer MRS solutions are not as clear when using the two-layer MRS solutions (Table 1). Thus, considering our data set, we don't improve the characterization of hard rocks aquifer by the use of a two-layer solution.

The reason can be investigated by looking at an example of MRS results (Figure 5). The top layer of the two-layer solution (i.e. the saprolite) has higher values of θ_{MRS} and T_2^* as compare to the deeper layer (i.e. the FZ). This observation is quite surprising as the hydrogeological conceptual model suggests that the FZ layer should have a lower θ_{MRS} but a longer T_2^* (i.e. lower specific yield but higher hydraulic conductivity). Moreover, the top layer of the two-layer solution is quite similar to the equivalent layer of the single-layer solution (Figure 5-B), thus suggesting that both storage and transmissivity are mainly controlled by the saprolite. Note that a similar observation has been made by Vouillamoz et al. (this volume) when investigating the properties of several thousand of the boreholes in Benin: the authors found that the aquifers are mainly located in the unconsolidated weathered layer (i.e the saprolite) and only in the top first meters of the consolidated weathered layer (i.e. the FZ).

	T from Equation 5		*Sy* from Equation 3		*Sy* from Equation 4	
	Single layer	Two-layer	Single layer	Two-layer	Single layer	Two-layer
Mean difference with pumping test results	70%	111%	12%	30%	18%	138%

Table 1 – Differences between MRS results and pumping test results.

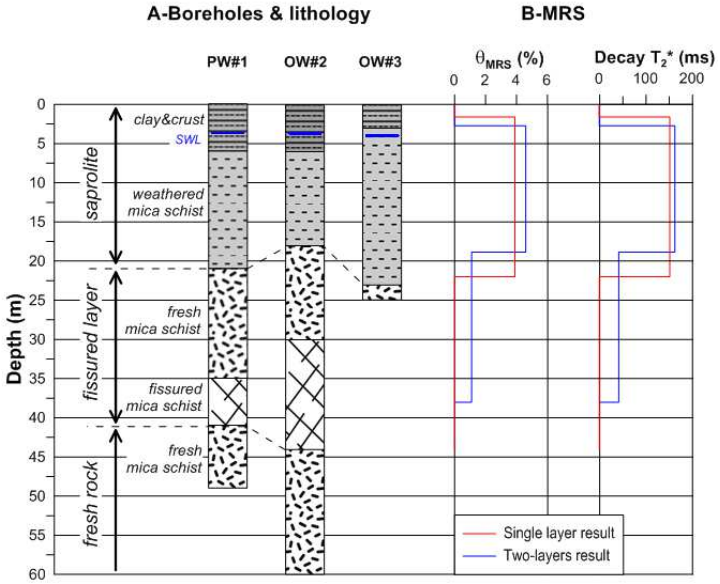


Figure 5 – Experiments at ARA site. A: Borehole lithology. SWL is the static water level. B: MRS results (modified from Vouillamoz et al., 2014).

III. 3 MRS numerical modelling

We compare the MRS storage and the unparameterized transmissivity recovered by the single and the two-layer solutions to the properties of the initial model. The single layer result recovers the storage with about the same difference whatever the thickness of the saprolite (Figure 6-A). The average difference of about -10% is caused by the signal processing used in the inversion software and can be corrected when the MRS results are parameterized (e.g. by using Equation 3, 4 and 5). Thus, the single layer solution recovers always well the initial storage. Concerning the two-layer solution, the initial storage is well recovered only when the FZ is thin (i.e. 10 m) or the saprolite thicker than the FZ (ratio higher than 1, Figure 6-B). When the FZ is thicker than the saprolite (ratio lower than 1), the storage in poorly resolved. These observation can be understood by the fact that the saprolite layer is better resolved than the FZ layer which has a low water content: thus (1) when the saprolite is thicker than the FZ, the storage which is mainly controlled by the saprolite is well resolved, and (2) when the saprolite is thinner than the FZ, the storage is mainly controlled by the FZ which is poorly resolved. The unparameterized transmissivity is well resolved only when the saprolite is thicker than the FZ for both the single and the two-layer solutions (Figure 6C&D).
Finally, when the properties of the aquifer are mainly controlled by the FZ (i.e. ratio lower than 1), the single layer solution recovers better the storage and the transmissivity, but single and two-layer results are about the same when the aquifer geometry is dominated by the saprolite (ratio higher than 1).
However the two-layer result has the advantage over the single layer result to define the properties of the saprolite and the FZ separately: when comparing the two-layer results to the initial model (for thickness ratios higher than 1) the saprolite is well resolved (i.e. mean difference of 6% and 9% on the storage and the unparameterized transmissivity respectively) but the FZ is poorly resolved (i.e. mean differences of 85% and 80% for the storage and the unparameterized transmissivity respectively). The reason why the FZ is not well resolved by the two-layer solution is probably due to the screening effect as observed by Baltassat et al., (2006).

IV. CONCLUSION

Vouillamoz et al. (2005) tried unsuccessfully to quantify the relationship between the specific yield and the MRS water content at the field scale in Hard rock aquifers. In this study, we propose two empirical relationships to estimate the specific yield from θ_{MRS} and T_2^* with an uncertainty of 12 and 18% respectively. We also estimate the transmissivity of hard rock aquifers with an accuracy of about 70%. Our

modelling works reveals that the MRS single layer inversion is more appropriate than the MRS two-layer inversion when considering the common geometry of the deep weathered hard rock aquifers in West Africa. Thus, the MRS method can efficiently be used for quantifying integrated properties of the aquifers, i.e. storage and transmissivity, but the method is not yet appropriate to define the variations of properties according to depth, i.e. Sy or hydraulic conductivity.
New developments in the MRS method which may improve the signal to noise ratio and the resolution with depth will be greatly useful for hydrogeological studies.

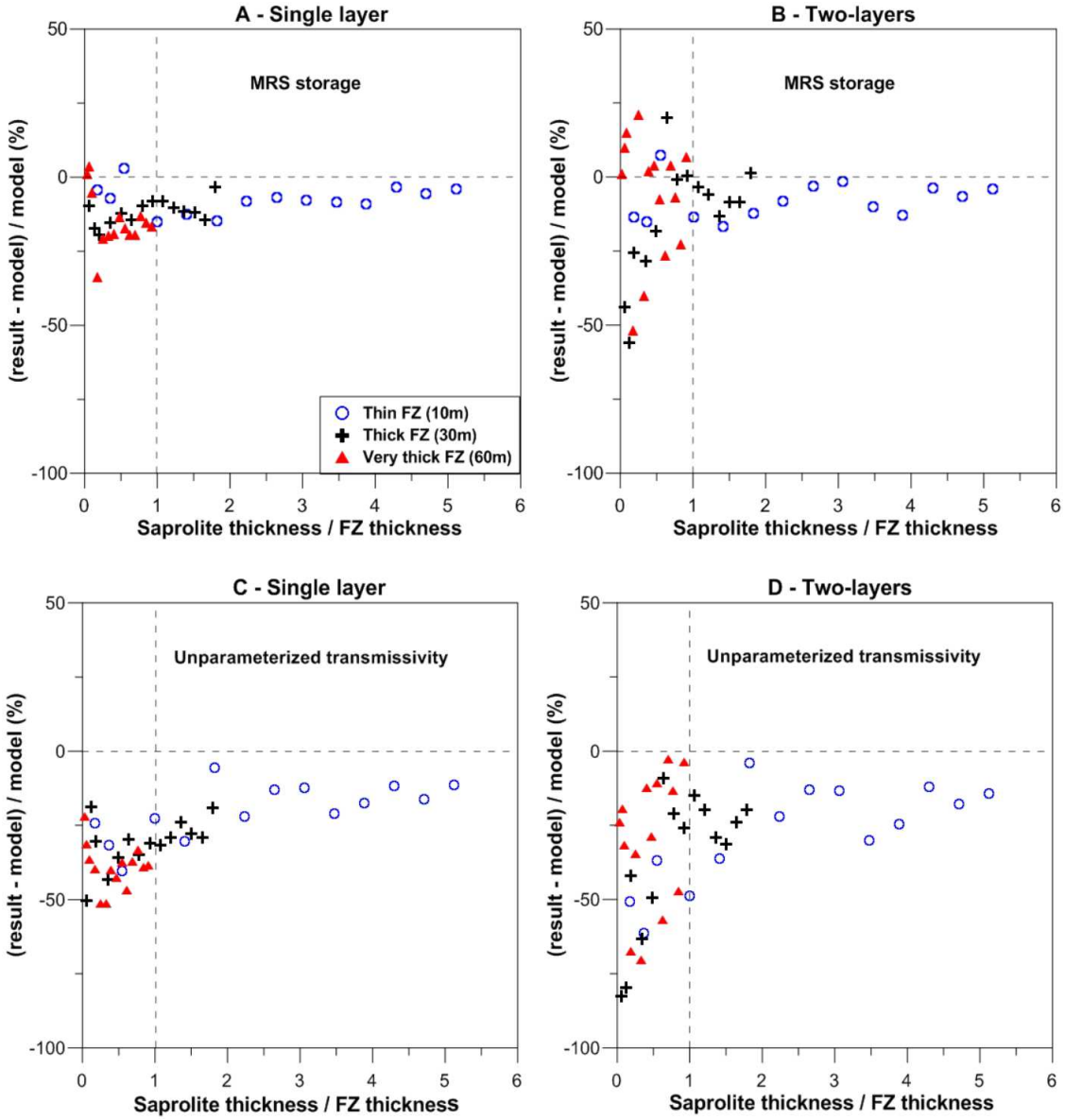


Figure 6 – Comparison of the MRS single and two-layer results to the initial model results. A&B: MRS storage. C&B: No-calibrated transmissivity.

Acknowledgement

This work was conducted within the framework of 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 (grant AURG/098/2012). The content of this paper is the sole responsibility of the authors and can under no circumstances be regarded as reflecting the position of The European Union or The African Union.

References

Allé, C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.M., Yalo, N., Lawson, F.M.A., Adihou, C., 2015. Caractérisation des aquifères de socle par la résistivité électrique: pratique de l'implantation des forages et perspectives d'amélioration au Bénin. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS Workshop 89–92.

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Surf. Geophys. 3, 267–274.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Dutta, S., Krishnamurthy, N.S., Arora, T., Rao, V.A., Ahmed, S., Baltassat, J.M., 2006. Localization of water bearing fractured zones in a hard rock area using integrated geophysical techniques in Andhra Pradesh, India. Hydrogeol. J. 14, 760–766.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J., Muddu, S., Mohan Kumar, M., Braun, J., 2006. Resolution of MRS applied to the characterization of hard-rock aquifers. Ground Water 44, 547–554.

Legchenko, A., Ezersky, M., Girard, J.-F., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. J. Appl. Geophys., Resonance Sounding — a Reality in Applied Hydrogeophysics 66, 118–127. doi:10.1016/j.jappgeo.2008.04.002

Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. J. Appl. Geophys. 50, 3–19.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. J. Hydrol. 283, 19–40. doi:10.1016/S0022-1694(03)00170-7

MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B.É.Ó., Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environ. Res. Lett. 7, 024009.

Plata, J.L., Rubio, F.M., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: The case of alluvial aquifers. J. Appl. Geophys. 66, 128–139.

Schirov, M., Legchenko, A., Creer, G., 1991. A new direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. Explor. Geophys. 22, 333–338.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., Legchenko, A., 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Surf. Geophys. 3, 205–213.

Vouillamoz, J.-M., Hoareau, J., Grammare, M., Caron, D., Nandagiri, L., Legchenko, A., 2012. Quantifying aquifer properties and freshwater resource in coastal barriers: a hydrogeophysical approach applied at Sasihithlu (Karnataka state, India). Hydrol. Earth Syst. Sci. 16, 4387–4400.

Vouillamoz, J.M., Lawson, F.M.A., Yalo, N., Descloitres, M., 2015. Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change. J. Hydrol. 520, 379–386. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

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.

Vouillamoz, J.-M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. J. Hydrol. 458, 51–58.

Vouillamoz, J.M., Tossa, A.Y.A., Chatenoux, B., Kpegli, K.A.R., 2015. Propriétés des aquifères de socle du Bénin: analyse multi-variables et multi-échelles des paramètres de contrôle. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon, juin 2015.

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). Bull. Société Géologique Fr. 175, 21–34.

Journal of Applied Geophysics 107 (2014) 16–24

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo

The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin

J.M. Vouillamoz [a,*], F.M.A. Lawson [b,1], N. Yalo [b,2], M. Descloitres [a,3]

[a] IRD/UJF-Grenoble-1/CNRS/G-INP – UMR LTHE, 08BP841 Cotonou, Benin
[b] Laboratory of Applied Hydrology, Department of Earth Sciences, University of Abomey-Calavi, Calavi, Benin

ARTICLE INFO

Article history:
Received 3 March 2014
Accepted 14 May 2014
Available online 22 May 2014

Keywords:
Hydrogeophysics
Magnetic resonance sounding
Specific yield
Transmissivity
Hard rock aquifers
SNMR

ABSTRACT

Hundreds of thousands of boreholes have been drilled in hard rocks of Africa and Asia for supplying human communities with drinking water. Despite the common use of geophysics for improving the siting of boreholes, a significant number of drilled holes does not deliver enough water to be equipped (e.g. 40% on average in Benin). As compared to other non-invasive geophysical methods, magnetic resonance sounding (MRS) is selective to groundwater. However, this distinctive feature has not been fully used in previous published studies for quantifying the drainable groundwater in hard rocks (i.e. the specific yield) and the short-term productivity of aquifer (i.e. the transmissivity). We present in this paper a comparison of MRS results (i.e. the water content and pore-size parameter) with both specific yield and transmissivity calculated from long duration pumping tests. We conducted our experiments in six sites located in different hard rock groups in Benin, thus providing a unique data set to assess the usefulness of MRS in hard rock aquifers. We found that the MRS water content is about twice the specific yield. We also found that the MRS pore-size parameter is well correlated with the specific yield. Thus we proposed two linear equations for calculating the specific yield from the MRS water content (with an uncertainty of about 10%) and from the pore-size parameter (with an uncertainty of about 20%). The later has the advantage of defining a so-named MRS cutoff time value for indentifying non-drainable MRS water content and thus low groundwater reserve. We eventually propose a nonlinear equation for calculating the specific yield using jointly the MRS water content and the pore-size parameters, but this approach has to be confirmed with further investigations. This study also confirmed that aquifer transmissivity can be estimated from MRS results with an uncertainty of about 70%. We conclude that MRS can be usefully applied for estimating aquifer specific yield and transmissivity in weathered hard rock aquifers. Our result will contribute to the improvement of well siting and groundwater management in hard rocks.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Hard rocks of plutonic and metamorphic origin are the basement of continents and they outcrop over large areas throughout the world. Groundwater in hard rocks is the only water source for many human communities in Africa and India (Calow et al., 2010; Mukherji, 2008). The weathering processes of hard rocks result in a heterogeneous groundwater reservoir which is fissured at depth and unconsolidated on top. This groundwater reservoir is conceptually described as a two layer reservoir where the fissured layer is located just below the unconsolidated saprolite layer (Lachassagne et al., 2011). Vertical fissured zones also exist but to a much less extent within or in the surroundings of pre-existing discontinuities as geological fault or lithological discontinuity (Dewandel et al., 2011).

The conceptual layered model of weathered hard rock aquifers has been confirmed by a number of research works (e.g. Dewandel et al., 2006) and by hundreds of thousand boreholes which have been drilled since the eighties for supplying people with groundwater in Africa and India. Hard rock aquifers are generally poor, i.e. they can produce few hundreds to few thousand litres per hour (MacDonald et al., 2012). Boreholes producing less than 700 l per hour (i.e. the minimum usually required for supplying a hand pump) are considered as negative and are quite common (Courtois et al., 2010). In Benin, the national data base indicates that 40% of the wells drilled in hard rocks are negative (population of 3172 wells). Moreover the pumped yields of positive boreholes are often not sustainable for supplying the increasing needs coming from the significant number of urban areas mushrooming in developing countries.

Hydrogeologists optimize the siting of boreholes in order both to reduce the number of negative wells and to increase the sustainable yield of pumping. Based on the conceptual model of hard rock aquifers, the

* Corresponding author. Tel.: +229 96 34 88 70.
E-mail addresses: Jean-Michel.Vouillamoz@ird.fr (J.M. Vouillamoz), lawson.amen@yahoo.fr (F.M.A. Lawson), yalonicaise@yahoo.fr (N. Yalo), marc.descloitres@ird.fr (M. Descloitres).
[1] Tel.: +229 97 2874 98.
[2] Tel.: +229 96 68 12 88.
[3] Tel.: +229 66 39 47 10.

http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012
0926-9851/© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

strategy for selecting the best location for drilling in a non-or-partly eroded weathering profile is to identify the thicker saprolite and fissured layers. But estimating the geometry of the layers is not sufficient since the layers also have to be saturated and not clogged (i.e. not too clayey). Thus, hydrogeologists would also like to know before drilling the additional characteristics of the aquifer as its transmissivity (i.e. the short-term productivity) and its storativity (i.e. the amount of stored groundwater which can be drained when pumping). Storativity of unconfined aquifer (the so-named specific yield *Sy*) is a fundamental property since it controls the available space for storing drainable groundwater and recharge. Therefore, specific yield buffers the effect of rainfall/recharge variability and it partly controls the sustainability of the yield.

Geophysical methods are commonly used for siting boreholes in hard rock aquifers and most of the drilling campaigns are still based on common Electromagnetic (EM) and/or Direct Current (DC) resistivity methods (e.g. Dutta et al., 2006; Yadav and Singh, 2007). The electrical resistivity of rocks has been successfully used for estimating the geometry of the weathered layer and the structure of the rocks but it is not appropriate for quantifying transmissivity and storativity in clayey environments as saprolite and fissured layers. As compared to EM and DC resistivity methods, Magnetic Resonance Sounding (MRS) method is selective with respect to groundwater and thus it can provide a more direct link to hydrogeological properties (Legchenko et al., 2002). MRS has been already used to investigate hard rock aquifers but no quantitative relationships between MRS parameters and specific yield have been proposed in most of the published works (Baltassat et al., 2005; Legchenko et al., 2004, 2006; Portselan and Treshchenkov, 2002; Wyns et al., 2004). To our knowledge, only one paper tried to establish quantitative relationships between MRS results and hydrogeological properties of hard rock aquifers (Vouillamoz et al., 2005). The reason is because obtaining both MRS and hydrogeological properties is time and money-consuming and thus rarely carried out. In their published paper, Vouillamoz et al. (2005) used a data set obtained in a single area (located in Burkina Faso) for assessing the link between specific yield and MRS data. Their results are not universal considering the great variety of lithology in hard rocks. Moreover, part of the pumping data set was issued from (semi) confining layers which do not allow a proper assessment of the specific yield. Finally, the authors concluded that the storativity estimated from MRS in their work was not reliable and they recommended the set up of new experiments based on a new comprehensive data set.

This paper presents the results of a new research work carried out in hard rock aquifers in Benin. We tried to overcome the limitations encountered in Vouillamoz et al. (2005). First, we carried out experiments in 6 different geological units to expand the range of aquifer types covered. Second, we implemented long duration pumping tests for assessing both the aquifer specific yield and transmissivity. Third, we estimated the specific yield of aquifer not only using the MRS water content (i.e. the former approach) but also using the MRS pore-size parameters (i.e. a new approach derived from the oil industry; Vouillamoz et al., 2012, 2014). We also checked how transmissivity can be estimated from the MRS results.

2. Material and method

For assessing the links between MRS parameters and hydrogeological properties of various types of hard rock aquifers, we carried out 39 MRS in a large variety of hard rocks. Then we selected six experimental sites where MRS parameters have a broad range of values, each site being located in a different hard rock group. At each experimental site, we drilled 3 boreholes (i.e. one pumping well and 2 observation wells) and we carried out pumping experiments for quantifying the specific yield and the transmissivity. Finally, we compared the MRS output parameters with the specific yield and transmissivity known from pumping tests. Our study does not intend to assess the properties of the fissured and saprolite layers separately because the success and the sustainability of a borehole are controlled by the combined properties of each individual layer. Moreover, the boundary between the two layers is a conceptual boundary, i.e. it is not sharp but rather smooth since the layers resulted from the same weathering processes. Thus, our study focussed on average properties of aquifers, i.e. the properties of a single layer which behave as the saprolite and fissured layers together.

Detailed description of the well known MRS and pumping test methods is not in the scope of this paper and it can be found in numerous publications (e.g. Legchenko (2013) for the MRS method, Renard et al. (2009) for the pumping test methods). The investigated spatial scale of both conventional pumping test and common MRS is about the same, thus making the comparison of results possible (Lubczynski and Roy, 2003; Vouillamoz, 2003).

A conventional pumping test refers to the analysis of groundwater head response to a pumping (Kruseman and de Ridder, 2000). Short duration single well tests are commonly carried out to estimate the properties of the well (e.g. head losses, appropriate pumping yield, etc) and the local transmissivity of the aquifer. However, a more comprehensive pumping test which requires at least 2 wells (i.e. a pumping well and an observation well) and longer pumping duration is needed for assessing the aquifer specific yield and a larger scale transmissivity. The storativity and transmissivity are usually calculated from the groundwater head and pumping yield recorded during the field experiment using an analytical solution which has to be carefully chosen. The log-derivative of the measured drawdown as a function of time together with knowledge about aquifer condition and groundwater flow type are used by hydrogeologists for choosing the appropriate analytical solution (Renard et al., 2009). The aquifer parameters derived from the pumping test analysis are some average values of the properties of the volume of aquifer which is investigated by the test (Meier et al., 1998; Sánchez-Vila et al., 1999).

MRS is the field scale implementation of the nuclear magnetic resonance method. To carry out a measurement, the nuclei of the hydrogen atoms of water molecules in the subsurface (i.e. protons) are energized with an EM pulse, and the signal response of the hydrogen nuclei is measured after the energizing pulse is switched off. The recorded signal of the hydrogen nuclei oscillates at the Larmor frequency ω_L and has an exponential envelope that decays at time rate T_2^*. This so-named Free Induction Decay (FID) signal is:

$$e(t,q) = E_{0FID}(q) \cdot \exp\left(-t/T_2^*(q)\right) \cdot \sin(\omega_L + \varphi(q)) \quad (1)$$

where $e(t,q)$ is the envelop of the decaying FID, E_{0FID} is the amplitude of the signal just after the energizing pulse q has been turned off, and φ is the phase shift of the signal. The decay parameter T_2^* of the FID signal is usually dominated by interactions between the hydrogen nuclei of water and the solid surface of the geological reservoir. $1/T_2^* \approx \rho_2 \cdot S_{pore}/V_{pore}$ where ρ_2 is the surface relaxivity (i.e. the property of the surface of the rocks to enhance relaxation) and S_{pore}/V_{pore} is the ratio of pore surface to pore volume: the smaller is the average pore size, the smaller is the value of T_2^* (Schirov et al., 1991). Nowadays, short FID signals (i.e. T_2^* values smaller than of 10 to 40 ms) cannot be recorded by the commercial instrumentations. Thus, in aquifer with small grain size (i.e. small values of T_2^*) the MRS groundwater content θ_{MRS} which is obtained from E_{0FID} is less than the total porosity n of the saturated rock $\theta_{mrs} < n$ (Lubczynski and Roy, 2007). Moreover, when pumping in an unconfined aquifer, a portion of the water that generates FID signal in saturated condition (i.e. before pumping) cannot be drained by gravity forces: the smaller is the average size of the pore, the higher is the amount of water that cannot be drained (Vouillamoz et al., 2014) and:

$$\theta_{MRS} \geq S_y. \quad (2)$$

The difference between θ_{MRS} and *Sy* decreases towards coarser pore size (i.e. longer T_2^*) and the problem is then to quantify the relationship (2) to be able to calculate *Sy* from θ_{MRS}. Note that the decay T_2^* can be affected by the magnetic property of the rocks and thus it can be poorly linked to the geometry of the pores (Legchenko et al., 2010; Vouillamoz et al., 2011). The use of the so-named T_1 decay time of the MRS signal can be more appropriate since T_1 is poorly affected by the magnetic property of rocks (Legchenko et al., 2002). However the accurate measurement of T_1 is time consuming and thus it is only carried out when the use of T_2^* is not appropriate (Walbrecker and Behroozmand, 2012).

Besides the storage properties of aquifer that can be assess from MRS parameters (Eq. (2)), the relationship between the MRS signal and the mean size of the saturated pore has been successfully used for estimating transmissivity of saturated rocks from (e.g. Legchenko et al. (2002); Ryom Nielsen et al. (2011); Vouillamoz et al. (2002, 2007, 2008):

$$T_{MRS} = C_T \cdot {\theta_{MRS}}^a \cdot {T_i}^b \cdot \Delta z \quad (3)$$

where T_{MRS} is the transmissivity, T_i is the MRS decay and Δz is the thickness of saturated layer. C_T, *a* and *b* are parametric factors which are calculated comparing T_{MRS} with known transmissivity.

2.1. Area of investigation

Field measurements were conducted in 2013 in the hard rocks environment of Benin, Africa. We selected six experimental sites located in different hard rock units of the country (Fig. 1). The geology of the investigated area is composed of metamorphic rocks. According to the geological map, the main rocks are gneiss and migmatites in the central part of the area, and granitic rocks in the eastern part (Office Béninois des Mines, 1984). The drilling cuttings collected at each experimental site confirmed the geological map and reveal gneiss, migmatites, granite and mica schist rocks (Table 1).

Table 1
Geological formation and rocks encountered at each experimental site.

Experimental site	Geological formation (from the geological map)	Rocks (drilling cuttings)
ARA	Djougou formation	Mica schist
FD19	Donga formation	Gneiss
F68	Migmatites of We We	Gneiss migmatitic
FD30	Migmatites of the axial zone	Gneiss migmatitic
FD17	Sillon of Oueme group	Gneiss
F117	Nikki Perere complex	Granite

2.2. Hydrogeological measurements

We drilled three boreholes at each experimental site to perform pumping experiments. Depending on the site, the Static Water Level (SWL) was ranging in-between 3.7 and 8 m below ground surface at the time of pumping experiments. At each site, we pumped for 72 h in one well (PW) and we used the other boreholes as observation wells (OW) for monitoring the groundwater level. We choose the pumping yield according to the results of a preliminary pumping step-test carried out before the 72 h test (Kruseman and de Ridder, 2000). Depending on the site, the pumping yield was ranging in-between 330 and 12,000 l/h.

When interpreting the pumping tests, we were monitoring for a year at each experimental site the groundwater electrical conductivity and level together with the rainfall. The records suggest that the aquifers are unconfined. The unconfined condition was confirmed by the drawdown log-derivative analysis of the pumping tests (Renard et al., 2009). We selected the Tartakovsky and Neuman (2007) and Moench (1997) analytical solutions implemented in AQTESOLV™/Pro v4.5 software to interpret the experiments and to compute a delayed gravity response with noninstantaneous drainage of the unconfined aquifers. The best solution was chosen to minimize the average difference δ between the field drawdown measurements and the fitted model. The uncertainty in the transmissivity and specific yield estimates was calculated from the 95% confidence interval for each parameter. The confidence interval is approximated under the assumptions that the model is linear in the

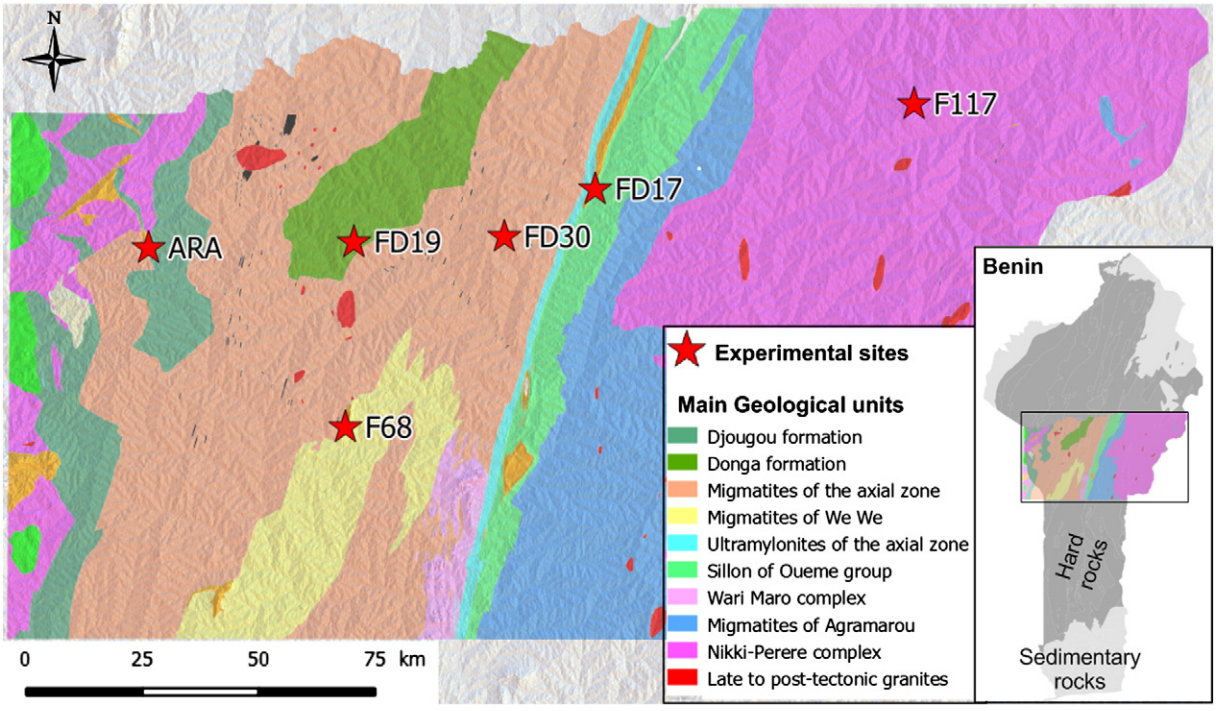


Fig. 1. Location of experimental sites and simplified geological map (modified from Office Béninois des Mines, 1984).

Table 2
MRS measuring conditions and obtained signal to noise ratio.

Experimental site	MRS loop shape and size	Larmor frequency	#Stack	Signal to noise ratio
ARA	Eight, 75 m	1412 Hz	400	5.6
FD19	Square, 125 m	1413.5 Hz	130	4.6
F68	Square, 125 m	1411 Hz	250	2.2
FD30	Eight, 62.5 m	1414 Hz	240	6.2
FD17	Eight, 62.5 m	1414.5 Hz	400	2.2
F117	Square, 125 m	1424 Hz	400	2.8

neighbourhood of the minimum of the objective function δ and the errors are normally distributed.

2.3. MRS measurements

MRS measurements have been carried out with the NUMIS^{PLUS} apparatus from Iris Instruments (Bernard, 2007). The shape of the MRS loop was selected according to EM noise conditions encountered in the field (Trushkin, 1994; Table 2). The size of the loop (i.e. the length of the sides) was chosen as large as possible for increasing the amplitude of the MRS signal, and the number of stacks was chosen to maximize the signal to noise ratio.

MRS Free Induction Decay (FID) measurements were interpreted with Samovar V11.3 software (Legchenko et al., 2008). The chosen MRS result is the single layer model which fits well the field records. The uncertainty in the MRS results is calculated by estimating the space of acceptable solutions (i.e. the equivalence analysis). The solutions are considered acceptable if the difference ε between the field data and the calculated solution is lower than a threshold value which is given by the noise in the data.

3. Results

We first present an example of results obtained at ARA experimental site, and then the synthesis of the 6 investigated locations.

3.1. Example of measurements at ARA site

The MRS sounding has been carried out with a Larmor frequency of 1412 Hz. The data has a good signal to noise ratio (i.e. 5.6 on average) and uncertainties of the MRS parameters are low (Fig. 2 and Table 3).

Because our study focuses on the average properties of hard rock aquifers (see Section 2. Material and method), the inversion is carried out using a single layer model. It results in a layer located from 1.5 to 22 m deep with $\theta_{MRS} = 3.9\%$ and $T_2^* = 150$ ms. The lithology obtained from the boreholes clearly identifies this single MRS layer as the saprolite layer (Fig. 3A). As already observed in other studies (e.g. Vouillamoz et al., 2014) the MRS model indicates the presence of water at a depth of 1.5 m although the Static Water Level (SWL) measured in the boreholes is located at 3.7 m deep. MRS signal is generated above the SWL by the capillary fringe which is the zone above the water table where capillary forces draw water up from the saturated zone.

An inversion carried out using a smooth multi-layer model identifies the geometry of the saprolite and the fissured layers better than the single layer model (Fig. 3B). The difference ε between the data and the model is slightly lower for the multi-layer model as compared to the single layer model ($\varepsilon = 5.8$ nV and $\varepsilon = 8.5$ nV respectively) but both ε are close to the value of the mean noise (i.e. 8 nV). Moreover, both models are equivalent since the product of their water content times thickness is about the same (Legchenko, 2013): 0.98 m and 1.01 m respectively. Thus, we consider the single layer model as representing the average properties of the aquifer.

The 72 h pumping test has been carried using borehole #1 as pumping well (PW#1) and monitoring the water levels in boreholes #2 and #3. Analytical solution for unconfined aquifer fits well the data with a mean difference δ of 3 cm for both OW#2 and OW#3 (Fig. 4). As observed in sedimentary rocks (Boucher et al., 2009; Vouillamoz et al., 2012) the specific yield obtained from the interpretation of the pumping test is lower than the MRS water content: $Sy = 2.3\%$ and $\theta_{MRS} = 3.9\%$ (Table 3). This observation indicates that part of the MRS signals is generated by water which is not drained by gravity when pumping.

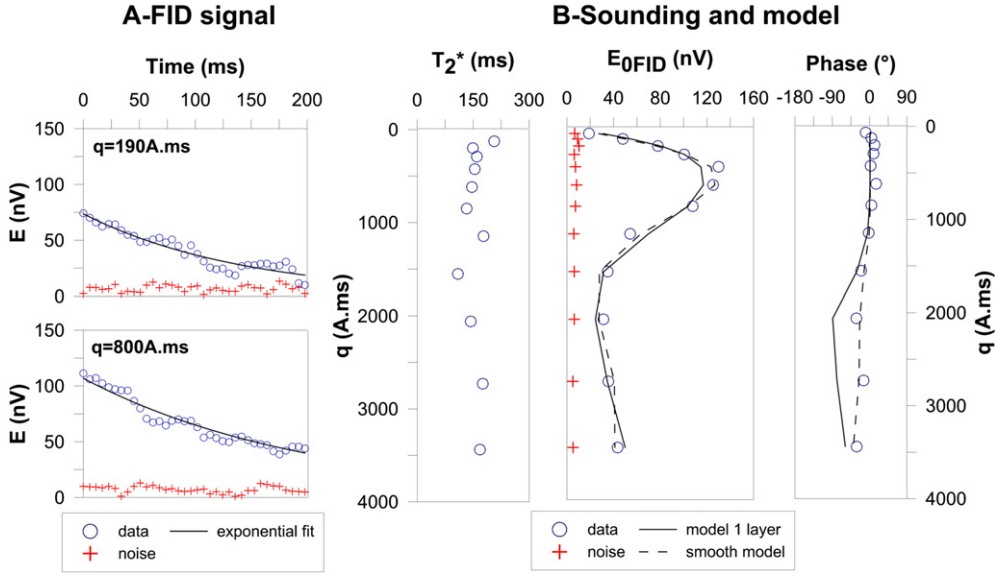


Fig. 2. MRS measurement at ARA site. A: Examples of FID signal. B: MRS data and fitted models.

Table 3
MRS and pumping test results, Ara site (uncertainty calculated as mentioned Section 2. Material and method).

	MRS water content	Decay T_2^*	Specific yield
Best model (single layer)	3.9%	150 ms	2.3%
Relative uncertainty	10%	20%	47%

3.2. Relationship between MRS parameters and specific yield

Let us first use the common approach which consists in comparing θ_{MRS} to the specific yield *Sy* (Fig. 5A). We observe that θ_{MRS} is always higher than *Sy* and that a linear relationship can be fitted according to:

$$S_y = 0.53 \cdot \theta_{MRS} + 0.007. \quad (4)$$

The Eq. (4) is consistent with Vouillamoz et al. (2005; 2012; 2014) and Boucher et al. (2009) who also observed that MRS water content is higher than specific yield. As mentioned by the latter, the relationship is probably not linear but within the range of encountered MRS water content in our study (i.e. $2 < \theta_{MRS} < 13\%$, Table 4) the linearity is acceptable (Fig. 5A, determination coefficient of 0.95). Note that Eq. (4) is theoretically valid down to very low MRS water content, i.e. $S_y \leq \theta_{MRS} \Rightarrow \theta_{MRS} \geq 1.5 \cdot 10^4$.

Eq. (4) indicates that about half the MRS water content θ_{MRS} is water that is not drained by gravity when pumping, i.e. capillary water. The amount of capillary water is controlled by the size of the pores and thus it can be linked with the decay T_2^* of MRS signal. This assumption is the basis of the so-named Apparent Cutoff Time (ACT) approach recently presented by Vouillamoz et al. (2012; 2014). Our data set confirms that specific yield has a linear relationship with T_2^* (Fig. 5B). A threshold value of T_2^* can be identified (i.e. the ACT value) correspondingly to $Sy \to 0 \Rightarrow T_2^* = 109ms$. Thus, when $T_2^* < \approx 110ms \Rightarrow S_y \to 0$ because the MRS signals are generated by non-drainable water. When

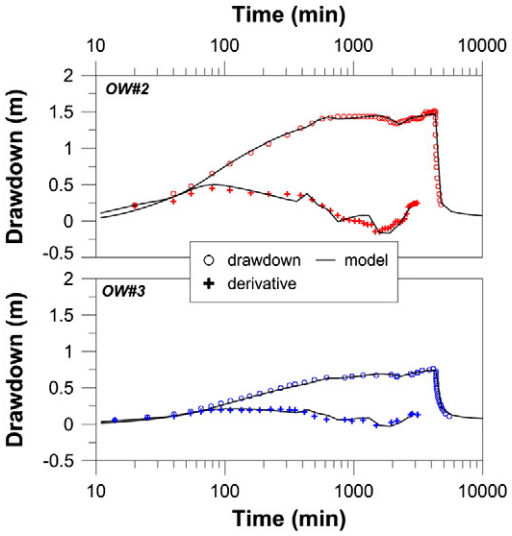


Fig. 4. Pumping test at ARA site.

$T_2^* > \approx 110ms$ the MRS signals are generated by both drainable water (i.e. specific yield) and non-drainable water (capillary water) and:

$$S_y = 7.8 \cdot 10^{-4} \cdot T_2^* - 0.085 \ \ (\text{with } T_2^* \text{ in millisecond}). \quad (5)$$

Eq. (5) is the first experimental evidence that the specific yield of hard rock aquifers can be derived not only from θ_{MRS} but also from T_2^*. The use of θ_{MRS} alone is not sufficient for assessing extractable groundwater because magnetic resonance signals that exhibit $T_2^* < ACT$ are not generated by drainable water.

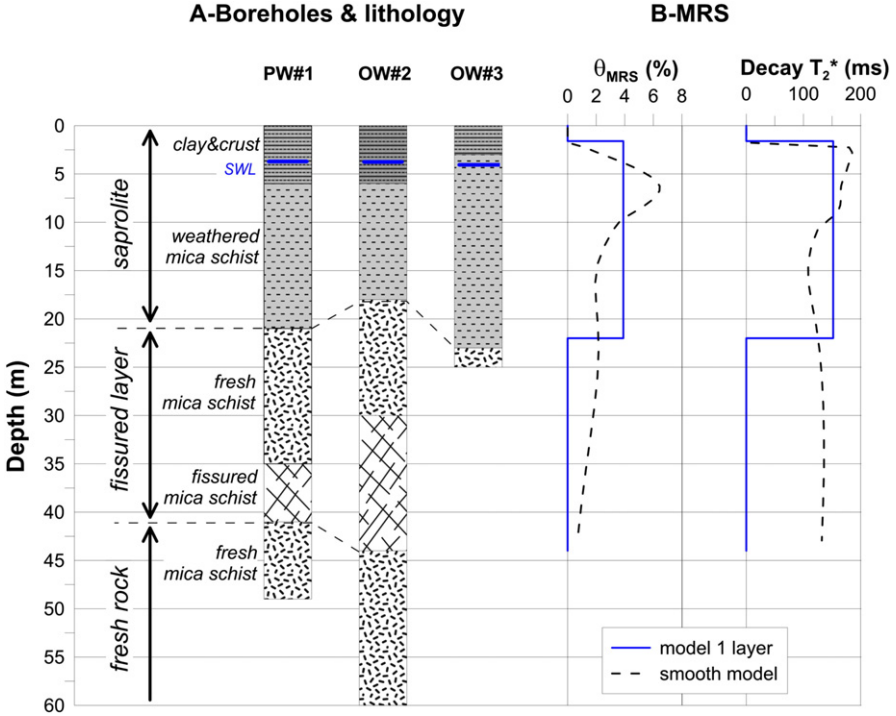


Fig. 3. Experiments at ARA site. A: Borehole lithology. SWL is the static water level. B: MRS model.

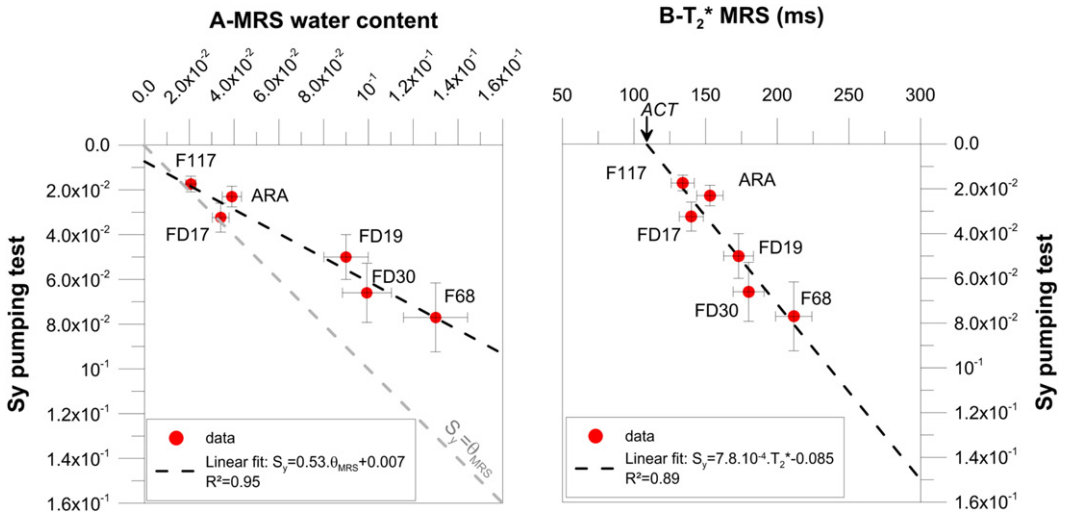


Fig. 5. Comparison of MRS parameters with specific yield. R^2 is the coefficient of determination. A-MRS water content. B-MRS decay T_2^*.

3.3. Relationship between MRS parameters and transmissivity

We compare MRS transmissivity calculated from Eq. (3) with transmissivity obtained from pumping test at our 6 experimental sites. The best fit is obtained with $a = 1$, $b = 2$ and $C_T = 3 \cdot 10^{-3}$ $(m \cdot s^{-3})$ (Fig. 6). The value of C_T is in the range of published values for hard rock aquifers using the same values of a and b $(1 \cdot 10^{-3} < C_T < 7 \cdot 10^{-3}\ m \cdot s^{-3}$; Plata and Rubio, 2008).

4. Discussion

4.1. Quantification of specific yield

The estimates of the specific yield from both θ_{MRS} and T_2^* are accurate since the mean differences with the specific yield calculated from the pumping test are less than the uncertainty of the pumping test result (Tables 4 and 5). Moreover these differences between pumping test and MRS specific yield are far less than the difference found in the previous work carried out in hard rock aquifers (i.e. 80% in Vouillamoz et al., 2005). As mentioned by the latter, the reason is that the previous estimate was not reliable since some of the aquifers were (semi) confined.

We observed that θ_{MRS} is about twice the specific yield in a large variety of hard rocks. This observation is in accordance with Hector et al. (2013) who estimated the specific yield from gravity monitoring at a distance of 650 m away from our experimental site ARA, and concluded that the ratio $S_y/\theta_{MRS} \approx 0.63 \pm 0.15$.

We also observed that the recently developed ACT approach can be successfully used to estimate the specific yield from T_2^*. The main advantage of the ACT approach as compared to the use of θ_{MRS} is the definition of a site specific threshold value $T_2^* \approx 110ms$ which indicates the boundary between drainable and not drainable MRS water content. The practical application of the ACT is to determine from a MRS measurement if the water content can be used by pumping and thus if a borehole can be drilled. The knowledge of the value of θ_{MRS} is not sufficient to achieve a successful borehole siting. However, Eq. (5) is site specific and one still has to cross reference MRS parameters with pumping test prior to applying the appropriate equation in the concerned area or as suggested by Baroncini-Turricchia (2014) in area of similar hydraulic model.

Since θ_{MRS} and T_2^* carry different information about the aquifer, they can probably complement each other for estimating Sy. According to Eq. (2) $\theta_{MRS} \geq Sy$, thus we can write $Sy = \theta_{MRS} - Sr_{MRS}$ where Sr_{MRS} is the MRS specific retention, i.e. the amount of water that generates MRS signal but that cannot be drained when pumping. Because Sr_{MRS} is linked to the mean size of the saturated pores (see. Section 2. Material and method), Sr_{MRS} may be estimated from T_2^* and then:

$$Sy = \theta_{MRS} - f(T_2^*). \tag{6}$$

We suppose that the relationship between the MRS specific retention Sr_{MRS} and the mean size of the saturated pores T_2^* is similar in shape to the relationship between the hydrological specific retention and the mean grain size of the aquifer material, i.e. a sigmoid function (e.g. Lubczynski and Roy, 2007) and we propose the formula:

$$Sy_{MRS} = \theta_{MRS} - 0.5 \cdot \left[\frac{(T_2^*)^{-s}}{(T_2^*)^{-s} + (C)^{-s}}\right] \tag{7}$$

Table 4
Calculated data and uncertainties (population of 6).

Parameter/property	Max value	Min value	Average uncertainty
MRS water content	13%	2%	11%
MRS decay T_2^*	210 ms	135 ms	6%
Pumping test specific yield	7.7%	1.7%	20%
Pumping test transmissivity	$3.9.10^{-4}$ m²/s	1.810^{-5} m²/s	40%

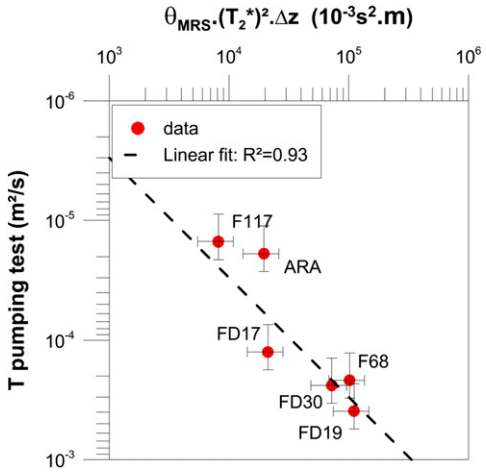


Fig. 6. Comparison of MRS parameters with transmissivity. R^2 is the coefficient of determination.

Table 5
Comparison of hydrogeological properties estimated from MRS and from pumping test (population 6, T_2^* in second and Δz in metre).

Parameter/property	Equation	Mean difference
Specific yield	$S_y = 0.53 \cdot \theta_{MRS} + 0.007$	12%
Specific yield	$S_y = 0.78 \cdot T_2^* - 0.085$	18%
	$ACT \rightarrow T_2^* \approx 0.11s$	
Transmissivity	$T_{MRS} = 3 \cdot 10^{-3} \cdot \theta_{MRS} \cdot {T_2}^{*2} \cdot \Delta z$	70%

where s is the sloping parameter of the sigmoid function and C its pseudo-centroid. When parameterizing Eq. (7) on our dataset in Benin, we obtain a mean difference between Sy calculated from pumping tests and from Eq. (7) of 60% with $C = 40$ ms and $s = 2$ (Fig. 7). This difference of 60% is higher than the differences obtained with linear Eqs. (4) and (5): 12% and 18% respectively. However, Eq. (7) has a real theoretical advantage over the linear equations and in practice it also results in defining two ACT values (Fig. 7):

- when $T_2^* < ACT_{low} \Rightarrow Sy \rightarrow 0$ ($ACT_{low} \approx 130ms$ for our dataset),
- when $T_2^* > ACT_{high} \Rightarrow Sy \rightarrow \theta_{MRS}$ ($ACT_{high} \approx 400ms$ for our dataset).

To check the interest of Eq. (7) a dataset that exhibits a broader range of T_2^* value has to be used (e.g. $ACT_{high} < T_2^* < ACT_{low}$).

4.2. Quantification of transmissivity

We found that the mean difference between transmissivity values estimated from MRS and calculated from pumping test is 70%, which is more than the uncertainty on the pumping test result (Tables 4 and 5). For checking the robustness of our estimate and mainly of the C_T value (Eq. (3)), we compared 7 additional MRS carried out at sites where of pumping test of 4 h had been carried out by private actors. As mentioned in Section 2, Material and method, short duration pumping test in a single well can be used for estimating a local transmissivity (Kruseman and de Ridder, 2000). The difference between the MRS transmissivity calculated from Eq. (3) and the local transmissivity is 80% (Fig. 8), thus confirming that the estimate of transmissivity is less accurate than the estimate of the specific yield when using MRS results (Table 5). It can be understood because the fissured layer is not always well resolved although it can play the first role as compare to the saprolite for controlling the transmissivity (e.g. when the saprolite is clayey or eroded). Our result confirms two published works that already showed such misestimate of the transmissivity in hard rock aquifers because of the difficulty in characterizing well the fissured layer (Baltassat et al., 2006; Vouillamoz et al., 2005). However, if the transmissivity is not mainly controlled by the fissured layer but also by the saprolite layer, the estimate of the transmissivity is likely more reliable. Note that the use of a MRS single layer solution does not really impact the estimate

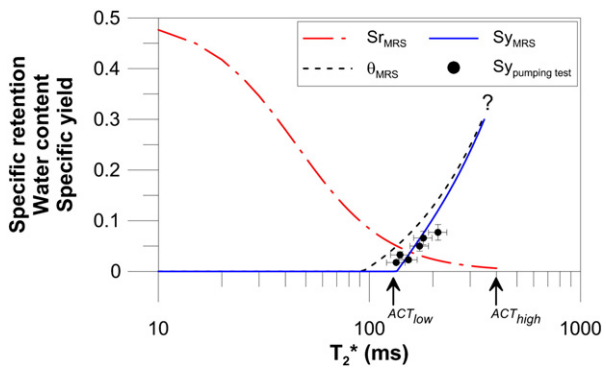


Fig. 7. Model of MRS specific retention and MRS specific yield (Eq. (7)) as a function of T_2^* decay.

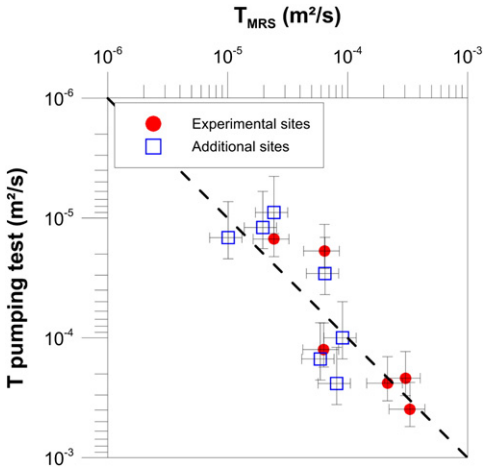


Fig. 8. Validation of the transmissivity estimated from MRS.

of the transmissivity: at ARA experimental site, the transmissivities calculated with Eq. (3) using the single layer model and using the multi-layer model are about the same, i.e. 5.4 and $5.9 \cdot 10^{-5}$ m^2/s respectively.

4.3. Limitation

Our approach for estimating the hydrogeological properties using MRS is limited in its applications by a main assumption: we assume the T_2^* decay to be mainly controlled by the pore geometry. However T_2^* is also affected by the heterogeneity of the geomagnetic field caused by the magnetic property of the rocks (Legchenko et al., 2010; Vouillamoz et al., 2011). Numerical and laboratory experiments indicate that magnetic susceptibility does not impact the T_2^* in low susceptibility rocks ($\chi < \sim 10^{-5}$ SI) and in medium susceptibility rocks ($\sim 10^{-5}$ $SI < \chi < \sim 10^{-3}$ SI) when the size of the pores is small (e.g. fine sands, Grunewald and Knight, 2011). Now, the specific yield encountered in hard rock aquifers are low ($Sy < 8\%$ in our study), and the magnetic susceptibility values that we measured on 694 borehole cuttings collected in-between 1 and 70 m below ground surface are medium: 80% of the values are $7 \cdot 10^{-5} < \chi < 5.1 \cdot 10^{-4}$ SI and the median value is $\chi = 1.4 \cdot 10^{-4}$ SI (Fig. 9). Consequently, we expect that the variation of T_2^* in our study is mainly controlled by the average pore volume.

5. Conclusion

Although hard rock aquifers are very common all over the world, only one published paper tried unsuccessfully to quantify the relationship

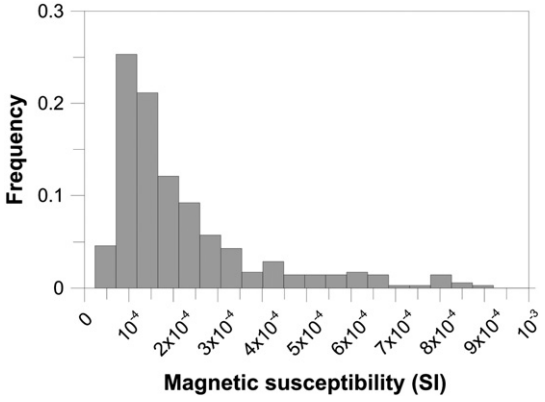


Fig. 9. Histogram of magnetic susceptibility measured on 694 rock samples.

between the specific yield and the MRS water content at the field scale (Vouillamoz et al., 2005).

In this study, we not only improve the estimate of specific yield from MRS in a variety of hard rock aquifers (i.e. granite, gneiss, migmatite, and mica schist) but we also successfully applied the recently developed apparent cutoff time approach (ACT, Vouillamoz et al., 2012). We proposed two empirical relationships to estimate with a good accuracy (less than 20%) the specific yield from either the MRS water content or the decay time T_2^* (ACT approach). Based on the ACT approach, we found in the investigated hard rock aquifers in Benin that the cutoff value $T_2^* \approx 110ms$ is the boundary between non drainable and drainable MRS water content. We eventually proposed a new approach for estimating specific yield by the joint use of MRS water content and decay time T_2^*. This new approach takes into account the nonlinear relationship of the specific yield with the MRS parameters, but is has to be confirmed with new experiments. Our study also confirms the capability of MRS to estimate the transmissivity of hard rock aquifers with an accuracy of about 70%.

Our results open new areas of application to the non-invasive MRS method in hard rock aquifers. The estimate of specific yield together with transmissivity can improve the siting of boreholes by reducing the number of too low yield (based on the estimate of the transmissivity) and by reducing the number of poorly-sustainable pumping yield (thanks to the use of specific yield for estimating groundwater storage and recharge). The parameterization of groundwater flow models will also benefit from non-invasive MRS estimates of specific yield and transmissivity (Baroncini-Turricchia, 2014). Finally, our results should encourage hydogeologists to use MRS as a complementary tool to pumping test for characterizing hard rock aquifers.

Acknowledgments

We would like to thank Maciek Lubczynski who helped improving the manuscript with relevant and constructive comments. This work has been 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 (grant AURG/098/2012). The content of this paper is the sole responsibility of the authors and can under no circumstances be regarded as reflecting the position of The European Union or Africa Union. The boreholes at ARA location have been drilled with the support of a grant from Labex OSUG@2020 (grant Investissements d'avenir — ANR10 LABX56). The joint international laboratory Picass'Eau partly supported the implementation of the pumping test at ARA location. This work also benefited from the occasional support of the AQUI BENIN project.

We thank C. Allé, A.C. Adihou and R. Kpegli who have been deeply involved in the field works in the framework of their Master internship. We also thank J.B. Gnonhoue and M. Bidias for their support, and M. Wudba for his participation of the works carried out at Ara site.

References

Baltassat, J.-M., Legchenko, A., Ambroise, B., Mathieu, F., Lachassagne, P., Wyns, R., Mercier, J.L., Schott, J.-J., 2005. Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchment, Vosges Massif, France. Near Surf. Geophys. 3, 267–274.

Baltassat, J.M., Krishnamurthy, N.S., Girard, J.F., Dutta, S., Dewandel, B., Chandra, S., Descloitres, M., Legchenko, A., Robain, H., Ahmed, S., 2006. Geophysical characterization of weathered granite aquifers in Hyderabad region, Andra Pradesh, India. Proceedings 3rd MRS International Workshop, pp. 89–92.

Baroncini-Turricchia, G., Francés, A.P., Lubczynski, M.W., Martínez-Fernández, J., Roy, J., Baroncini-Turricchia, G., Francés, A.P., Lubczynski, M.W., Martínez-Fernández, J., Roy, J., 2014. Integrating MRS data with hydrologic model - Carrizal Catchment (Spain). Near Surface Geophysics 12, 255–269. http://dx.doi.org/10.3997/1873-0604.2014003.

Bernard, J., 2007. Instruments and field work to measure a magnetic resonance sounding. Bol. Geol. Min. 118, 459–472.

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J.M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2009. Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeol. J. 17, 1805–1815.

Calow, R.C., Macdonald, A.M., Nicol, A.L., Robins, N.S., 2010. Ground water security and drought in Africa: linking availability, access, and demand. Ground Water 48, 246–256.

Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F.D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. Ground Water 48, 269–283.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.C., Krishnamurthy, N.S., 2006. A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. J. Hydrol. 330, 260–284.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F.K., Chandra, S., 2011. A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: example of a quartz reef in granitic terrain in South India. J. Hydrol. 405, 474–487.

Dutta, S., Krishnamurthy, N.S., Arora, T., Rao, V.A., Ahmed, S., Baltassat, J.M., 2006. Localization of water bearing fractured zones in a hard rock area using integrated geophysical techniques in Andhra Pradesh, India. Hydrogeol. J. 14, 760–766.

Grunewald, E., Knight, R., 2011. The effect of pore size and magnetic susceptibility on the surface NMR relaxation parameter T2*. Near Surf. Geophys. 9, 169–178.

Hector, B., Séguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Moigne, N.L., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophys. J. Int. 194, 737–750. http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt146.

Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 2000. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Wageningen, ILRI,.

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Legchenko, A., 2013. Magnetic Resonance Imaging for Groundwater, (ISBN 9781848215689 1848215681).

Legchenko, A., Baltassat, J.M., Beauce, A., Bernard, J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. J. Appl. Geophys. 50, 21–46.

Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. Ground Water 42, 363–373.

Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J., Muddu, S., Mohan Kumar, M., Braun, J., 2006. Resolution of MRS applied to the characterization of hard-rock aquifers. Ground Water 44, 547–554.

Legchenko, A., Ezerski, A., Girard, J., Baltassat, J.M., Boucher, M., Camerlynk, C., Al-Zoubi, A., 2008. Interpretation of magnetic resonance soundings in rocks with high electrical conductivity. J. Appl. Geophys. 66, 118–127.

Legchenko, A., Vouillamoz, J.M., Roy, J., 2010. Application of the magnetic resonance sounding method to the investigation of aquifers in the presence of magnetic materials. Geophysics 75, 91–100.

Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. J. Hydrol. 283, 19–40.

Lubczynski, M., Roy, J., 2007. Use of MRS for hydrogeological parameterization and modeling. Bol. Geol. Min. 118, 509–530.

MacDonald, A.M., Bonsor, H.C., Dochartaigh, B. é ó, Taylor, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environ. Res. Lett. 7, 024009.

Meier, P.M., Carrera, J., Sánchez-Vila, X., 1998. An evaluation of Jacob's method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous formations. Water Resour. Res. 34, 1011–1025.

Moench, A.F., 1997. Flow to a well of finite diameter in a homogeneous, anisotropic water table aquifer. Water Resour. Res. 33, 1397–1407. http://dx.doi.org/10.1029/97WR00651.

Mukherji, A., 2008. Spatio-temporal analysis of markets for groundwater irrigation services in India: 1976–1977 to 1997–1998. Hydrogeol. J. 16, 1077–1087.

Office Béninois des Mines, 1984. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 (Feuille Djougou-Parakou-Nikki).

Plata, J., Rubio, F., 2008. The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: the case of alluvial aquifers. J. Appl. Geophys. 66, 128–139.

Portselan, A.A., Treshchenkov, V.V., 2002. Application of the NMR-tomography technique for groundwater investigations in Equatorial Africa: a case-history in Guinea. J. Appl. Geophys. 50, 123–127.

Renard, P., Glenz, D., Mejias, M., 2009. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. Hydrogeol. J. 17, 589–600.

Ryom Nielsen, M., Hagensen, T.F., Chalikakis, K., Legchenko, A., 2011. Comparison of transmissivities from MRS and pumping tests in Denmark. Near Surf. Geophys. 9, 211–223.

Sánchez-Vila, X., Meier, P.M., Carrera, J., 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: an analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. Water Resour. Res. 35, 943–952.

Schirov, M., Legchenko, A., Creer, G., 1991. New direct non-invasive ground water detection technology for Australia. Explor. Geophys. 22, 333–338.

Tartakovsky, G.D., Neuman, S.P., 2007. Three-dimensional saturated–unsaturated flow with axial symmetry to a partially penetrating well in a compressible unconfined aquifer. Water Resour. Res. 43. http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005153 (n/a–n/a).

Trushkin, D.V., 1994. The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water surveys in the earth's magnetic field. Geophys. Prospect. 42, 855–862.

Vouillamoz, J.M., 2003. PhD: La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par Résonance Magnétique Protonique. hydro-géophysique, Orsay, Paris XI.

Vouillamoz, J.M., Descloitres, M., Bernard, J., Fourcassié, P., Romagny, L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation, a case study in Cambodia. J. Appl. Geophys. 50, 67–81.

Vouillamoz, J.M., 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 Surf. Geophys. 3, 205–213.

Vouillamoz, J.M., Chatenoux, B., Mathieu, F., Baltassat, J.M., Legchenko, A., 2007. Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. J. Appl. Geophys. 6, 142–154.
Vouillamoz, J.M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., Legchenko, A., 2008. Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. J. Appl. Geophys. 64, 99–108.
Vouillamoz, J.M., Legchenko, A., Nandagiri, L., 2011. Characterizing aquifers when using magnetic resonance sounding in a heterogeneous geomagnetic field. Near Surf. Geophys. 9, 135–144.
Vouillamoz, J.M., Sokheng, S., Bruyere, O., Caron, D., Arnout, L., 2012. Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. J. Hydrol. 51–58.
Vouillamoz, J.-M., Sophoeun, P., Bruyere, O., Arnout, L., 2014. Estimating storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding: a field verification in northern Cambodia of the gravitational water apparent cutoff time concept. Near Surf. Geophys. 12, 211–216. http://dx.doi.org/10.3997/1873-0604.2013038.
Walbrecker, J.O., Behroozmand, A.A., 2012. Surface-NMR measurements of the longitudinal relaxation time T1 in a homogeneous sand aquifer in Skive, Denmark. J. Appl. Geophys. 87, 46–52.
Wyns, R., Baltassat, J., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). Bull. Soc. Geol. Fr. 175, 21–34.
Yadav, G.S., Singh, S.K., 2007. Integrated resistivity surveys for delineation of fractures for ground water exploration in hard rock areas. J. Appl. Geophys. 62, 301–312.