



HAL
open science

Développement d'un modèle conceptuel de recharge des aquifères de socle cristallin dans la zone sahélienne du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest

Radegonde Rusagara

► **To cite this version:**

Radegonde Rusagara. Développement d'un modèle conceptuel de recharge des aquifères de socle cristallin dans la zone sahélienne du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest. Hydrologie. Sorbonne Université; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 2022. Français. NNT : 2022SORUS319 . tel-03941722

HAL Id: tel-03941722

<https://theses.hal.science/tel-03941722v1>

Submitted on 16 Jan 2023

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

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



THESE EN COTUTELLE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'INSTITUT INTERNATIONAL D'INGENIERIE DE L'EAU ET
DE L'ENVIRONNEMENT (2IE)**

Ecole doctorale Sciences et Technologie de l'Eau, de l'Énergie et de l'Environnement

Spécialité : Eau

DOCTEUR DE SORBONNE UNIVERSITE (SU)

Ecole doctorale Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (GNRE)

Spécialité : Géosciences-Environnement

Présentée et soutenue publiquement par

Radegonde RUSAGARA

Le 12 Septembre 2022

Titre :

Réf : 2iE/2022-07

**Développement d'un modèle conceptuel de recharge des aquifères de socle
cristallin dans la zone sahélienne du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest**

JURY

M. Samuel NAKOLENDOUSSE, <i>Professeur Titulaire</i> , Université Joseph Ki-Zerbo, Burkina Faso	Président
M. Yao Alexis NGO, <i>Professeur Titulaire</i> , Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire	Rapporteur
M. Patrick LACHASSAGNE, <i>Directeur de Recherche</i> , Institut de Recherche pour le Développement, France	Rapporteur
M. Chabi Angelbert BIAOU, <i>Maître de Conférences CAMES</i> , Institut 2iE, Burkina Faso	Examineur
M. Olivier BOUR, <i>Professeur des Universités</i> , Université de Rennes, France	Examineur
Mme Anne JOST, <i>Maître de Conférences CNU</i> , Sorbonne Université, France	Invitée
M. Mahamadou KOÏTA, <i>Maître de Conférences CAMES</i> , Institut 2iE, Burkina Faso	Co-Directeur de thèse
Mme Valérie PLAGNES, <i>Professeur des Universités</i> , Sorbonne Université, France	Co-Directrice de thèse

Laboratoire Eaux, HydroSystèmes et Agriculture (LEHSA)

Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols (METIS)

DEDICACES

A mon très cher papa, RUSAGARA Donat

Ce modeste travail de thèse est le fruit de tous les sacrifices que tu as déployés pour mon éducation et ma formation. Je tiens à honorer l’homme que tu es, si responsable, respectueux, pieux, honnête, généreux, humble, intelligent et sage. Tu m'as inculqué la valeur du travail, le sens des responsabilités et la notion de détails. Tu m'as montré que mon éducation et ma formation symbolisent mes deux plus grandes richesses que personne ne puisse s'approprier. Merci infiniment Papa. Puisse Dieu t’accorder une bonne santé et une longue vie heureuse.

A ma très chère maman, MUKAHIGIRO Floride

Je dédie ce travail de thèse à toi la plus aimante, protectrice, endurente, futée et prévoyante des mères que je connaisse. Tu as toujours été pour moi une source inépuisable d’assurance, de réconfort, d’amour et de soutien tout au long de cette thèse et dans la vie en général. Tu m’as appris l’importance d’avoir un équilibre de vie pour mieux vaincre le stress et les pressions insurmontables. Aucun mot ne peut exprimer ma grande reconnaissance pour tout ce que tu as fait pour moi maman. Que Dieu te garde en bonne santé tout en étant heureuse.

REMERCIEMENTS

Les travaux présentés dans cette thèse ont fait l'objet d'une cotutelle entre l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) au Burkina Faso et Sorbonne Université (SU) en France. Je remercie la Banque Mondiale qui a permis, grâce à une allocation de recherche, l'élaboration et l'aboutissement de cette thèse. Ce travail n'aurait pas pu être mené à bien sans l'aide financière de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) dans le cadre du Programme Doctoral International (PDI) - Modélisation des Systèmes Complexes (MSC).

Également, j'aimerais rendre hommage à toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation et à l'aboutissement de mes travaux de thèse.

J'adresse mes remerciements à M. Mahamadou KOÏTA, Maître de Conférences-CAMES à l'Institut 2iE, initiateur de ce projet de recherche et directeur de la thèse. Je le remercie grandement d'avoir contribué à l'aboutissement de cette thèse, de m'avoir consacré du temps et particulièrement de m'avoir accompagné durant chaque investigation sur le terrain. Il m'a également appris à être autonome et à m'approprier le sujet de thèse. Qu'il soit grandement remercié.

Ma profonde gratitude se tourne vers Mme Valérie PLAGNES, Professeur à Sorbonne Université et directrice de thèse. Elle a fait preuve d'enthousiasme communicatif à mon égard. Je la suis reconnaissante de m'avoir fait des critiques constructives qui m'ont permis d'avancer sans jamais me décourager. Merci infiniment d'avoir été si compréhensive et d'avoir cru en moi.

Mes chaleureux remerciements à Mme Anne JOST, Maître de Conférences à Sorbonne Université et co-directrice de thèse. Grâce à sa notion de détails et ses conseils bibliographiques, j'ai appris à approfondir mes réflexions. Elle m'a toujours consacré du temps pour m'expliquer et clarifier mes pensées. Qu'elle soit aussi remerciée pour sa gentillesse et les encouragements qu'elle m'a prodigué.

Un grand merci aux Professeurs Hama YACOUBA et Harouna KARAMBIRI et Professeur émérite Pierre RIBSTEIN qui ont rendu possible la mise en place de la cotutelle. Ils ont soutenu chacune de mes démarches et m'ont témoigné tant de bienveillance. Merci à Docteur Elie Gaëtan SAURET et Professeur Jean Luc Michelot pour leur participation à mon comité de suivi de thèse. Merci également à Docteur Justine TIROGO, Docteur Roger GUERIN, Docteur Jean Pierre SANDWIDI et Docteur Babacar LEYE qui m'ont consacré du temps pour me fournir des explications.

J'adresse tous mes remerciements à M. NAKOLENDOUSSE Samuel, Professeur Titulaire à l'Université Joseph Ki-Zerbo au Burkina Faso, d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.

Remerciements

Je tiens également à remercier M. Yao Alexis NGO, Professeur Titulaire à l'Université Nangui Abrogoua de Côte d'Ivoire ainsi que M. Patrick LACHASSAGNE, Directeur de Recherche à l'Institut de Recherche pour le Développement en France, d'avoir accepté d'être des rapporteurs. J'exprime ma gratitude à M. BIAOU Chabi Angelbert, Maître de Conférences à l'Institut 2iE au Burkina Faso et Olivier BOUR, Professeur à l'Université de Rennes en France, qui ont bien voulu être des examinateurs.

Je n'oublie pas M. Mathieu KABORE, technicien au laboratoire LEHSA et M. Gilbert ROUAMBA, l'observateur de terrain à Tougou. Ils ont été d'une grande aide lors de la collecte des données sur le terrain et qu'ils soient grandement remerciés. Merci à tous les membres du laboratoire LEHSA et aux Docteurs Roland YONABA et Cheick Oumar ZOURE pour leurs soutiens.

Je tiens à remercier Mme Bénédicte SABATIER, Mme Valérie GIRARD et tous les membres de laboratoire METIS qui m'ont témoigné un accueil chaleureux à Sorbonne Université. Un grand merci à mes collègues doctorants/Post-doctorants notamment Gurpreet et Philomina pour nos girls talks, à Richard pour son soutien, aux bambins de LEHSA (Axel, Coulibaly, Faye, Bruno, Inayatou, Inès, Patrick et Karim) et aux jeun's (Etienne, Pedro, Morgane, Nouradine, Elijah, Maxime, Alexandre, Lucia et Salomé). Mes remerciements vont également à mes collègues financés par le programme PDI-MSc, surtout Julio Cardenas, Assane, Mamadou, Yvan, Cassien, Mathieu, Papa Massar, et Sidiki.

Mes remerciements les plus distingués à mes parents, Donat RUSAGARA et Floride MUKAHIGIRO qui sont des piliers fondateurs de ce que je suis et de ce que je fais. Je remercie grandement mes frères et sœurs : Hortense, Germaine, Roger, Stella et René qui m'ont soutenu tout au long de ce travail. Ma profonde gratitude va à la famille BADO pour avoir pris soins de mon fils, Aël RUSAGARA BADO qui est ma bénédiction et ma motivation. A titre personnel, je remercie chaleureusement le papa de Aël, Ange Quentin BADO, pour son amour infaillible et sa confiance. Il a été "the yin to my yang" et c'est une vraie chance de l'avoir tout au long de la thèse. Aucun mot ne saurait exprimer ma gratitude à son égard.

Pour clore, je sais gré à mes soul sisters Justine et Nadine pour leurs prières, encouragements et soutiens. Merci à Vanessa, Leslie, Sandrine, Espérance, Ray, Janvier, Bruce, Joyeuse, Célestin, Côme, Philibert, Jacintha, Gisèle, et Chantal pour leurs encouragements.

RESUME

Les données de la recharge des aquifères de socle au Sahel en Afrique de l'Ouest sont limitées en raison d'une connaissance insuffisante sur les mécanismes de recharge. Cette étude a été initiée dans le bassin versant à rivière éphémère de Tougou (d'une superficie de 37 km²) pour améliorer la compréhension des mécanismes de recharge d'un aquifère de socle dans la zone sahélienne du Burkina Faso. Elle est basée sur des investigations menées de 2016 à 2020 sur un transect piézométrique et des puits de grand diamètre, respectivement perpendiculaires et longitudinaux à la rivière. Les investigations géophysiques (tomographie de résistivités électriques) et des logs des forages et des tests de perméabilité ont été entrepris. A cela s'ajoute le traçage à la conductivité électrique et à la température des eaux souterraines, le suivi piézométrique et le suivi des hauteurs d'eau dans la rivière ainsi que les mesures pluviométriques. Les résultats ont montré un aquifère de la saprolite latéralement continu (10-22 m d'épaisseur) surmonté par des sols résiduels sous la rivière et de la latérite discontinue sur les rives. Sous la rivière, la saprolite se trouve au-dessus de l'aquifère localisé dans les schistes légèrement altérés avec une drainance verticale ascendante ou descendant indépendamment des saisons. La saprolite est alimentée par la recharge concentrée au niveau de la rivière et par la recharge diffuse provenant des précipitations sur les rives, selon les informations fournies par les variations des niveaux piézométriques, le traçage des eaux souterraines et la corrélation croisée entre les niveaux piézométriques et les deux sources potentielles de recharge (la pluie et la rivière). Les valeurs de conductivité hydraulique du sol et la présence des argiles dans le profil d'altération indiquent une restriction de l'infiltration de la matrice du sol. Ceci suggère l'occurrence de la recharge diffuse et concentrée à travers les voies de recharge préférentielles. Pour la période 2018-2020, la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques fournit des estimations de la recharge de 14-51 mm/an sur la rive gauche, 10-36 mm/an sur la rive droite et 148-194 mm/an dans le lit de la rivière.

Mots-clés : Régions arides, aquifères fracturés altérés, recharge, modèle conceptuel, Burkina Faso.

ABSTRACT

Groundwater recharge rate for weathered rock aquifers in the Sahel of West Africa are sparse due to insufficient knowledge of the recharge pathways. This study was initiated in the Tougou ephemeral river catchment (area of 37 km²) to improve understanding of recharge pathways to a weathered rock aquifer in the dryland of Burkina Faso. It is based on field investigations conducted in 2016–2020 on a piezometric transect and large-diameter wells, perpendicular and longitudinal to the river, respectively. Geophysical measurements (electrical resistivity tomography), lithologs analysis and permeability tests were undertaken. In addition, measurements of groundwater electrical conductivity and temperature, groundwater and river level monitoring, and rainfall measurements were carried out. The results showed a laterally continuous saprolite aquifer (10–22 m thick) overlain by residual soils beneath the river and discontinuous laterite on the banks. Below the river, the saprolite overlays the weathered schist aquifer with an upward or downward hydraulic gradient regardless of the seasons. The saprolite is replenished by focused recharge from the river and diffuse recharge from the rainfall on the banks, according to information from the groundwater hydrographs, groundwater tracing results, and cross-correlation between the groundwater levels and the two potential recharge sources (rainfall and river water). The values of soil hydraulic conductivity and the presence of the clay in the soil profile indicate restriction of diffuse and focused recharge through soil matrix infiltration, suggesting there are preferential recharge pathways. For the 2018–2020 period, the water table fluctuation method provides recharge estimates of 14-51 mm/year on the left bank, 10-36 mm/year on the right bank and 148-194 mm/year in the riverbed.

Keywords: Arid regions, fractured weathered rock, recharge, conceptual model, Burkina Faso.

TABLE DES MATIERES

DEDICACES..... i

REMERCIEMENTS ii

RESUME iv

ABSTRACT.....v

LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES viii

INTRODUCTION GENERALE1

 1. CONTEXTE DE L'ETUDE.....1

 2. PROBLEMATIQUE.....4

 3. OBJECTIFS DE LA THESE ET STRUCTURE DU DOCUMENT7

**CHAPITRE 1 : ETAT DE CONNAISSANCE DES MECANISMES DE RECHARGE DES
AQUIFERES DE SOCLE CRISTALLIN EN REGIONS SEMI- ARIDES**9

 1.1. INTRODUCTION9

 1.2. DEFINITION ET REPARTITION DES ZONES SEMI-ARIDES.....9

 1.3. IMPORTANCE DES EAUX SOUTERRAINES EN REGIONS SEMI-ARIDES.....12

 1.4. DESCRIPTION DES AQUIFERES DE SOCLE CRISTALLIN14

 1.5. CONCEPTUALISATION DES MECANISMES DE RECHARGE NATURELLE DES
AQUIFERES DE SOCLE EN REGION SEMI-ARIDE.....23

 1.6. ESTIMATION DE LA RECHARGE DES NAPPES DES AQUIFERES DE SOCLE EN MILIEU
SEMI-ARIDE D'AFRIQUE SUBSAHARIENNE.....40

 1.7. CONCLUSION PARTIELLE46

CHAPITRE 2 : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU.....47

 2.1. INTRODUCTION47

 2.2. LOCALISATION ET JUSTIFICATION DU CHOIX DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU ...47

 2.3. CLIMAT, HYDROGRAPHIE ET TOPOGRAPHIE.....49

 2.4. PEDOLOGIE, UTILISATION ET OCCUPATION DES SOLS50

 2.5. CARACTERISTIQUE SOCIO-ECONOMIQUE52

2.6. RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE.....	53
2.7. CONCLUSION PARTIELLE	57
CHAPITRE 3 : DEVELOPPEMENT D'UN MODELE CONCEPTUEL DES MECANISMES DE RECHARGE DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	58
3.1. INTRODUCTION	58
3.2. DESCRIPTION DU SITE EXPERIMENTAL	60
3.3. COLLECTE DES DONNEES.....	62
3.4. TRAITEMENTS DES DONNEES	75
3.5. RESULTATS.....	78
3.6 DISCUSSION.....	91
3.7. CONCLUSION PARTIELLE	100
CHAPITRE 4 : QUANTIFICATION DE LA RECHARGE DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	102
4.1. INTRODUCTION	102
4.2. METHODE : FLUCTUATION DES NIVEAUX PIEZOMETRIQUES.....	102
4.3. RESULTATS.....	110
4.4. DISCUSSION.....	110
4.5. CONCLUSION PARTIELLE	113
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	114
1. RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE ET DE LA SPECIFICITE DE LA PRESENTE ETUDE....	114
2. PRINCIPAUX RESULTATS.....	115
3. PERSPECTIVES	116
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	118
Liste des figures.....	140
Liste des tableaux.....	143
ANNEXES	145

LISTE DES ABREVIATIONS ET ACRONYMES

ANAM	Agence Nationale de la Météorologie
ASS	Afrique Sub-Saharienne
BM	Banque Mondiale
BUMIGEB	Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina Faso
ETP	Evapotranspiration Potentielle
GEIC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
MODLOW	Modular Three-Dimensional Finite-Difference Groundwater Flow Model
MSC	Modélisation des Systèmes Complexes
ODD	Objectifs du Développement Durable
P	Précipitation/Pluie
PDI	Programme Doctoral International
PNUE	Programme des Nations Unies pour l'Environnement
PVC	Polychlorure de Vinyle
TMA	Température Moyenne Annuelle
ERT	Electrical Resistivity Tomography
UN	United Nation
USGS	United States Geological Survey
WTF	Water Table Fluctuation

INTRODUCTION GENERALE

1. CONTEXTE DE L'ETUDE

Les eaux souterraines symbolisent l'eau se trouvant dans les pores et les fissures/fractures des roches sous la terre. Elles représentent 30,1% de l'eau douce totale et devancent très largement les réserves des eaux continentales de surface (**Figure 1**) (Shiklomanov, 1993). Comparées aux eaux de surface, les eaux souterraines sont naturellement protégées par des couches rocheuses ce qui les rend moins vulnérables à la pollution et à la variabilité climatique (Wheater et al., 2010). Par conséquent, les eaux souterraines sont d'un grand intérêt dans les pays en voie de développement d'Afrique sub-saharienne (ASS) où elles sont exploitées par plus de 75 % de la population (MacDonald et al., 2012; Gaye et Tindimugaya, 2019). Dans le but d'atteindre les Objectifs du Développement Durable visant la sécurité alimentaire (ODD 2) et l'accès à l'eau potable (ODD 6) (UN General Assembly, 2015), l'utilisation des eaux souterraines à des fins agricoles et domestiques doit être augmentée en Afrique sub-saharienne (Pavelic et al., 2012; Gaye et Tindimugaya, 2019; Xu et al., 2019).

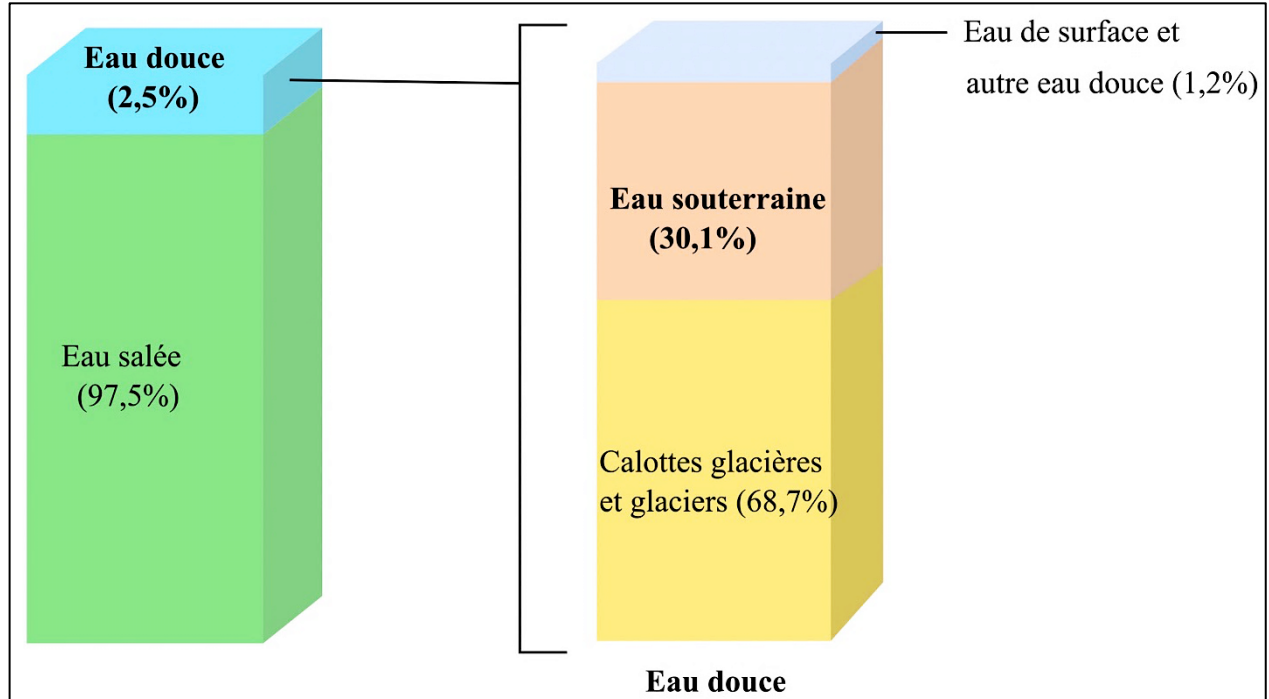


Figure 1 : la distribution des eaux dans le monde [source : Shiklomanov (1993)].

Particulièrement, l'exploitation des eaux souterraines sera accrue dans les zones semi-arides d'Afrique sub-saharienne où les eaux de surface sont majoritairement non pérennes (Xu et al., 2019; Xu et Beekman, 2019). Afin d'éviter l'épuisement des eaux souterraines dans ces zones, il est cependant nécessaire de concilier leur utilisation avec leur disponibilité. Pour ce faire, les études permettant d'obtenir les informations adéquates et suffisantes sur les taux de recharge des aquifères doivent être multipliées. La connaissance des taux de recharge des aquifères est, en effet, indispensable pour appréhender le renouvellement des ressources en eau souterraine (Scanlon et al., 2006; Healy et Scanlon, 2010). Ceci permet de définir la limite d'exploitation et de garantir la pérennité des ressources en eau souterraine. A l'échelle locale, les données existantes sur les taux de recharge des aquifères dans les régions semi-arides d'ASS proviennent d'un nombre limité d'études (Cuthbert et al., 2019; MacDonald et al., 2021). Même si la plupart des études en ASS ont été conduites dans les régions semi-arides, les informations sur la quantification de la recharge sont toujours manquantes dans certaines localités notamment en Afrique de l'Ouest et de l'Est (**Figure 2 a et b**) (Cuthbert et al., 2019; MacDonald et al., 2021).

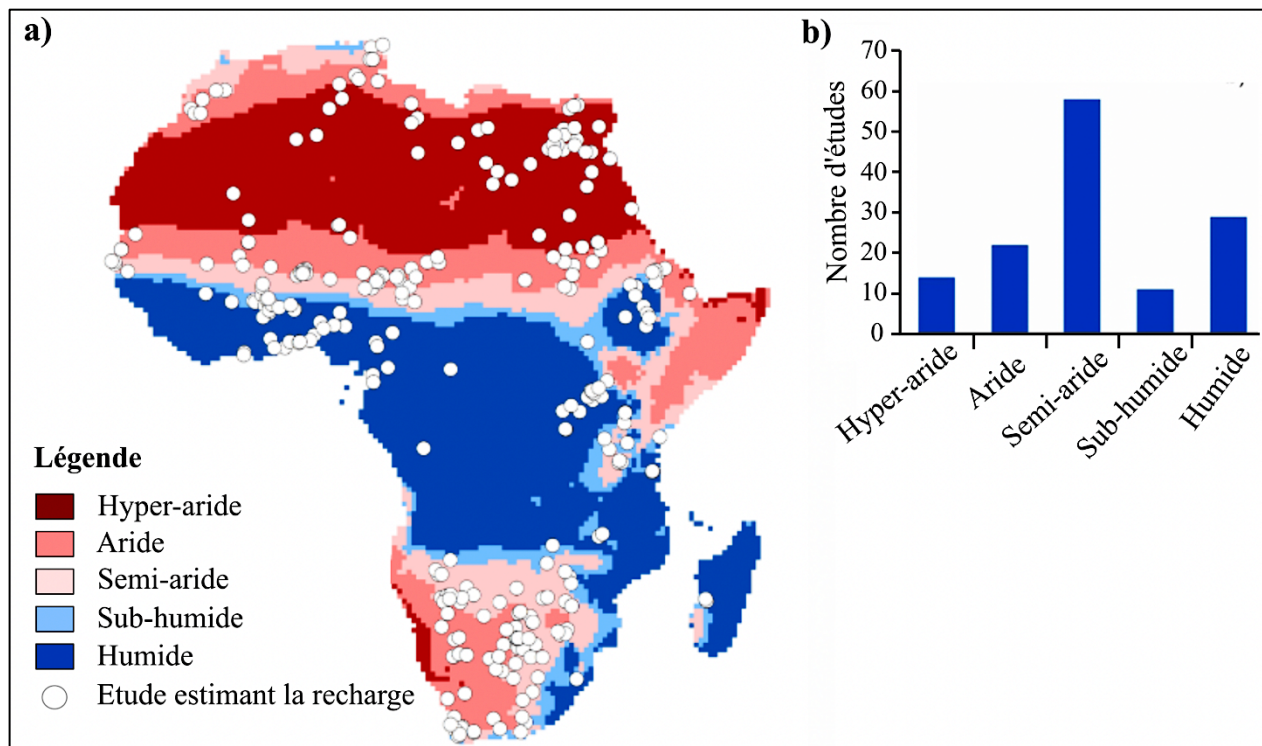


Figure 2 : a) la distribution des études estimant le taux de recharge des aquifères en Afrique, b) Nombre d'études en fonction de l'aridité de la zone [source : MacDonald et al. (2021)].

En sus de la multiplication des études évaluant les taux de recharge des aquifères en régions semi-arides d'ASS, il y a un besoin d'accroître les études visant la conceptualisation des processus de recharge des aquifères à l'échelle locale. Par rapport aux autres zones semi-arides dans le monde, les processus de recharge des aquifères dans les régions semi-arides d'ASS sont peu étudiés (Moeck et al., 2020). Le manque de connaissances adéquates sur les mécanismes de recharge conduit souvent à l'utilisation des hypothèses inexactes. Ceci peut engendrer les estimations erronées, car les méthodes utilisées, surtout dans le cadre de la modélisation peuvent être inadéquates. (Healy et Scanlon, 2010 ; Anderson et al., 2015). Tel est le cas des modèles hydrologiques (WATERGAP2, H08, etc.) utilisés pour prédire l'impact du climat futur sur les réserves en eau souterraine dans le cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) (Jiménez Cisneros et al., 2014; IPCC, 2021). Ces modèles excluent la recharge à travers les voies préférentielles dans le sol et la recharge concentrée au niveau des eaux de surface (Jiménez Cisneros et al., 2014; IPCC, 2021). Cette approche sous-estime la recharge des aquifères dans les régions semi-arides d'ASS (Cuthbert et al., 2019; IPCC, 2021).

En effet, en plus de l'infiltration de l'eau à travers la matrice du sol, la recharge (diffuse ou concentrée) en régions semi-arides d'ASS peut se faire à travers les voies préférentielles comme les macropores, les fractures, etc. dans le sol (Mathieu et Bariac, 1996; Abdou Babaye et al., 2019; Zarate et al., 2021). Également, l'infiltration dans les lits des rivières représentent une source importante de recharge dans les régions semi-arides (Abdou Babaye et al., 2019; Cuthbert et al., 2019; Seddon et al., 2021; Zarate et al., 2021). Selon Cuthbert et al. (2019), la recharge concentrée au niveau des eaux de surface en régions semi-arides d'ASS varie en moyenne (de 1955 à 2016) entre 28 mm et 358 mm par an. Cependant, les régions semi-arides d'ASS reposent sur des formations géologiques variées et subissent à des degrés divers des changements de l'utilisation et de l'occupation des sols (Owuor et al., 2016; Moeck et al., 2020; West et al., 2022). De plus, la texture et la structure des sols ainsi que la topographie ne sont pas identiques à travers les régions semi-arides d'ASS (West et al., 2022). Ceci résulte en des modèles conceptuels de recharge qui varient d'une région à une autre (West et al., 2022). D'où la nécessité d'entreprendre des études dans divers contextes sur des sites d'entraînement en vue d'améliorer les connaissances actuelles sur la conceptualisation des processus de recharge des aquifères dans les régions semi-arides d'ASS.

Une attention particulière doit être portée aux aquifères de socle cristallin se situant dans les pays sahéliens d'Afrique de l'Ouest, particulièrement au Burkina Faso (**Figure 3**), où ces aquifères occupent plus de 80 % de la superficie du territoire. Comparés à ses pays voisins au Sahel¹ à savoir le Niger et le Mali, les mécanismes de recharge des aquifères de socle cristallin dans la zone sahélienne du Burkina Faso sont peu connus.

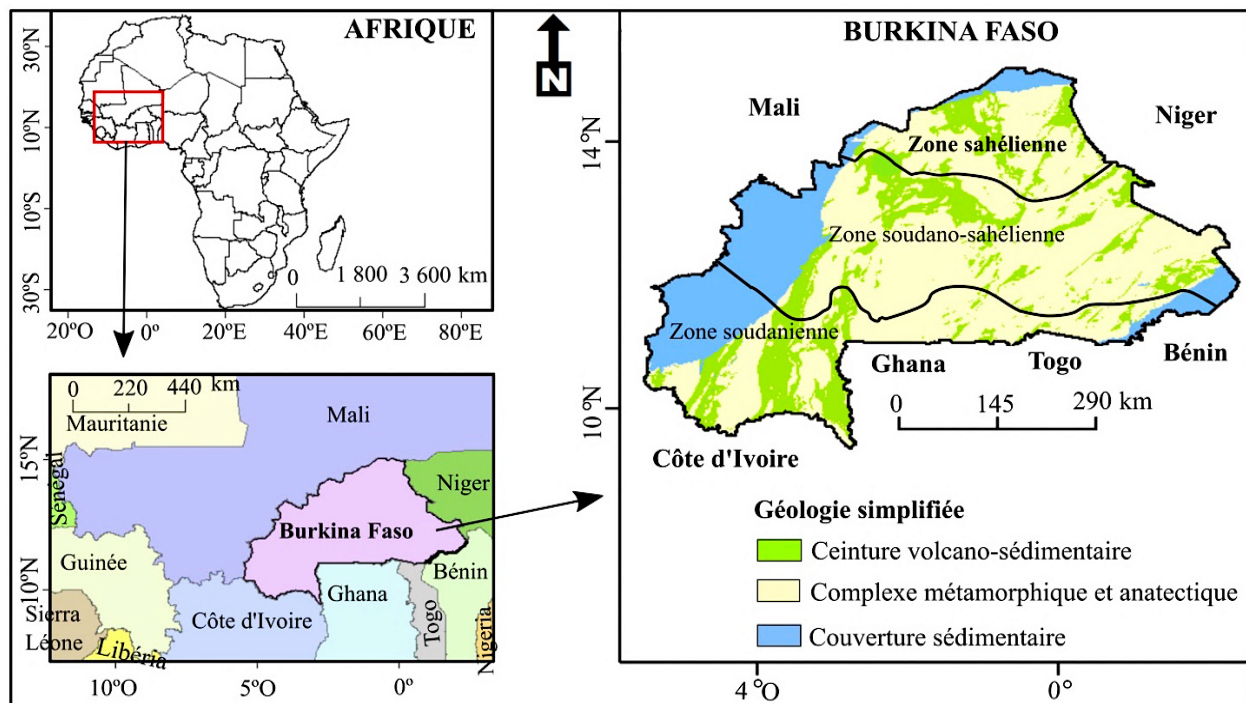


Figure 3 : la localisation, la géologie et les zones climatiques (de 1991 à 2020) du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest (**source** : BUMIGEB pour la géologie et ANAM pour les zones climatiques du Burkina Faso).

2. PROBLEMATIQUE

Les zones sahéliennes en Afrique de l'Ouest ont généralement subi au cours de ces dernières décennies, des changements du climat et d'utilisation de sols qui ont paradoxalement affecté l'hydrologie de surface des bassins versants (Mahe et al., 2005, 2013; Descroix et al., 2013; Dardel et al., 2014). Les coefficients de ruissellement observés actuellement dans les bassins des régions sahéliennes dépassent de trois à quatre fois ceux de la période humide 1951-1967 (Descroix et al., 2018).

¹ Zone délimitée par les isohyètes 150-200 mm au Nord et 600 mm au Sud en Afrique.

Différents auteurs ont démontré que la réduction du couvert végétal naturel due à l'agriculture et à la déforestation couplée à la période de sécheresse prolongée (1968-1990) a fortement altéré la capacité de rétention d'eau des sols, provoquant l'encroûtement des sols (Casenave et Valentin, 1992; Ndiaye et al., 2005). Cela ralentit l'infiltration et favorise le ruissellement et l'érosion (Mounirou et al., 2012, 2020). L'occurrence d'événements pluvieux intenses au Sahel depuis le milieu des années 1990 accentue ce phénomène et contribue à une augmentation du ruissellement (Descroix et al., 2012; Amogu et al., 2015; Yonaba et al., 2021). Cette situation s'observe même dans les zones où la végétation naturelle se reconstitue grâce aux retours des années humides depuis 1990 (Descroix et al., 2012; Amogu et al., 2015). Dans certains bassins endoréiques du Mali et du Niger, l'augmentation du ruissellement a conduit au développement de nouvelles mares (Leblanc et al., 2008; Gardelle et al., 2010). Avec les rivières déjà existantes, ces dernières sont actuellement considérées comme des zones de recharge des eaux souterraines (Leduc et al., 1997; Jacks et Traoré, 2014; Massuel et al., 2014; Abdou Babaye et al., 2019).

Bien que l'augmentation du ruissellement soit un processus important susceptible de se produire au Sahel, l'expansion des zones cultivées en raison de la croissance démographique au Sahel (Taylor et al., 2002) peut améliorer la recharge diffuse à partir de l'infiltration des précipitations. Une augmentation du drainage profond sous les zones cultivées a été constatée dans l'ouest du Niger (Ibrahim et al., 2014). De même, la reconstitution de la végétation naturelle observée depuis les années 1990 et le développement des plantes ligneuses dû aux pratiques humaines (Zida et al., 2019) pourraient créer des macropores dans le sol et améliorer dans une certaine mesure l'infiltration des précipitations (Bromley et al., 1997). De ce fait, les aquifères au Sahel sont réalimentés à la fois via la recharge diffuse due à l'infiltration de la pluie et la recharge concentrée au niveau des rivières et des mares, principalement éphémères² (Leduc et al., 1997; Lapworth et al., 2013; Ibrahim et al., 2014; Abdou Babaye et al., 2019). Cependant, par rapport aux aquifères sédimentaires voisins, la conceptualisation des processus de recharge des aquifères de socle dans les zones sahéniennes est plus complexe, car ces aquifères sont discontinus et hétérogènes. Le profil d'altération des aquifères de socle au Sahel et dans d'autres régions semi-arides est composé d'un horizon fissuré ou fracturé recouvert par la saprolite argileuse (Dewandel et al., 2006; Lachassagne et al., 2014, 2021; Soro, 2017).

² Qui ne coulent qu'en réponse aux précipitations.

Les aquifères de la saprolite et de la couche fissurée/fracturée constituent un aquifère composite dont chaque horizon possède ses propriétés hydrodynamiques. En fonction de la lithologie de la roche mère, la porosité de drainage de la saprolite équivaut à 0,6 % dans certaines régions alors qu'elle peut atteindre 30% dans d'autres (Dewandel et al., 2012, 2017; Koïta et al., 2017). De même, le coefficient de stockage de l'horizon fissuré/fracturé varie d'une zone à une autre et les plages de 0,003-0,027 ont été trouvées par Dewandel et al. (2012, 2017) en Inde. Les mêmes auteurs indiquent que l'horizon fissuré/fracturé présente des conductivités hydrauliques K élevées par rapport à la saprolite. Les valeurs de K de l'horizon fissuré/fracturé peuvent atteindre 10^{-4} m/s alors que la saprolite affiche des valeurs maximales de K de 10^{-6} m/s.

Au vu de leur conceptualisation hydrogéologique, la saprolite argileuse qui joue le rôle de stockage, réalimente généralement l'aquifère fracturé/fissuré qui assure le rôle transmissif. Toutefois, la recharge à travers la saprolite dépend également de la présence ou non d'une couche sus-jacente de latérite. Composée d'une cuirasse latéritique et/ou d'argiles latéritiques, la latérite est généralement considérée comme une couche de faible perméabilité. Nonobstant cela, la cuirasse latéritique peut présenter des microfissures pouvant permettre l'infiltration de la pluie et des eaux de surface. Ainsi, la couche de latérite peut avoir une conductivité hydraulique variable allant de 10^{-7} à 4×10^{-3} m/s (Bonsor et al., 2014). Par conséquent, la manière la plus efficace de comprendre les processus actuels de recharge des aquifères de socle nécessite d'avoir au préalable une meilleure caractérisation hydrogéologique.

En mettant l'accent sur les régions sahéliennes, Abdou Babaye et al. (2019) ont indiqué que la recharge des eaux souterraines dans le bassin du fleuve Dargol au Niger se fait à la fois par une recharge diffuse et une recharge concentrée au niveau des eaux de surface. Selon ces auteurs, la recharge concentrée via les eaux de surface implique une infiltration rapide à travers les fractures majeures profondément ancrées aux réseaux de drainage de surface. La même observation avait été faite auparavant par Girard et al. (1997) dans le bassin de la rivière Kori, proche du bassin de la rivière Dargol. Néanmoins, Diop et Tijani (2008) ont montré que toutes les fractures ne sont pas connectées aux fractures majeures ou aux réseaux de drainage de surface. Ces fractures isolées sont réalimentées via la recharge diffuse à travers la saprolite. Abdou Babaye et al. (2019) ont découvert que la voie de recharge diffuse était lente dans le bassin de la rivière Dargol comparée à la recharge diffuse dans la saprolite du Mali et au Nigeria (Lapworth et al., 2013).

Par ailleurs, bien que la recharge concentrée ait été identifiée dans les régions sahéliennes, la relation hydraulique rivière-aquifère n'est pas évaluée. Pourtant, dans d'autres zones semi-arides du monde dont le domaine de socle de la Tanzanie et en Australie, des détails récents sur la connectivité hydraulique entre les rivières éphémères et les aquifères sous-jacents existent dans la littérature (Batlle-Aguilar et Cook, 2012; Batlle-Aguilar et al., 2015; Cuthbert et al., 2016; Seddon et al., 2021; Zarate et al., 2021). Entre autres, Zarate et al. (2021) ont indiqué, pour une rivière éphémère en Tanzanie, que les lits des cours d'eau disposant des sols argileux de faible conductivité hydraulique ($K = 10^{-10}$ m/s) favorisent des inondations au-dessus des berges lors des crues importantes. Ces inondations activent les voies préférentielles sur les berges et le dôme piézométrique peut se situer latéralement plutôt que directement sous le lit de la rivière (Seddon et al., 2021). Ces observations sont contraires à ce qui est généralement attendu lors de la recharge concentrée dans les lits des rivières éphémères, c'est à dire une formation du dôme piézométrique sous la rivière. Par conséquent, le manque de précision sur la relation hydraulique entre les rivières éphémères et les aquifères sous-jacents dans les régions sahéliennes pourrait conduire à l'utilisation des hypothèses difficiles à vérifier.

Au vu des différences existantes dans les modèles conceptuels des mécanismes de recharge des aquifères de socle au Sahel et leur inadéquation pour évaluer les interactions rivière-aquifère, la présente étude a été initiée dans la zone sahélienne du Burkina Faso. Bien que le pays soit constitué à plus de 80 % des aquifères de socle cristallin (Machard de Gramont et al., 2017), les processus de recharge de ces aquifères sont très peu étudiés, surtout dans la partie sahélienne. À cet effet, la zone d'étude choisie est le bassin versant de Tougou situé au Nord du Burkina Faso. Ce bassin est représentatif du climat sahélien et des aquifères de socle cristallin.

3. OBJECTIFS DE LA THESE ET STRUCTURE DU DOCUMENT

Globalement, cette thèse vise à améliorer l'état de connaissance sur les mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant à rivière éphémère de Tougou au Burkina Faso. Spécifiquement, il s'agit de :

1. Proposer un modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de Tougou ;
2. Caractériser la connexion hydraulique entre la rivière de Tougou et les aquifères sous-jacents ;
3. Caractériser les mécanismes de recharge dans le premier aquifère sous la surface du sol ;
4. Estimer la recharge des nappes d'eau souterraine de Tougou.

Pour atteindre ces objectifs, la présente étude s'est basée sur des investigations menées de 2016 à 2020 sur un transect piézométrique et un réseau de puits à grands diamètres, respectivement perpendiculaire et longitudinaux à la rivière. Les différentes techniques de caractérisation des processus de recharge des aquifères ont été combinées. Ainsi, les techniques adoptées comprennent la tomographie de résistivité électrique, l'analyse de lithologs issus de la foration et les essais de perméabilité à la surface du sol et dans le sous-sol. Les niveaux piézométriques ont été mesurés journalièrement de 2016 à 2020. Les niveaux des eaux de la rivière ont été également enregistrés à un pas de temps de cinq minutes de 2017 à 2018. Ceci a permis d'évaluer les interactions rivière-aquifère, les échanges verticaux inter-aquifères sous la rivière ainsi que les échanges latéraux (perpendiculairement et longitudinalement à la rivière) dans le premier aquifère sous le sol. Le traçage des eaux souterraines par la conductivité électrique et la température a été utilisé pour identifier les sources d'eau rechargeant l'aquifère peu profond. La majorité des investigations a été menée à l'échelle d'un transect piézométrique et seul le suivi des niveaux piézométriques a été réalisé au niveau des puits. À l'issue de l'analyse et de l'interprétation de toutes les données collectées, un modèle conceptuel de recharge des aquifères de Tougou a été développé. Sur la base de ce modèle, la méthode de quantification des taux de recharge des aquifères de Tougou a été choisie. Il s'agit de la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques. Les détails sur tout ce qui a été entrepris pour atteindre les objectifs visés sont exposés dans le présent document de thèse. Ce dernier est subdivisé en quatre chapitres structurés de la manière suivante :

- **Le premier chapitre (CHAPITRE 1)** fait un état de l'art sur les mécanismes de recharge des aquifères de socle en régions semi-arides. L'accent a été mis sur les zones à rivières éphémères.
- **Le deuxième chapitre (CHAPITRE 2)** englobe la présentation du bassin versant de Tougou. Il justifie le choix de ce bassin dans le cadre de cette étude et fournit les caractéristiques climatiques, socio-économiques, hydrogéologiques, etc. du bassin.
- **Le troisième chapitre (CHAPITRE 3)** concerne toutes les investigations faites dans le but de répondre aux trois premiers objectifs spécifiques. C'est donc dans ce chapitre que les processus de recharge des aquifères de Tougou ont été caractérisés.
- **Le quatrième chapitre (CHAPITRE 4)** contient toutes les informations quant à l'estimation des taux de recharge des aquifères de Tougou. Il englobe tout ce qui a été effectué depuis le choix des méthodes de quantification jusqu'à l'obtention des taux de recharge des aquifères de Tougou.

CHAPITRE 1 : ETAT DE CONNAISSANCE DES MECANISMES DE RECHARGE DES AQUIFERES DE SOCLE CRISTALLIN EN REGIONS SEMI- ARIDES

1.1. INTRODUCTION

Le chapitre 1 fait un état de l'art sur les mécanismes de recharge des aquifères de socle en régions semi-arides. Dans un premier temps, le chapitre fournit des informations sur la définition et la répartition des régions semi-arides dans le monde. L'importance des eaux souterraines dans ces régions est évoquée par la suite. Dans un deuxième temps, une description des aquifères de socle est faite. Cette description regroupe :

- La définition et la répartition des aquifères de socle dans le monde ;
- L'occurrence des eaux souterraines et la conceptualisation hydrogéologique des domaines de socle cristallin en régions semi-arides ;
- Les méthodes utilisées pour faire une caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle.

Dans la troisième partie, un état de l'art sur les modèles conceptuels de recharge des aquifères de socle en milieu semi-aride est effectué. La troisième partie expose également les méthodes utilisées pour déterminer et identifier les mécanismes de recharge dans un contexte de bassins versants à rivières éphémères. La majeure partie des travaux cités ont été conduits principalement en Afrique sub-saharienne, en Inde, en Chine, en Australie et aux États-Unis d'Amérique (USA). Enfin, les estimations de la recharge des aquifères (particulièrement les aquifères de socle) et les méthodes d'estimation utilisées sont évoquées pour des régions semi-arides d'ASS.

1.2. DEFINITION ET REPARTITION DES ZONES SEMI-ARIDES

Les régions semi-arides font partie des zones à climat sec (« drylands » en anglais) où les faibles précipitations et les fortes conditions d'évapotranspiration potentielle entraînent de graves déficits hydriques (Simmers, 2005). Selon l'Atlas mondial de la désertification proposée par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) (Middleton et Thomas, 1997), les zones à climat sec peuvent être subdivisées en quatre (4) catégories suivant le niveau d'aridité. Ce dernier est donné par le ratio de la précipitation annuelle moyenne P à l'évapotranspiration potentielle ETP moyenne annuelle (P/ETP). Le ratio P/ETP est connu sous le nom d'indice d'aridité (« Aridity Index AI » en anglais). Il est inférieur à 0,65 pour les zones sèches (Middleton et Thomas, 1997; Safriel et al., 2005 ; Feng et Fu, 2013 ; Huang et al., 2016).

Comme l'indique la **Figure 4 a**, des milieux subhumides, semi-arides, arides et hyperarides peuvent être identifiés en fonction du niveau croissant d'indice d'aridité (Middleton et Thomas, 1997 ; Huang et al., 2016). Ainsi, les zones semi-arides englobent des milieux où des précipitations annuelles représentent entre un cinquième et la moitié de l'évapotranspiration potentielle ($0,2 < P/ETP < 0,5$) (**Figure 4 a**). Une analyse statistique faite par Safriel et al. (2005) a montré que les régions semi-arides occupent environ 15,2 % de la surface terrestre et abritent près de 14,4 %³ de la population mondiale.

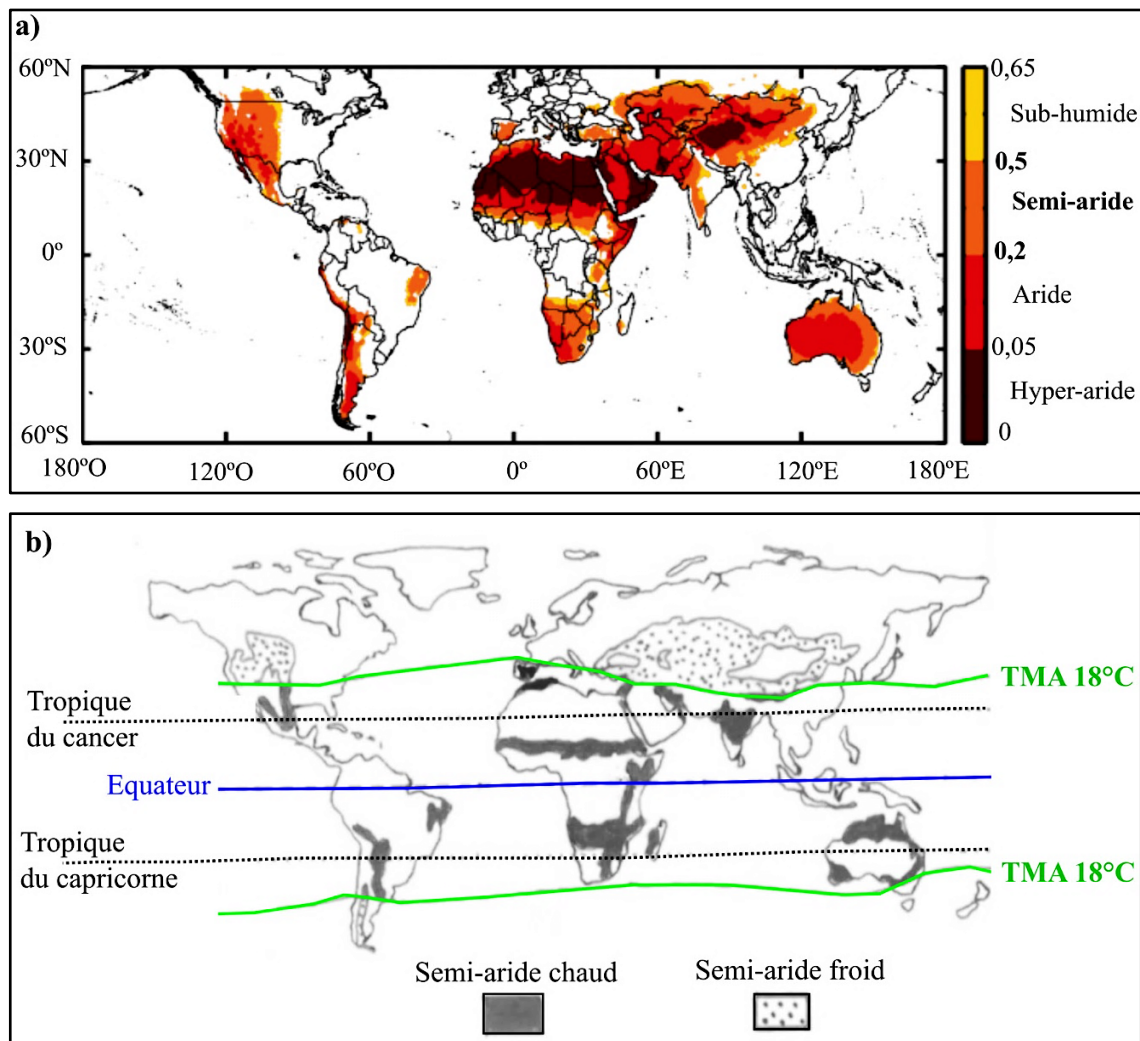


Figure 4 : a) la répartition mondiale des terres arides sur la période 1961-1990 en fonction de l'indice d'aridité, carte modifiée de Huang et al. (2016), b) la localisation des zones semi-arides en relation avec la Température Moyenne Annuelle TMA de l'air, carte modifiée de Scholes (2020).

³ Proportion de la population en 2000

Les zones semi-arides peuvent être distinguées en fonction de la Température Moyenne Annuelle TMA de l'air (Degenovine, 2011 ; Scholes, 2020). Ainsi, il existe des zones semi-arides froides (TMA < 18 °C) et des zones semi-arides chaudes (TMA > 18 °C) (**Figure 4 b**) (Scholes, 2020). Par ailleurs, le niveau de développement⁴ n'est pas le même dans les régions semi-arides à travers le monde. Certaines régions semi-arides à savoir le sud-ouest des États-Unis d'Amérique, la périphérie du désert australien et quelques parties des plaines occidentales du Canada sont développées⁵ (Safriel et al., 2005). Tandis que d'autres régions semi-arides comme les pays de l'Afrique, le nord-est du Brésil, le plateau central du Mexique, certaines parties de l'Argentine, du Chili et de l'Uruguay, l'Inde centrale et du sud, l'ouest de la Chine et le nord de la Mongolie sont en voie de développement⁶ (Safriel et al., 2005). Cependant, il a été montré que les changements climatiques affectent l'indice d'aridité (P/ETP), ce qui induit l'augmentation de l'étendue des zones semi-arides occupées par les pays en voie de développement (**Figure 5**) (Feng et Fu, 2013 ; Huang et al., 2016, 2017).

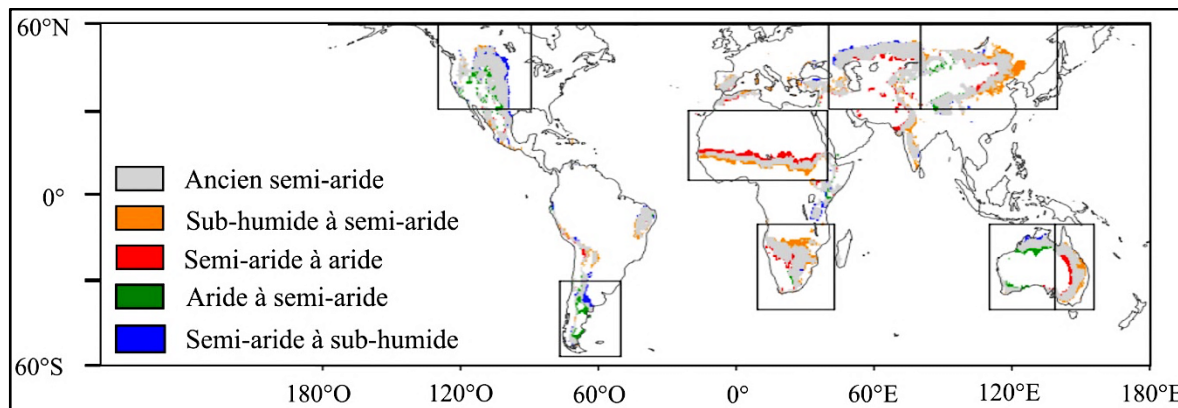


Figure 5 : la répartition des régions semi-arides et leurs transitions vers d'autres classifications climatiques de 1990 à 2004 par rapport à 1948 à 1962, carte modifiée de Huang et al. (2016).

⁴ Établi sur la base de l'Indice de Développement Humain (IDH) créée par le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD). Selon le rapport sur le développement humain publié par PNUD en 2022, l'IDH est un indice composé regroupant trois dimensions dont la santé et la longévité, l'accès à l'éducation et le niveau de vie décent. Le développement humain est caractérisé de : "très élevé" si l'IDH équivaut à 0,8 ou plus, "élevé" si l'IDH figure entre 0,7 et 0,799, "moyen" lorsque l'IDH varie entre 0,550 à 0,699 et "faible" si l'IDH est moins de 0,550.

⁵ Appartenant au groupe dont l'IDH est très élevé.

⁶ Englobant les régions/pays dont l'IDH est élevé, moyen, et faible.

En effet, la superficie des régions semi-arides de 1990 à 2004 a globalement augmenté de 7 % comparée à celle de 1948 à 1962 (Huang et al., 2016, 2017). Cette expansion se situe à 25 % sur le continent américain et 75 % à l'est de l'Asie et de l'Australie ainsi qu'au nord et au sud de l'Afrique. Les régions semi-arides nouvellement formées à travers le continent américain, sont issues des régions arides, dans lesquelles le climat est devenu humide (Feng et Fu, 2013 ; Huang et al., 2016). Alors qu'à l'est de l'Asie et de l'Australie ainsi qu'au nord et au sud de l'Afrique, les régions semi-arides ont remplacé les régions subhumides, dans lesquelles le climat est devenu plus sec (Feng et Fu, 2013 ; Huang et al., 2016).

1.3. IMPORTANCE DES EAUX SOUTERRAINES EN REGIONS SEMI-ARIDES

Les régions semi-arides sont intrinsèquement sujettes à la pénurie d'eau de surface étant donné que l'évapotranspiration potentielle dépasse les précipitations (Wheater et al., 2010). La plupart des rivières dans ces zones n'ont pas un débit permanent et ne coulent qu'en réponse aux événements pluvieux (Magand et al., 2020). Par conséquent, la majorité de la population s'approvisionne à partir des réserves en eau souterraine, naturellement protégées contre la sécheresse et la pollution (Wheater et al., 2010 ; MacDonald et al., 2012 ; Gaye et Tindimugaya, 2019 ; Xu et al., 2019 ; Xu et Beekman, 2019). Comme dans d'autres endroits au monde, l'exploitation des eaux souterraines dans les régions semi-arides se fait à l'aide des puits et/ou des forages. Les principaux secteurs qui utilisent les eaux souterraines dans ces contextes regroupent les secteurs domestiques, industriels et agricoles (à travers l'irrigation) (Margat, 2008).

Dans la plupart des régions semi-arides d'Afrique sub-saharienne, l'eau souterraine est beaucoup plus utilisée à des fins domestiques (Pavelic et al., 2012). Mis à part certains pays comme l'Afrique du Sud, le Nigeria et le Zimbabwe, les proportions relatives d'eau souterraine utilisée à des fins industrielles et agricoles sont minimales (Margat, 1991, 2008 ; Pavelic et al., 2012). Généralement, en Afrique sub-saharienne, l'irrigation sur de grandes étendues se fait à base des eaux de surface et celle à base d'eau souterraine est pratiquée sur de petites étendues avec peu ou pas de soutien des institutions gouvernementales (Margat, 1991, 2008 ; Pavelic et al., 2012). Toutefois, l'accès à l'eau potable n'est pas non plus satisfaisant dans certaines régions semi-arides d'Afrique sub-saharienne comme le Mali, le Burkina Faso, le Niger, la Tanzanie, l'Ouganda, etc. (MacDonald et al., 2012, 2021 ; Gaye et Tindimugaya, 2019 ; Xu et al., 2019 ; Xu et Beekman, 2019).

Pourtant, les chercheurs indiquent que les zones semi-arides d'Afrique sub-saharienne regorgent d'importantes réserves d'eau souterraine pouvant être exploitées pour satisfaire des besoins industriels, agricoles et domestiques (MacDonald et Davies, 2000 ; MacDonald et al., 2012, 2021). De ce fait, il est prévu d'augmenter l'utilisation des eaux souterraines dans ces contextes d'ici 2030, en vue d'atteindre les Objectifs du Développement Durable, à savoir l'objectif 2 sur la sécurité alimentaire et l'objectif 6 sur l'accès à l'eau potable (Gaye et Tindimugaya, 2019 ; Cobbing, 2020 ; MacDonald et al., 2021). Il faudra s'assurer que les nappes d'eau souterraine en régions semi-arides d'ASS ne soient pas surexploitées. Tel est le cas dans certaines régions semi-arides de la Chine et d'Inde (Margat, 1991, 2008 ; Wang et al., 2009, 2017 ; Chindarkar et Grafton, 2019 ; Saha et al., 2020). Couplée aux revenus pétroliers, la population croissante en Inde et en Chine a favorisé les fortes exploitations des eaux souterraines pour l'irrigation et l'industrie.

En conséquence, l'Inde et la Chine occupent respectivement la première et la troisième place parmi les dix (10) plus gros préleveurs des eaux souterraines au monde (Margat, 1991, 2008). C'est pourquoi dans plus de 400 régions y compris les zones semi-arides en Chine, les prélèvements en eau souterraine dépassent actuellement la capacité de renouvellement (Wang et al., 2017). Par exemple, les nappes d'eau souterraine dans les régions semi-arides au nord de la Chine ont chuté en moyenne de 1,25 m par an de 1995 à 2009 (Huang et Pang, 2013). Pour la région semi-aride située au sud de l'Inde, les niveaux piézométriques ont baissé en moyenne de 0,7 m par an sur la période allant de 1990 à 2012 (Sishodia et al., 2016). Il faut noter que la surexploitation des eaux souterraines dans les régions semi-arides d'Inde et de la Chine est actuellement contrecarrée à travers une politique basée sur la gestion de la recharge des aquifères ou « Management of Aquifer Recharge : MAR en anglais » (Dillon, 2005 ; Sheng et Zhao, 2015 ; Jakeman et al., 2016 ; Yuan et al., 2016 ; Dillon et al., 2019). Cette politique existe depuis 1960 et consiste à recharger intentionnellement les nappes d'eau souterraine à travers la construction des barrages, des bassins de rétention, etc. (Dillon, 2005 ; Yuan et al., 2016 ; Dillon et al., 2019). Toutefois, la mise en place des techniques de MAR est généralement coûteuse (Ross et Hasnain, 2018). Ceci pourrait compromettre l'adoption de ces techniques en régions semi-arides d'ASS où les moyens financiers sont généralement limités (Ross et Hasnain, 2018). D'où l'intérêt de miser sur une gestion des eaux souterraines basée sur l'adaptation du prélèvement à la disponibilité des ressources en eau souterraine en régions semi-arides d'ASS (Jakeman et al., 2016). En outre, il est impératif d'avoir les estimations fiables de taux de recharge en régions semi-arides d'ASS.

1.4. DESCRIPTION DES AQUIFERES DE SOCLE CRISTALLIN

1.4.1. Occurrence

Les aquifères de socle cristallin englobent une grande variété des aquifères de roches plutoniques et métamorphiques (Gustafson et Krásný, 1994; Allaby, 2013; Lachassagne et al., 2021). Les domaines de socle cristallin forment un grand groupe des aquifères de roches dures altérées, appelés : « weathered hard rock aquifers » en anglais. Le granite, le gneiss, le schiste, le gabbro, les micaschistes et la phyllite sont des exemples de roches dures les plus courantes (Singhal et Gupta, 2010). Globalement, les domaines de socle cristallin et les aquifères associés s’observent sur tous les continents, en zones humides ou sèches et s’étendent environ sur 20 % de la surface terrestre continentale, soit 30 millions de km² (Krasny et Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Singhal et Gupta, 2010). Ces domaines forment d’importants boucliers d’âge précambrien⁷ dans différentes parties du monde, principalement en Afrique, au Canada, dans les pays scandinaves, au nord-est des États-Unis d’Amérique, en Inde, au Sri Lanka, en Chine, en Australie et en Russie (**Figure 6**) (Krasny et Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Singhal et Gupta, 2010).

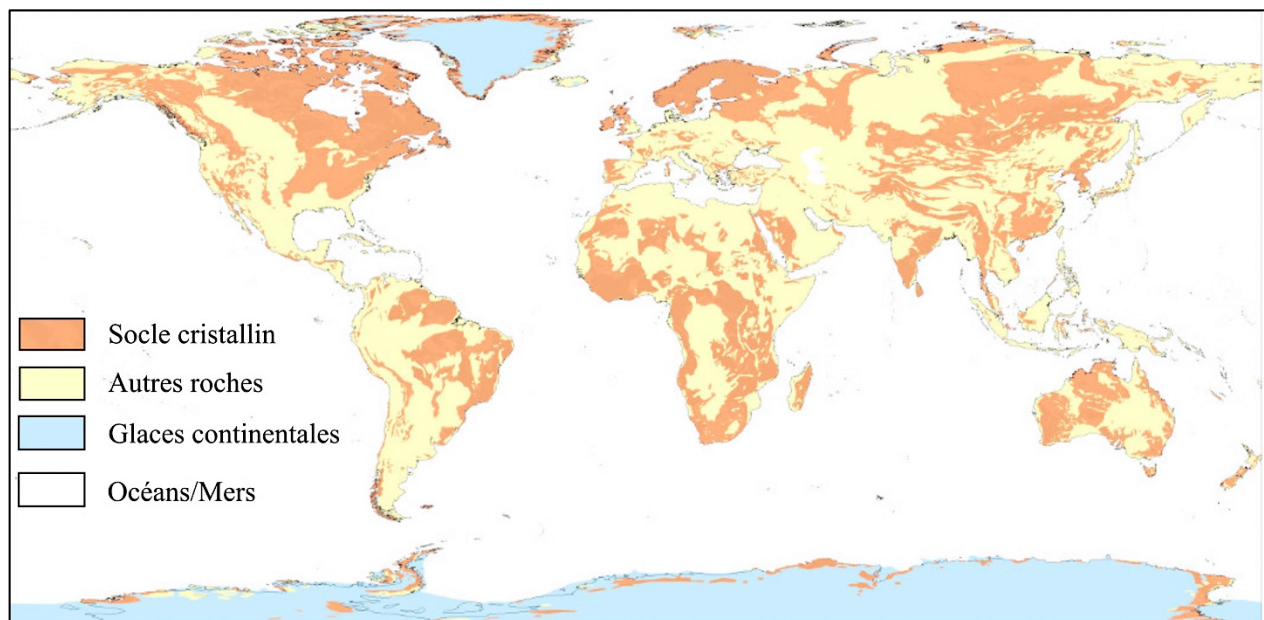


Figure 6 : la localisation des domaines de socle cristallin dans les différentes régions du monde, tiré de Lachassagne et al. (2019).

⁷ Comprend plusieurs ères qui remontent au-delà de 542 millions d'années.

En Afrique sub-saharienne, les domaines de socle cristallin occupent 40 % de la superficie totale (MacDonald et Davies, 2000). Ils se rencontrent principalement (**Figure 6**) :

- En Afrique de l'Ouest où ils dominent en Guinée, au Sierra Leone, au Liberia, en Côte d'Ivoire, au Burkina Faso, etc. ;
- Le long de la côte Atlantique : Angola, Gabon, Guinée Équatoriale, etc. ;
- Dans la partie nord de l'Afrique du Sud, au nord de la Mauritanie et à Madagascar ;
- En Afrique de l'Est : Zimbabwe, nord-est de la Zambie, Tanzanie, Ouganda, etc.

1.4.2. Caractérisation/développement du modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle cristallin

a. Définitions de base

D'une part, développer un modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle cristallin consiste à faire une caractérisation des fractures, à identifier l'étendue (verticale et horizontale) et l'agencement des couches géologiques (Maliva, 2016 ; Muchingami et al., 2019). D'autre part, il s'agit de déterminer les propriétés hydrodynamiques permettant d'évaluer la capacité des aquifères à transmettre et à stocker l'eau. Ces propriétés englobent la conductivité hydraulique K [LT^{-1}], la transmissivité T [L^2T^{-1}], le coefficient d'emmagasinement S (adimensionnel), le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s [L^{-1}], la diffusivité hydraulique D [L^2T^{-1}] et la porosité n (adimensionnel). La conductivité hydraulique K désigne l'aptitude d'un milieu à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de charge hydraulique. La conductivité hydraulique dépend à la fois des propriétés du milieu où l'écoulement a lieu, des propriétés de l'eau et du degré de saturation du milieu.

La transmissivité est le produit entre la conductivité hydraulique et l'épaisseur saturée de l'aquifère. Elle correspond donc au débit d'eau s'écoulant à travers une largeur unitaire d'un aquifère sous l'effet d'un gradient hydraulique unitaire. Quant au coefficient d'emmagasinement, il désigne le volume d'eau libérée ou stockée par une unité de surface de l'aquifère à la variation de charge hydraulique unitaire correspondante. Le volume d'eau libérée ou emmagasinée par unité de volume d'un matériau pour une variation unitaire de charge hydraulique correspond au coefficient d'emmagasinement spécifique. La connaissance de la transmissivité/la conductivité hydraulique et de l'emmagasinement d'un aquifère permet d'obtenir la diffusivité hydraulique de l'aquifère.

La diffusivité hydraulique de l'aquifère régit la propagation d'influence, c'est-à-dire la transmission d'une différence de niveau ou de pression dans l'aquifère. Elle est le quotient de la transmissivité par le coefficient d'emménagement ou le quotient de la conductivité hydraulique par le coefficient d'emménagement spécifique. Par définition, le coefficient d'emménagement est utilisé pour les nappes captives/semi-captives, ayant une charge hydraulique supérieure à la cote de leur toit. En effet, ce coefficient dépend entièrement de la compressibilité de l'aquifère et de l'eau. Il s'agit donc du volume d'eau expulsée par décompression de l'aquifère (semi-) captif contenant de l'eau comprimée à une pression supérieure à la pression atmosphérique. En nappe libre, les effets de compressibilité de l'aquifère et de l'eau sont généralement négligeables. L'eau est libérée par l'action des forces de gravité (drainage). Le coefficient d'emménagement est donc égal à la porosité efficace : « specific yield S_y » en anglais. Cette porosité est la quantité d'eau qui s'écoule par gravité par opposition à la capacité de rétention C_r : « specific retention (S_r) » en anglais qui indique l'eau retenue dans l'aquifère. Représentant le volume total des vides dans les roches, la porosité totale indique donc la somme de ces deux composantes : la porosité efficace et la capacité de rétention. La notion de porosité efficace est très utilisée en nappes libres afin d'estimer leur taux de recharge (Cuthbert, 2014; Cuthbert et al., 2016, 2019 ; Koïta et al., 2017). Ceci représente l'une des raisons pour lesquelles la détermination des propriétés hydrodynamiques est nécessaire pour les études visant l'estimation des taux de recharge des nappes libres (Rushton, 2003).

b. Modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle cristallin

Les nappes d'eau souterraine des aquifères de socle cristallin constituent la seule source d'eau pérenne dans de nombreuses régions dans le monde, surtout les régions semi-arides (Gustafson et Krásný, 1994 ; Guihéneuf et al., 2014). Ces aquifères possèdent une porosité primaire insignifiante et une conductivité hydraulique K très faible (en dessous de 10^{-8} m/s) pour l'extraction de l'eau souterraine (Lachassagne et al., 2021). L'accumulation et la circulation des eaux souterraines dans les domaines de socle cristallin proviennent d'une porosité secondaire due à l'altération et à la fracturation (Jones, 1985 ; Acworth, 1987 ; Chilton et Foster, 1995 ; Maréchal et al., 2004 ; Dewandel et al., 2006 ; Lachassagne et al., 2011, 2014, 2021). D'une part, l'altération permet aux domaines de socle de se désagréger physiquement ou de se décomposer chimiquement pour former des matériaux non indurés (Larsson, 1984).

Composés principalement d'argile, les matériaux non indurés sont susceptibles de former un réservoir à porosité d'interstice (Chamley, 1989 ; Velde et Meunier, 2008). Lorsque ce réservoir est suffisamment perméable pour stocker de l'eau et la transmettre aux puits/forages, il constitue un aquifère non consolidé qui est généralement continu (Larsson, 1984 ; Jones, 1985 ; Singhal et Gupta, 1999 ; Lachassagne et al., 2014, 2021). D'autre part, la porosité des aquifères de socle cristallin peut provenir de la fracturation. Dès lors, les aquifères de socle font partie de la grande famille des aquifères à porosité de fractures : « fractured rock aquifers en anglais » (Krasny et Sharp, 2007). Plusieurs études récentes en régions semi-arides ont montré que les fractures dans les domaines de socle résultent de l'altération (Maréchal et al., 2004, 2006 ; Dewandel et al., 2006, 2010, 2012, 2017 ; Lachassagne et al., 2011, 2014 ; Chirindja et al., 2017 ; Vassolo et al., 2019). Les discussions et les détails sur la pertinence et l'implication des processus d'altération dans le phénomène de fracturation des domaines de socle peuvent être trouvés dans les publications de Lachassagne et al. (2011, 2014, 2021). Ces auteurs démontrent que durant l'altération, les réactions chimiques provoquent le gonflement de certains minéraux composant les roches dures (la biotite et l'olivine par exemple). Ce changement de volume augmente les contraintes qui induisent la fissuration ou la fracturation. Les fractures ou les fissures favorisent à leur tour le transport et l'exportation des produits chimiques à travers la roche, accélérant ainsi l'altération. Par conséquent, l'horizon fissuré appartient au profil d'altération, tout comme la couche non consolidée (altérée) (Lachassagne et al., 2021).

En se basant sur les résultats de différentes études (Chilton et Foster, 1995 ; Singhal et Gupta, 1999 ; Maréchal et al., 2004 ; Dewandel et al., 2006 ; Lachassagne et al., 2014 ; Oladunjoye et al., 2019 ; Vassolo et al., 2019), le profil d'altération des aquifères de socle cristallin dans les régions semi-arides est composé du haut vers le bas par (**Figure 7**) :

- 1. La latérite** composée de la cuirasse latéritique (ferrallitique ou bauxitique) et/ou de l'argile latéritique. Cette couche peut être couverte des sols résiduels (superficiels) à textures variées (Savadogo, 1984). La latérite est généralement considérée comme une couche de faible perméabilité, avec une porosité qui augmente lorsque la teneur en argile latéritique est forte (Salako et Adepelumi, 2016). Dans certains cas, la cuirasse latéritique peut présenter des micro-fractures (quelques centimètres de largeur) pouvant favoriser l'infiltration et donner naissance à de petits aquifères perchés (Savadogo, 1984 ; Ruprecht et Schofield, 1993 ; Lachassagne et al., 2014).

La couche de la latérite possède des valeurs de conductivité hydraulique K très variables pouvant aller de 10^{-7} m/s à 4×10^{-3} m/s (Bonsor et al., 2014). Ces larges gammes de K de la latérite soulignent son hétérogénéité d'où l'intérêt d'identifier sa présence lors des études de recharge des aquifères (Ruprecht et Schofield, 1993 ; Cuthbert et Tindimugaya, 2010; Bonsor et al., 2014) ;

2. **La saprolite, régalithe ou l'altérite** représentant un matériau riche en argile provenant de la décomposition *in situ* prolongée de la roche mère. Elle est subdivisée en deux sous-couches à savoir les allotérites et les isaltérites. Les allotérites se trouvent au-dessus des isaltérites et représentent l'horizon à dominance argileuse, au sein duquel la structure originelle de la roche initiale n'est plus visible. Quant aux isaltérites, elles matérialisent une couche ayant conservé la structure originelle de la roche. La teneur en argile et l'épaisseur de la couche de la saprolite varient donc d'une région à l'autre en fonction de la nature de la roche (Chamley, 1989 ; Gupta et Seshagiri Rao, 1998 ; Singhal et Gupta, 1999 ; Velde et Meunier, 2008 ; Parsons et Abrahams, 2009). De même, les propriétés hydrauliques de l'aquifère de la saprolite diffèrent d'un endroit à un autre (Singhal et Gupta, 1999). Les études conduites dans les domaines de socle (granite) en Inde et en Afrique ont fourni une moyenne géométrique de la conductivité hydraulique K de 2×10^{-6} m/s (comprise entre 10^{-7} et 5×10^{-6} m/s) (Lachassagne et al., 2021). La couche de la saprolite issue du granite montre des porosités allant de 0,05 à 0,3 (Lachassagne et al., 2021) ;
3. **L'horizon fracturé ou fissuré** se caractérisant par une fracturation dense dans ses premiers mètres. La densité des fractures décroît avec la profondeur. Subséquemment, la connectivité des fractures et la perméabilité de l'horizon fissuré décroissent vers le bas. Les propriétés hydrodynamiques de l'horizon fissuré sont décrites en détails dans divers articles (Dewandel et al., 2012, 2017 ; Lachassagne et al., 2021). Comparée à la saprolite, l'horizon fissuré ou fracturé possède des conductivités hydrauliques K élevées et des coefficients d'emmagasinement S faibles. La conductivité hydraulique de l'horizon fissuré/fracturé peut atteindre 10^{-4} m/s (10^{-6} m/s $\leq K \leq 10^{-4}$ m/s) et les coefficients d'emmagasinement varient entre 0,003 et 0,027.
4. **Le substratum ou la roche saine** considéré comme imperméable avec un emmagasinement négligeable. La roche saine peut être localement perméable lorsque les fractures sont très profondes.

Il conviendrait de souligner que même si la latérite peut former un aquifère perché, celui-ci est d'une exploitabilité limitée, car il s'assèche généralement durant la saison non pluvieuse (Bonsor et al., 2014). Le captage des nappes d'eau souterraine en région de socle sous climat semi-aride se fait principalement au niveau de la saprolite et de l'horizon fissuré ou fracturé (Maréchal et al., 2004 ; Pavelic et al., 2012). Ces deux couches forment un aquifère composite compte tenu de leurs propriétés hydrodynamiques spécifiques (Koïta et al., 2017 ; Lachassagne et al., 2021). De par sa faible conductivité hydraulique et sa forte porosité, l'aquifère de la saprolite argileuse assure la fonction capacitive. Elle permet de stocker de l'eau et de recharger par drainance l'aquifère fracturé sous-jacent (Koïta et al., 2017; Vassolo et al., 2019; van Foppen et al., 2020; Aoulou et al., 2021; Lachassagne et al., 2021). Ce dernier joue un rôle transmissif et représente la partie la plus productive des aquifères de socle (productivités des forages : 1,5 - 45 m³/h) (Maréchal et al., 2004; Dewandel et al., 2012; Aoulou et al., 2021; Lachassagne et al., 2021).

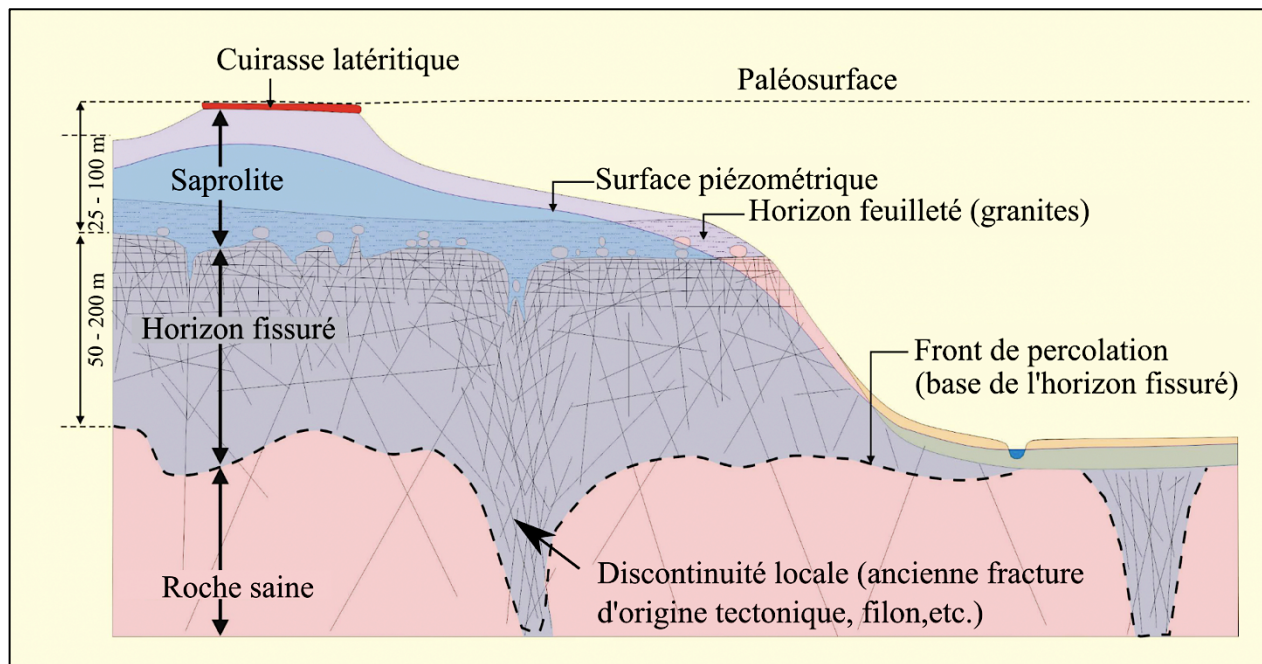


Figure 7 : le modèle conceptuel géologique des aquifères de socle, modifié d'après Wyns et al. (2004).

La présence d'une zone fracturée ne suffit pas cependant pour qu'un forage soit très productif. Il faut que les fractures soient suffisamment ouvertes, denses, interconnectées et non colmatées (Krasny et Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Sharp, 2014 ; Ojha et al., 2017 ; Troeger et Chambel, 2021).

De plus, la recharge doit être suffisante à l'endroit où le forage a été implanté (Krasny et Sharp, 2007 ; Sharp, 2014 ; Ojha et al., 2017 ; Troeger et Chambel, 2021). D'où l'intérêt de mener des travaux conjoints de caractérisation hydrogéologique et de mécanismes de recharge des aquifères de socle en régions semi-arides (Abiye et al., 2020). Spécialement, une caractérisation hydrogéologique plus détaillée est nécessaire dans des roches métamorphiques comme le schiste qui sont moins étudiées en comparaison au granite (Lachassagne et al., 2021). En effet, hormis le fait que les fractures soient de nature discontinue, les propriétés hydrodynamiques varient significativement au sein d'un site et d'une couche à l'autre, ce qui reflète l'hétérogénéité hydraulique des aquifères de socle (Koïta et al., 2017 ; Mizan et al., 2019).

c. Méthodes couramment employées pour caractériser la géologie des aquifères de socle

En région de socle, la détermination des propriétés hydrodynamiques se fait après la caractérisation des fractures et l'identification de l'étendue (verticale et horizontale) et l'agencement des couches géologiques. Les thématiques les plus émergentes visent la caractérisation des fractures (orientation, nature, ouverture, interconnexion, etc.), constituant un aspect fondamental pour l'implantation des forages (Feuga et Vaubourg, 1980 ; Singhal et Gupta, 2010 ; Chambel, 2014 ; Nakolendousse et al., 2017 ; Lachassagne et al., 2021 ; Pires et al., 2021). La caractérisation des fractures se fait à travers les méthodes pluridisciplinaires associant la photo-interprétation et les investigations sur le terrain (Singhal et Gupta, 2010 ; Chandra, 2016 ; Muchingami et al., 2019 ; Lachassagne et al., 2021). Elle permet également de recueillir des informations sur l'étendue (verticale et horizontale) et l'agencement des couches géologiques (Singhal et Gupta, 2010 ; Chandra, 2016). La photo-interprétation réside dans l'identification, à travers des cartes photo-interprétatives, des structures rectilignes ou curvilignes appelées linéaments (Feuga et Vaubourg, 1980 ; Cook, 2003 ; Meijerink, 2007 ; Singhal et Gupta, 2010). Ces structures traduisent toute discontinuité naturelle en lien avec la géomorphologie, l'hydrographie, la végétation ou la rétention hydrique des sols (Feuga et Vaubourg, 1980 ; Mahmood, 1996 ; Meijerink, 2007 ; Poehls et Smith, 2009). L'établissement des cartes photo-interprétatives se fait à travers la télédétection par imagerie satellitaire ou par photographie aérienne (Singhal et Gupta, 2010 ; Nakolendousse et al., 2017 ; Mingalev et al., 2020).

Etant donné que les linéaments peuvent symboliser d'autres structures que les fractures, les cartes photo-interprétatives sont utilisées comme support de base pour l'interprétation structurale et hydrogéologique (Cook, 2003; Singhal et Gupta, 2010 ; Hamimi et al., 2021). Ainsi, les investigations sur le terrain sont menées en complément pour valider l'existence des grandes fractures repérées par photo-interprétation (Meijerink, 2007). Ces investigations se font principalement à travers les méthodes géophysiques (Nakolendousse et al., 2017 ; AL Deep et al., 2021 ; Gouet et al., 2021). Les méthodes géophysiques fournissent les caractéristiques physiques d'une masse rocheuse permettant de comprendre sa géométrie et sa structure (Kirsch, 2006 ; Reynolds, 2011 ; Chandra, 2016 ; Singha, 2017). Elles peuvent se faire à la surface du sol tout comme dans le souterrain (Krishnamurthy et al., 2003 ; Chandra, 2016). Les détails sur les méthodes géophysiques généralement utilisées pour caractériser les aquifères de socle peuvent être trouvés dans les publications de Kirsch (2006), Reynolds, (2011) et Chandra (2016). Parmi ces méthodes, les techniques les plus appliquées à la surface sont les méthodes géo-électriques impliquant la tomographie de résistivité électrique [Electrical Resistivity Tomography (ERT) en anglais] en deux dimensions, le trainé électrique en une dimension, le sondage électrique en une dimension, etc. (Cuthbert et al., 2009; Alle et al., 2018; Zarate et al., 2021).

En Afrique de l'Ouest, le trainé électrique et le sondage électrique représentent deux méthodes qui sont conjointement utilisées pour implanter les forages dans les domaines de socle. Cependant, Alle et al. (2018) ont démontré que l'utilisation de ces deux méthodes peut induire en erreur. D'une part, le trainé électrique ne permet pas souvent de faire une distinction entre les anomalies représentant les cibles hydrogéologiques (fractures subverticales) et celles liées aux horizons argileux de la saprolite. D'autre part, le sondage électrique ne fournit pas correctement la géométrie du milieu, car elle sous-estime l'épaisseur de la zone altérée de la saprolite. Pour pallier les limites du trainé électrique et du sondage électrique, la tomographie de résistivité électrique devrait être utilisée, car elle indique correctement la géométrie des zones argileuses de la saprolite en deux dimensions (Alle et al., 2018). Ceci pourrait améliorer de 5 % le taux de réussite des forages en Afrique de l'Ouest (Alle et al., 2018). Toutefois, la tomographie de résistivité électrique ne permet pas d'identifier les fractures subverticales profondes situées sous une couche altérée épaisse (Soro et al., 2017; Alle et al., 2018). Ceci implique que d'autres méthodes complémentaires comme la Résonance Magnétique de Proton (RMP) sont nécessaires en vue d'améliorer la compréhension des aquifères de socle en Afrique de l'Ouest.

Cependant, toutes les méthodes géophysiques appliquées à la surface sont moins coûteuses, mais génèrent des modèles quantitatifs de subsurface dont plus d'une interprétation est possible (Chandra, 2016). D'où l'intérêt de les associer d'une part avec celles appliquées dans le souterrain (diagraphie électrique par exemple) à l'échelle des forages exploratoires (Soro, 2017). D'autre part, la lithologie des forages doit être analysée en vue de valider des modèles quantitatifs de subsurface issus des investigations géophysiques de surface (Chandra, 2016 ; Nakolendousse et al., 2017 ; Soro, 2017 ; Zarate et al., 2021). Quoique la réalisation des forages en milieu de socle sous climat semi-aride d'ASS est coûteux, ce qui ne permet pas d'avoir une couverture spatiale suffisante pour une caractérisation hydrogéologique efficace. Pour certains pays d'Afrique de l'Ouest comme le Burkina Faso, les données disponibles sur la lithologie des forages en milieu de socle peuvent être trouvées dans diverses publications (Courtois et al., 2010; Aoulou et al., 2021).

d. Techniques utilisées pour déterminer les propriétés hydrodynamiques des aquifères de roches altérées

Les propriétés hydrodynamiques des aquifères de roches altérées sont généralement déterminées soit en testant l'aquifère directement sur le terrain, en utilisant la modélisation numérique ou à l'aide de la fluctuation des niveaux piézométriques (Maréchal et al., 2006 ; Singhal, 2008; Lachassagne et al., 2021). A ces techniques s'ajoutent les méthodes géophysiques (la résonance magnétique par exemple) qui ont également connu un succès dans certaines régions reposant sur le socle (Vouillamoz et al., 2005 ; Hasan et al., 2021). Les méthodes les plus utilisées sont celles qui permettent de tester l'aquifère directement sur le terrain, car elles aboutissent à des valeurs de transmissivité et du coefficient d'emménagement des aquifères de roches altérées (Singhal et Gupta, 1999; Krešić, 2007 ; Maliva, 2016). Elles comportent le choc hydraulique, les essais de pompage en un seul puits (courte durée) et les essais de pompages à puits multiples (longue durée). Le choc hydraulique permet de faire une investigation à une distance inférieure à 10 m (Maliva, 2016). Par contre, les essais de pompage de courte durée et les essais de pompage de longue durée permettent d'investiguer des distances pouvant aller au-delà de 10 m (Maliva, 2016). Pour plus de détails sur le choc hydraulique, les essais de pompage (en un seul puits et à puits multiples) peuvent être trouvés dans le livre de (Maliva, 2016) et tant d'autres ouvrages (Krešić, 2007 ; Singhal, 2008).

1.5. CONCEPTUALISATION DES MECANISMES DE RECHARGE NATURELLE DES AQUIFERES DE SOCLE EN REGION SEMI-ARIDE

1.5.1. Terminologie de la recharge naturelle en régions semi-arides

La recharge naturelle des aquifères désigne un flux d'eau descendant qui rejoint la nappe, constituant ainsi un apport additionnel à sa réserve (Rushton et Ward, 1979 ; Lerner et al., 1990 ; de Vries et Simmers, 2002 ; Healy et Scanlon, 2010). Cette recharge est estimée comme étant réelle lorsque l'eau atteint la nappe, ou potentielle pour définir une quantité d'eau infiltrée à la surface du sol (Rushton, 1988 ; Lerner et al., 1990 ; Healy et Scanlon, 2010). La recharge potentielle peut donc atteindre ou non la nappe phréatique (Rushton, 1988 ; de Vries et Simmers, 2002). Le drainage profond est utilisé pour représenter la quantité d'eau qui échappe à la reprise évapotranspiratoire et percole sous la zone racinaire. Les zones où la recharge naturelle a lieu représentent des milieux qui apportent naturellement de l'eau à un aquifère. Toutefois, la définition de la recharge naturelle donnée ci-haut exclut les échanges ayant lieu entre les aquifères, soit les flux inter-aquifères (Healy et Scanlon, 2010). Ces échanges sont caractérisés de latéraux lorsqu'il y a présence d'écoulements horizontaux ou de verticaux, quand il s'agit des écoulements verticaux (Kalbus et al., 2006 ; Sophocleous, 2009 ; Healy et Scanlon, 2010). Le terme drainance est également utilisé pour caractériser les écoulements verticaux de l'aquifère libre de la saprolite vers l'aquifère (semi-) captif de l'horizon fracturé (Taylor et Howard, 1996; Vassolo et al., 2019; van Foppen et al., 2020).

Sur la base de l'échelle temporelle, la recharge naturelle en région de socle sous climat semi-aride peut être saisonnière, (inter-) annuelle et/ou épisodique (Balek, 1988 ; Wyk, 2010 ; Cuthbert et al., 2019 ; Xu et Beekman, 2019). La recharge est dite saisonnière lorsque la hausse et la baisse des niveaux piézométriques coïncident respectivement avec la saison pluvieuse et la saison sèche (Machiwal et al., 2017 ; Faye et al., 2019). Elle est (inter-) annuelle lorsqu'elle varie d'une année à une autre en fonction de la variabilité pluviométrique et de l'hydrogéologie (Balek, 1988 ; Cuthbert et al., 2019 ; Xu et Beekman, 2019). La recharge épisodique se produit lors que des événements épisodiques de fortes précipitations (pouvant atteindre 200 mm en quelques heures) surviennent (Wyk, 2010 ; Wyk et al., 2011). Les fractures se trouvant de la surface du sol jusqu'en profondeur représentent des voies préférentielles pour ce type de recharge (Wyk, 2010).

1.5.2. Sources et voies de recharge en régions de socle sous climat-semi-aride

Les sources de la recharge naturelle des aquifères incluent les précipitations et les eaux de surface pérennes et éphémères (mares et rivières). L'identification des sources d'eau rechargeant la nappe et des zones de décharge permet de constituer le sens de l'écoulement des eaux souterraines. Ceci est primordial pour établir un modèle conceptuel de recharge. Les études réalisées dans les domaines de socle ou d'autres environnements géologiques en milieu semi-aride indiquent que les aquifères sont réalimentés d'une part à travers les voies de **recharge diffuse**, résultant de l'infiltration de la pluie sans la participation du ruissellement (**Figure 8**) (Cuthbert et al., 2016, 2019 ; Abdou Babaye et al., 2019; Goni et al., 2021 ; Zarate et al., 2021). D'autre part, la réalimentation des aquifères en région semi-aride peut se faire via les voies de **recharge concentrée** qui ne se produisent qu'après la génération et la concentration du ruissellement des eaux de surface (**Figure 8**) (Cuthbert et al., 2016, 2019 ; Abdou Babaye et al., 2019 ; Zarate et al., 2021).

A l'échelle d'un bassin hydrologique, l'occurrence de la recharge diffuse via l'infiltration de la pluie et la recharge concentrée au niveau des eaux de surface est issue d'un partage de la pluie (quelle que soit son intensité) disponible au niveau de la surface. L'eau précipitée sur un bassin versant se répartit en eau interceptée, évaporée, infiltrée et écoulee (**Figure 8**). La quantité d'eau écoulee résulte du ruissellement. Par conséquent, les voies de recharge concentrée résultent à la fois des processus en lien avec le ruissellement de surface et ceux se produisant dans les lits des rivières. Les processus de recharge diffuse via l'infiltration de la pluie et les processus de recharge concentrée à travers les eaux de surface éphémères dans les domaines de socle en régions semi-arides sont synthétisés ci-dessous. La synthèse a été subdivisée en trois grandes parties. La première partie évoque les voies de recharge diffuse sur la base des facteurs (pluie, l'humidité antérieure du sol, etc.) contrôlant cette voie de recharge. La deuxième partie concerne la recharge concentrée en lien avec le ruissellement de surface. La troisième partie évoque la recharge concentrée en se basant sur les processus se produisant dans les lits des rivières éphémères.

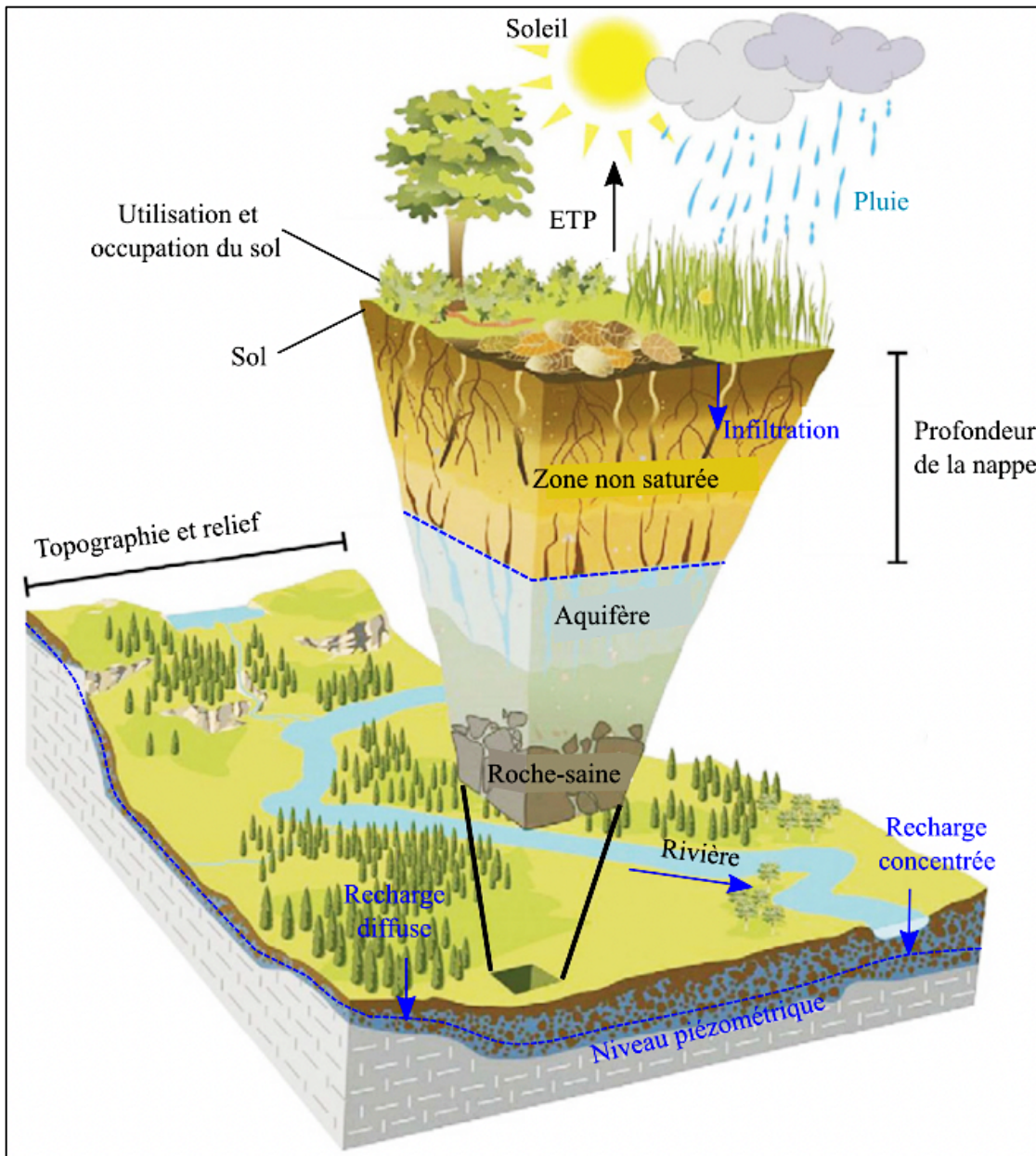


Figure 8 : les modalités de recharge en région semi-aride (les flèches en bleu matérialisent le sens d'écoulements des eaux) [figure modifiée d'après Moeck et al. (2020)].

1.5.3. Recharge diffuse

Différents éléments sont impliqués dans les processus de recharge diffuse des aquifères de socle en régions semi-arides. Ces éléments regroupent l'intensité de la pluie, les voies préférentielles à la surface du sol, la teneur en eau initiale des sols, la perméabilité des sols superficiels et du sous-sol ainsi que l'épaisseur de la zone non saturée.

a. Intensité de la pluie et conditions d'humidité antérieure du sol

Selon Stanger (2018), l'intensité de pluie définit la quantité de pluie (mm) enregistrée sur un intervalle de temps spécifique. Les pluies peuvent être classées en quatre types suivant leur intensité (Gong et al., 2004) :

- La pluie faible qui est inférieure à 10 mm/jour ;
- La pluie modérée se trouvant entre 10 et 25 mm/jour ;
- La pluie forte se situant entre 25 et 50 mm/jour ;
- La pluie extrême qui est supérieure à 50 mm/jour.

Dans la plupart des régions semi-arides, le nombre de jours de faible pluie (< 10 mm/jour) connaît une diminution depuis 1950 tandis que celui de forte pluie (25-50 mm/jour) et extrême (> 50 mm/jour) augmente (Gong et al., 2004 ; Panthou et al., 2014, 2018). L'occurrence des pluies extrêmes a été notée en particulier depuis 1990 (Gong et al., 2004 ; Panthou et al., 2018). Ce régime pluviométrique justifie ainsi le retour des années humides que connaissent certaines régions semi-arides comme la zone sahélienne d'Afrique de l'Ouest depuis 1990 (Panthou et al., 2018). Par ailleurs, l'infiltration directe des pluies fortes et extrêmes constitue actuellement une source déterminante d'apports d'eau aux nappes d'eau souterraine en régions semi-arides. En effet, la pluie qui s'infiltré dans le sol ne réalimente pas automatiquement les aquifères. Elle peut être stockée dans la zone non saturée pour enfin retourner dans l'atmosphère par l'évaporation et la transpiration des plantes ou des cultures.

L'évaporation et la transpiration réduisent donc le volume d'eau de pluie qui atteint finalement les aquifères. Pour les régions semi-arides, leurs conditions climatiques (évapotranspiration potentielle largement supérieure aux hauteurs de pluie) font que la recharge diffuse dépend largement de l'intensité de pluie plutôt que de la quantité de pluie. Les pluies fortes et extrêmes sont capables d'échapper à l'évapotranspiration pour produire une infiltration profonde quel que soit l'aquifère en région semi-aride (Kebede, 2013 ; Khahliso Leketa et Tamiru Abiye, 2020 ; Letz et al., 2021). En Chine, Deng et al. (2015) ont montré que les taux de recharge diffuse étaient très importants durant les années où les pluies étaient supérieures ou égales à 50 mm/jour. A l'opposé, les événements pluvieux de faible intensité sont facilement repris à travers l'évapotranspiration en raison d'une profondeur d'infiltration limitée (Liu et al., 2015).

Cependant, la transmission de l'impulsion des précipitations (quelle que soit son intensité) vers les aquifères est fonction des conditions d'humidité antérieure du sol. Un déficit en humidité du sol important fait que même les pluies extrêmes produisent uniquement un front de mouillage de la zone non saturée (Van Wyk et al., 2012). Ce front de mouillage est cependant indispensable pour créer un faible déficit hydrique des sols tout au long de la saison pluvieuse, occasionnant ainsi une recharge diffuse (Faye et al., 2019). Kreis et al. (2020) ont mis en évidence une augmentation de la nappe phréatique lorsque les événements pluvieux journaliers étaient importants et cumulés dans un temps très court durant la saison pluvieuse. Les études faites en Ouganda ont montré que plus le nombre d'événements pluvieux supérieur à 10 mm/jour est important, plus le sol devient humide, ce qui crée des conditions favorables à la recharge potentielle (Taylor et Howard, 1996 ; Owor et al., 2009). Dans la plaine de la Chine au Nord, une étude a montré qu'au début de la saison de pluie, les premières pluies excessives (atteignant 256 mm/jour) permettent de remplir initialement les pores du sol au-delà de la profondeur racinaire de 100 cm (Zheng et al., 2019). Au fur et à mesure que la saison de pluie s'installe, les événements successifs de modérés à extrêmes s'infiltrent et déplacent de l'eau présente. Celle-ci percole le profil du sol pour atteindre les nappes d'eau souterraine (Zheng et al., 2019). La recharge diffuse à partir des événements modérés est amplifiée par l'atténuation de l'évapotranspiration durant les mois les plus pluvieux (Letz et al., 2021). Cependant, la croissance abondante de la végétation naturelle et des cultures vers la fin de la saison des pluies augmente la transpiration de telle sorte qu'une certaine quantité d'eau infiltrée est perdue (Eilers et al., 2007 ; Van Wyk et al., 2012).

b. Voies préférentielles : fractures de surface et macropores issus des termitières et des racines des plantes et des cultures

Hormis le nombre et l'ampleur des événements pluvieux, la recharge diffuse issue de la pluie est fortement influencée par la présence ou non de voies préférentielles d'écoulement (Owor et al., 2009 ; Jasechko et Taylor, 2015). D'une part, les voies préférentielles de l'infiltration de la pluie sont constituées par des fractures de surface (Van Wyk et al., 2012 ; Kebede, 2013). Les fractures contribuent à augmenter la teneur en eau des sols, provoquant une hausse rapide et significative des niveaux piézométriques après l'occurrence des événements pluvieux (Van Wyk et al., 2012 ; Letz et al., 2021).

Letz et al. (2021) indiquent que la fracturation des roches de socle d'Israël et de Palestine a contribué à une hausse de la teneur en eau (jusqu'à 6,7 m de profondeur) durant l'année 2017-2018 où les pluies étaient inférieures à 21 mm/jour. Par contre, les auteurs ont trouvé que la hausse de la teneur en eau se limitait à 0,4 m de profondeur dans les dolomites et calcaires non consolidés durant la même année. L'implication des fractures de surface dans les processus de recharge diffuse a été également évoquée par d'autres chercheurs ayant travaillé en Afrique du Sud, en Tanzanie, au Ghana et en Inde (Nkotagu, 1996 ; Sukhija et al., 2003 ; Abiye et al., 2011 ; Alazard et al., 2016 ; Akurugu et al., 2020 ; Zarate et al., 2021). Plus particulièrement, l'écoulement préférentiel à travers les fractures dans les granites en Inde a induit une recharge diffuse moyenne annuelle de 90 mm, contre 30 mm issue de l'infiltration dans les pores des sédiments (Sukhija et al., 2003).

D'autre part, l'infiltration des événements pluvieux est induite par les macropores issus des termitières ainsi que des racines de la végétation naturelle et des cultures (Song et al., 2011 ; Van Wyk et al., 2012 ; Zheng et al., 2019 ; Zarate et al., 2021). Selon Zheng et al. (2019), une succession de deux événements pluvieux extrêmes (247,9 mm/jour et 256,3 mm/jour) a induit un écoulement préférentiel jusqu'à 50 cm de profondeur sous les cultures et 100 cm sous la végétation naturelle. Partant de ces observations, les auteurs ont conclu que l'infiltration de la pluie se produit plus rapidement sous la végétation naturelle que dans les conditions de terres cultivées. De même, Song et al. (2011) ont révélé que les racines profondes de certaines plantes (*Acacia*) permettent aux pluies intenses (61,8 mm/jour) de pénétrer rapidement en profondeur (jusqu'à 115 cm). Cependant, des macropores et des fractures de surface peuvent posséder une faible perméabilité lorsqu'elles sont remplies des sols fins entraînés par l'érosion ou issus de l'altération (Bromley et al., 1997). Le compactage des sols superficiels (par les animaux) en lien avec la conversion de la forêt en herbes pour le pâturage détruit également les macropores et réduit la conductivité hydraulique des sols (Radford et al., 2009 ; Zhou et al., 2010 ; Reszkowska et al., 2011). Ce type de conversion favorise plutôt le ruissellement des eaux de pluie (Owuor et al., 2016).

Par ailleurs, pour que la recharge diffuse à travers les zones cultivées et les zones à végétation naturelle soit considérée comme réaliste, l'évapotranspiration doit être prise en compte (Sibanda et al., 2009). En général, l'évapotranspiration de la végétation naturelle pérenne est élevée que celle des zones cultivées en raison des racines profondes et/ou étendues ainsi que de l'augmentation de la couverture de la canopée (Taniguchi, 1997 ; Keese et al., 2005 ; Scanlon et al., 2005 ; Adane et al., 2018).

Par conséquent, le gain de teneur en eau issu des macropores créés par les plantes est souvent perdu à travers l'évapotranspiration tout au long de l'année (Owuor et al., 2016). Dans certaines régions où la végétation naturelle peut avoir accès aux eaux souterraines grâce à la profondeur d'enracinement, l'eau souterraine est absorbée par les racines et perdue par l'évapotranspiration (Fan et al., 2014 ; Li et al., 2018). De même, les techniques de conservation d'eau et des sols permettent également d'améliorer la capacité d'infiltration des sols, donc la recharge potentielle des nappes (Owuor et al., 2016 ; Zouré et al., 2019). Ces observations témoignent l'implication de l'utilisation et de l'occupation des sols dans les voies de recharge diffuse en régions semi-arides en général (Eilers et al., 2007 ; Owuor et al., 2016).

c. Perméabilité des sols

La recharge diffuse dépend de la perméabilité des sols et de l'épaisseur de la zone non saturée. Des sols surfaciques composés de sable possèdent une perméabilité élevée, ce qui induit une recharge rapide vers les fractures profondes (Zarate et al., 2021). Ces zones fracturées profondes permettent une circulation latérale rapide des eaux souterraines (Abiye et al., 2011). Ainsi, la recharge des eaux souterraines en région de roche altérée est influencée non seulement par les flux verticaux (issus de l'infiltration des précipitations) mais également par les flux latéraux dans la zone fracturée (Sreedevi et al., 2021). Van Wyk et al. (2012) ont conclu que la trajectoire d'écoulement de la surface vers le souterrain possède une forme de L pour les systèmes aquifères fracturés en Afrique du Sud. Par conséquent, une zone ayant une recharge diffuse faible peut recevoir un apport latéral des zones éloignées à travers les fractures (Shivanna et al., 2004). Les zones faiblement réalimentées à travers la recharge diffuse sont caractérisées par de grandes quantités d'argile et/ou la présence d'une cuirasse latéritique très peu perméable dans le profil d'altération (Acworth et al., 2016 ; Zarate et al., 2021). Toutefois, les zones dont les aquifères se situent en dessous d'une fine zone altérée argileuse (< 10 m) auront tendance à être rechargées rapidement (Wu et al., 1996 ; Lapworth et al., 2013 ; Sreedevi et al., 2021) contrairement aux zones ayant une couche altérée épaisse (Abdou Babaye et al., 2019). Il faut noter que les phénomènes contrastes à savoir l'écoulement vertical lent associé à une faible perméabilité du sol ou un écoulement rapide à travers les fractures et les macropores peuvent coexister au sein d'un même aquifère (Van Wyk et al., 2012; Alazard et al., 2016).

1.5.4. Recharge concentrée en lien avec le ruissellement

Tandis que les événements pluvieux extrêmes induisent la recharge diffuse dans certaines régions semi-arides, les pluies intenses favorisent le ruissellement de surface dans d'autres. Wirmvem et al. (2017) et Jia et al. (2021) ont trouvé que la recharge diffuse a diminué lorsque les précipitations étaient supérieures à 30 mm/jour au nord-ouest de la Chine. Cette diminution a été attribuée à de fortes précipitations dépassant la capacité d'infiltration du sol. Ainsi, le sol qui a atteint sa capacité au champ ne laisse aucun espace pour l'infiltration et les précipitations intenses se traduisent plutôt en ruissellement. La prédominance du ruissellement par rapport à l'infiltration peut se produire également lorsque la teneur en argile des couches supérieures est élevée, ce qui favorise beaucoup plus les écoulements hortonien (Kreis et al., 2020). De plus en absence de voies préférentielles des écoulements, la présence de grandes étendues de croûtes ou de cuirasses latéritiques endurcies sur des régions nues et dégradées tend à générer du ruissellement (Bromley et al., 1997 ; Leduc et al., 1997 ; Mounirou et al., 2012, 2020). Ces sols possèdent de faibles conductivités hydrauliques (10^{-6} et 10^{-7} m/s) comme l'ont démontré les chercheurs ayant travaillé dans les régions sahéliennes du Niger et du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest (Bromley et al., 1997 ; Mounirou et al., 2020). L'encroûtement des sols au Sahel est lié à la réduction du couvert végétal suite aux activités humaines (l'agriculture et la déforestation) et à la longue période sèche de 1968 à 1990 (Descroix et al., 2018 ; Yonaba et al., 2021). En outre, la réduction du couvert végétal a fortement altéré la capacité de rétention d'eau des sols au Sahel, ce qui a ralenti l'infiltration et favorise le ruissellement et l'érosion (Descroix et al., 2018 ; Yonaba et al., 2021).

L'occurrence d'événements pluvieux extrêmes au Sahel depuis 1990 contribue à l'augmentation du ruissellement même dans les zones où la végétation naturelle se reconstitue grâce au retour des années humides (Descroix et al., 2018 ; Zida et al., 2019 ; Yonaba et al., 2021). Ainsi, une multiplication par trois ou quatre des débits et de coefficients de ruissellement des bassins est actuellement observée par rapport à ceux qui étaient mesurés pendant la période humide de 1951-1967 (Descroix et al., 2018). Dans certains bassins endoréiques du Mali et du Niger, l'augmentation du ruissellement a développé de nouvelles mares temporaires (Leblanc et al., 2008 ; Gardelle et al., 2010). En plus des rivières éphémères, déjà existantes, ces mares sont considérées actuellement comme des zones de recharge des eaux souterraines (Leduc et al., 1997 ; Jacks et Traoré, 2014 ; Massuel et al., 2014 ; Abdou Babaye et al., 2019).

Selon certains auteurs, la formation des nouvelles mares et l'augmentation du débit des rivières expliquent une hausse moyenne (+ 3 m) du niveau piézométrique observée de 1960 à 1997 dans l'aquifère sédimentaire du Sud-Ouest au Niger (Leduc et al., 2001; Favreau et al., 2002, 2009). Dans la même zone, la hausse des niveaux piézométriques (jusqu'à 10 m) a été notée également dans certains puits captant l'aquifère de socle de 1980 à 2009 (Bassin de Dargol) (Abdou Babaye et al., 2019). Cependant, la plupart (65 %) des puits à Dargol/Niger ont indiqué une baisse (jusqu'à 12 m) de 1980 à 2009 (Abdou Babaye et al., 2019). En effet, tout comme dans les régions semi-arides d'Ethiopie et de la Tanzanie, la recharge concentrée dans le bassin versant de Dargol au Niger se caractérise par une circulation rapide à travers les fractures majeures profondes superposées aux réseaux de drainage de surface (Girard et al., 1997 ; Deyassa et al., 2014 ; Abdou Babaye et al., 2019 ; MacDonald et al., 2021 ; Seddon et al., 2021 ; Zarate et al., 2021). Ces fractures peuvent être connectées à un système d'écoulement régional et occasionnent une décharge des eaux souterraines vers les bassins hydrologiques annexes (Girard et al., 1997; Deyassa et al., 2014; Akinwumiju et Olorunfemi, 2019). Dans ce cas, les systèmes d'écoulement des eaux souterraines dans les zones fracturées profondes vont au-delà des limites hydrologiques du bassin (Akinwumiju et Olorunfemi, 2019).

1.5.5. Recharge concentrée se basant sur les processus dans les lits des rivières éphémères

Dans les régions semi-arides, la majorité des rivières sont temporaires (Maliva et Missimer, 2012; Seddon et al., 2021; Zarate et al., 2021). La quantité d'eau rechargeant les aquifères sous les rivières éphémères est déterminée par plusieurs facteurs (Ransley et al., 2007; Shanafield et Cook, 2014; Naganna et al., 2017; Quichimbo et al., 2020) dont :

- La forme (section transversale) de la rivière ;
- La perméabilité du lit de la rivière et la durée des écoulements ;
- Les conditions d'humidité antérieures de sols et l'épaisseur de la zone non saturée
- Les propriétés hydrodynamiques des aquifères.

a. La forme de la rivière, la perméabilité des dépôts superficiels et la durée des écoulements.

En étudiant les interactions hydrauliques entre les cours d'eau éphémères et les aquifères sous-jacents en Tanzanie, Zarate et al. (2021) ont montré que la recharge concentrée est contrôlée par la perméabilité des dépôts superficiels (**Figure 9**).

Ainsi, Zarate et al. (2021) ont conclu que des cours d'eau éphémères recouvertes de :

- Sols pédolitiques (Sites de Nzuga, Meya et Chihanga à Makutapora en Tanzanie) sont suffisamment perméables pour induire une recharge concentrée. La présence des couches épaisses de la saprolite (riche en argile smectique) sous-jacente aux sols pédolitiques sur les sites de Nzuga et Meya Meya pourrait toutefois restreindre la recharge ;
- Dépôts alluviaux avec des perméabilités variables permettent de former des aquifères perchés. Ces aquifères peuvent disparaître à cause de l'évapotranspiration et/ou s'écouler dans l'horizon profond via des voies préférentielles d'écoulement (les macropores et les fractures) ;
- Sols argileux smectiques ayant une faible conductivité hydraulique ($K = 10^{-10}$ m/s) favorisent des inondations au-dessus des berges lors des crues importantes. De même que pour la rivière de Kuiseb en Namibie, ces inondations permettent d'activer les voies préférentielles tout au long de la rivière et de contribuer à la recharge des eaux souterraines (Lange, 2005).

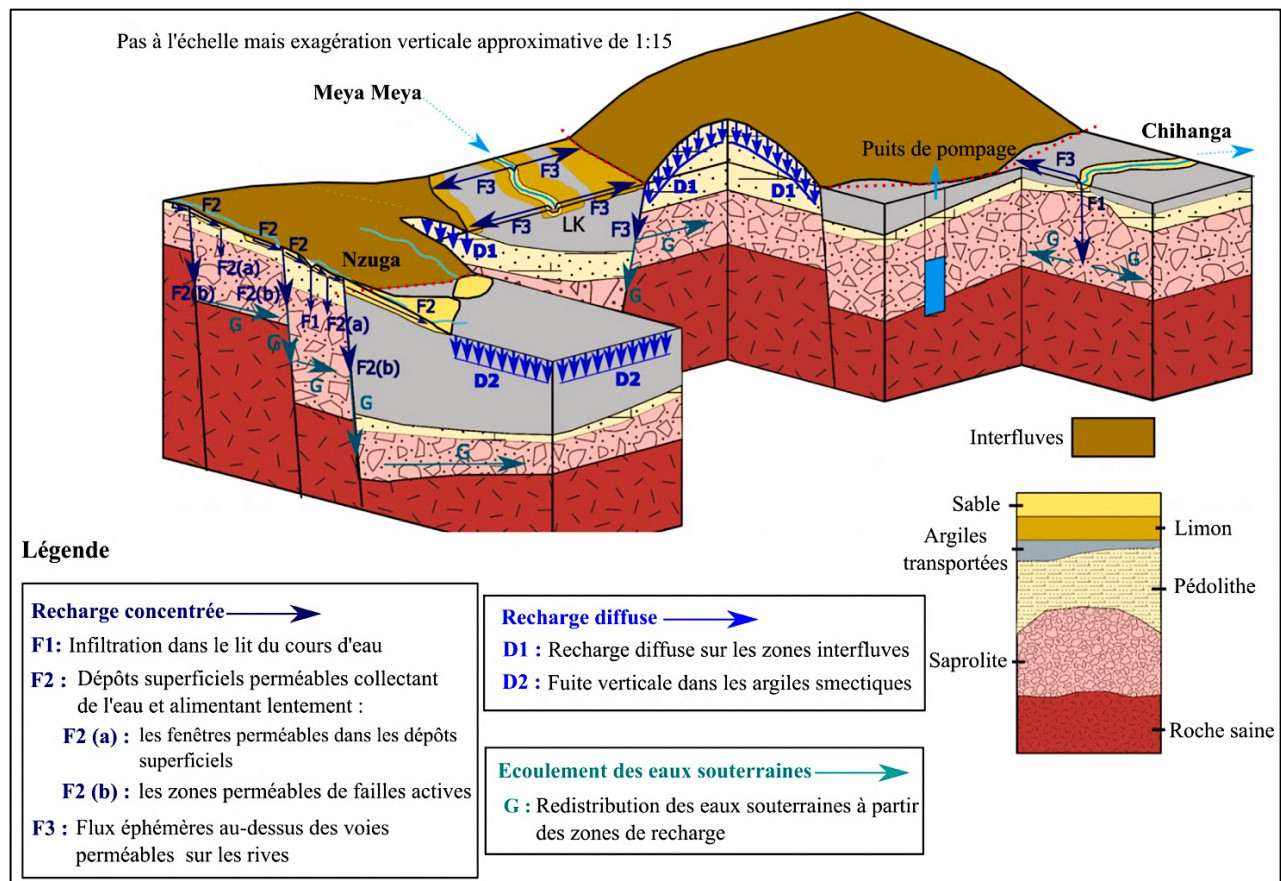


Figure 9 : le modèle conceptuel de recharge à Makutapora en Tanzanie [source : Zarate et al. (2021)].

Toujours dans la zone semi-aride de Tanzanie, Seddon et al. (2021) ont indiqué que la durée de l'écoulement dans les cours d'eau influence aussi largement la hausse des nappes d'eau souterraine sous-jacentes. La corrélation linéaire estimée entre la durée des écoulements des eaux dans la rivière et la hausse des niveaux des nappes d'eau souterraine sous-jacentes était de 0,95. En effet, les crues importantes caractérisées par une durée d'écoulement plus longue, prolongent le temps d'infiltration dans le lit de la rivière (Dahan et al., 2008 ; Quichimbo et al., 2020). Ceci peut favoriser une hausse des niveaux piézométriques même pour les sections des rivières comme Kuiseb en Namibie composées d'argiles faiblement perméables (environ 2×10^{-6} m/s) (Dahan et al., 2008 ; Morin et al., 2009). Les crues importantes caractérisées par une durée d'écoulement plus longue peuvent également générer un niveau d'eau élevé dans la rivière, augmenter son périmètre mouillé et favoriser une hausse des niveaux d'eau souterraine (Sorman et Abdulrazzak, 1993; Zhang et al., 2017; Quichimbo et al., 2020).

Les rivières éphémères ayant des sections trapézoïdales et triangulaires (lits des rivières quasi-inexistants) sont les plus aptes à favoriser la recharge concentrée à travers les berges (flux latéraux) comparées aux sections rectangulaires (Xian et al., 2017 ; Quichimbo et al., 2020). Cependant, la perméabilité des lits et des berges détermine lequel de flux (latéraux ou verticaux) est dominant (Batlle-Aguilar et al., 2015). En effet, Batlle-Aguilar et al., 2015) ont noté l'infiltration latérale à travers la berge sud du ruisseau de Creek en Australie était importante ($K_s = 2,3 \text{ à } 3 \times 10^{-3}$ m/s) tandis que l'infiltration verticale au centre du ruisseau était faible ($K_s < 1,2 \times 10^{-5}$ m/s). En conséquence, la hausse des niveaux d'eau souterraine dans le piézomètre installé sous le ruisseau de Creek (+0,83 m) était inférieure à celle (+1,48 m) observée dans le piézomètre implanté à 5 m du ruisseau, sur la rive sud. Partant de ces observations, les auteurs ont conclu que le dôme piézométrique ne s'établit pas toujours directement sous les cours d'eau éphémères. Ceci est contraire à ce qui est généralement attendu (**Figure 10**) (Cuthbert et al., 2016).

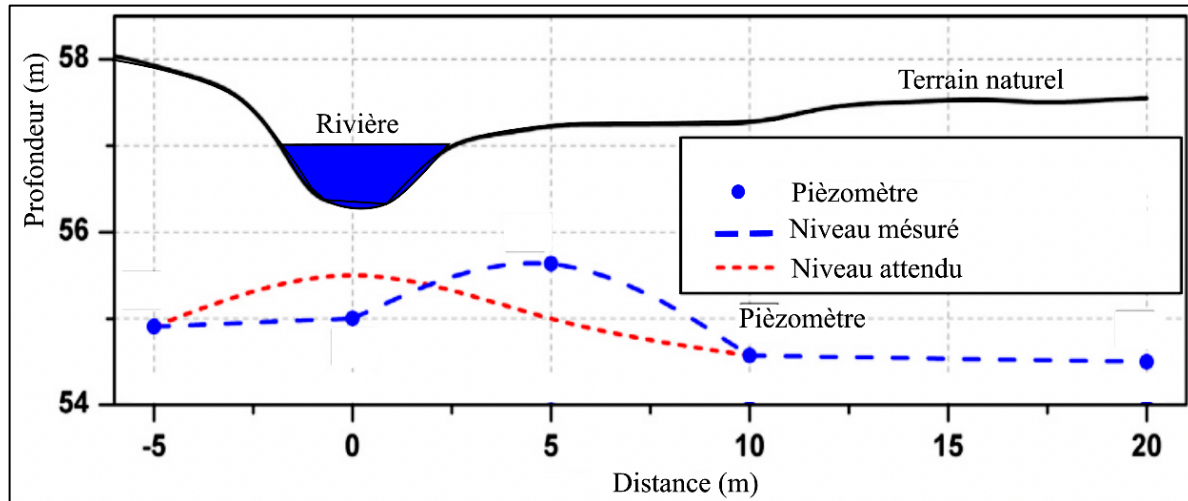


Figure 10 : l'allure du profil piézométrique obtenu entre 22 et 25 Avril 2013 par Batlle-Aguilar et al. (2015) et du profil piézométrique attendu d'après Cuthbert et al. (2016).

b. Les conditions d'humidité antérieures de sols et l'épaisseur de la zone non saturée

Un niveau d'eau souterraine inférieur à 10 m sous la rivière présente un grand potentiel pour l'occurrence de la recharge concentrée à travers la rivière (Ransley et al., 2007). Ce potentiel s'améliore également d'autant plus que les déficits hydriques des sols dans les lits des rivières temporaires sont faibles (Sorman et Abdulrazzak, 1993 ; Batlle-Aguilar et Cook, 2012 ; Quichimbo et al., 2020). Pour la nappe d'eau souterraine située à plus de 7 m, Batlle-Aguilar et Cook (2012) ont montré qu'un écoulement dans la rivière de moins de 15 jours ne contribuait pas à la recharge en raison des conditions d'humidité initiale sèches dans la zone non saturée. Avec une teneur en eau antérieure plus élevée, le même écoulement recharge l'aquifère après 10 jours (Batlle-Aguilar et Cook, 2012). Au fur et à mesure que la nappe d'eau souterraine se recharge, un écoulement ascendant peut se produire entre la rivière et les aquifères sous-jacents (**Figure 11 b**). Tel est le cas des aquifères sous le creek en Australie où les hausses des niveaux piézométriques se traduisent avec le temps en un écoulement ascendant vers le ruisseau (Batlle-Aguilar et al., 2015). Ceci est donc une caractéristique des régions semi-arides surtout dans les zones où la nappe phréatique sous la rivière est peu profonde (< 10 m) (Shanafield et al., 2012 ; Batlle-Aguilar et al., 2015). Ainsi, les interactions rivières éphémères-aquifères peuvent se faire de la rivière vers l'aquifère sous-jacent ou dans le sens inverse (**Figure 11**).

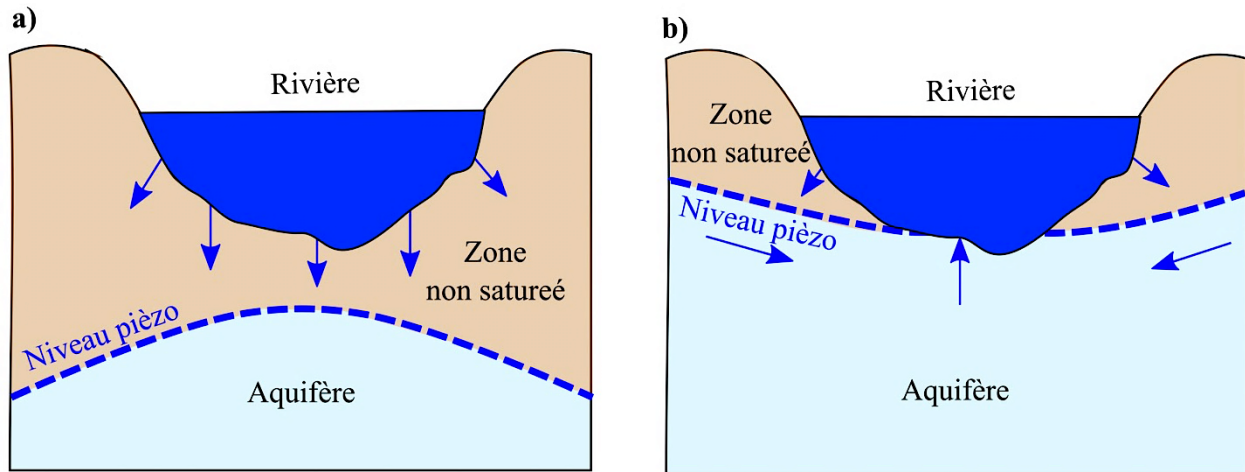


Figure 11 : la connexion hydraulique rivière éphémère-aquifère : **a)** écoulement d'eau descendant de la rivière vers l'aquifère sous-jacent et **b)** écoulement d'eau ascendant de l'aquifère vers la rivière.

c. Les propriétés hydrodynamiques des aquifères

La façon dont la rivière et les aquifères sous-jacents interagissent est le reflet de la vitesse à laquelle l'onde de pression hydraulique se propage latéralement dans l'aquifère sous la rivière (Cuthbert et al., 2016). Cette vitesse dépend de la diffusivité des aquifères (Shanafield et al., 2012 ; Liang et al., 2018). Shanafield et al. (2012) ont indiqué qu'une conductivité hydraulique élevée de l'aquifère permet à l'eau souterraine de s'éloigner rapidement de la rivière, ce qui entraîne un faible changement des niveaux piézométriques sous la rivière. Par ailleurs, les études menées dans les bassins versants éphémères du Niger et des États-Unis d'Amérique indiquent que l'influence de l'onde de pression hydraulique de la rivière vers les rives tend à se dissiper avec la distance (Leduc et al., 1997 ; Jasechko et al., 2021). Également, pour le bassin à rivière éphémère en Australie, il a été montré que l'épaisseur des zones non saturées est plus élevée au fur et à mesure que la distance avec la rivière et les altitudes deviennent importantes (Cuthbert et al., 2016). Ces zones éloignées de la rivière sont susceptibles d'être alimentées par la recharge diffuse détaillée précédemment. Également, elles peuvent être rechargées à travers les flux (parallèles et/ou perpendiculaires à la rivière) issus des écoulements souterrains régionaux ou d'une recharge diffuse à travers les fractures (Costa et al., 2012 ; Cuthbert et al., 2016 ; Akinwumiju et Olorunfemi, 2019). Néanmoins, dans la plupart des aquifères libres (où l'eau s'écoule par gravité), la forme de la surface piézométrique est aussi une réplique de la topographie de surface (Haitjema et Mitchell-Bruker, 2005).

Pour les zones à basse altitude à l'aval (exutoire) du bassin, des écoulements ascendants des eaux souterraines vers la rivière se produisent parfois (Costa et al., 2013; Liang et al., 2018 ; Taie Semiromi et Koch, 2019). Au Brésil, une étude a indiqué que l'exutoire du fleuve Jaguaribe alimente la nappe pendant la saison sèche (et probablement au début de la saison de pluie) et le contraire se produit au milieu et à la fin de la saison de pluie (Costa et al., 2013). Ce phénomène résulte du fait que la topographie à l'exutoire des bassins versants est presque plate avec des niveaux piézométriques élevés et proches de la surface du sol (Taie Semiromi et Koch, 2019).

1.5.5. Méthodes de caractérisation des processus de recharge des aquifères de socle en régions semi-arides

Le choix des méthodes d'estimation du taux de recharge des aquifères dans le souterrain doit se faire sur la base d'un bon modèle conceptuel de recharge d'un site étudié (Sophocleous, 2009). Ce modèle conceptuel est une représentation qualitative se basant sur l'interprétation des informations hydrogéologiques, hydrologiques, géophysiques, géochimiques, climatiques, etc. Les études permettant de faire la caractérisation des mécanismes de recharge naturelle utilisent une large gamme de méthodes dont les forces et les faiblesses peuvent être trouvées dans différentes publications (Sophocleous, 2002, 2009; Kalbus et al., 2006; Mouhri et al., 2011). Une meilleure caractérisation des processus de recharge nécessite cependant, de combiner les techniques permettant d'obtenir les données de différents facteurs contrôlant la recharge des aquifères (**Tableau 1**). Le choix d'une des méthodes dans les régions de socle sous climat semi-aride est guidé par le contexte environnemental, l'aspect financier, la disponibilité des données et les objectifs de chaque étude.

Cuthbert et al. (2019) ont utilisé les séries des hauteurs de pluie et des niveaux piézométriques en vue d'identifier les processus et la fréquence de recharge dans différents environnements géologiques et climatiques d'ASS y compris les aquifères de socle en région semi-aride. Le couplage des données pluviométriques et des niveaux piézométriques lors de la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères a été également utilisé par d'autres chercheurs ayant travaillé dans divers régions de socle sous climat semi-aride notamment en Afrique du Sud (Wyk et al., 2011; Van Wyk et al., 2012), en Tanzanie (Taylor et al., 2013; Seddon et al., 2021), au Niger (Girard et al., 1997; Abdou Babaye et al., 2019), au Burkina Faso (Mathieu et Bariac, 1996; Kafando et al., 2021) et en Inde (Saha et al., 2013; Keesari et al., 2020; Sreedevi et al., 2021).

Hormis la pluie, la variation des niveaux d'eau dans la rivière est souvent analysée en même temps que les niveaux piézométriques. Cette approche a été utilisée avec succès en région de socle se trouvant en région semi-aride de la Tanzanie (Seddon et al., 2021).

Tableau 1 : Quelques exemples des méthodes de caractérisation des processus de recharge des aquifères de socle en région semi-aride.

Auteurs	Méthodes	Pays
Abdou Babaye et al. (2019)	Traceurs isotopiques, éléments majeurs et fluctuation des niveaux piézométriques	Niger
Berhane (2015)	Température comme traceur et fluctuation des niveaux piézométriques	Australie
Cuthbert et al. (2016)	Fluctuation des niveaux piézométriques et analyse du régime pluviométrique	Afrique du Sud, Burkina Faso, Niger, Tanzanie et Zimbabwe
Geris et al. (2022)	Isotopes stables, les ions majeurs, les niveaux piézométriques, la pluie, les niveaux des eaux de surface et la tomographie de résistivité électrique.	Sud-est de Botswana et au nord de l'Afrique du Sud
Kafando et al. (2021)	Éléments majeurs, conductivité électrique, température et fluctuation des niveaux piézométriques	Burkina Faso
Kreis et al. (2020)	Fluctuation des niveaux piézométriques, pH, température, la conductivité électrique, ^{18}O , ^2H , ^{14}C , ^3H , CFC, SF6 et	Brésil
Riddell et al. (2020)	Fluctuations des niveaux piézométriques, traceurs isotopiques, tomographie de résistivité électrique, détermination des propriétés des aquifères, mesure de la teneur en eau, estimation de la conductivité hydraulique non saturée et saturée des sols et la modélisation numérique à l'aide d'HYDRUS.	Parc national de Kruger situé entre l'Afrique du Sud, Mozambique et Zimbabwe
Saha et al. (2013)	Variations des niveaux piézométriques, des isotopes ^{18}O et ^2H , de la conductivité électrique et de la concentration des ions chlorure Cl^-	Ranchi en Inde
Seddon et al. (2021)	Hauteurs des niveaux d'eau dans la rivière, traceurs isotopiques et fluctuations des niveaux piézométriques	Tanzanie
Zarate et al. (2021)	Tomographie de résistivité électrique	Tanzanie

Toutes ces études supposent que la hausse des niveaux piézométriques est le premier indicateur que l'eau s'infiltré à travers le sol y compris celui du lit du cours d'eau pour atteindre la nappe d'eau souterraine. Toutefois, d'autres phénomènes comme l'arrêt de pompage ou les marées terrestres peuvent occasionner la hausse des niveaux piézométriques. D'où la nécessité de faire une analyse combinant les relevés piézométriques et les mesures au niveau des sources potentielles (la pluie et les cours d'eau) de recharge naturelle. Cette analyse se fait en observant sur un graphique, l'évolution temporelle des niveaux piézométriques et celle des sources potentielles de recharge (Seddon et al., 2021). D'autres outils se basant sur l'analyse statistique des séries (corrélation croisée, corrélation linéaire, etc.) ou la modélisation ont également été utilisés pour analyser l'évolution temporelle des niveaux piézométriques et celle des sources potentielles de recharge (Van Wyk et al., 2012; Seddon et al., 2021). Par ailleurs, les fluctuations des niveaux d'eau souterraine en différents points de mesures sont employées pour identifier à travers le gradient hydraulique, le sens des écoulements latéraux et verticaux des eaux souterraines (Taylor et Howard, 1996; Abdou Babaye et al., 2019; Goni et al., 2021; Seddon et al., 2021). Cette approche est issue de la loi de Darcy et permet de connaître les zones de recharge et de décharge. Lorsque le suivi des niveaux piézométriques se fait sous le lit des rivières, il est possible de caractériser les échanges nappes-rivières en comparant les charges hydrauliques de la rivière avec celles des aquifères sous-jacents. Pour les systèmes avec plusieurs aquifères, les niveaux piézométriques les moins profonds sont utilisés pour évaluer les interactions entre la rivière et les aquifères sous-jacents (Ransley et al., 2007).

L'évaluation de la relation entre les eaux souterraines et les sources potentielles de recharge des nappes d'eau souterraine est également déterminée en utilisant les traceurs. Ces traceurs fournissent des indications sur la connectivité surface-souterrain par le biais de l'interprétation de la chimie et de la température des eaux issues de la pluie, la rivière et du souterrain (Kalbus et al., 2006; Mouhri et al., 2011; Shanafield et Cook, 2014). Le traçage des eaux fournit une grande résolution spatiale des flux d'eau (Mouhri et al., 2011). Il permet de distinguer les transferts de pression aux transferts de masse, et donc de fournir les sources d'eau rechargeant la nappe d'eau souterraine en différents points. Les traceurs hydrochimiques englobent les ions majeurs (le calcium, magnésium, chlorure, etc.), les isotopes stables (Oxygène ^{18}O et Deutérium ^2H), des isotopes radioactifs (Tritium ^3H), les éléments naturels (la conductivité électrique et le pH) et les paramètres artificiels (l'hexafluorure de soufre SF₆ et les chlorofluorocarbones CFC).

En pratique, les études se basant sur l'interprétation de la chimie et de la température des eaux optent pour la combinaison de différents traceurs. Ces études englobent celles qui ont été menées en Afrique de l'Ouest (Lapworth et al., 2013; Jacks et Traoré, 2014; Abdou Babaye et al., 2019; Goni et al., 2021; Kafando et al., 2021), Afrique du Sud et de l'Est (Nkotagu, 1996; Leketa et al., 2018; Khahliso Leketa et Tamiru Abiye, 2020; Leketa et Abiye, 2021; Seddon et al., 2021) et en dehors de l'Afrique (Negrel et al., 2011; Saha et al., 2013; Keesari et al., 2020; Kreis et al., 2020; Sreedevi et al., 2021). Par exemple, dans le bassin de Banabuiú au Brésil, Kreis et al. (2020) ont mis en œuvre une approche multi-traceurs (pH, température, la conductivité électrique, ^{18}O , ^2H , ^{14}C , ^3H , CFC, SF6) couplée avec le suivi piézométrique pour identifier l'origine de la recharge, caractériser les mécanismes de recharge et estimer le temps de résidence des eaux souterraines. En Australie, Berhane (2015) a évalué l'infiltration à travers la rivière et des échanges d'eau à proximité du cours d'eau en utilisant la température comme traceur hydrologique et en suivant la fluctuation des niveaux piézométriques. Une infiltration à travers la rivière s'identifie en vérifiant s'il existe une transmission d'un signal de température se propageant de la surface du lit du cours d'eau vers les sédiments en profondeur. Les mesures de la température des sédiments se font directement en insérant des sondes de mesure de température dans les zones d'intérêt.

Dans le bassin de Dargol au Niger, Abdou Babaye et al. (2019) ont fait recours à un suivi des niveaux piézométriques et à la variation des isotopes (^{18}O , ^2H et ^3H) et des ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^-) en vue de déterminer l'origine des eaux souterraines dans les aquifères de la saprolite et de l'horizon fissuré. Lapworth et al. (2013) ont utilisé les isotopes (^{18}O , ^2H , ^3H) et les traceurs artificiels (CFC, SF6) pour identifier les processus de recharge et estimer le temps de résidence des eaux souterraines dans les milieux sédimentaires et altérés du Mali et du Nigeria. Dans la zone urbaine de Ranchi en Inde, Saha et al. (2013) ont identifié le régime d'écoulement des eaux souterraines et les voies de recharge en examinant les variations des niveaux piézométriques, des isotopes ^{18}O et ^2H , de la conductivité électrique et de la concentration des ions chlorure Cl^- . Au sud-est du Botswana et au nord de l'Afrique du Sud, Geris et al. (2022) ont fourni des informations sur les voies de recharge des aquifères en utilisant les isotopes stables, les ions majeurs, les niveaux piézométriques, la pluie, les niveaux des eaux de surface et la tomographie de résistivité électrique.

La tomographie de résistivité électrique est l'une des méthodes géophysiques qui est actuellement utilisée lors de la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères de roche altérée en régions semi-arides d'ASS. Wubda et al. (2017) ont réalisé des profils de tomographie de résistivité électrique (perpendiculaires aux cours d'eau) durant les périodes humides et sèches pour suivre le front d'humidité dans la zone sahélienne du Burkina Faso. A l'aide de la méthode de TRE, Zarate et al. (2021) ont pu mettre en évidence l'implication des couches géologiques superficielles dans les voies de recharge des aquifères de roche altérée en région semi-aride de la Tanzanie. Pour identifier à la fois la recharge diffuse et la recharge concentrée au niveau des rivières éphémères, des profils ERT réalisés par Zarate et al. (2021) traversaient perpendiculairement les lits des cours d'eau. La même approche a été adoptée par Riddell et al. (2020) pour déterminer les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface éphémères dans le parc national de Kruger situé entre l'Afrique du Sud, Mozambique et Zimbabwe. Cependant, après avoir réalisé les profils de tomographie de résistivité électrique, Riddell et al. (2020) ont implanté des forages au niveau des crêtes, à mi-pente et dans le bas fond. Ces forages ont permis de recueillir les échantillons d'eau souterraine pour faire les analyses isotopiques, suivre les niveaux d'eau souterraine et déterminer les propriétés hydrodynamiques des aquifères du parc National de Kruger. A proximité des forages, Riddell et al. (2020) ont mesuré la teneur en eau dans la zone non saturée (à l'aide des capteurs d'humidités) et la conductivité hydraulique (non saturée et saturée) à la surface du sol. Les auteurs ont eu recours également à la modélisation numérique (HYDRUS-1D) afin de tester les hypothèses issues du modèle conceptuel des processus de recharge et de déterminer le bilan hydrique de la zone.

1.6. ESTIMATION DE LA RECHARGE DES NAPPES DES AQUIFERES DE SOCLE EN MILIEU SEMI-ARIDE D'AFRIQUE SUBSAHARIENNE

La recharge naturelle des aquifères peut être exprimée sous plusieurs formes par exemple en pourcentage des précipitations annuelles, en hauteur d'eau par une unité de temps ou en volume par unité de temps. En Afrique subsaharienne, l'analyse faite par MacDonald et al. (2021) indique que la plupart des études sur l'estimation des taux de recharge des aquifères à l'échelle locale ont été conduites en régions semi-arides (**Figure 12**).

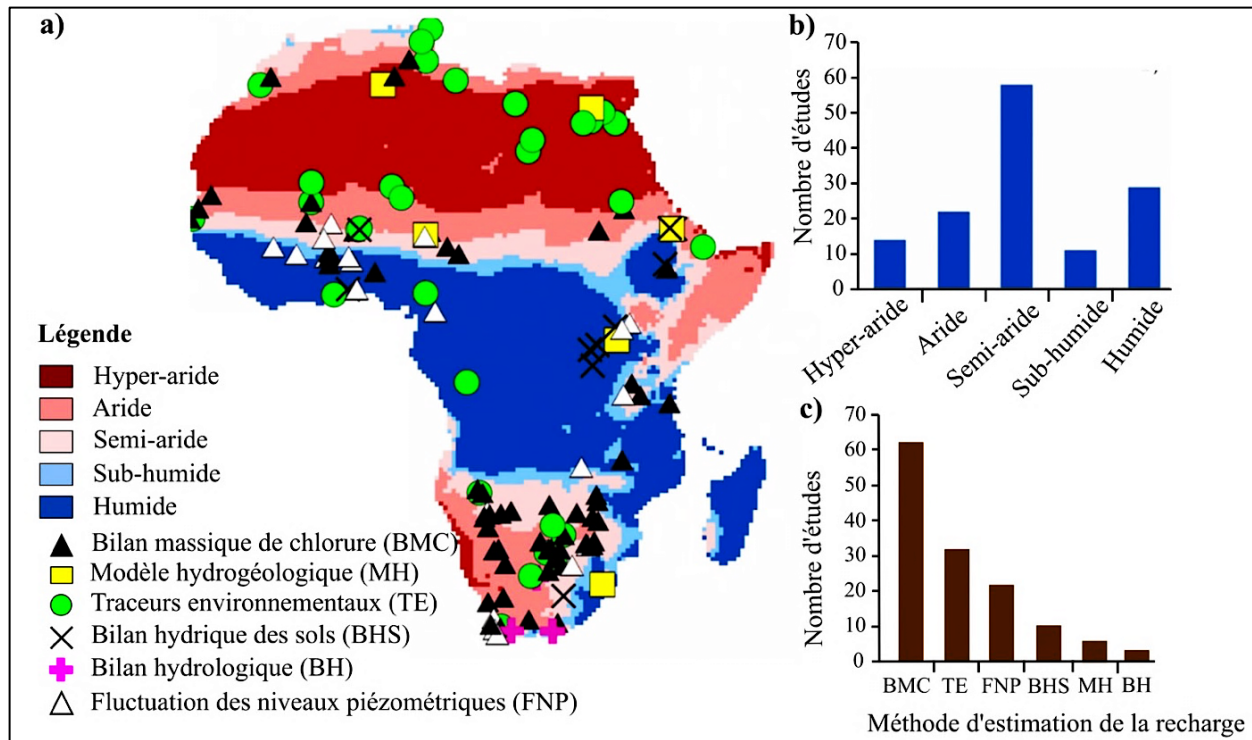


Figure 12 : a) la distribution des études estimant le taux de recharge des aquifères en ASS, b) le nombre d'études en fonction de l'aridité de la zone, c) le nombre d'études en fonction des méthodes d'estimation de la recharge (période : 1970-2019) (MacDonald et al., 2021).

Cependant, la couverture spatiale n'est pas toujours satisfaisante en régions semi-arides d'ASS, car les taux recharge ne sont pas actuellement disponibles dans certaines localités notamment en Afrique de l'Ouest et Afrique de l'Est. Pour les régions semi-arides d'ASS où les données existent, les taux de recharge sont en grande partie estimés à travers le bilan massique de chlorures, les traceurs environnementaux, la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques, le bilan hydrique des sols et le bilan hydrologique (**Figure 12**). L'utilisation des modèles hydrogéologiques est généralement limitée, ce qui ne permet pas de réaliser des projections sur les réserves en eau souterraine. Les forces et les faiblesses des méthodes utilisées pour estimer la recharge en régions semi-arides d'ASS se trouvent dans les différentes publications sous forme de synthèse (Scanlon et al., 2002; Sibanda et al., 2009; Chung et al., 2016; Xu et Beekman, 2019). Le défi de l'utilisation des modèles hydrogéologiques en région semi-aride d'ASS réside principalement en un manque de données d'entrée pour les codes existants (MODFLOW, HydroGeoSphere, FEFLOW, etc.) et l'insuffisance des ressources financières pour développer et maintenir un modèle (Rossetto et Veroli, 2020).

Par ailleurs, les voies de recharge des aquifères doivent être préalablement caractérisées en vue de développer ou de choisir un modèle approprié. Cette approche est également valable lors du choix des autres méthodes d'estimation, car une technique inappropriée ne fournit pas des estimations fiables, ce qui compromet la mise en place des stratégies de gestion durable des ressources en eau souterraine en région semi-aride d'ASS (Jiménez Cisneros et al., 2014; Cuthbert et al., 2019; IPCC, 2021). Etant donné que la connaissance des voies de recharge des aquifères est généralement limitée, l'approche adoptée en région semi-aride d'ASS pour avoir les estimations fiables des taux de recharge consiste à combiner différentes méthodes. Ceci permet de vérifier si les estimations de taux recharge sont du même ordre de grandeur. Cependant, lorsque les voies de recharge des aquifères sont préalablement caractérisées, même une seule méthode peut être employée avec succès comme l'ont démontré Cuthbert et al. (2019).

Après avoir identifié les voies de recharge des aquifères, Cuthbert et al. (2019) ont utilisé la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques pour estimer la recharge des aquifères à travers différents environnements géologiques et climatiques d'ASS. Pour les aquifères de roches altérées en région semi-aride d'ASS, Cuthbert et al. (2019) ont estimé que la recharge concentrée au niveau des eaux de surface varie en moyenne (de 1955 à 2016) entre 28 mm et 358 mm par an. La base de données issues de MacDonald et al. (2021) indique que la recharge estimée à travers différentes zones semi-arides d'ASS varie en moyenne (de 1979 à 2019) entre 0,5 mm et 221 mm par an. Les études compilées dans la publication de MacDonald et al. (2021) ne permettent pas cependant d'identifier le processus de recharge dominant. Les valeurs de recharge issues de la base de données établie par Cuthbert et al. (2019) et celles estimées par MacDonald et al. (2021) ont été synthétisés dans le **Tableau 2** et **Tableau 3**.

Tableau 2 : Valeurs de la recharge concentrée pour les aquifères de socle en régions semi-arides d'ASS d'après Cuthbert et al. (2019). Elles sont issues de la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques.

Pays	Ville	Période	Porosité efficace (moyenne)	Recharge (mm/an)		
				Minimum	Maximum	Moyenne
Burkina Faso	Ouagadougou	1978-2016	0,1	125	295	189
Niger	Banizoumbou	1996-2016	0,038	18	46	28
	Berkiawel	1995-2016	0,021	9	100	35
Afrique du Sud	Modeerfontein	1976-2015	0,03	149	564	358
	Starloop	1973-2016	0,03	11	88	36
Tanzanie	Makutapora	1955-2016	0,055	15	490	92
Zimbabwe	Khami	1989-2015	0,05	6	117	41

Tableau 3 : Quelques valeurs de la recharge en régions semi-arides d'ASS. Ces informations ont été tirées de la base des données publiées par MacDonald et al. (2021).

Pays	Localisation		Indice d'aridité	Aquifère	Période d'étude	Recharge moyenne (mm/an)
	Longitude	Latitude				
Botswana	-25,12	25,69	0,35	Sédimentaire	1987-1997	11
	-18,88	25	0,38		1995-2000	8
	-24,09	26,27	0,30	Non consolidé	1993	6,6
Burkina Faso	14,19	-0,68	0,22	Socle	1988	136
	12,41	-1,53	0,42		1954-1986	221
Cameroun	10,6	14,34	0,37	Sédimentaire	2008	77
Ethiopie	13,54	39,82	0,33	Sédimentaire	1995 - 2006	185
	13,51	39,46	0,34		1960 - 2010	37
Mali	14,35	-3,61	0,26	Sédimentaire	2011	20
Namibie	-19,7	17,7	0,36	Socle	1982-2008	20
	-19,9	19,31	0,26	Sédimentaire	2002	1,4
	-17,47	16,79	0,37		2013-2014	43
	-21,5	17,8	0,24	Socle	1999	28
	-20	18	0,26	Sédimentaire	2000	55
	-17	16,55	0,37		2017	15
	-17,47	17,16	0,37		2017	33
Namibie, Botswana	-19,6	20,5	0,31	Sédimentaire	1985 - 2004	11,5
Niger	13,5	2,5	0,25	Sédimentaire	1986-1999	20
	13,26	2,06	0,25		1992	13
	13,6	2,7	0,22		2005	25
	13,48	2,66	0,25		1992-2000	24
Nigéria	12,81	10,45	0,21	Sédimentaire	1967-97	14
	12,68	10,34	0,21		1991-1997	130
	11,5	13	0,33		1992	43
Sénégal	14,77	-17,29	0,28	Non consolidée	1990 - 2008	22
	14,72	-17	0,27		1985	8
Afrique du Sud	-23,67	29,56	0,43	Socle	1990-2000	48
	-32,71	25,98	0,36	Sédimentaire	1956 - 1991	4,5
	-29,57	26,69	0,40		1986-1988	13
	-26	26,5	0,39		2003	54
	-27,44	23,5	0,27	Socle	1969-1970	9
	-27,24	22,83	0,20	Sédimentaire	1978	29
	-33,65	20,53	0,31		2000-2007	13
	-33,52	18,6	0,42	Non consolidé	2007-2011	60
	-33,71	25,42	0,36	Sédimentaire	1899 -2000	45
	-26,65	24,89	0,28		2008-2010	9,6
	-23,37	29,32	0,29	Socle	2010	5
-26	27,7	0,49	Sédimentaire	1992-2018	100	
Tanzanie	-4,6	34,7	0,48	Socle	2001	25
	-5,99	35,7	0,40		1993	16
	-5,96	33,74	0,40		1960 - 2010	41
Zimbabwe	-20,27	30,09	0,40	Socle	1983-1990	22
	-20,75	30,75	0,41		1992-1996	22
	-19,83	28,23	0,39	Sédimentaire	1988-2004	22

Les gammes de valeurs de la recharge en régions semi-arides d'ASS mettent en évidence d'une part l'implication à des degrés divers de la recharge diffuse et de la recharge concentrée. D'autre part, elles montrent une importante variabilité spatio-temporelle de ces deux modalités de recharge. Selon une analyse faite par West et al. (2022), la variabilité spatio-temporelle des taux de recharge des aquifères en régions semi-arides d'ASS résulte de l'interaction des facteurs contrôlant les voies et les taux de recharge à l'échelle locale. Ces facteurs englobent la topographie, la géologie, la texture et la structure des sols, le climat (la pluie et l'évapotranspiration potentielle), l'occupation et l'utilisation des sols. Hormis les estimations faites localement, il existe actuellement une cartographie des taux de recharge des aquifères en Afrique (**Figure 13**).

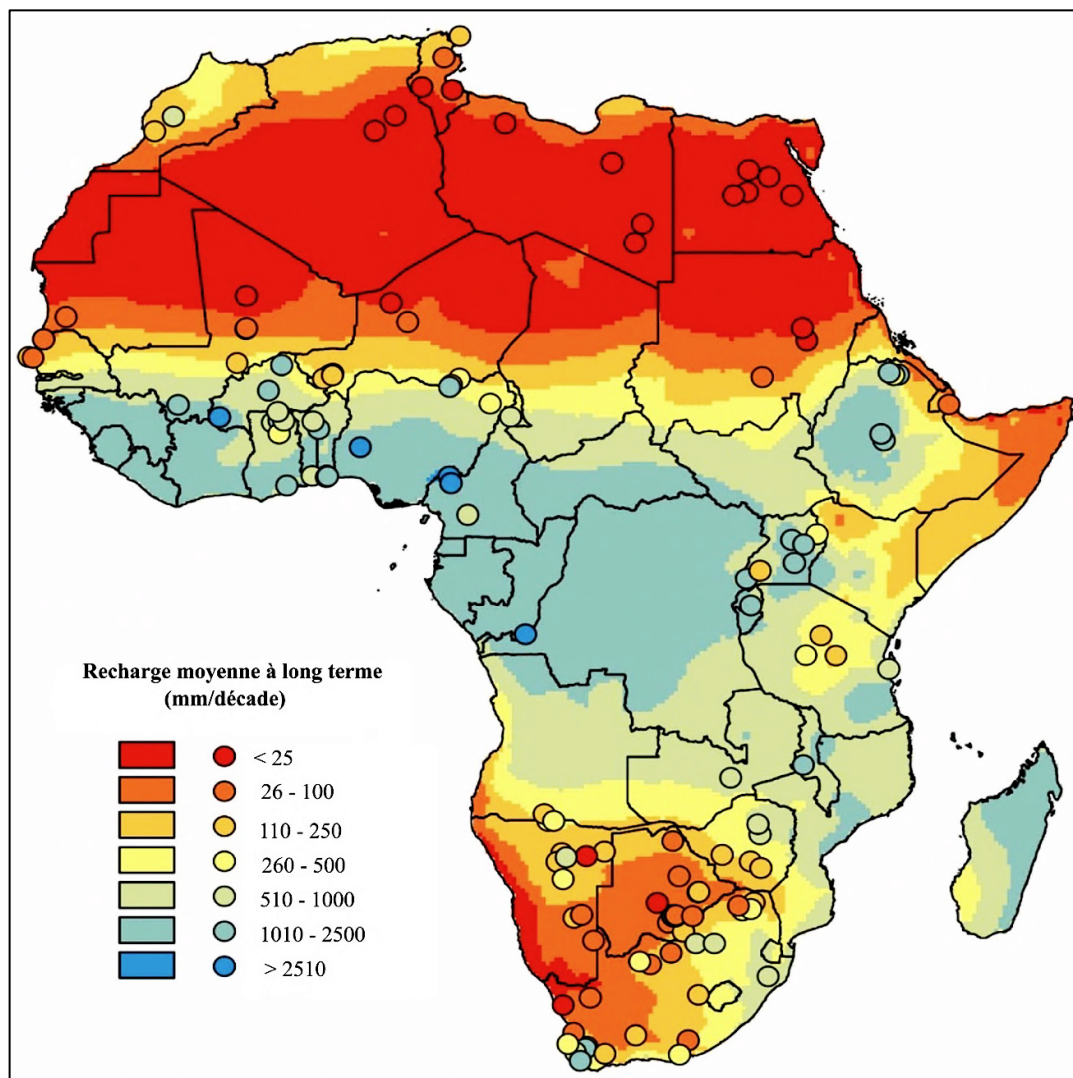


Figure 13 : la cartographie des taux de recharge moyens à long terme en Afrique pour la période 1970-2019, à partir de 134 études (MacDonald et al., 2021).

Cette cartographie a été réalisée à l'aide d'un modèle statique sur la base de différentes données notamment la pluie, l'évapotranspiration potentielle et les taux recharge estimés à travers diverses études menées localement (de 1979 à 2019) en Afrique (MacDonald et al., 2021). Ainsi, pour les régions semi-arides d'ASS, MacDonald et al. (2021) ont trouvé que la recharge à long terme peut être inférieure à 25 mm/décade dans certains endroits et atteindre 1000 mm/décade dans d'autres (**Figure 13**). Cependant, MacDonald et al. (2021) ont ajouté que les aquifères de roches altérées en régions semi-arides d'Afrique possèdent des taux de recharge élevés comparés à ceux estimés pour les milieux sédimentaires. A l'opposé, la capacité de stockage des aquifères de roches altérées est faible comparée à celle des aquifères sédimentaires. Les observations de MacDonald et al. (2021) corroborent celles de Abdou Babaye et al. (2019) qui ont caractérisé les mécanismes de recharge et estimé les taux de renouvellement des aquifères de roches altérées dans le bassin de Dargol au Niger.

En effet, Abdou Babaye et al. (2019) ont montré que le taux de renouvellement des aquifères de roches altérées (1,3 % par an) était supérieur à celui ($< 0,1$ % par an) obtenu par Favreau et al. (2002) pour l'aquifère sédimentaire voisin (continental terminal). Pourtant, l'aquifère de roche altérée dans le bassin de Dargol au Niger indique généralement une baisse des niveaux piézométriques (de 1980 à 2009) tandis que le milieu sédimentaire indique une hausse (Favreau et al., 2002). Ainsi, Abdou Babaye et al. (2019) ont conclu que la sensibilité des aquifères de roches altérées aux variations pluviométriques est due au mode de recharge rapide par les fractures d'une part et à la faible capacité des aquifères du sol à stocker beaucoup d'eau d'autre part. Toutefois, la baisse des niveaux piézométriques dans le bassin de Dargol/Niger peut être liée également à l'exploitation des eaux souterraines en lien avec la croissance démographique (d'environ 2-3 % par an). Cependant, il faut noter que la cartographie des taux de recharge établie par MacDonald sous-estime probablement les taux de recharge en région semi-aride, car la recharge concentrée au niveau des rivières a été exclue.

1.7. CONCLUSION PARTIELLE

Dans ce premier chapitre, la conceptualisation hydrogéologique des aquifères de socle en régions semi-arides a été détaillée. Ceci a permis de comprendre son implication dans les processus de recharge dans les régions à climat semi-aride. Pour ces zones, la recharge des aquifères de socle cristallin peut être saisonnière, épisodique et interannuelle. Cette recharge est estimée sous forme d'une recharge potentielle (infiltration et drainage profond dans le sol) ou d'une recharge réelle (représentant l'eau atteignant la nappe). Deux mécanismes de recharge des aquifères à savoir la recharge diffuse à travers l'infiltration directe de la pluie et la recharge concentrée via les eaux de surface surviennent dans les formations de socle sous climat semi-aride. La significativité de chaque processus dépend largement de l'intensité de la pluie, de la nature géologique des aquifères de socle, de la texture et la perméabilité des sols, de l'intensité de la pluie, de l'utilisation et l'occupation des sols. Dans ces contextes, les méthodes multidisciplinaires sont donc nécessaires en vue de prendre en compte tous ces facteurs lors des études de caractérisation des processus de recharge. Cependant, malgré les efforts déployés pour étudier les mécanismes de recharge en régions de socle sous climat semi-aride d'Afrique sub-saharienne, quelques informations ne sont pas encore disponibles dans certaines régions. Tel est le cas des régions sahéliennes d'Afrique de l'Ouest où les interactions rivières éphémères-aquifères sont manquantes dans la littérature. Ainsi, une large gamme des méthodes utilisées avec succès dans les zones similaires peut être adoptée pour répondre aux questions non abordées dans ces régions. Par la suite, les méthodes les plus adéquates pour quantifier les taux de recharge des aquifères pourraient être choisies. Ceci en vue d'obtenir des estimations réalistes et fiables des taux de recharge des aquifères de socle en régions semi-arides d'Afrique sub-saharienne.

CHAPITRE 2 : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU

2.1. INTRODUCTION

Le présent chapitre fait une description détaillée du bassin versant de Tougou. Il fournit les éléments sur sa localisation et justifie le choix de ce bassin en tant que zone d'étude. Les caractéristiques topographiques, hydrographiques, climatiques, pédologiques et socio-économiques du bassin versant de Tougou ont été données. De plus, ce chapitre donne les détails sur l'utilisation et l'occupation des sols ainsi que sur les ressources en eau souterraine du bassin versant de Tougou.

2.2. LOCALISATION ET JUSTIFICATION DU CHOIX DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU

D'une superficie de 37 km², le bassin versant de Tougou se trouve en Afrique de l'Ouest, au nord-ouest du Burkina Faso, dans la province de Yatenga, commune de Namissiguima (**Figure 14**). Il est circonscrit entre les coordonnées géographiques 13°37,5' et 13°41,5' de latitude Nord et entre 2°13,5' et 2°18,5' de longitude Ouest. Le bassin versant de Tougou englobe trois villages, dont Basnéré situé en amont, Faogodo au centre et Tougou en aval (**Figure 14**). Il est accessible grâce à une seule route nationale, la N23 reliant Ouahigouya et Titao. Le bassin de Tougou est représentatif d'une zone de socle se trouvant dans un climat sahélien du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest (**Figure 14**). C'est aussi une composante du grand bassin versant du Nakambé qui a fait l'objet de plusieurs études hydrologiques, la plus récente étant celle de Gbohoui et al. (2021). De par sa petite superficie, son accessibilité, sa géologie et son régime climatique, le bassin de Tougou a suscité beaucoup d'intérêt depuis 1990 dans le cadre des activités de recherches hydrologiques, climatiques et hydrogéologiques menées par IWACO (1990) et l'Institut 2iE (Mounirou et al., 2012, 2020 ; Koïta et al., 2017 ; Yonaba et al., 2021). Ces activités de recherche ont fait du bassin versant de Tougou un observatoire qui a été équipé au fur et à mesure de différents appareils de suivi des écoulements des eaux de surface (thalimède, sonde (Pressure Level Sensor PLS), etc.) d'une part (**Figure 14**). D'autre part, l'observatoire du bassin versant de Tougou compte des stations météorologiques et des pluviomètres pour le suivi des paramètres climatiques comme la pluie, la température de l'air, etc. (**Figure 14**). Les équipements de l'institut 2iE ont été généralement installés à partir de l'année 2004 dans le cadre de différents projets.

Les projets plus récents ont été financés par la Direction du Développement et de la Coopération (DDC) et la Banque Mondiale (BM) (Zouré et al., 2019 ; Yonaba et al., 2021). Plus particulièrement, le projet de la DDC a permis de mettre en place un dispositif expérimental agricole de 2015 à 2018 en vue d'étudier les impacts des bonnes pratiques agricoles sur le bilan hydrique des sols (Zouré et al., 2019). Ainsi, l'existence des travaux publiés (articles, mémoires et thèses) et d'une base de données climatiques et hydrologiques représente l'une des raisons pour laquelle le bassin de Tougou a été choisi pour cette étude. L'autre raison est que le bassin versant de Tougou avait déjà servi de site expérimental pour une étude hydrogéologique détaillée dans le cadre du projet bilan d'eau mené par IWACO (1990).

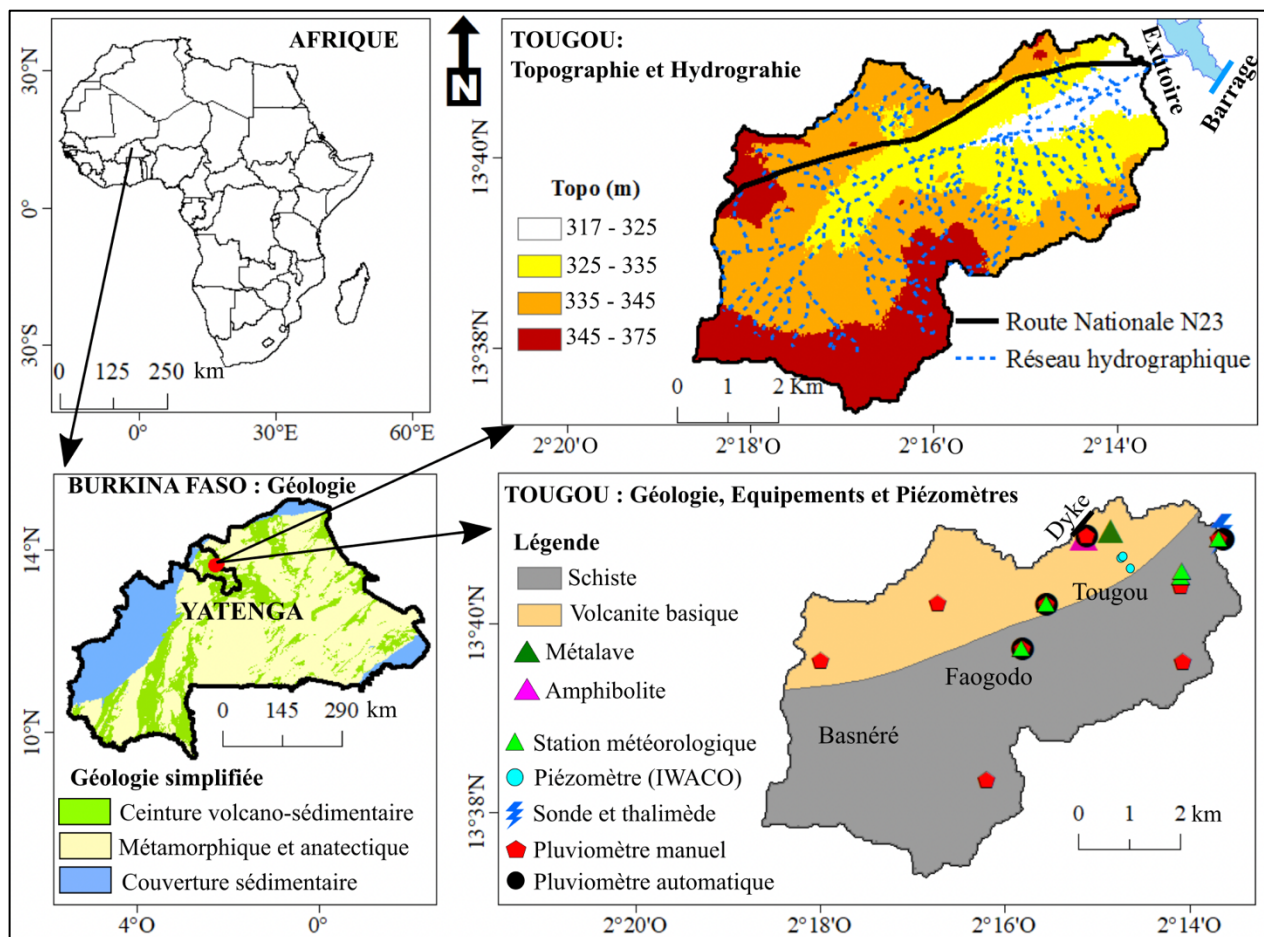


Figure 14 : la localisation, l'hydrographie et le relief du bassin versant de Tougou ainsi que la situation des trois piézomètres utilisés par IWACO (1990) et Koïta et al. (2017) et des équipements de mesures climatiques et hydrologiques (recensés sur le bassin versant de Tougou au début de l'étude).

Le projet d'IWACO (1990) a permis d'aboutir à des résultats intéressants quant au modèle conceptuel hydrogéologique, à la compréhension des mécanismes de recharge et à la quantification de la recharge des aquifères du bassin versant de Tougou. Ceci a guidé le choix de l'emplacement du site expérimental pour la collecte de données lors de la présente étude dont le but est d'actualiser l'état de connaissance des processus de recharge des aquifères de Tougou. Les connaissances les plus récentes sur cette thématique sont celles que fournit IWACO (1990). Or, des études ont montré que le bassin de Tougou a connu depuis 1990 des changements d'utilisation des sols et du climat, modifiant significativement l'hydrologie de surface (Zouré et al., 2019 ; Mounirou et al., 2020 ; Yonaba et al., 2021). Par ailleurs, le modèle conceptuel des mécanismes de recharge développé par IWACO (1990) est issu des observations faites en 1989 sur un nombre limité de piézomètres se trouvant sur la rive gauche de la rivière. Après les travaux d'IWACO (1990), trois de ces piézomètres (représentés sur la **Figure 14**) ont continué de faire l'objet d'un suivi des niveaux piézométriques par le Ministère de l'Eau et de l'Assainissement. Ces données ont permis d'estimer les taux de recharge des aquifères de Tougou (période : 2010-2015) à travers la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques (Koïta et al., 2017). Les estimations provenant de Koïta et al. (2017) ne peuvent pas être liées à une recharge diffuse ou une recharge concentrée étant donné que les connaissances actuelles sur les processus de recharge à Tougou sont limitées. IWACO (1990) avait conclu à une recharge concentrée au niveau de la rivière éphémère de Tougou. Toutefois, IWACO (1990) n'a pas mené des investigations au niveau de la rivière pour identifier l'existence ou non d'une recharge concentrée et évaluer les interactions rivière-aquifères.

2.3. CLIMAT, HYDROGRAPHIE ET TOPOGRAPHIE

Le bassin versant de Tougou se trouve dans la zone climatique sahélienne d'Afrique de l'Ouest. De 2010 à 2015, l'évapotranspiration réelle a varié entre 323 mm et 403 mm par an (Koïta et al., 2017). Les mesures faites à la station météorologique de Ouahigouya (la station la plus proche) indiquent de 1992 à 2015 une évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (ETP) de 2071 mm et une pluviométrie moyenne annuelle (P) de 673 mm (Bambara et al., 2019). De ce fait, le bassin versant de Tougou fait partie des zones semi-arides ($0,2 < P/ETP < 0,5$) car $P/ETP = 0,32$ (UNESCO, 1979 ; Middleton et Thomas, 1997). Sur la période 1986-2015, les valeurs moyennes annuelles des températures minimales et maximales ont atteint respectivement 18,7°C et 39,7°C à la station météorologique de Ouahigouya (Bambara et al., 2018).

La période la plus chaude survient durant la saison sèche et s'étale de mars à mai. Les températures les plus basses sont observées également durant la saison sèche de novembre à février. La saison pluvieuse va de juin à octobre (Mounirou et al., 2012 ; Zouré et al., 2019). Ainsi, le bassin versant de Tougou est caractérisé par des précipitations annuelles uni-modale et de là résulte un réseau hydrographique à écoulement temporaire⁸. Ce réseau est essentiellement constitué de ruisseaux et rigoles qui canalisent les eaux vers le cours d'eau principal appelé Bilanpouanga (**Figure 14**). D'une longueur de 8,5 km, ce cours d'eau se jette dans le barrage de Tougou situé en aval du bassin versant (Koïta et al., 2017 ; Mounirou et al., 2020). Ce barrage a été construit en 1962 pour pallier le manque d'eau survenant après la saison des pluies. Il permet ainsi à la population riveraine de se ravitailler en eau pour la poursuite des activités agricoles par irrigation et l'abreuvement du bétail durant la saison sèche. Du point de vue topographique, le paysage du bassin de Tougou se caractérise par un relief très peu accidenté avec une altitude moyenne de 328,5 m dont le point culminant est à 372 m et le point le plus bas se situe à 317 m (**Figure 14**). La topographie est caractérisé par des buttes et/ou des collines cuirassées et les glacis représentatifs des surfaces fonctionnelles (IWACO, 1990).

2.4. PEDOLOGIE, UTILISATION ET OCCUPATION DES SOLS

Le bassin versant de Tougou possède trois types de sol à savoir (Leprun, 1975 ; Pallo et Thiombiano, 1989 ; Sawadogo et al., 2008 ; Mounirou et al., 2020) (**Figure 15**) :

- **Les sols peu évolués** occupant généralement les crêtes et les versants du bassin versant de Tougou. Ils sont caractérisés par un horizon humifère reposant sur une cuirasse ferrugineuse ;
- **Les sols hydromorphes** qui se rencontrent au centre du bassin, aux alentours de la rivière éphémère. Ces sols sont associés à des sols ferrugineux tropicaux lessivés caractérisés par leur teneur élevée en oxydes et hydroxydes de fer/manganèse. Ils présentent généralement dans leurs horizons superficiels des taux de limon et de sable élevés et un taux d'argile faible ;
- **Les sols minéraux bruts** s'observent sur les cuirasses ou les formations superficielles n'ayant pas encore subi ou ne pouvant pas subir d'évolution pédologique. Ces sols n'ont pas de localisation spécifique. Ils sont sur les versants tout comme aux alentours du lit majeur de la rivière de Tougou.

⁸ Ne coule que pendant la saison humide lors des événements pluvieux

Les trois types de sol à Tougou sont couverts par une végétation naturelle de type sahélien dominée par la steppe qui est constituée majoritairement de formations ligneuses et graminéennes. La steppe arbustive et arborée (à majorité épineuse) est peu développée (Maïga-Yaleu, 2014). Les principales espèces sont l'acacia albida (*Faidherbia albida*) et le karité (*Vitellaria paradoxa*). Le tapis herbacé, constitué d'espèces annuelles, est discontinu et de taille basse (inférieure à 80 cm de hauteur). De telles caractéristiques ne constituent pas un véritable frein pour l'écoulement des eaux et le lessivage des couches superficielles des sols. Toutefois, la caractérisation de la dynamique spatio-temporelle de l'utilisation et l'occupation des sols du bassin de Tougou a révélé une baisse importante du couvert végétal de 1952 à 2017 (Figure 15) (Yonaba et al., 2021).

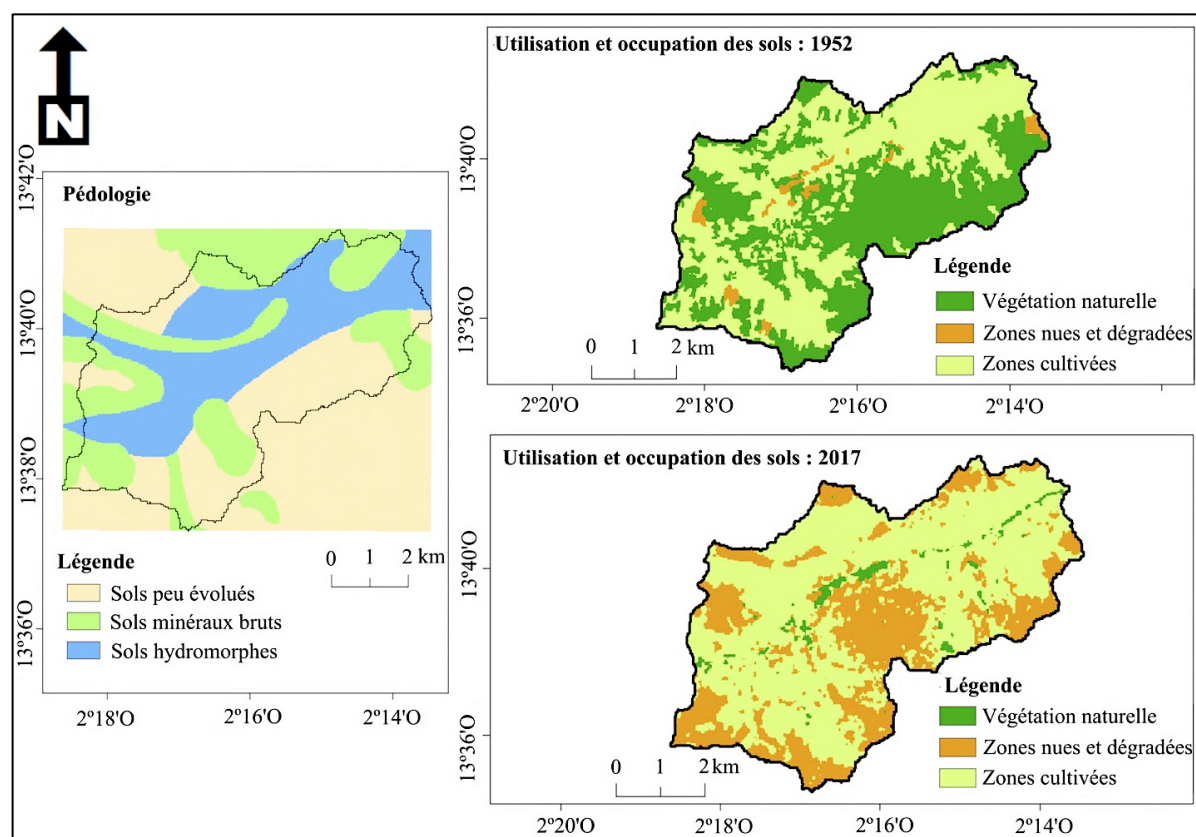


Figure 15 : la carte des sols ainsi que l'utilisation et l'occupation des sols en 1952 et en 2017 du bassin versant de Tougou (Yonaba et al., 2021).

En effet, les sols du bassin de Tougou étaient couverts à 51 %, 46 % et 3 %, respectivement, par les zones cultivées, la végétation naturelle et les sols nus/dégradés (Yonaba et al., 2021). En 2017, ils étaient couverts à 63,9 %, 2,5 % et 33,6 %, respectivement, par les zones cultivées, la végétation naturelle et les zones nues/dégradées (Yonaba et al., 2021).

Les principaux facteurs identifiés pour l'explication de la dynamique spatio-temporelle des états de surface sont : la pluviométrie, la température, l'évaporation, le défrichement, le déboisement et le pâturage (Yonaba et al., 2021). Par ailleurs, les sols du bassin de Tougou présentent divers types de croûtes (d'érosion, de dessiccation, gravillonnaire et structurale) imperméables. La formation des croûtes de surface favorise le ruissellement des sols aux dépens de l'infiltration (Mounirou et al., 2012, 2020 ; Yonaba et al., 2021).

2.5. CARACTERISTIQUE SOCIO-ECONOMIQUE

La population résidente dans la commune de Namissiguima où se situe le bassin versant de Tougou a connu un accroissement de 34 904 habitants en 2006 à 58 799 habitants en 2019 (Toubou et Paul, 2009 ; INSD, 2020). Les principaux groupes ethniques peuplant la région sont les Mossis, les Peulhs, les Fulsé et les Samo. L'habitation est de type groupé et elle concentre les descendants d'une même famille dans une seule concession. La quasi-totalité de cette population pratique l'agriculture et l'élevage. L'agriculture est soit pluviale ou irriguée. L'agriculture pluviale est la plus pratiquée et se caractérise par des moyens d'exploitation archaïques. Avec des sols naturellement pauvres en éléments nutritifs, l'optimisation des rendements agricoles se fait à l'aide des techniques de conservation des eaux et des sols, les plus utilisées étant le Zaï et les cordons pierreux (Zouré et al., 2019). Les agriculteurs pratiquent le sarclage dans le but de préparer le sol à l'approche des pluies et également dans les zones cultivées pour débarrasser le sol des mauvaises herbes. L'agriculture pluviale est orientée en majorité vers la culture des produits céréaliers tels que le mil, le sorgho, le maïs, etc. Ces cultures sont principalement destinées à l'autoconsommation. L'agriculture irriguée, pratiquée après la saison hivernale, est orientée vers la pomme de terre et l'oignon. La partie centrale du bassin (Faogodo) enregistre une faible activité agricole à cause de sa localisation sur le versant et la présence de croûtes (croûtes d'érosion et croûtes gravillonnaires) impropres à la culture. La partie du bassin versant située juste avant l'exutoire (portion aval du réseau hydrographique) est utile pour la culture. Comparée aux autres zones, cette portion avale du bassin est submergée par les eaux ruissellements sur une longue période. L'élevage est de type extensif et il est considéré comme la seconde activité des populations. L'abreuvement des troupeaux se fait en saison sèche par la retenue d'eau de Tougou (le barrage de Tougou) ou en utilisant les eaux souterraines. Le troupeau est essentiellement constitué de bovins, de caprins et d'ovins.

2.6. RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINE

2.6.1. Exploitation des eaux souterraines

En général, les eaux souterraines dans le bassin versant de Tougou sont utilisées à des fins domestiques. Elles sont très peu exploitées pour l'irrigation, par quelques populations locales. Les réserves en eau souterraine de Tougou sont exploitées durant la saison sèche compte tenu du caractère éphémère des eaux de surface. Le diagnostic effectué sur le terrain avant le début de la thèse a indiqué que les ressources en eau souterraine de Tougou sont exploitées à l'aide de puits à grand diamètre et de forages. Les forages sont équipés de pompes à motricité humaine permettant de puiser facilement de l'eau. Certains puits à grand diamètre sont fermés, mais les autres restent à ciel ouvert. Cependant, les forages réalisés dans le bassin versant de Tougou ne sont pas tous exploitables. Certains ont été abandonnés soit parce qu'ils étaient devenus secs ou parce que l'eau souterraine qu'ils contenaient possédait des éléments chimiques impropres à la consommation.

2.6.2. Géologie

Le bassin versant de Tougou est constitué par un bloc de socle cristallin précambrien de la dorsale de Man-Léo (appelée également bouclier Eburnéen) (Courtois et al., 2010 ; Machard de Gramont et al., 2017). Ce bloc occupe une partie centrale de près de 225 000 km² soit environ 80 % de la superficie totale du Burkina Faso (Machard de Gramont et al., 2017). Il est recouvert (de façon discordante) aux frontières nord et nord-ouest du pays par les sédiments précambriens du bassin de Taoudéni et sur la frontière sud est, par ceux de la bordure septentrionale du bassin voltaïen (Courtois et al., 2010). Les terranes fluvio-lacustres du Continental Terminal sont limités à des petites zones dans le nord-ouest et l'extrême est du pays. Le socle cristallin au Burkina Faso est composé de roches volcano-sédimentaires métamorphiques ainsi que du gneiss migmatitique et anatectique (**Figure 14**) (Machard de Gramont et al., 2017). Ces derniers sont disposés en ceinture et envahis principalement par des intrusions mafiques, ultramafiques et des tectonites (Courtois et al., 2010). Le bassin versant de Tougou se trouve dans la ceinture volcano-sédimentaire composée par de la volcanite basique⁹ au nord et des schistes au sud (**Figure 14**) (Gamsonré et Castaing, 2003).

⁹ Roche magmatique avec un pourcentage relativement élevé de minéraux mafiques et un faible pourcentage de silice (la quantité de SiO₂ est comprise entre 44 et 52 %).

Le volcanite basique est envahi au nord-est par des affleurements d'amphibolites (roche métamorphique solide et résistante à l'altération) et les metalaves (**Figure 14**) (Gamsonré et Castaing, 2003). L'étude menée par IWACO (1990) a noté au nord du bassin (village de Tougou), la présence d'un dyke méta-basique intrusif affleurant à sub-affleurant, situé sur la ligne de partage des eaux (**Figure 14**). IWACO (1990) a également mis en place une carte des structures linéamentaires illustrée à la **Figure 16**. Les directions principales de ces structures sont N60°–80°E et N110°–N120°E.

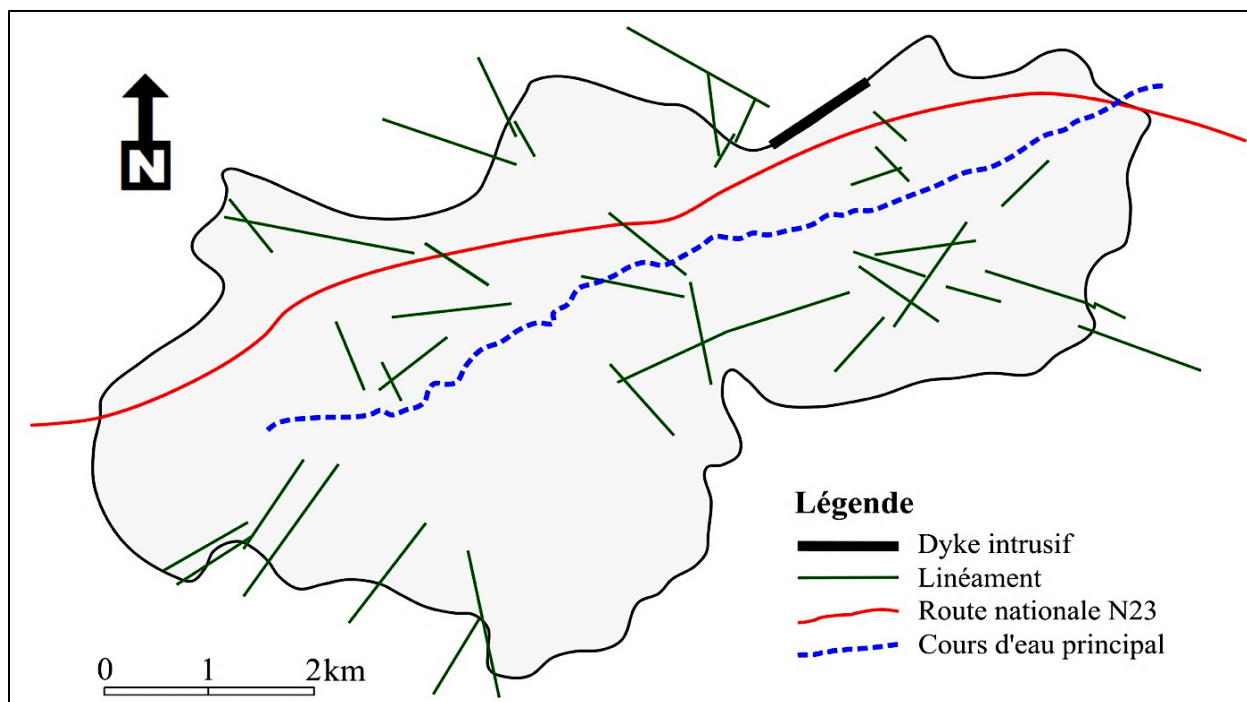


Figure 16 : la carte des structures linéamentaires dans le bassin versant de Tougou, modifiée d'après IWACO (1990).

2.6.3. Hydrogéologie

La succession des unités lithologiques rencontrées à Tougou est classique des zones altérées de socle dans les régions semi-arides (IWACO, 1990 ; Lachassagne et al., 2021).

D'après IWACO (1990), le profil d'altération (**Figure 17**) est composé du haut vers le bas, par :

- **Une couche d'environ 12 m de cuirasse latéritique** représentant un réservoir faible avec une extension discontinue. La couche latéritique est souvent surmontée par une couche superficielle d'argile sableuse ;

- Une couche altérée d'une épaisseur moyenne de 23 m représentant un réservoir important avec une extension continue ;
- Un horizon de schiste fissuré et fracturé avec une perméabilité variable et représentant un réservoir faible avec extension discontinue. La roche saine est rencontrée à 47 m de profondeur.

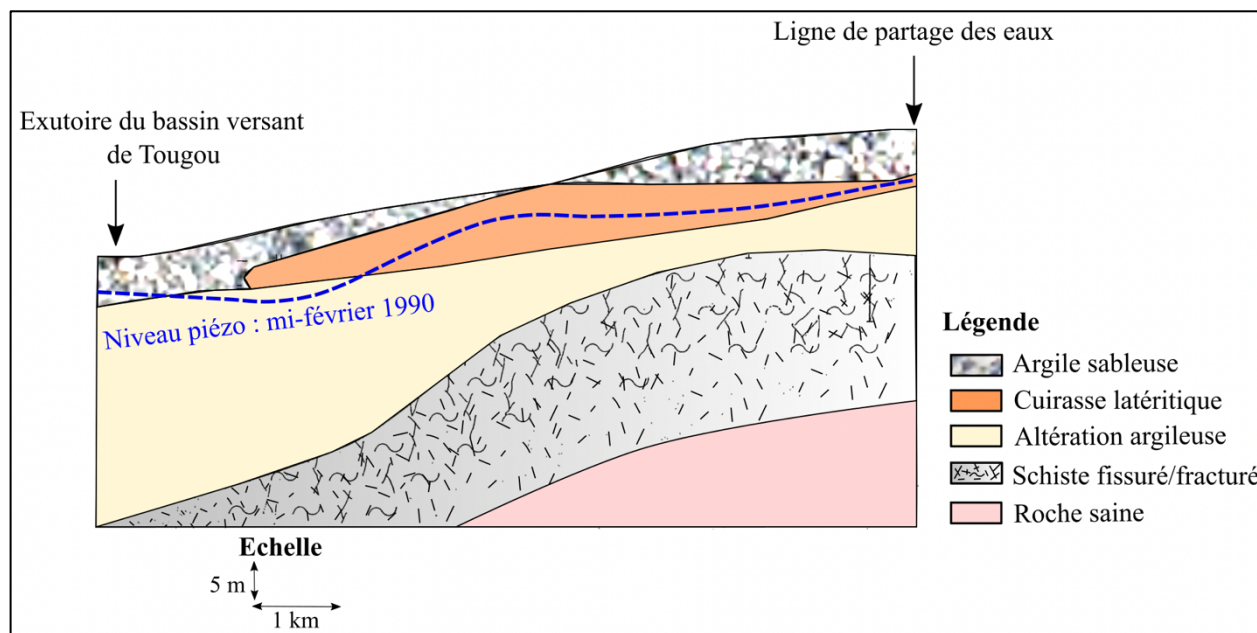


Figure 17 : le profil d'altération des aquifères de socle du bassin versant de Tougou (coupe longitudinale nord-est et sud-ouest) modifié d'après IWACO (1990).

Selon IWACO (1990), les venues d'eau les plus importantes sont situées entre la couche altérée et l'horizon fissuré. Cette zone de transition est marquée par les diaclases rencontrées en dessous de la zone latéritique à toutes les profondeurs. Les diaclases ouvertes sont limitées à la partie basse de la zone de transition (figures).

Les paramètres hydrodynamiques de l'horizon altéré et fissuré sont dans le **Tableau 4**.

Tableau 4 : Propriétés hydrodynamiques des aquifères de Tougou

Études	Réservoir	Porosité efficace	Transmissivité (m ² /s)	Coefficient d'emmagasinement
IWACO (1990)	Altérite	0,02- 0,05	-	-
	Roche fissurée	-	3,0×10 ⁻⁵ - 7,4×10 ⁻⁵	0,78×10 ⁻⁴ - 9,4×10 ⁻⁴
Koïta et al. (2017)	Altérite	0,0066-0,009	-	-

2.6.4. Mécanismes de recharge

Les conclusions essentielles tirées de l'étude d'IWACO (1990) quant aux mécanismes de recharge des aquifères sont les suivantes :

- Les aquifères de Tougou semblent être réalimentés **par le lit du cours d'eau. Il existe cependant un gradient hydraulique perpendiculaire au cours d'eau.** La nappe d'eau souterraine du bassin versant de Tougou est drainée par le dyke intrusif qui forme la limite nord-est du bassin. Par ailleurs, l'exutoire est considéré comme une zone de décharge préférentielle, car, les eaux quittent le bassin par un écoulement souterrain parallèle au cours d'eau ;
- **La remontée piézométrique** est liée à la quantité de la pluviométrie annuelle. Le niveau minimal est atteint juste au début de la saison de pluie en juin et le niveau maximal, en septembre. Toutefois, la fluctuation saisonnière du niveau piézométrique varie selon la localisation du point d'eau. La réaction de la nappe durant la saison de pluie est plus rapide en aval du bassin qu'en amont ;
- **Le bas-fond (vers l'exutoire) du bassin contient une densité élevée d'arbres** à racines profondes comme l'Acacia Albida pouvant puiser l'eau de la nappe.

2.6.5. Valeurs de la recharge

En combinant trois méthodes à savoir la méthode de Tritium, le bilan hydrologique et la méthode du bilan massique de chlorure, IWACO (1990) a estimé une recharge des aquifères de Tougou comprise entre 20 mm et 38 mm par an (période : 1988-1989). La méthode de fluctuation des niveaux piézométriques utilisée par Koïta et al. (2017) a fourni les taux de recharge allant de 37 mm à 50 mm par an sur la période de 2010 à 2015. Ces taux de recharge concernent les altérites et ont été obtenus avec des porosités de drainage allant de 0,0066 à 0,009. IWACO (1990) a plutôt trouvé les porosités de drainage allant de 0,005 à 0,06 à l'aide des essais de pompage. Mis à part la méthode du bilan hydrologique, les taux de recharge obtenus par IWACO (1990) et Koïta et al. (2017) concernent la rive gauche du bassin versant de Tougou.

2.7. CONCLUSION PARTIELLE

Dans le chapitre 2, le bassin versant de Tougou qui a fait l'objet de différentes études hydrologiques et hydrogéologiques est présenté. Le profil d'altération des aquifères du bassin versant de Tougou est classique des aquifères de socle se situant en régions semi-arides. Il est composé d'une cuirasse latéritique dans les horizons peu profonds, de l'altération argileuse et de la formation fissurée en profondeur. Dans le bassin versant de Tougou, la pluviométrie moyenne annuelle est largement inférieure à l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle. Ceci fait de ce bassin une zone semi-aride. Par ailleurs, le bassin de Tougou présente des caractéristiques des zones à climat sahélien d'Afrique de l'Ouest. La saison de pluie survient est unimodale (de juin à octobre) et la rivière principale coule uniquement durant la saison humide lors des événements pluvieux. De plus, le bassin versant de Tougou a connu une diminution remarquable du couvert végétal naturel de 1952 à 2017. Au cours de cette période, les zones nues/dégradées ont largement augmenté. Les changements d'utilisation et d'occupation de sol ont probablement affecté les processus de recharge des aquifères à Tougou. Etant donné que le modèle conceptuel des mécanismes de recharge des aquifères de Tougou est issu des observations faites en 1989, il est impératif d'actualiser l'état de connaissance sur les mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou en utilisant des approches et des techniques pluridisciplinaires. Le bassin versant de Tougou représente donc un très bon observatoire pour comprendre les processus de recharge des aquifères de socle en région sahélienne du Burkina Faso.

CHAPITRE 3 : DEVELOPPEMENT D'UN MODELE CONCEPTUEL DES MECANISMES DE RECHARGE DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU

3.1. INTRODUCTION

Le modèle conceptuel des mécanismes de recharge des aquifères de Tougou est développé dans ce chapitre. Ce modèle a fait l'objet d'une publication sous forme d'article dans *Hydrogeology Journal* (Rusagara et al., 2022) donné en **Annexe 12**. Les trois premiers objectifs spécifiques dont la finalité est de comprendre les processus de recharge des aquifères de Tougou y sont traités. En rappel, ces objectifs spécifiques sont les suivants :

1. Proposer le modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de Tougou ;
2. Définir la connexion hydraulique entre la rivière de Tougou et les aquifères sous-jacents ;
3. Caractériser les processus de recharge dans le premier aquifère sous la surface du sol.

Le présent chapitre décrit donc tout ce qui a été entrepris lors des investigations menées depuis mars 2016 jusqu'en décembre 2020 sur un transect piézométrique et au niveau de puits, respectivement perpendiculaire et longitudinaux à la rivière de Tougou. Il fournit des éléments sur l'analyse et l'interprétation des données collectées ainsi que l'approche multidisciplinaire adoptée pour caractériser les mécanismes de recharge lors de cette étude. L'approche multidisciplinaire a été choisie en vue de prendre en compte les différents aspects de la géologie, l'hydrologie, la surface du sol et du climat. Ces aspects sont impliqués d'une manière ou d'une autre dans les mécanismes de recharge des aquifères de socle en région semi-aride (voir chapitre 1, section 1.5). Les méthodes adoptées ont été tirées de différentes publications, en particulier celles dressant un état de l'art des méthodes de caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères, quelle que soit la zone climatique (Kalbus et al., 2006 ; Mouhri et al., 2011 ; Shanafield et Cook, 2014). Elles regroupent d'une part la tomographie de résistivité électrique, la foration et les tests de perméabilité à la surface et dans le souterrain. D'autre part, les niveaux des eaux souterraines (chaque jour de 2016 à 2020) et des eaux de la rivière éphémère (en 2017 et 2018) de Tougou ont été mesurés. Le suivi des niveaux piézométriques au niveau des puits et à l'échelle du transect a permis d'évaluer les interactions rivière-aquifère, les échanges inter-aquifères sous la rivière éphémère de Tougou ainsi que les échanges latéraux (perpendiculairement et longitudinalement à la rivière) dans le premier aquifère sous le sol.

En plus, le traçage des eaux souterraines par la conductivité électrique (CE) et la température (T°C) a été utilisé pour identifier les sources d'eau rechargeant l'aquifère peu profond. Il faut noter que toutes les investigations ont été menées à l'échelle d'un transect piézométrique et seul le suivi des niveaux piézométrique a été réalisé au niveau de puits à grands diamètres. Ainsi, pour caractériser les mécanismes de recharge des aquifères de Tougou, l'approche méthodologique proposée peut être résumée dans le logigramme exposé dans la **Figure 18**.

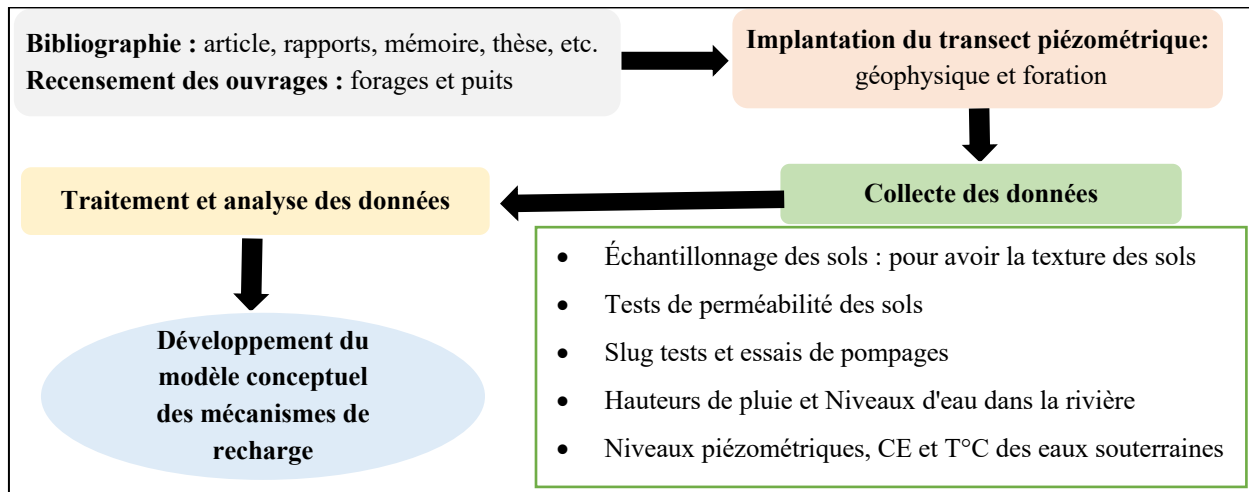


Figure 18 : le logigramme résumant l'approche méthodologique pour la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou.

Comme toute autre étude visant le développement d'un modèle conceptuel des mécanismes de recharge des aquifères, la première étape était de faire une revue bibliographique (voir chapitre 1). Ceci a permis de guider l'élaboration d'un programme de collecte de données sur le terrain (Maliva, 2016). Toutefois, une revue bibliographique a été effectuée à chaque étape de l'étude. Ainsi, avant d'entamer les investigations sur le terrain, les hypothèses ci-dessous ont été formulées :

- Le modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de Tougou est classique de celui des aquifères de socle cristallin en régions semi-arides ;
- La rivière éphémère de Tougou est une source de la recharge ;
- Le premier aquifère, probablement de la saprolite, est rechargé verticalement et réalimente ensuite l'aquifère sous-jacent ;
- Les versants pourraient contribuer à la recharge des eaux souterraines ;
- Les méthodes de caractérisation des mécanismes de recharge utilisées dans les domaines de socle en région semi-aride s'appliquent également à Tougou.

3.2. DESCRIPTION DU SITE EXPERIMENTAL

Dans le cadre de cette étude, les investigations sur le terrain ont été menées à l'échelle d'un transect piézométrique perpendiculaire à la rivière et les puits à grand diamètre, parallèle au lit de la rivière (**Figure 19**). Le transect piézométrique mesure 930 m de longueur. Il a été installé en 2016 (avant le début de la thèse), au centre du bassin versant et à 3915 m de l'exutoire. Ceci permettait d'exclure les pentes raides et les sols fortement dégradés à l'amont d'une part. D'autre part, le paysage plus plat et fortement végétalisé tout près de l'exutoire a été exclu. Le transect compte dix piézomètres peu profonds (25 m) et un forage profond (60 m). Le forage profond (FCE) et deux piézomètres peu profonds (P1CE et P2CE) ont été installés dans le lit de la rivière éphémère de Tougou (**Figure 19 c**). Trois et cinq piézomètres ont été implantés dans divers types d'utilisation du sol (**Tableau 6**) sur les rives gauche et droite, respectivement (**Figure 19 b**).

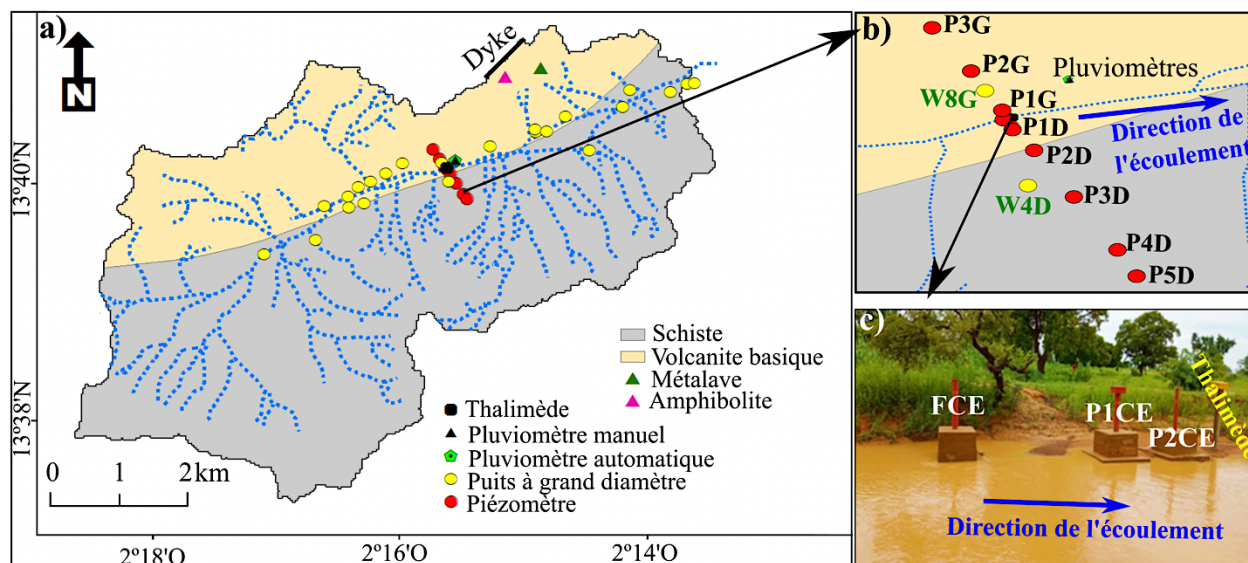


Figure 19 : a) la localisation du transect, de puits, du thalimède, et des pluviomètres à Tougou b) vue de dessus du transect, de pluviomètres et de puits proches du transect (W8G et W4D) c) zoom sur les ouvrages souterrains et le thalimède installés dans le lit de la rivière éphémère de Tougou.

A la surface du sol, les tubages en PVC des piézomètres et du forage profond ont été protégés par des tubages en acier plein de 2 m et 1,5 m de hauteur, respectivement dans le lit du cours d'eau et au niveau des rives. L'extrémité inférieure du tubage en acier a été protégée par une dalle en béton d'environ 0,5 m de hauteur tandis que son extrémité supérieure est fermée par un capot métallique et verrouillé par un cadenas.

Deux des piézomètres implantés sur chaque rive (P3G, P1G et P1D, P3D) sont équipés chacun d'une sonde automatique Ecolog 800 permettant d'enregistrer automatiquement les niveaux piézométriques ainsi que la conductivité électrique et la température des eaux souterraines. De même, le forage profond FCE et le piézomètre P1CE se trouvant dans le lit de la rivière ont été équipés chacun d'une sonde automatique Ecolog 800. Les sondes Ecolog 800 sont installées à 20 m de profondeur pour tous les piézomètres peu profonds et à 40 m pour le forage FCE. Par ailleurs, un thalimède mesurant les niveaux d'eau de la rivière a été installé en 2017 (pendant la thèse) près des piézomètres implantés dans le lit de la rivière (**Figure 19 c**). Ces puits sont forés manuellement et de ce fait, captent principalement l'aquifère peu profond de la saprolite. Les caractéristiques des puits à grand diamètre et des piézomètres sont résumées respectivement dans le **Tableau 5** et le **Tableau 6**. Les distances données entre les piézomètres/puits et l'exutoire ainsi que les distances fournies entre les puits et la rivière ont été estimées à l'aide de l'outil Arc GIS. Ce dernier a donné les distances avec des décimales. Dans le **Tableau 5** et le **Tableau 6**, les distances sont exprimées en nombres entiers.

Tableau 5 : Caractéristiques des puits peu profonds à grand diamètre et leur distance par rapport au lit de la rivière et à l'exutoire.

Rive	Puits	Altitudes (m)	Distance par rapport au lit de la rivière (m)	Distance par rapport à l'exutoire (m)
Rive gauche	W1G	335	20	6853
	W2G	330	30	5748
	W3G	332	15	5374
	W4G	338	90	5179
	W5G	332	113	4979
	W6G	332	98	4735
	W7G	332	160	4446
	W8G	330	87	3915
	W9G	327	201	3154
	W10G	325	285	2456
	W11G	325	341	2314
	W12G	326	290	1967
	W13G	322	500	946
Rive droite	W1D	335	180	6074
	W2D	333	130	5427
	W3D	333	161	5199
	W4D	330	207	3931
	W5D	327	550	1936
	W6D	322	12	1152
	W7D	321	141	449
	W8D	321	13	258
	W9D	320	35	174

Tableau 6 : Caractéristiques des piézomètres, leurs altitudes par rapport au niveau de la mer et la distance entre le lit de la rivière et chaque piézomètre

Zone	Piézomètre	Altitudes (m)	Diamètre (mm)	Profondeur (m)	Épaisseur zone non saturée (m) en mars 2016	Aquifère capté	Distance par rapport au lit de la rivière (m)	Distance par rapport à l'exutoire (m)	Utilisation des sols
Rive gauche	P3G	332	125	29	12	Saprolite	330	3915	Zone nue
	P2G	330	125	25	11	Saprolite	160		Zone cultivée
	P1G	328	125	25	19	Saprolite + Schiste altéré	20		Végétation naturelle
Lit de la rivière	P1CE	327	125	23,5	9	Saprolite	0		-
	P2CE	327	63	18	9	Saprolite	0		-
	FCE	327	125	60	9	Schiste altéré	0		-
Rive droite	P1D	328	125	25,25	10	Saprolite	25		Végétation naturelle
	P2D	329	125	25	12	Saprolite	115		Zone cultivée
	P3D	331	125	25	14	Saprolite	300		Zone nue
	P4D	331	125	29	15	Saprolite	500		Zone nue
	P5D	332	125	25,9	15	Saprolite	600	Zone cultivée	

3.3. COLLECTE DES DONNEES

Les données collectées au cours de cette étude sont résumées dans le **Tableau 7**. Les détails des investigations menées à cet effet sont décrits dans la section ci-dessous. Les investigations concernent différents aspects dont l'hydro-climat, le sol, le sous-sol et les eaux souterraines.

Tableau 7 : Données collectées sur le long du transect piézométrique et dans les puits à grand diamètre pour la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères de Tougou.

Aspects	Paramètre étudié	Investigation	Matériel	Fréquence de mesure
Hydro-climat	Pluie journalière (mm)	Mesure continue d'hauteurs de pluie	Pluviomètres proches du transect	1 heure
	Charge hydraulique (journalière) dans la rivière (m)	Mesure continue des niveaux d'eau dans la rivière	Thalimède	5 minutes
	Température journalière de l'air (°C)	Données issues de la station météorologique proche : Ouahigouya	-	1 jour
Sol	Texture des sols	Analyse granulométrique	Tarière, four, tamis, densimètre	Une fois durant la saison sèche (février 2020)
	Conductivité hydraulique non saturée (m/s)	Tests de perméabilité	Mini-disque	
	Conductivité hydraulique saturée (m/s)		Double anneau de Müntz	
Le sous-sol	Résistivité électrique (Ohm mètre)	Investigation géophysique (ERT)	Syscal R1+	1 fois en 2015
	Lithologie	Foration	Marteau	1 fois en 2016
	K (m/s), T (m ² /s) et S _y	Essais de pompage et chocs hydrauliques	Motopompe et Bailer	1 fois en 2016 pour les essais de pompage et 2020 pour chocs hydrauliques
Eau souterraine	Charge hydraulique (journalière) en m au niveau des puits et piézomètres	Suivi continu des niveaux piézométriques (m)	Sondes automatiques (installées dans les Piézo)	1h
			1 sonde manuelle	1 fois/jour pour les Piézomètres et 1fois/2 jours pour les puits
	Conductivité électrique (mS/cm) et température (°C) (Journalières)	Enregistrement continu de la conductivité électrique (mS/cm) et de température (°C)	Sondes automatiques (précision : ± 0,01 mS/cm, ± 0,1°C, ± 0,05 % pleine échelle)	1h

3.3.1. Tests de perméabilité des sols à l’aplomb des piézomètres

La conductivité hydraulique des sols indique leur capacité à infiltrer des eaux et représente l'un des paramètres essentiels pour comprendre les voies de recharge des eaux souterraines (Ransley et al., 2007 ; Shanafield et al., 2012 ; Shanafield et Cook, 2014 ; Naganna et al., 2017). La classification de la perméabilité des sols en fonction des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation est donnée en **Tableau 8** (Naganna et al., 2017). Pendant la saison sèche en février 2020 (durant la thèse), les tests de perméabilité ont été réalisés à l’aplomb des piézomètres du transect. Les outils, les points mesurés et les protocoles des essais sont décrits ci-dessous.

Tableau 8 : Classification de la perméabilité des sols en fonction des valeurs de conductivité hydraulique saturée (Naganna et al., 2017).

Perméabilité des sols	Plage approximative de la conductivité hydraulique saturée (m/s)	Exemple de types de sols
Fortement imperméable	$< 10^{-10}$	Argile à plasticité faible, moyenne et haute
Imperméable	$10^{-8} - 10^{-10}$	Limon graveleux, argiles graveleuses, argiles sableuses
Faiblement perméable	$10^{-6} - 10^{-8}$	Sables argileux, graviers argileux, graviers limoneux
Perméable	$10^{-4} - 10^{-6}$	Sables et graviers contenant une faible fraction (5-15%) de grain fin
Fortement perméable	$> 10^{-4}$	Sables et graviers sans ou avec une très faible fraction de sols fins (<5%)

a. Outils utilisés pour les tests de perméabilité

Pour la campagne d’essais de perméabilité à l’aplomb des piézomètres, **un infiltromètre mini-disque de Decagon Devices (Figure 20 a)** et **un double anneau (méthode de Müntz) (Figure 20 b)** ont été utilisés. Le **mini-disque** a été choisi, car, il donne un jeu de données importantes en peu de temps grâce à son installation facile et sa taille compacte. De plus, la quantité d’eau nécessaire à son fonctionnement est faible et peut être facilement transportée sur le terrain. Puisque le mini-disque est un infiltromètre à tension, il permet de mesurer la conductivité hydraulique non saturée K_{ϕ} [LT^{-1}] de n’importe quel sol sur lequel il est placé. Cette conductivité est exprimée à travers la formule (Equation 1) suivante :

$$K_{\phi} = \frac{c_1}{A} \text{ (Equation 1)}$$

Avec C_1 : la pente de l'infiltration cumulative en fonction de la racine carrée du temps [LT^{-1}] et A : paramètre adimensionnel désignant la valeur calculée pour chaque classe texturale des sols en fonction des paramètres de Van Genuchten (n et α), de la succion imposée (de $-0,5$ cm à -7 cm) et au rayon du disque d'infiltromètre soit $2,25$ cm. Les valeurs des paramètres de Van Genuchten (n et α) sont données par le constructeur de Decagon Devices pour douze classes (sable, argile, limon, sable argilo-limoneux, etc.) de texture du sol en milieu non saturé.

Quant au **double anneau de Müntz**, il a été choisi, car il donne la conductivité hydraulique verticale des sols à l'état saturé K_{sat} (Boivin, 1990). Le principe d'essai à l'aide de cet outil est de mesurer l'infiltration d'une lame d'eau sous charge constante s'infiltrant verticalement dans le sol (Boivin, Touma, et Zante 1988 ; Boivin 1990). Comme son nom l'indique, le dispositif est composé de deux anneaux (extérieur et central). D'un diamètre de 33 cm, l'anneau de garde (extérieur) permet de maintenir l'écoulement vertical et limiter les fuites sous l'anneau central. Quant à l'anneau central, il a un diamètre de 25 cm. Cependant, la durée de mesure avec le double anneau peut être longue (dizaines d'heures) surtout dans des sols encroûtés que présente notre zone d'intérêt (Boivin 1990 ; Mounirou et al. 2012 ; 2020).

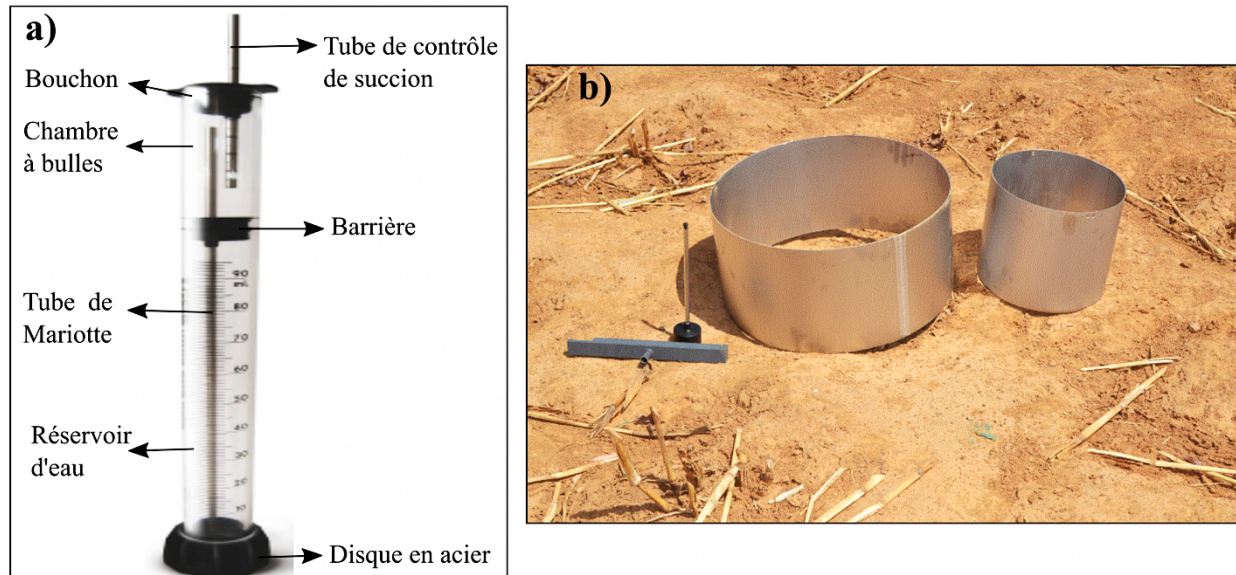


Figure 20 : a) le mini-disque (Decagon Devices, 2016) et b) le double anneau de Müntz

b. Points de mesure

Puisque les mesures avec le double anneau de Müntz et le mini-disque sont ponctuelles, les points de mesure ont été définis au préalable à l'échelle du transect piézométrique.

Les essais ont été effectués à l'aplomb de chaque piézomètre, dans un rayon ne dépassant pas quatre mètres (**Figure 21**). Cela a permis de minimiser les effets dus à la discontinuité et l'hétérogénéité des sols, d'éviter les effets de bords en lien avec la pose de la dalle autour des piézomètres et d'avoir un espace suffisant pour effectuer des essais statistiquement représentatifs (Schwartz et al., 2003 ; Kellner et Hubbart, 2016). Pour le mini-disque qui requiert moins de temps et consomme très peu d'eau, dans le lit du cours d'eau, quatre tests ont été effectués (**Figure 21 a**) et cinq à l'aplomb de P1G (**Figure 21 b**) et huit de P1D (**Figure 21 c**). Pour chaque piézomètre éloigné de la rivière, c'est-à-dire au-delà de 150 m (P2G, P3G, P2D, P3D, P4D et P5D), douze points de mesure ont été réalisés (**Figure 21 d**). Ceci fait un total de 72 points de mesure.

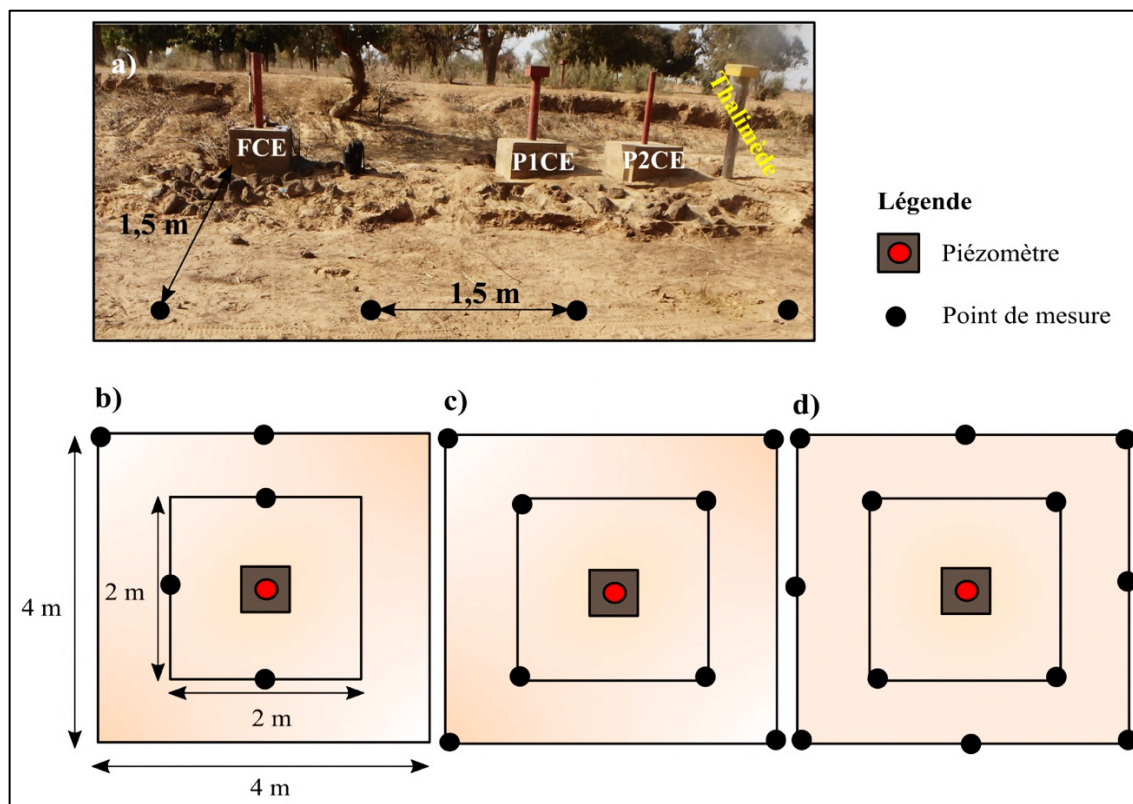


Figure 21 : les points de mesure avec le mini-disque : **a**) dans le cours d'eau, **b**) à l'aplomb de piézomètre P1G, **c**) à la surface du piézomètre P1D et **d**) à l'aplomb des piézomètres P2G, P3G, P2D, P3D, P4D et P5D.

Pour le double anneau de Müntz, trois tests de perméabilité par piézomètre ont été réalisés dans la rivière, à 330 m en rive gauche (P3G) ainsi qu'à 300 m (P3D) et 600 m (P5D) en rive droite. Il faut noter que le nombre d'expériences dépendait de la distance entre le piézomètre et le lit du cours d'eau.

En effet, IWACO, (1990) avait précédemment indiqué en plus de la rivière, une probable source de recharge des aquifères à mi- pente au niveau de la rive gauche. Egalement, au cours de cette étude, l'analyse préliminaire des données collectées (les niveaux piézométriques, la conductivité électrique et la température des eaux souterraines) à l'échelle du transect avait montré que l'onde de pression hydraulique en provenance de la rivière diminuait avec la distance. Ainsi, les zones les plus ciblées par les essais de perméabilité étaient d'une part le lit de la rivière de Tougou en vue d'identifier les processus par lesquelles l'eau de la rivière pénètre le sol pour atteindre les aquifères sous-jacents. D'autre part, il s'agissait des piézomètres les plus éloignés de la rivière (au-delà de 300 m) afin de connaître si l'infiltration à travers la matrice du sol à l'aplomb de ces piézomètres fait partie des mécanismes selon lesquelles l'aquifère de la saprolite capté à ces endroits est rechargé. Le fait de cibler les zones nécessitant le plus d'investigations a permis de limiter le temps des essais. Ceci était primordial compte tenu de la situation sécuritaire et étant donné que le technicien du Laboratoire devrait effectuer des mesures sans appui d'une autre personne.

c. Protocoles de mesure

Pour les tests d'infiltration à l'aide du mini-disque, l'infiltromètre a été préparé comme décrit dans son manuel d'utilisation (Decagon Devices, 2016) et la succion adoptée était de $-0,02$ m. Cette succion a été sélectionnée parce qu'elle est jugée suffisante par le constructeur du mini-disque pour la plupart des sols (Decagon Devices, 2016). Les essais ont été faits en appliquant l'infiltromètre à un endroit lisse à la surface du sol, tout en assurant un contact solide entre le disque en acier et la surface du sol. Ensuite, le volume d'eau dans le réservoir du mini-disque a été noté toutes les trente secondes, au fur et à mesure que l'eau s'infiltrait. Pour la succion de $-0,02$ m, il est recommandé d'utiliser un intervalle de temps court soit 30 secondes (Decagon Devices, 2016). Les essais ont été arrêtés une fois que le volume d'eau restant dans le réservoir est de 10 mL d'eau. Ceci permet d'aboutir à des calculs précis de la conductivité hydraulique non saturée. Concernant le double anneau de Müntz, le protocole de mesure consiste à maintenir une lame d'eau de 3 cm dans l'anneau de garde. Au début de l'essai, le cercle intérieur et l'anneau de garde ont été enfoncés jusqu'à 6 cm. Par la suite, l'eau a été versée dans les deux cylindres jusqu'à 3 cm. A chaque pas de temps prédéfini à savoir : 1 min, 3 min, 5 min, 10 min, 20 min, 30 min, 60 min, 90 min, 120 min, 150 min, 180 min, 210 min et 240 min, un volume d'eau a été ajouté pour avoir le niveau initial (3 cm).

C'est donc le volume d'eau ajoutée en fonction du temps qui a été analysé pour le calcul de la conductivité hydraulique à saturation des sols. Les essais ont été arrêtés lorsque le volume d'eau ajoutée restait constant durant trois pas de temps de mesure successive.

3.3.2. Echantillonnage des sols à l'aplomb des piézomètres

L'échantillonnage des sols remaniés a été effectué le long du transect piézométrique pour connaître la composition granulométrique du sol et donc établir sa texture à l'aplomb des piézomètres. La texture des sols est nécessaire pour la connaissance de la détermination de la conductivité hydraulique non saturée. Le plan d'observation pour l'échantillonnage du sol était le même que celui utilisé pour les tests d'infiltration. Ainsi, l'échantillonnage des sols concernait uniquement la surface du sol dans un rayon de 4 m autour des piézomètres. Une tarière manuelle conçue pour prélever des échantillons (250 grammes : 1 tasse de sol sec) dans différents types de sol, allant de sableux à argileux, a été utilisée (Böhm, 1979). La tarière a été enfoncée jusqu'à une profondeur de 10 à 15 cm. Trois échantillons des sols ont été prélevés dans chaque grille de 16 m² tout en respectant les critères d'homogénéité (apprécier directement la texture des sols et récupérer au moins un échantillon pour chacune) (Ackerson, 2018). Tout comme pour les tests d'infiltration, l'échantillonnage de sols a été fait pendant la saison sèche en février 2020 (pendant la thèse).

Pour chaque échantillon collecté, une analyse granulométrique a été effectuée au laboratoire de Génie Civil de l'Institut 2iE. Il s'agissait de déterminer le pourcentage de sables, de limons et d'argiles que contenaient les échantillons. Les méthodes utilisées à cet effet étaient le tamisage et la sédimentométrie. Le tamisage a permis de déterminer la distribution pondérale des particules de dimensions supérieures ou égales à 80 µm. Les tamis normalisés (NF P 18-560) par AFNOR ont été employés. Les mailles de ces tamis possèdent des diamètres respectant la progression suivante : 40 µm, 50 µm, 63 µm, 80 µm, 100 µm, 125 µm, 160 µm, 200 µm, 250 µm, 315 µm, 400 µm, 500 µm, 630 µm, 800 µm, 1 mm, 1,25 mm, 1,6 mm, 2 mm, 2,5 mm. Quant à la sédimentométrie, elle a été effectuée en utilisant un densimètre en vue de déterminer la distribution pondérale des particules de dimensions inférieures à 80 µm (module AFNOR 20). Les pourcentages (en masse) des tamisats/passants issus du tamisage et de la sédimentométrie ont été traduits sur une courbe granulométrique permettant d'obtenir la proportion des sables, des limons et des argiles. La texture des sols pour chaque échantillon a été déterminée en utilisant le triangle textural grâce au logiciel Soil Water Characteristics (SWC) [développé par la FAO (Food and Agriculture Organization)].

3.3.3. Investigation géophysique et foration

Un profil de tomographie de résistivité électrique (ou un profil ERT) a été réalisé perpendiculairement à la rivière (Direction N150), en 2015 avant le début de la thèse (**Figure 22**). Les données brutes ont été collectées. Ce profil se situe au centre du bassin et est d'une longueur de 1255 m, le long duquel les piézomètres et le forage FCE ont été implantés. Pendant la foration, des cuttings obtenus à chaque mètre ont été conservés pour chaque ouvrage et interprétés pour dresser les lithologs. Ces lithologs ont permis de valider le modèle géo-électrique de tomographie de résistivité électrique obtenu. Ceci a donc permis de développer le modèle conceptuel géologique des aquifères du bassin versant de Tougou. L'appareil utilisé pour l'investigation géophysique est un résistivimètre de type Syscal R1+ Switch de 72 électrodes de la société Iris Instruments. Les dispositifs adoptés étaient le Wenner alpha (α) et le Wenner Beta (β). Avec le Syscal R1+ Switch de 72 électrodes, l'espacement entre les électrodes était de 5 m. Ceci aboutit donc à des panneaux électriques de 355 m. Le déplacement d'un panneau à un autre a été fait suivant le mode Roll Allong $\frac{1}{2}$ afin d'avoir les longueurs de plus de 355 m. Cette approche de mesure consiste à déplacer la moitié du dispositif après la 72^e électrode. L'extrémité de la première tomographie devenant le centre de la seconde, cela permet d'avoir un bon compromis entre la profondeur d'investigation au niveau du recouvrement et la mise en œuvre sur le terrain.

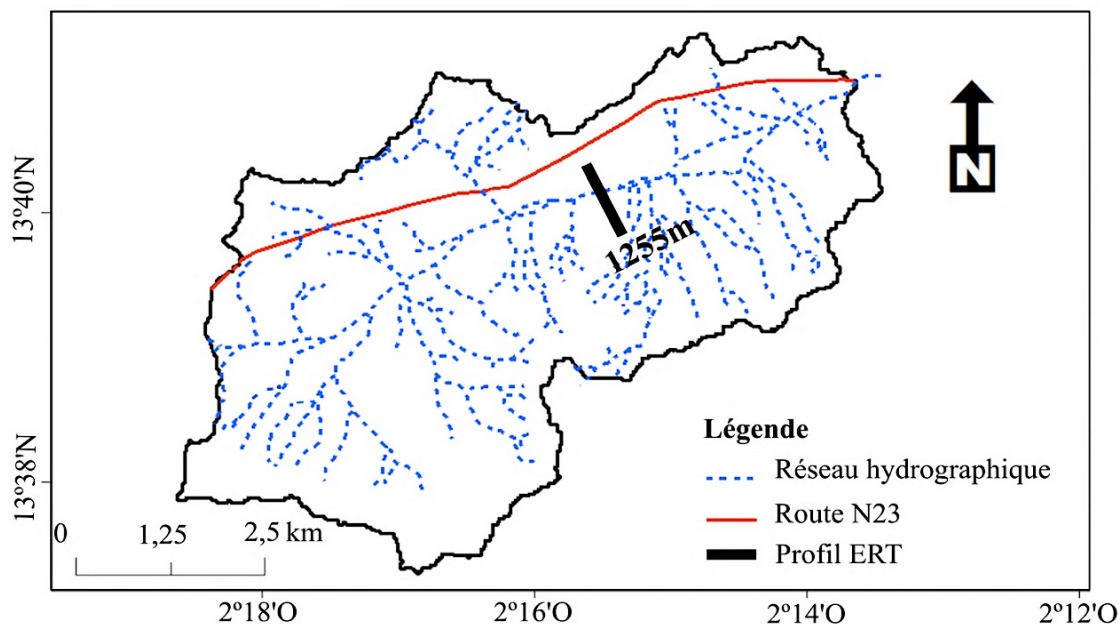


Figure 22 : la localisation du profil de tomographie de résistivité électrique réalisé avant l'implantation des piézomètres en 2015 dans le bassin versant de Tougou.

3.3.4. Détermination des propriétés hydrodynamiques des aquifères captés au niveau du transect

a. Justification du choix des méthodes d'essais de la perméabilité des aquifères

Les fluctuations du niveau piézométrique reflètent l'équilibre entre la recharge et la vitesse à laquelle l'eau souterraine coule latéralement et verticalement, selon les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (Shanafield et al., 2012). Ainsi, des essais de pompage de courte durée et des chocs hydrauliques ont été effectués en vue de déterminer les propriétés hydrodynamiques des aquifères captés à proximité des piézomètres. Les essais de pompage de longue durée n'étaient pas recommandés dans le cadre de cette étude. En effet, pour l'aquifère de la saprolite argileuse captée (faible conductivité hydraulique), ils auraient pu vider l'ouvrage pompé sans pour autant noter de réactions dans les piézomètres d'observation (Maliva, 2016). Partant de cette hypothèse, des essais de pompage de courte durée et de chocs hydrauliques ont été effectués.

Les essais de pompage de courte durée ont été faits en mars-juin 2016 avant le début de la thèse. Les données correspondantes ont été collectées pour interprétation. L'autre alternative utilisée durant les travaux de thèse était celle de chocs hydrauliques (slug tests). La technique de chocs hydrauliques a été choisie, car elle est très rapide et moins coûteuse (requiert moins de matériel) comparativement aux essais de pompages (courtes ou de longues durées). Au moment où les investigations ont été menées (en février 2020, donc pendant la thèse), les chocs hydrauliques étaient mieux adaptés non seulement pour le contexte géologique, mais également, pour la situation sécuritaire de la zone d'étude. Cependant, les chocs hydrauliques fournissent des résultats sur une petite échelle (distance d'investigation comprise entre 1 m et 10 m) (Maliva, 2016), tandis que les essais de pompage à un seul puits (courte durée) peuvent couvrir une distance d'investigation variant de 10 à 500 m par rapport au puits testé (Maliva, 2016). Par conséquent, les informations obtenues grâce aux essais de pompage de courte durée et aux chocs hydrauliques ont été complémentaires.

b. Réalisation des essais de pompage et des chocs hydrauliques

Les essais de pompages ont été réalisés au niveau des 3 piézomètres captant exclusivement la saprolite (P1CE, P1D et P2D), d'un piézomètre captant partiellement la saprolite et le schiste (P1G) et du forage FCE représentatif du schiste légèrement altéré.

Pour tous les essais de pompage, la descente et parfois la remontée ont été suivies uniquement dans les piézomètres de pompage. Les débits de pompage ont été constants pour P1D, P2D et FCE et variables pour P1G et P1CE. Les débits de pompage variaient entre $0,6 \text{ m}^3/\text{h}$ et $3,8 \text{ m}^3/\text{h}$. Les descentes ont été exécutées pendant environ 240 min et les remontées ont duré pour la plupart 60 min. Les **chocs hydrauliques** ont été effectués dans tous les ouvrages sauf P2CE. Le piézomètre P2CE a été omis compte tenu de son diamètre trop petit (63 mm) pour contenir en même temps le tubage de prélèvement en PVC (75 mm) et la sonde (22 mm). Le principe des chocs hydrauliques adopté était le retrait d'eau dans l'ouvrage, suivi de l'enregistrement des changements des niveaux d'eau souterraine dans le temps (toutes les 5 secondes) par les sondes OTT Ecolog 800. Selon le protocole décrit par Maliva (2016), l'outil de prélèvement des eaux souterraines a été confectionné artisanalement à l'aide d'un tube à clapet en PVC, ouvert en haut et fermé à la base (**Figure 23**).

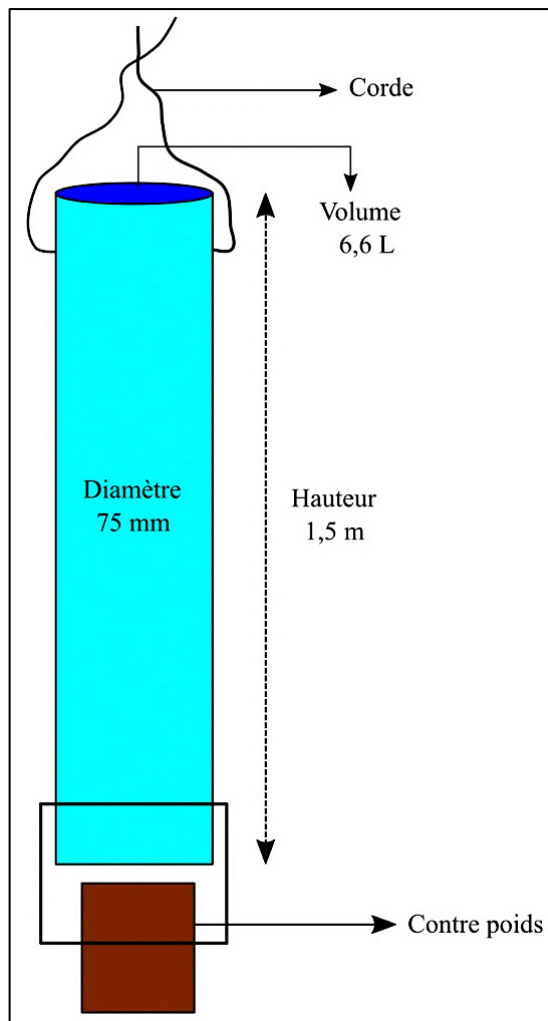


Figure 23 : l'outil confectionné pour réaliser les chocs hydrauliques (slug tests).

Le poids de l'assise (contrepois) est supérieur au poids du volume d'eau que peut contenir le tube à clapet. Le diamètre du tubage préleveur est de 75 mm, inférieur au diamètre minimal du tubage des piézomètres qui est de 125 mm moins le diamètre de la sonde soit 22 mm. Quant à la longueur du tube, elle est de 1,5 m. Ce tube a permis donc de prélever un volume d'eau maximal de 6,6 litres, facilement transportable tout en créant un choc hydraulique significatif dans l'ouvrage. Les détails sur les débits de pompage lors des essais et le déplacement des eaux souterraines lors des chocs hydrauliques sont donnés dans le **Tableau 9** et **Tableau 10**.

Tableau 9 : Débit des essais de pompage et le niveau statique N_{statique} mesuré au début des essais

Piézomètre	N_{statique} (m)	Temps (min)	Q (m ³ /h)
P2D	11,59	0	0,85
		240	0
P1D	10,15	0	0,78
		240	0
P1CE	8,9	0	0,85
		120	1,5
		180	0
P1G	9,28	0	1,05
		120	2,1
		180	3,8
		240	0
FCE	9,43	0	0,6
		16	0

Tableau 10 : Déplacement initial d'eau et le niveau statique N_{statique} lors des chocs hydrauliques

Piézomètre	N_{statique} (m)	Déplacement initial (m)
P2G	13,24	-1,61
P1D	12,94	-0,22
P2D	13,84	-0,28
P3D	15,91	-0,23
P5D	16,22	-1,46
P1CE	11,31	-0,58

3.3.5. Mesures des niveaux d'eau dans la rivière, collecte des données d hauteurs de pluie et de la température de l'air

Les données hydro-climatiques comprennent le niveau d'eau dans la rivière éphémère de Tougou et les hauteurs de pluie. Ces données représentent les sources principales (les signaux d'entrée) de la recharge des eaux souterraines en régions semi-arides de socle (Cuthbert et al., 2016; Abdou Babaye et al., 2019; Zarate et al., 2021).

Les hauteurs de pluie journalière utilisées lors de cette étude sont issues des pluviomètres (manuel et automatique) les plus proches du transect piézométrique. Ces pluviomètres ont été installés dans le cadre d'un autre projet de recherche (Zouré et al., 2019). Les hauteurs de pluie collectées couvrent la période d'étude : 2016-2020. Quant aux niveaux d'eau de la rivière, ils ont été collectés toutes les cinq minutes à l'aide du thalimède. Ce dernier est un enregistreur limnométrique permettant de mesurer en continu la lame d'eau dans la rivière. Les données enregistrées automatiquement par le thalimède ont été téléchargées à l'aide d'un ordinateur portable. Le thalimède a fonctionné correctement une partie de la saison humide de 2017 (du 1^{er} juin au 14 juillet) et la saison humide de 2018 (du 15 juin au 9 septembre). Les températures maximales, minimales et moyennes journalières de l'air (en degrés Celsius) ont été obtenues à la station météorologique la plus proche de Ouahigouya. L'année 2018 a été considérée et correspond au moment où les sondes installées dans les piézomètres avaient correctement mesuré la conductivité électrique et la température des eaux souterraines. Pour l'analyse, la température moyenne de l'air a été utilisée à l'échelle mensuelle. Plus de détails sur les variations de la température journalière de l'air sont données en **Annexe 1**.

3.3.6. Mesures effectuées au niveau des eaux souterraines

a. Suivi manuel des niveaux piézométriques

Le suivi manuel des niveaux piézométriques (**Figure 24 a**) a été fait de façon continue dans les puits à grand diamètre (une fois tous les deux jours) et dans les piézomètres du transect (tous les jours) depuis mars 2016 (**Figure 19**). Ces mesures sont effectuées par un observateur de terrain à l'aide d'une sonde électrique manuelle (**Figure 24 b**). Les mesures se faisaient à six heures du matin avant que la population ne commence à puiser de l'eau. Il a été supposé que la population pompe l'eau uniquement en journée laissant le temps à la nappe de retrouver son état statique pendant la nuit. Les données manuelles des niveaux piézométriques utilisées dans le cadre de cette étude vont du 26 mars 2016 au 31 décembre 2020. Quelques lacunes sont observées, surtout pour l'année hydrologique 2016-2017. Elles sont liées soit au dysfonctionnement de la sonde, à la défaillance des batteries de la sonde ou au changement de l'observateur de terrain.

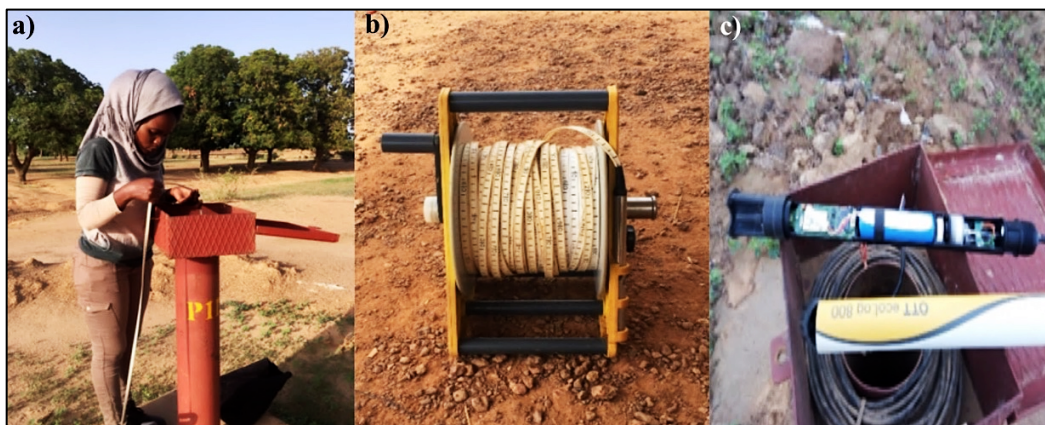


Figure 24 : a) la mesure de la profondeur de l'eau dans la nappe, b) la sonde manuelle et c) la sonde OTT Ecolog 800.

b. Enregistrement automatique des niveaux piézométriques, de la température et de la conductivité électrique des eaux souterraines

Le niveau piézométrique, la conductivité électrique et la température des eaux souterraines ont été enregistrés automatiquement au niveau des six piézomètres équipés de sonde OTT Ecolog 800 (**Figure 24 c**). La précision de ces sondes est de $\pm 0,1$ °C pour la température, $\pm 0,01$ mS/cm pour la conductivité électrique, et $\pm 0,05$ % pleine échelle pour les niveaux piézométriques. Pour qu'une sonde soit opérationnelle, elle a fait au préalable l'objet d'un calibrage. Il s'agissait de faire correspondre le niveau piézométrique mesuré manuellement à celui observé à l'aide de la sonde automatique. De plus, une solution d'étalonnage de 1,412 mS/cm (pour 1000 mL) telle que proposée dans le manuel d'utilisation des sondes OTT Ecolog 800 a été utilisée pour calibrer la sonde de mesure de la conductivité électrique des eaux souterraines. Le pas de temps de mesure a été fixé à une heure et les valeurs journalières ont été obtenues en calculant la moyenne sur toute la journée. Par ailleurs, le calibrage des sondes se faisait à chaque mission organisée durant la saison sèche et pluvieuse de chaque année. Les données enregistrées grâce aux Ecolog 800 ont été téléchargées en connectant directement la sonde à un ordinateur à l'aide d'un câble. L'analyse des données (l'identification des messages d'erreur traduisant des lacunes ainsi que des variations brutales) a montré que les sondes Ecolog 800 ont correctement enregistré les données du 29 mars 2018 au 15 avril 2019 pour P1CE, P3G et P3D. Ce sont donc ces données qui ont été utilisées pour l'analyse lors de cette étude. Les erreurs dans les enregistrements des données étaient dues à la défaillance des batteries ou au décrochage des sondes en lien avec la chaleur, surtout au-delà de l'année 2019.

3.4. TRAITEMENTS DES DONNEES

3.4.1. Estimation de la conductivité hydraulique saturée et non saturée des sols

Les estimations de la conductivité hydraulique saturée ont été faites en utilisant le logiciel GraphPad Prism 7.04. L'infiltration cumulée en mm/h qui est un paramètre d'entrée dans le logiciel a été calculée avec Excel et correspond au volume d'eau ajoutée (dans le double anneau) cumulé par rapport au temps. Ainsi, pour chaque point de mesure, le logiciel a permis de tracer une courbe du taux d'infiltration (mm/h) en fonction du temps et d'obtenir une valeur moyenne correspondant à la conductivité hydraulique saturée. Pour la conductivité hydraulique non saturée, les valeurs ont été estimées en utilisant un programme créé sous un fichier Excel par Decagon devices, constructeur de l'infiltromètre à mini-disque (Decagon Devices, 2016). Ce programme permet de tracer la courbe d'infiltration cumulative en fonction du temps, d'obtenir les paramètres A et C1 et de calculer la conductivité hydraulique non saturée à une succion donnée.

3.4.2. Prétraitement et traitements des données géophysiques et de la foration

Le logiciel « forages » (téléchargé gratuitement) du BRGM a été utilisé pour dresser les lithologs des piézomètres et du forage profond. Les données de résistivité apparente issues du Syscal R1+ Switch ont été prétraitées et traitées afin de les convertir en des valeurs vraies de résistivité électrique. Le prétraitement consistait d'abord à filtrer à l'aide du programme Prosys II les données susceptibles d'engendrer des erreurs dans les processus de modélisation inverse. Il s'agissait d'éliminer les données brutes ayant des dispersions fortes ($> 4,5$) et les valeurs de résistivité électrique négatives que le logiciel (Res2DInv) d'inversion n'arrive pas à traiter. Après le filtrage sous Prosys II, les données ont été traitées avec le logiciel X2ipi afin d'assembler ou concaténer les panneaux électriques obtenus à travers le mode Roll along. Le logiciel X2ipi a permis également de prendre en compte la topographie provenant de l'altitude de chaque électrode. A la suite du prétraitement des données, les phases d'inversion des données de résistivité apparente ont été entamées avec Res2DInv. Le modèle géo-électrique du milieu en 2D a été obtenu lors que l'erreur RMS était inférieure à 10 % (Melouah et Hichem, 2021). Ceci a permis de construire un profil proche de la distribution réelle de la résistivité électrique dans le sous-sol.

3.4.3. Estimation de K et T des aquifères

Les valeurs de la conductivité hydraulique K et de la transmissivité T des aquifères captés par les piézomètres et FCE ont été déterminées en utilisant la version demo du logiciel AQTEsolv (AQuifer TEst SOLVer) de Duffield (1989). Ce logiciel a été téléchargé gratuitement en ligne (<http://www.aqtesolv.com/demo.asp>). Concernant les essais de pompage, les solutions de Neumann et de Theis / Hantush applicables aux aquifères libres ainsi que Hantush et Jacob applicable aux aquifères semi-captifs ont été utilisées (Kruseman et Ridder, 1990). Tandis que pour les chocs hydrauliques, les solutions de Bouwer et Rice (1935) ainsi que Dagan (1935) ont été utilisées pour tous les piézomètres captant l'aquifère libre. Les deux modèles ont fourni relativement les mêmes valeurs (coefficient de corrélation $R^2 = 0,9971$). Ainsi, pour la présentation, les résultats du modèle de Bouwer et Rice (1935) ont été retenus. Les courbes d'interprétation des essais de pompage et de chocs hydrauliques sont données en **Annexe 5** et **Annexe 6**.

3.4.4. Calcul de la charge hydraulique au niveau de la rivière et dans les ouvrages souterrains

Les profondeurs de l'eau collectées manuellement et automatiquement au niveau des ouvrages souterrains ont été utilisées pour calculer la charge hydraulique journalière de mars 2016 à décembre 2020. La formule utilisée est la suivante (Equation 2) (de Marsily, 2004) :

$$\text{Charge hydraulique } H(m) = Z_{dalle}(m) + h_{tubage}(m) - P_{eau}(m) \quad (\text{Equation 2})$$

Avec, Z_{dalle} : altitude de la dalle, chaque ouvrage souterrain ayant fait l'objet d'un nivellement¹⁰ ; h_{tubage} : la hauteur du tubage hors sol mesurée à partir de la dalle ; et $P_{eau}(m)$: la profondeur de l'eau mesurée au niveau des ouvrages souterrains.

Les données issues du thalimède, donc la hauteur d'eau dans la rivière, ont été utilisées pour calculer la charge hydraulique dans la rivière à l'aide l'équation 3 :

$$\text{Charge hydraulique}_{rivière}(m) = Z_{TN}(m) + H_{rivière}(m) \quad (\text{Equation 3})$$

Avec, Z_{TN} : l'altitude du terrain naturel où est installé le thalimède. Elle correspond à 326,52 m (issue d'un nivellement) et $H_{rivière}$: la hauteur d'eau journalière dans la rivière.

Le logiciel Grapher 11 a été utilisé pour le tracé des graphiques d'interprétation.

¹⁰ Rapportant toutes les altitudes à celle du niveau moyen de la mer.

3.4.5. L'analyse statistique des hauteurs de pluie, des niveaux d'eau dans la rivière et des niveaux piézométriques

L'analyse du régime pluviométrique au cours de la période d'étude (2016-2020) a été faite afin de comprendre la relation entre la pluie et le niveau des eaux souterraines et de déterminer si le régime pluviométrique du bassin versant de Tougou est similaire à celui des autres régions sous climat sahélien. Le début et la fin de la saison de pluie ainsi qu'un jour humide pendant la saison pluvieuse ont été définis sur la base d'une méthode hydrologique (seuil de déclenchement du ruissellement) utilisée pour la région sahélienne en Afrique de l'Ouest (Ibrahim et al., 2012 ; Froidurot et Diedhiou, 2017). La saison de pluie commence avec la première pluie supérieure à 5 mm/jour et elle se termine avec la dernière pluie supérieure à 5 mm/jour. Pendant la saison pluvieuse, un jour a été défini comme humide lors que la précipitation P était supérieure ou égale à 1 mm/jour. Aussi, le régime pluviométrique pour la période de mars 2016 à décembre 2020 a été statistiquement analysé avec RCLimDex, un paquet du logiciel RStudio (Zhang et Yang, 2004).

Pour chaque année, RCLimDex a été utilisé pour identifier le nombre maximum de jours consécutifs de pluie, la plus longue poche de sécheresse et le nombre d'événements pluvieux extrêmes. Pour le nombre maximal de jours consécutifs de pluie, RCLimDex compte le plus grand nombre de jours consécutifs où $P \geq 1$ mm/jour. La plus longue période de sécheresse correspond au plus grand nombre de jours consécutifs où $P < 1$ mm/jour. Sur la base d'autres études dans les zones sèches (Gong et al., 2004; Diatta et al., 2020), les seuils de précipitations de $R \geq 10, 20,$ et 50 mm/jour ont été considérés respectivement pour déterminer le nombre de pluies fortes, très fortes et extrêmes. Outre l'analyse du régime pluviométrique, la réponse des aquifères à deux signaux d'entrée (pluie et niveaux d'eau des rivières) a été déterminée par la fonction de corrélation croisée (CCF) intégrée au logiciel RStudio. La CCF a permis également d'identifier quel signal d'entrée influence le plus les fluctuations de la nappe phréatique. La période humide de 2018 a été considérée, car le thalimède a fonctionné plus longtemps (87 jours) par rapport à la saison humide de 2017 (44 jours). La corrélation croisée a été considérée significative lorsqu'elle était supérieure à $0,21 = 2/\sqrt{N}$, où N est le nombre d'observations (87 jours) (Lee et al., 2006).

3.5. RESULTATS

3.5.1. Texture et conductivités hydrauliques non saturées et saturées des sols à l’aplomb des piézomètres

Les conductivités hydrauliques non saturées et saturées des sols à l'aplomb des piézomètres sont consignées dans le **Tableau 11**. D'après le triangle de texture des sols de la FAO (Soil Water Characteristics), le lit de la rivière est de texture argileuse. La rive droite présente des sables limoneux, des limons sableux et des limons sablo-argileux. En rive gauche, des limons sableux et des limons sablo-argileux ont été identifiés. La conductivité hydraulique verticale saturée moyenne et la conductivité hydraulique non saturée (succion de - 0,02 m) sont faibles pour les sols argileux du lit de la rivière. La valeur la plus élevée de la conductivité hydraulique non saturée (succion de - 0,02 m) a été estimée dans le sable silteux recouvrant P2D. La valeur la plus élevée de la conductivité hydraulique verticale saturée a été révélée autour de P5D, se trouvant dans une zone cultivée.

Tableau 11 : Granulométrie (3 fractions), texture des sols et valeurs de conductivité hydraulique de sols à l'état saturé et non saturé.

Piézomètre	% argile	% limon	% sable	Texture (FAO)	Mini-disque		Double anneau	
					Nombre d'essais	K_{φ} médiane (m/s) (succion de - 0,02 m)	Nombre d'essais	Plage de valeur de K verticale saturée (m/s)
P3G	20	17	63	Limon sableux	12	$6,7 \times 10^{-6}$	3	$7,2 \times 10^{-6} - 1,4 \times 10^{-5}$
P2G	28	18	54	Limon sablo-argileux	12	$1,1 \times 10^{-5}$	-	-
P1G	31	17	52	Limon sablo-argileux	5	$1,0 \times 10^{-5}$	-	-
FCE, P1CE et P2CE	53	16	31	Argile	4	$1,6 \times 10^{-6}$	3	$3,9 \times 10^{-7} - 3,9 \times 10^{-6}$
P1D	16	28	56	Limon sableux	8	$6,3 \times 10^{-6}$	-	-
P2D	10	12	78	Sable limoneux	12	$2,1 \times 10^{-5}$	-	-
P3D	32	15	53	Limon sablo-argileux	12	$7,5 \times 10^{-6}$	3	$1,1 \times 10^{-5} - 1,4 \times 10^{-5}$
P4D	27	15	58	Limon sablo-argileux	12	$2,7 \times 10^{-6}$	-	-
P5D	17	23	60	Limon sableux	12	$1,1 \times 10^{-5}$	3	$2,2 \times 10^{-5} - 3,6 \times 10^{-5}$

3.5.2. Modèle géologique : la tomographie de résistivité électrique et la lithologie des piézomètres

Le modèle géo-électrique issu de la tomographie de résistivité électrique est représenté dans la **Figure 25 a** et la lithologie des piézomètres et du forage profond FCE est montrée dans la **Figure 25 b**. Les détails sur la lithologie de P1CE et FCE installés dans la rivière ainsi que la lithologie des autres piézomètres sur les rives droite et gauche sont donnés respectivement en **Annexe 2**, **Annexe 3** et **Annexe 4**.

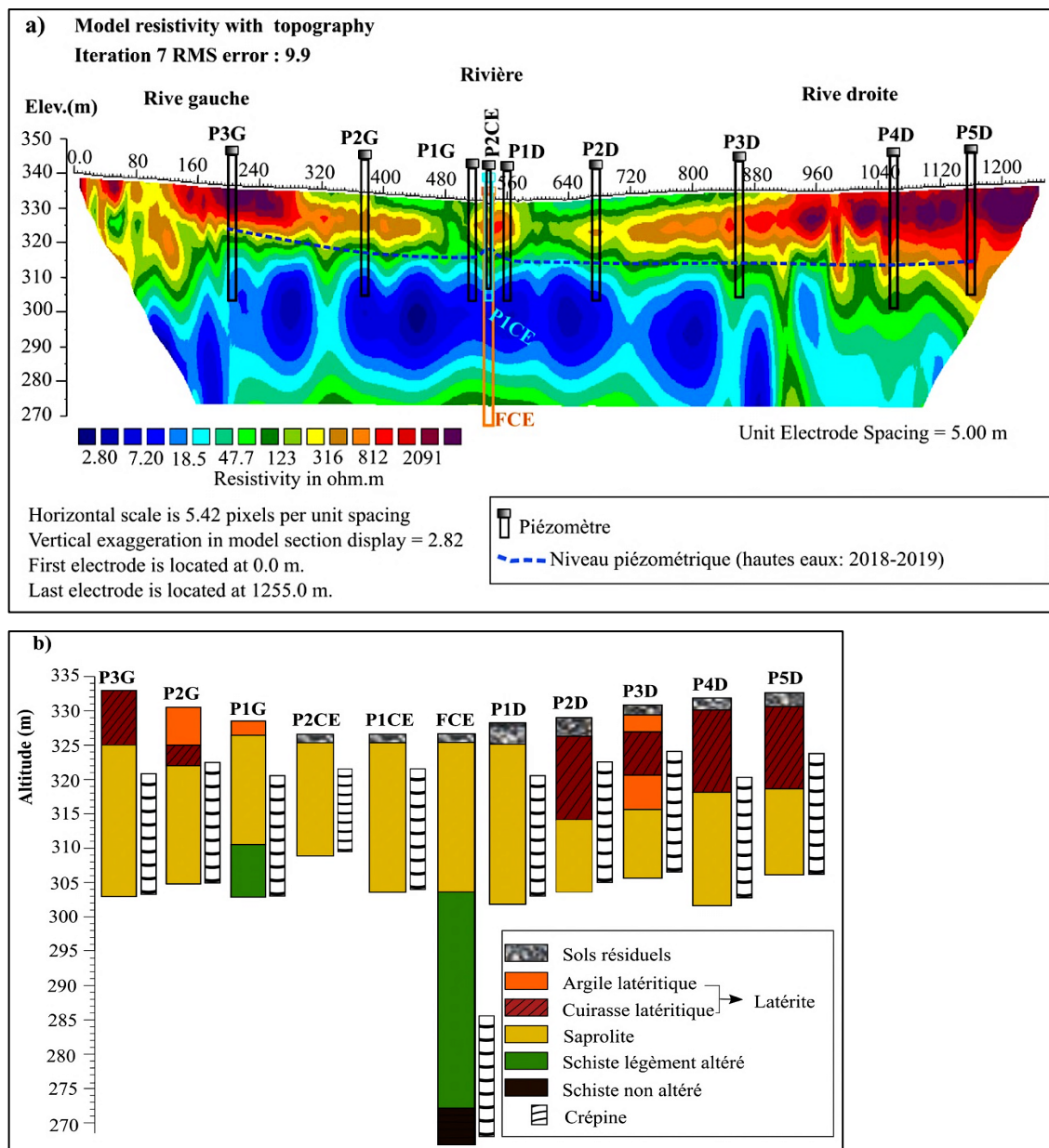


Figure 25 : a) le profil de tomographie de résistivité électrique b) la lithologie des piézomètres et du forage profond FCE installés respectivement sur les rives et dans la rivière.

L'analyse couplée du modèle géo-électrique et des logs des piézomètres/forage indique que le profil altéré sur le transect piézométrique est composé par quatre couches. Ces dernières ont été décrites sur la base d'autres concepts géologiques des aquifères de socle (Vassolo et al., 2019; van Foppen et al., 2020 ; Lachassagne et al., 2021). De haut en bas, on distingue :

1. **Les sols résiduels** (1-2 m d'épaisseur) identifiés dans le lit de la rivière et sur la rive droite. Ils comprennent des argiles sableuses et des graviers latéritiques sous le lit de la rivière et des argiles sableuses ainsi que des sols cultivés sur la rive droite ;
2. **La latérite discontinue** (2-14 m d'épaisseur), présente uniquement sur les rives et formée d'argiles latéritiques et de cuirasses latéritiques. La latérite est soit présente en surface, soit recouverte par les sols résiduels. La cuirasse latéritique est très présente sur la rive droite, où elle peut atteindre 12m de profondeur ;
3. **La saprolite continue latéralement** (10-22 m d'épaisseur) composée de diverses argiles, dont les argiles jaunes kaolinisées, rouges et sableuses ;
4. **Le schiste légèrement altéré** (32 m d'épaisseur) limité (à 55 m de profondeur) par le schiste non altéré sous le lit de la rivière.

3.5.3. Propriétés hydrauliques des aquifères à partir des essais de pompage et de chocs hydrauliques

Les valeurs de la conductivité hydraulique K , de la transmissivité T et du coefficient d'emménagement qui découlent des essais de pompage et des chocs hydrauliques sont consignées dans le **Tableau 12**. Pour l'aquifère de saprolite argileuse, les résultats des essais de pompage indiquent des transmissivités allant de 7×10^{-5} m²/s à 6×10^{-4} m²/s avec des conductivités hydrauliques variant de 5×10^{-6} à 7×10^{-5} m/s. Les valeurs les plus élevées sont observées sous le lit de la rivière (P1CE), tandis que les valeurs les plus faibles sont estimées sur la rive droite (P1D). Le schiste altéré sous la rivière (FCE) a une transmissivité de 2×10^{-5} m²/s et une faible conductivité hydraulique de 4×10^{-7} m/s. Pour les chocs hydrauliques, la plus grande valeur de conductivité hydraulique (2×10^{-6} m/s) de la saprolite est également observée sous la rivière. Les valeurs les plus faibles équivalentes à 6×10^{-8} m/s et 2×10^{-7} m/s sont observées respectivement en P2G et P5D.

Tableau 12 : Valeurs de la K et de la T des aquifères.

Aquifère capté	Piézomètre	Essais de pompage de courte durée		Chocs hydrauliques
		T (m ² /s)	K (m/s)	K (m/s)
Saprolite argileuse	P3G	-	-	1×10 ⁻⁷
	P2G	-	-	6×10 ⁻⁸
	P1CE	6×10 ⁻⁴	7×10 ⁻⁵	2×10 ⁻⁶
	P1D	7×10 ⁻⁵	5×10 ⁻⁶	1×10 ⁻⁶
	P2D	1×10 ⁻⁴	1×10 ⁻⁵	1×10 ⁻⁶
	P3D	-	-	1×10 ⁻⁶
	P5D	-	-	2×10 ⁻⁷
Saprolite argileuse et schiste légèrement altéré	P1G	5×10 ⁻⁵	7×10 ⁻⁶	-
Schiste légèrement altéré	FCE	2×10 ⁻⁵	4×10 ⁻⁷	-

3.5.4. Régime pluviométrique : 2016-2020

Le **Tableau 13** résume les résultats de l'analyse du régime pluviométrique pour la période d'étude 2016-2020. Ainsi, 2018 et 2020 représentent des années humides à l'échelle locale avec des précipitations totales annuelles respectivement de 736 mm et 711 mm, tandis que 2016, 2017 et 2019 sont déficitaires. Cette catégorisation a été faite sur la base des travaux de Bambara et al. (2019). Ces auteurs ont trouvé que la pluviométrie annuelle moyenne entre 1985 et 2015 à la station météorologique la plus proche de Ouahigouya est de 673 mm.

Tableau 13 : Régime pluviométrique de 2016 à 2020 à Tougou (pluviomètres proches du transect)

Année	2016	2017	2018	2019	2020
Pluie annuelle P (mm)	492	586	736	599	711
Début de la saison de pluie	9 juin	24 mai	18 juin	22 juin	30 mai
Fin de la saison de pluie	14 octobre	10 octobre	19 octobre	10 octobre	11 octobre
Durée de la saison de pluie (jours)	127	139	123	110	150
Nombre d'événements pluvieux	48	57	52	49	47
Nombre maximum de jours pluvieux consécutifs (observés en août)	3	4	4	5	4
La plus longue période de sécheresse (jours)	13	9	8	10	10
Nombre d'événements pluvieux forts P ≥ 10 mm/jour	17	20	22	20	22
Nombre d'événements pluvieux très forts P ≥ 20 mm/jour	10	11	14	12	14
Nombre d'événements pluvieux très forts P ≥ 50 mm/jour	0	1	3	1	2
Hauteur de pluie de l'événement pluvieux le plus extrême (mm/jour)	-	58	76,5	71,5	60,1

La première année des investigations, soit 2016, a été la plus déficitaire, avec une faible pluviométrie annuelle de 492 mm. La saison des pluies a débuté en juin sauf pour les années 2017 et 2020 où la saison s'est installée, durant la troisième décade (dix derniers jours) de mai. La saison des pluies a pris fin en octobre pour toutes les années. Le plus grand nombre de jours de pluie consécutifs ($P \geq 1$ mm/jour) a été observé en août et il a varié de trois à cinq jours. La période de sécheresse la plus longue (jusqu'à 13 jours) a été notée en octobre 2016. 2017, 2018 et 2020 ont connu des périodes de sécheresse importantes au début de la saison des pluies. En considérant l'intensité des événements pluvieux pour la période étudiée (2016-2020), l'analyse des précipitations journalières indique le plus grand nombre d'événements forts à extrêmes en 2018 et 2020 et le plus faible en 2016. Ces événements pluvieux produisent des précipitations totales annuelles importantes en 2018 et 2020. C'est une caractéristique des régimes pluviométriques sahéliens depuis le milieu des années 1990, comme l'ont démontré Panthou et al. (2018).

3.5.6. Fluctuation des niveaux piézométriques

a. Variation spatio-temporelle du niveau des eaux souterraines le long du transect

Les niveaux des eaux souterraines dans les piézomètres augmentent pendant la saison des pluies et diminuent pendant toute la saison sèche, de mars 2016 à décembre 2020 (**Figure 26**). Les charges hydrauliques dans les piézomètres sont inférieures à celles de la rivière, quelle que soit la saison (**Figure 26**). L'altitude du lit de la rivière est égale à 356,52 m et les hauteurs d'eau de la rivière ont atteint 1,45 m en 2017 avec une moyenne de 0,52 m. En 2018, les hauteurs d'eau de la rivière ont atteint 1,54 m, la moyenne étant 0,47 m. Les enregistrements provenant du thalimède indiquent que les événements de l'écoulement sont isolés, tributaires de l'occurrence de la pluie durant la saison humide (**Figure 26** et **Annexe 8** pour plus de détails).

Pour le piézomètre P1CE peu profond et le forage FCE, installés tous deux dans le lit de la rivière, les profondeurs moyennes de la nappe sont respectivement de 8,9 m et 9,3 m. Les décalages entre le début de la saison des pluies et le début de la hausse du niveau de la nappe varient de 5 à 96 jours pour tous les piézomètres. Ces décalages dépendent de l'année et de l'emplacement de l'ouvrage souterrain. D'une part, l'année 2017 a connu des décalages très importants par rapport aux quatre autres années. D'autre part, le décalage est en général d'autant plus important que la distance entre le lit de la rivière et les piézomètres augmente. Ainsi, P4D et P5D, situés à l'extrême du transect sur la rive droite, ont montré les retards les plus forts respectivement de 96 et 75 jours en 2017.

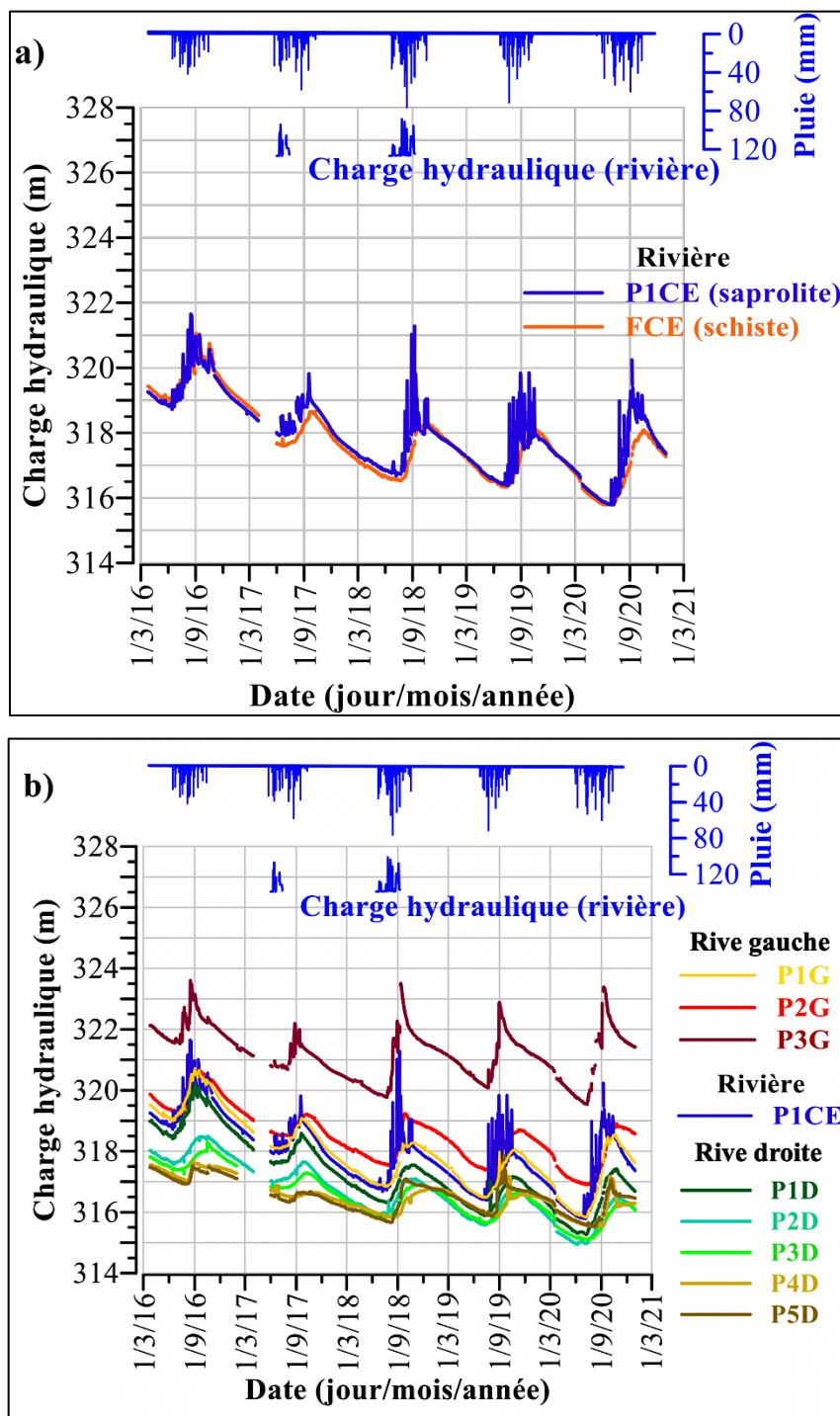


Figure 26 : la fluctuation des charges hydrauliques de mars 2016 à décembre 2020 : **a)** pour l'aquifère de la saprolite peu profond (PICE) et l'aquifère des schistes légèrement altérés (FCE) captés sous le lit de la rivière, **b)** uniquement pour l'aquifère de la saprolite peu profond le long du transect piézométrique (perpendiculaire au lit de la rivière).

P1CE (saprolite) et FCE (schiste) installés dans le lit de la rivière indiquent le retard le plus court (cinq jours) pendant la saison de pluie en 2016. Au cours de l'année 2016, les charges hydrauliques en P1CE sont légèrement inférieures à celles en FCE pendant la saison pluvieuse, à l'exception de quelques moments en juillet et en août 2016. Pour les années 2017 et 2020, les charges hydrauliques en P1CE sont plus élevées que celles en FCE indépendamment de saison. Quant aux années 2018 et 2019, les charges hydrauliques en P1CE sont légèrement plus élevées que celles en FCE sauf d'octobre à décembre en 2018 et 2019. Par ailleurs, la hausse du niveau des eaux souterraines en FCE est généralement progressive (sauf en 2016), alors que de multiples pics et récessions sont observés dans P1CE (**Figure 26 a**). Cela indique probablement que la distribution verticale de l'onde de pression hydraulique en provenance de la saprolite vers le schiste légèrement altéré est limitée par la faible conductivité hydraulique des couches argileuses de la saprolite.

Les multiples pics et récessions des niveaux de la nappe ont été observés non seulement en P1CE mais également en P2CE, installé dans le lit de la rivière et captant partiellement l'aquifère de saprolite (voir **Annexe 7** pour les fluctuations des niveaux piézométriques en P1CE et P2CE). Ceci suggère que P2CE et P1CE sont alimentés par la même voie de recharge. Les piézomètres situés près de la rivière sur les deux rives (P1G et P1D) et à l'extrême gauche du transect (P3G) indiquent également de multiples montées et baisses de la nappe phréatique pendant les saisons humides (**Figure 26 b**). Cependant, les fluctuations sont plus intenses et fréquentes en P1CE et P3G par rapport aux autres piézomètres. De plus, les piézomètres P1CE et P3G ont enregistré les hausses les plus importantes par rapport aux autres piézomètres (hausses moyennes de 3,45 m dans P1CE et 2,76 m dans P3G).

Bien que P1CE présente des hausses considérables, la charge hydraulique en P3G est supérieure à celle observée dans tous les piézomètres, quelle que soit la saison (**Figure 26**). La différence moyenne de charge hydraulique moyenne entre P3G et P1CE est de 3 m, ce qui correspond à un gradient hydraulique de 1 %. Entre P1CE et les piézomètres situés à 160 m (P2G) et 20 m (P1G) de la rivière en rive gauche, les profils piézométriques dépendent de la saison. Pendant la saison de pluie, la charge hydraulique en P1CE est plus élevée que celle en P2G et P1G (**Figure 27**). Des gradients hydrauliques (moyenne) de 4,3 % entre P1CE-P1G et 0,5 % entre P1CE-P2G sont notés. Pendant la saison sèche, la charge hydraulique en P2G et P1G est plus élevée que celle notée dans P1CE (**Figure 27**). Les gradients hydrauliques moyens entre P1CE-P1G et P1CE-P2G équivalent à 0,64 % et 0,53 %, respectivement.

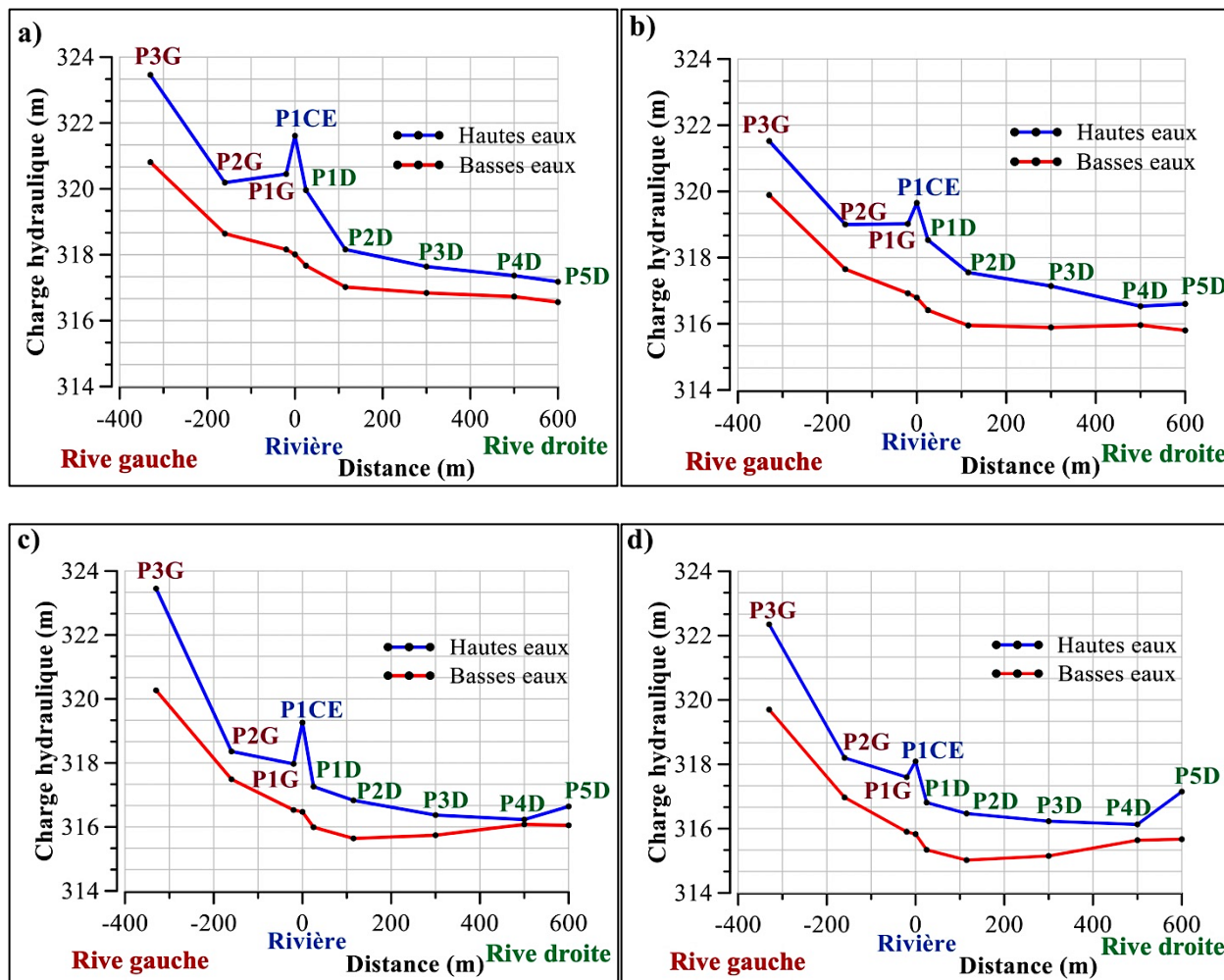


Figure 27 : les profils piézométriques transversaux pour l'aquifère de la saprolite pendant les hautes et basses eaux pour les années hydrologiques : **a)** 2016-2017, **b)** 2017-2018, **c)** 2018-2019 et **d)** 2019-2020.

Pour la rive droite, les charges hydrauliques de tous les piézomètres sont plus faibles que celles notées en P1CE, quelle que soit la saison (**Figure 26 b** et **Figure 27**). Les gradients hydrauliques moyens entre P1CE et les piézomètres de la rive droite diminuent avec la distance. Durant la période de hautes eaux, ces gradients correspondent à 6,4 %, 2,2 %, 0,96 %, 0,6 %, et 0,5 %, respectivement, avec P1D, P2D, P3D, P4D, et P5D. Au début de la saison des pluies, la réaction de la nappe est rapide dans les piézomètres proches de la rivière (P1D-P2D-P3D) par rapport à ceux installés loin de la rivière (P4D-P5D). Les temps de réponse entre le début de la saison de pluie et le début de la hausse des niveaux piézométriques varient entre 43 et 96 jours pour P4D et P5D, alors qu'ils sont compris entre 20 et 39 jours pour P1D, P2D et P3D.

Mis à part l'année 2016, les charges hydrauliques sur la rive droite ne diminuent pas progressivement avec la distance (**Figure 26 b** et **Figure 27**). Pour 2017, 2018, 2019 et 2020, les observations montrent que la montée et la descente des niveaux piézométriques dans les piézomètres P1D, P2D et P3D sont progressives pour toutes les années. Au début de la saison des pluies, la nappe monte d'abord en P1D, puis en P2D (un à deux jours après la montée dans P1D) et enfin dans P3D (trois à cinq jours après la montée dans P1D). P1D, implanté plus près de la rivière, a une charge hydraulique plus élevée que P2D et P3D, quelle que soit la saison (**Figure 26 b** et **Figure 27**). Les gradients hydrauliques moyens sont 2% et 1%, respectivement entre P1D-P2D et P1D-P3D (1%) en période de hautes eaux.

Au-delà de 150 m de la rivière, les charges hydrauliques en P2D sont plus élevées (gradient hydraulique moyen de 0,2%) que celles en P3D pendant la saison de pluie de chaque année et durant la saison sèche des années hydrologiques 2016-2017 et 2017-2018. Au cours de la saison sèche de 2018-2019, les charges hydrauliques en P3D et P2D sont équivalentes. Vers la fin de la saison sèche en 2019-2020, la charge hydraulique en P3D est légèrement supérieure à celle en P2D (**Figure 26 b**). Pour les piézomètres P4D et P5D, la hausse des niveaux piézométriques a lieu sur une courte période (13 jours) suivie par une baisse au début de la saison des pluies en 2017 (**Figure 26 b**). La nappe d'eau souterraine dans ces piézomètres remonte progressivement à partir d'août 2017. P5D indique une augmentation rapide et significative du niveau piézométrique à partir du mois d'août jusqu'en octobre en 2018. Pendant les saisons des pluies 2019 et 2020, P4D et P5D montrent à la fois les hausses les plus importantes (atteignant respectivement 1,99 m et 1,43 m) par rapport aux années précédentes (2016, 2017, 2018). Durant cette période, les charges hydrauliques de P4D et P5D étaient souvent supérieures ou égales à celles de P3D, P2D et P1D. Après l'année 2018-2019, les charges hydrauliques en P5D et P4D sont supérieures à celles notées en P2D et P3D durant les périodes de décharge.

[b. Profils piézométriques longitudinaux en période de hautes et basses eaux de mars 2016 à décembre 2020.](#)

L'écoulement des eaux souterraines de l'amont vers l'aval est évalué sur la base des charges hydrauliques dans les puits à grand diamètre le long de la rivière. Les niveaux piézométriques les plus bas (en juin) et les plus hauts (en août ou septembre) de chaque année hydrologique de mars 2016 à décembre 2020 sont considérés.

Tout comme les cartes piézométriques se trouvant en **Annexe 9**, les profils longitudinaux montrent pour les deux rives une tendance à la diminution de la charge hydraulique de l'amont vers l'aval quelle que soit la période (hautes ou basses eaux) de l'année hydrologique (**Figure 28**). Le gradient hydraulique moyen entre les puits situés en amont (W1D et W1G) et ceux proches de l'exutoire (W9D et W13G) est équivalent à 2 % pour la rive gauche (W1G-W13G) et 1,7 % pour la rive droite (W1D-W9D). Il faut noter que W6D (rive droite, à 1152 m de l'exutoire) et W10G (rive gauche, à 2456 m de l'exutoire), situés respectivement à 1152 m et 2456 m de l'exutoire, s'assèchent souvent pendant la période de décharge.

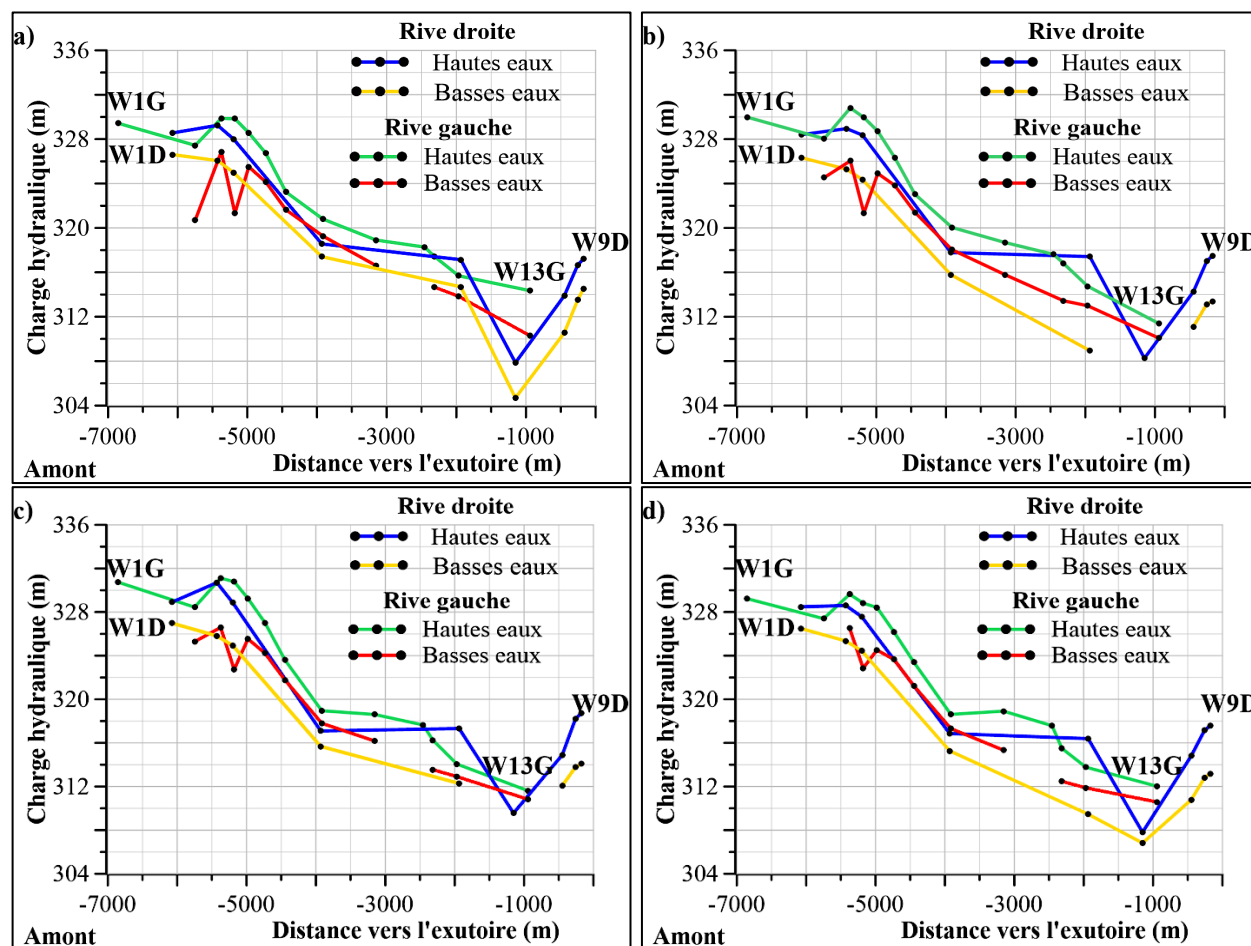


Figure 28 : les profils piézométriques longitudinaux établis à partir du suivi de 22 puits de grand diamètre (13 en rive gauche et 9 en rive droite) pendant les périodes des hautes et basses eaux pour les années hydrologiques : a) 2016-2017, b) 2017-2018, c) 2018-2019 et d) 2019-2020.

3.5.6. Corrélation croisée : précipitations, niveaux d'eau des rivières et charges hydrauliques dans les piézomètres

Les résultats de la corrélation croisée concernent 87 jours de la saison de pluie de 2018. Les corrélations croisées maximales $r(x, y)$ et les décalages correspondants (**Tableau 14**) sont dérivés des corrélogrammes croisés présentés dans la **Figure 29**. En rappel, la corrélation croisée maximale a été considérée significative lorsqu'elle était supérieure à $0,21 = 2/\sqrt{N}$, où N est le nombre d'observations (87 jours) (Lee et al., 2006). Quel que soit le signal d'entrée, les corrélations croisées maximales pour P1CE (saprolite) installé dans le lit de la rivière sont plus élevées. P1CE indique également les décalages plus courts (un jour) que ceux notés dans les autres piézomètres. La corrélation croisée maximale (0,45) entre la charge hydraulique en P1CE et les hauteurs de pluie ($r(x, y) = 0,56$) (**Figure 29 a**) est moins élevée que celle obtenue avec le niveau d'eau de la rivière (**Figure 29 b**). Par ailleurs, les corrélations croisées entre les hauteurs de pluies et la charge hydraulique au niveau des piézomètres ne sont significatives que pour P1CE et P3G ($r(x, y) = 0,21$) (**Figure 29 a** et **Tableau 14**).

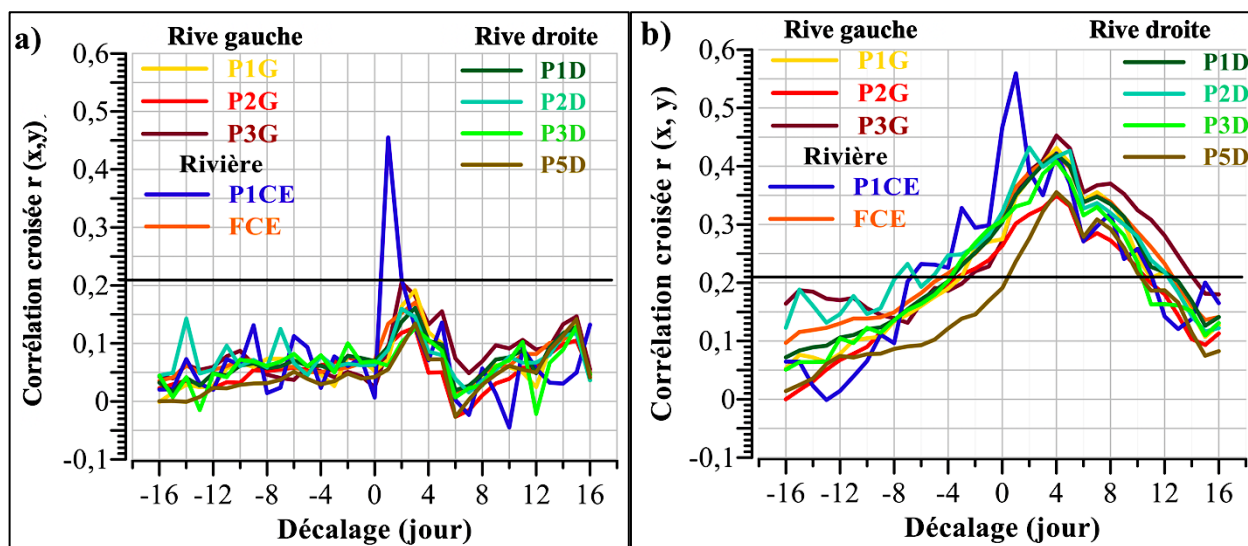


Figure 29 : les corrélogrammes croisés entre la charge hydraulique au niveau des ouvrages souterrains, et : **a**) les hauteurs de pluie journalière, **b**) la charge hydraulique journalière de la rivière pendant la saison humide 2018.

Tableau 14 : Corrélation croisée maximale $r(x, y)$ et les décalages correspondants

Piézomètre	Pluie et charge hydraulique des aquifères		Charge hydraulique de la rivière et charge hydraulique pour les eaux souterraines	
	Décalage (jour)	$r(x,y)$ maximale	Décalage (jour)	$r(x,y)$ maximale
P3G	2	0,21	4	0,45
P2G	3	0,13	4	0,35
P1G	3	0,19	4	0,43
P1CE	1	0,45	1	0,56
FCE	4	0,17	3	0,42
P1D	3	0,16	4	0,42
P2D	2	0,16	5	0,43
P3D	3	0,13	4	0,41
P5D	3	0,13	4	0,36

3.5.7. Traçage des eaux souterraines : variations de la conductivité électrique et de la température,

Les variations de la charge hydraulique, de la conductivité électrique CE et de la température T des eaux souterraines indiquent les sources de recharge. Ces variations sont représentées sur la **Figure 30** et plus de détails sont en **Annexe 10** et **Annexe 11**. Spatialement, la température des eaux souterraines le long des rives gauche (31,5 °C) et droite (31,7 °C) est plus élevée que celle mesurée sous la rivière (29,7-30,3 °C). En revanche, la conductivité électrique des eaux souterraines le long de la rive gauche (0,03-0,05 mS/cm) est généralement faible par rapport à celle mesurée (0,06-0,1 mS/cm) sous la rivière et le long de la rive droite (0,14-0,18 mS/cm). Cette variation spatiale de la CE et de la T des eaux souterraines suggère que la source de recharge de la saprolite le long de la rive gauche est différente de celle de la saprolite sous le lit de la rivière et le long de la rive droite. Temporellement, la température et la conductivité électrique des eaux souterraines en P1CE (représentant la saprolite sous la rivière) varient lorsque la nappe phréatique commence à monter (25 juin 2018) et se stabilisent pendant la période de décharge (avant juin 2018 et après octobre 2018).

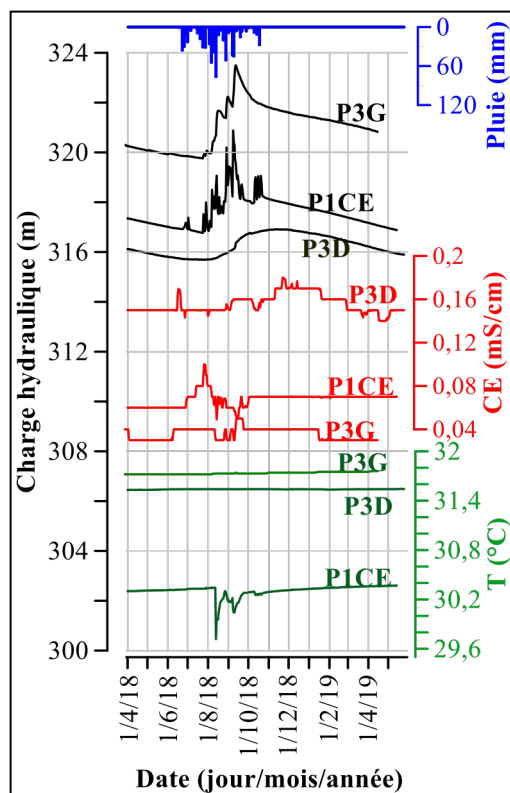


Figure 30 : les variations de la charge hydraulique, de la conductivité électrique et de la température des eaux souterraines (29 mars 2018 - 15 avril 2019) pour P1CE, P3G et P3D

En considérant la période de recharge, les changements brusques de la CE et de la T des eaux souterraines en P1CE ont été remarqués en août 2018, lorsque la température moyenne de l'air était de 27 °C (**Tableau 15**). Ces changements correspondent à la diminution de la CE (de 0,1 à 0,06 mS/cm) et de la T (de 30,3 à 29,7 °C) des eaux souterraines. Sur la base des valeurs moyennes de 27 °C et 0,055 mS/cm obtenues pour la rivière Tougou par Maïga-Yaleu et al. (2016) et de la température moyenne de l'air (**Tableau 15**), la baisse de la CE et de la T des eaux souterraines en P1CE témoigne probablement la venue d'eau de la rivière vers l'aquifère de la saprolite sous-jacent. Pour les rives, seule la conductivité électrique des eaux souterraines montre de légers changements tandis que la température des eaux souterraines reste stable tout au long de l'année 2018-2019. Le long de la rive gauche, les légères augmentations de la CE des eaux souterraines (de 0,03 à 0,05 mS/cm) du 10 au 13 septembre 2018 en P3G sont survenues durant la période de recharge (24 juillet-13 septembre 2018) de la saprolite. Pendant la période de décharge, la CE des eaux souterraines en P3G était stable (variation de 0,03-0,04 mS/cm, précision de la sonde de mesure de 0,01 mS/cm).

Pour P3D, les changements de la conductivité électrique des eaux souterraines ne sont pas seulement associés aux périodes de recharge (août-novembre 2018), car, ils ont été également notés pour les périodes de décharge et de recharge.

Tableau 15 : Température maximale, minimale et moyenne mensuelle de l'air T en degré Celsius (°C) durant l'année 2018 à la station météorologique de Ouahigouya, plus proche de Tougou

Mois (année 2018)	T maximale (°C)	T minimale (°C)	T moyenne (°C)
Janvier	30,8	15,2	23,0
Février	33,8	20,2	27,0
Mars	38,7	22,6	30,7
Avril	40,0	25,9	33,0
Mai	38,7	27,1	32,9
Juin	36,0	26,7	31,4
Juillet	32,5	24,1	28,3
Aout	30,9	22,9	26,9
Septembre	32,3	23,1	27,7
Octobre	35,9	22,1	29,0
Novembre	35,1	17,7	26,4
Décembre	31,1	17,1	24,1

3.6 DISCUSSION

3.6.1. Recharge de l'aquifère de la saprolite argileuse sous le lit de la rivière éphémère Tougou

De 2016 à 2020, la charge hydraulique dans le piézomètre P3G (installé à l'extrémité du transect sur la rive gauche) est toujours plus élevée que celles notées dans tous les piézomètres. De plus, la charge hydraulique dans le piézomètre P1CE (installé dans le lit de la rivière) est toujours plus élevée que celles obtenues dans les piézomètres implantés le long de la rive droite. Cependant, entre le piézomètre P1CE et les piézomètres (P1G-P2G) situés près du lit de la rivière sur la rive gauche, les profils piézométriques dépendent de la saison. Pendant la saison sèche de chaque année hydrologique, les charges hydrauliques en P2G et P1G sont généralement plus élevées que celle relevée en P1CE. Après la saison de pluie de chaque année hydrologique, le niveau piézométrique en P1CE montre une hausse importante comparée à celle observée dans les piézomètres installés sur les rives gauche et droite. Ainsi, la charge hydraulique au niveau de P1CE pendant la saison de pluie est généralement élevée que celles obtenues dans les piézomètres (P1G-P2G) situés près de la rivière, sur la rive gauche. Il ressort de ces observations que le sens d'écoulement des eaux souterraines de la rive gauche vers la rive droite est interrompu chaque saison humide par la hausse des niveaux piézométriques sous la rivière.

Pendant la saison de pluie en 2018, les corrélations croisées $r(x, y)$ les plus élevées et le temps de réponse¹¹ le plus court (1 jour) ont été remarquées pour le piézomètre P1CE comparé aux autres piézomètres. Toutefois, la hausse du niveau piézométrique (indiquant la recharge des eaux souterraines) en P1CE est plus associée aux hauteurs d'eau de la rivière qu'aux précipitations ($r(x, y)$ maximal = 0,56 avec les hauteurs d'eau de la rivière et 0,45 avec les précipitations). De plus, les variations de la conductivité électrique et de la température des eaux souterraines en P1CE se produisent uniquement pendant la période de recharge et semblent être liées aux apports d'eau en provenance de la rivière. Par conséquent, la hausse des niveaux piézométriques (sous la rivière) qui modifie la configuration du profil piézométrique le long du transect peut être associée à la recharge concentrée au niveau de la rivière éphémère de Tougou.

La déduction ci-dessus est cohérente avec la profondeur moyenne de la nappe de 8,9 m (inférieure à 10 m) pour P1CE qui représente un excellent potentiel pour l'occurrence de la connectivité rivière-aquifère basée sur la classification de Ransley et al. (2007). Ainsi, il existe des preuves de l'existence d'une recharge concentrée issue de la rivière éphémère Tougou vers l'aquifère de la saprolite sous-jacent. Par ailleurs, les niveaux piézométriques dans les aquifères¹² captés sous la rivière augmentent sans atteindre la rivière, ce qui matérialise l'absence d'écoulement ascendant des eaux souterraines vers la rivière. L'occurrence d'une recharge concentrée à partir des rivières éphémères a également été démontrée dans d'autres zones semi-arides d'Afrique sub-saharienne (Abdou Babaye et al., 2019 ; Bouchez et al., 2019 ; Goni et al., 2021 ; Seddon et al., 2021 ; Zarate et al., 2021) et dans le monde entier (Batlle-Aguilar et Cook, 2012 ; Shanafield et Cook, 2014 ; Batlle-Aguilar et al., 2015 ; Cuthbert et al., 2016).

La présente étude indique également que les variations des niveaux piézométriques sous la rivière de Tougou sont importantes par rapport à celles des hauteurs d'eau de la rivière. Ce phénomène s'observe le plus souvent dans les régions semi-arides où une zone non saturée existe entre la rivière éphémère et les aquifères sous-jacents (Shanafield et al., 2012). Il est issu d'un écoulement de surface rapide des eaux de la rivière et d'un écoulement lent des eaux souterraines. En effet, les valeurs de la porosité de drainage [0,006-0,009 de Koïta et al. (2017)] et de la conductivité hydraulique au sein de l'aquifère de la saprolite à Tougou sont faibles.

¹¹ Temps de réponse de la nappe aux événements pluvieux et aux variations des hauteurs d'eau dans la rivière durant la saison humide de 2018.

¹² La saprolite et le schiste légèrement altéré

En même temps, les paramètres hydrodynamiques des aquifères combinés à l'occurrence des écoulements d'eau de la rivière de Tougou entraînent les multiples hausses et baisses des niveaux piézométriques dans les piézomètres P1CE et P2CE pendant la saison humide. Cependant, même si l'évidence d'une recharge concentrée est donnée ci-dessus, l'analyse des valeurs de la conductivité hydraulique du sol ainsi que l'interprétation du profil ERT et de la lithologie des piézomètres¹³ suggèrent une infiltration limitée à travers la matrice du sol dans le lit de la rivière. En effet, le sol superficiel et la saprolite argileuse au niveau du lit de la rivière de Tougou sont peu perméables selon la classification trouvée dans la publication de Naganna et al. (2017).

La déduction d'une infiltration limitée à travers la matrice argileuse du sol est cohérente avec les résultats des autres études menées en zones semi-arides du Burkina Faso, de la Tanzanie et du lac Tchad en Afrique centrale (Mathieu et Bariac, 1996 ; Goni et al., 2021 ; Zarate et al., 2021). Zarate et al. (2021) ont démontré que la présence de sols argileux peu perméables dans le profil du sol au niveau du lit de la rivière restreint la recharge concentrée au niveau des rivières éphémères en zone semi-aride de la Tanzanie. Ces résultats corroborent les observations de Goni et al. (2021) qui indiquent que la recharge concentrée dans le lit de la rivière dans le bassin du lac Tchad se produit uniquement dans les endroits où le sol est perméable. Cependant, la restriction de l'infiltration de l'eau à travers la matrice du sol dans la rivière de Tougou ne représente pas une preuve suffisante pour écarter l'occurrence de la recharge concentrée dans le bassin versant de Tougou.

Bien qu'aucune fracture n'ait été identifiée à partir du profil ERT, une réponse rapide (1 jour) de la nappe en P1CE aux hauteurs d'eau de la rivière indique l'occurrence d'une recharge concentrée à travers les voies préférentielles comme les macropores (Xu et Beekman, 2019). Il a été déjà démontré au Burkina Faso que la recharge rapide peut être favorisée par les macropores provenant des activités biologiques (Mathieu et Bariac, 1996). Il est proposé pour les travaux futurs d'améliorer la compréhension des propriétés hydrauliques du sol et de la teneur en eau de la zone non saturée dans le lit de la rivière à Tougou. Cela fournira des informations supplémentaires sur l'occurrence de la recharge concentrée à Tougou.

¹³ Tous les ouvrages souterrains installés le long du transect y compris le forage profond FCE

3.6.2. Echanges verticaux entre les aquifères sous le lit de la rivière Tougou

Dans les formations de socle au Sahel et dans d'autres régions semi-arides, des études ont démontré que la saprolite argileuse et l'aquifère sous-jacent sont hydrauliquement connectés (Diop et Tijani, 2008 ; Abdou Babaye et al., 2019 ; Zarate et al., 2021). La présente étude établit les échanges verticaux entre l'aquifère de la saprolite argileuse et l'aquifère de schiste légèrement altéré sous le lit de la rivière. En utilisant les niveaux d'eau de la rivière comme signal d'entrée, les réponses de la saprolite ($r(x, y) = 0,56$ après 1 jour) et du schiste légèrement altéré ($r(x, y) = 0,42$ après 3 jours) sont rapides et simultanées. Par ailleurs, pendant les saisons de pluie (sauf pour l'année 2016) et toute l'année 2017, un gradient hydraulique descendant a été remarqué entre P1CE et FCE. Ceci indique une drainance verticale descendante de l'aquifère supérieur de saprolite vers l'aquifère profond de schiste altéré. Une observation similaire d'une charge hydraulique élevée dans la saprolite par rapport au schiste fissuré sous-jacent a été notée en Ouganda (Taylor et Howard, 1999). Un gradient hydraulique ascendant observé pendant certaines saisons sèches et la saison humide de 2016 indique que le schiste altéré alimente la saprolite. Ce processus est susceptible de se produire dans les aquifères de schiste, que ce soit pendant la saison sèche ou la saison des pluies, comme van Foppen et al. (2020) l'ont identifié dans le régolithe de Dodoma au Ghana. La profondeur d'eau dans le forage profond FCE (9,3 m) se situe au-dessus du toit de l'aquifère de schiste altéré (25 m de profondeur sous la surface du sol). Ceci met en évidence les conditions semi-captives du schiste légèrement altéré sous la rivière. Différents auteurs ont trouvé que la saprolite riche en argile peut produire des conditions semi-captives pour le schiste altéré (Taylor et Howard, 1999 ; Vassolo et al., 2019 ; van Foppen et al., 2020).

3.6.3. Voies de recharge de l'aquifère peu profond de la saprolite le long des rives

La présente étude indique que la charge hydraulique en P3G (extrémité gauche du transect) est toujours plus élevée que celle de tous les autres piézomètres, quelle que soit la saison. De plus, les charges hydrauliques des piézomètres P4D et P5D (extrémité du transect sur la rive droite) étaient souvent plus élevées que celles des piézomètres plus proches de la rivière (P3D-P2D-P1D) pendant les saisons humides et sèches. Il peut être déduit que la distribution de l'onde de pression hydraulique de la rivière de Tougou vers les rives se dissipe avec la distance. La dissipation de l'onde de pression hydraulique était prévue comme cela a déjà été constaté dans d'autres bassins versants à rivière éphémère (Leduc et al., 1997; Jasechko et al., 2021).

En effet, les écoulements latéraux des eaux souterraines en provenance du lit de la rivière vers les rives dépendent de la conductivité hydraulique (Shanafield et al., 2012) et de la diffusivité hydraulique des aquifères (Liang et al., 2018). Pour le bassin versant de Tougou, la porosité de drainage et la conductivité hydraulique au sein de l'aquifère de saprolite sont généralement faibles, ce qui limite l'écoulement des eaux souterraines, comme Zarate et al. (2021) l'ont constaté en Tanzanie. Par ailleurs, les variations des niveaux piézométriques pendant la saison de pluie indiquent l'implication d'autres voies de recharge (au lieu de la recharge concentrée) sur les rives gauche et droite où P3G et P5D sont respectivement implantés. Ces voies de recharge peuvent être liées aux flux verticaux dus à la recharge diffuse issue de l'infiltration de la pluie et/ou aux flux latéraux provenant d'autres sources de recharge impliquées à l'échelle du bassin versant.

Les résultats de la conductivité hydraulique des sols indiquent que les sols superficiels autour des piézomètres P5D et P3G sont perméables, ce qui suggère probablement l'existence d'une recharge diffuse à proximité de ces piézomètres. Cependant, sous les sols superficiels perméables, la zone non saturée est constituée de la cuirasse latéritique et de la saprolite argileuse à la fois pour P3G et P5D. Les conductivités hydrauliques de la cuirasse latéritique à Tougou varient entre 2×10^{-7} et 8×10^{-7} m/s (Mounirou et al., 2020), ce qui représente une zone peu perméable (Naganna et al., 2017). En plus, la conductivité hydraulique de la saprolite argileuse est généralement faible. Cela met en évidence une recharge diffuse limitée à travers l'infiltration de la matrice du sol à proximité des piézomètres P5D et P3G. Pour les aquifères de socle cristallin de la Tanzanie, il a été montré que les couches peu perméables sous les sols superficiels perméables limitent l'infiltration de la matrice du sol, et donc la recharge diffuse (Zarate et al., 2021). La restriction de la recharge diffuse due à la présence d'une cuirasse latéritique peu perméable et/ou à la saprolite argileuse dans le profil altéré a également été montrée au Niger (Abdou Babaye et al., 2019) et en Australie (Acworth et al., 2016). Toutefois, une infiltration limitée à travers la matrice du sol n'implique pas en soi l'absence d'une recharge diffuse. Des études menées dans les domaines de socle en zones semi-arides du Burkina Faso, de la Tanzanie, du Niger, de l'Afrique du Sud et d'Inde ont indiqué que la recharge diffuse peut être favorisée par les micro-fractures, les fractures et les macropores (Mathieu et Bariac, 1996 ; Nkotagu, 1996 ; Abiye et al., 2011 ; Alazard et al., 2016 ; Akurugu et al., 2020 ; Zarate et al., 2021). Cela est susceptible de se produire pour les aquifères altérés peu profonds (épaisseur de la zone non saturée : 8-20 m) comme suggéré par Lapworth et al. (2013) pour le Mali et le Nigeria.

Au cours de cette étude, l'épaisseur de la zone non saturée est inférieure à 20 m pour tous les piézomètres. Cependant, l'analyse du profil ERT et les observations faites lors de la foration mettent en évidence l'absence de fractures dans les couches de surface. Toutefois, une étude conduite dans la roche altérée de Sissili au Burkina Faso a indiqué que la cuirasse latéritique peut présenter des micro-fractures qui peuvent favoriser l'infiltration (Savadogo, 1984). Ces micro-fractures représentent des hétérogénéités à petite échelle (de quelques centimètres de largeur) qui peuvent être détectées ou non par les méthodes conventionnelles de terrain comme la tomographie de résistivité électrique. Ainsi, seules l'interprétation du profil ERT et les observations faites durant la foration ne peuvent pas être utilisées comme preuve suffisante pour justifier l'absence de recharge diffuse à proximité des piézomètres P3G et P5D.

Mis à part l'aspect géologique, il faut noter que le piézomètre P5D est installé dans la zone cultivée. Le développement des racines des cultures peut créer des macropores dans le sol et améliorer la recharge diffuse comme cela a été démontré dans les zones semi-arides du Niger (Ibrahim et al., 2014), du Burkina Faso (Mathieu et Bariac, 1996), et de l'Afrique du Sud ((Van Wyk et al., 2012). Ainsi, les apports d'eau au niveau de la saprolite captée par P5D (rive droite) pourraient être liés à la fois à la recharge diffuse et à la recharge concentrée. La preuve de l'implication d'une recharge concentrée au niveau de P5D et des autres piézomètres tout le long de la rive droite est donnée par le fait que les charges hydrauliques en dessous de la rivière sont toujours plus élevées que celles obtenues au niveau de la rive droite. En revanche, les voies de recharge de la saprolite représentée par P3G ne peuvent pas être liées à la recharge concentrée. En effet, la charge hydraulique en P3G est toujours élevée par rapport à celle de tous les piézomètres, y compris P1CE situé dans la rivière. Conformément à la loi de Darcy, la charge hydraulique en P3G peut être associée aux effets combinés des apports d'eau souterraine et des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère de la saprolite.

En effet, la conductivité hydraulique et la porosité de drainage de l'aquifère de la saprolite sont faibles le long du transect. La plus faible valeur de conductivité hydraulique a été estimée pour l'aquifère de la saprolite représenté par P2G (à 160 m de la rivière sur la rive gauche). Par conséquent, les flux latéraux d'eau souterraine depuis la roche volcanique basique (rive gauche) vers le schiste (rive droite) sont partiellement limités par les paramètres hydrodynamiques.

Puisque P3G est situé à l'extrémité du transect sur la rive gauche, les variations de charge hydraulique le long du transect suggèrent également l'existence d'écoulements latéraux d'eau souterraine (nord-ouest au sud-est) qui produisent constamment des charges hydrauliques élevées dans P3G que dans les autres piézomètres. En effet, les écoulements latéraux (principalement dans les fractures profondes) pourraient provenir d'une autre zone de recharge (par infiltration de la pluie) à l'échelle du bassin versant ou d'un écoulement régional d'eau souterraine. Ces écoulements représentent également une voie de recharge des aquifères de socle comme démontré dans les zones semi-arides de Tanzanie et du Niger (Abdou Babaye et al., 2019 ; Zarate et al., 2021).

Hormis les écoulements latéraux des eaux souterraines, il est possible que la recharge diffuse soit plus importante à proximité de P3G que de P5D. En effet, les paramètres hydrodynamiques des produits d'altération (latérite, saprolite et micro-fractures) diffèrent d'une zone à l'autre en fonction de la roche mère (Dewandel et al., 2012, 2017 ; Lachassagne et al., 2021). En conséquence, des travaux complémentaires portant sur les zones non saturées autour des piézomètres (notamment P3G et P5D) sont recommandés à l'avenir pour mieux évaluer l'occurrence de la recharge diffuse le long du transect. Ces investigations pourraient inclure des mesures permettant d'obtenir le drainage profond et la teneur en eau du sol. L'utilisation de la modélisation numérique pour tester différents scénarios concernant la recharge diffuse le long du transect est également encouragée. De plus, des recherches futures considérant non seulement le transect, mais également l'ensemble du bassin versant sont encouragées pour identifier d'autres voies de recharge (telles que les discontinuités géologiques) vers l'aquifère de roche altérée de Tougou. Il sera également intéressant de vérifier, à travers les relevés piézométriques par exemple, si les limites du bassin hydrogéologique coïncident avec celles du bassin versant hydrologique.

3.6.4. Modèle conceptuel des mécanismes de recharge et de décharge des aquifères dans le bassin versant de Tougou.

Les écoulements verticaux et latéraux des eaux souterraines contrôlent la recharge des aquifères à partir des rivières éphémères (Costa et al., 2012; Cuthbert et al., 2016). Au cours de cette étude, les écoulements verticaux et latéraux des eaux souterraines ont été évalués à l'aide des niveaux piézométriques notés le long du transect piézométrique (perpendiculaire à la rivière) et des puits de grand diamètre (longitudinal à la rivière).

L'interprétation des fluctuations des niveaux piézométriques a été faite à la fois avec la pluie, la hauteur des eaux de la rivière, les conditions hydrauliques du sol, la lithologie, les propriétés hydrodynamiques des aquifères ainsi que la conductivité électrique et la température des eaux souterraines. Ceci a permis d'améliorer la compréhension conceptuelle des mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou. Cette compréhension est résumée graphiquement dans la **Figure 31**.

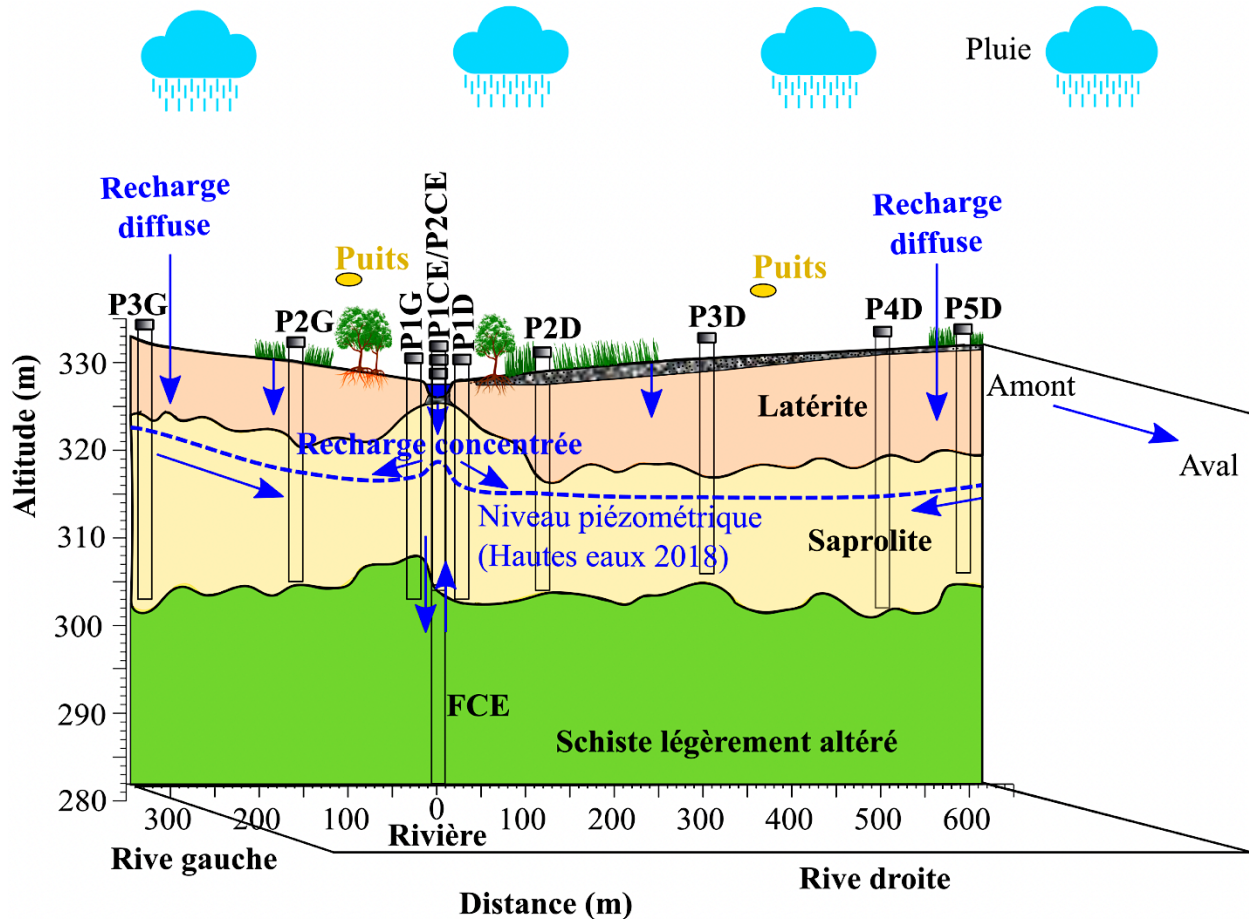


Figure 31 : la compréhension conceptuelle des mécanismes de recharge des aquifères dans le bassin versant de Tougou.

Au cours de cette étude, la hausse et la baisse des niveaux piézométriques pour l'aquifère de saprolite et l'aquifère de schiste légèrement altéré coïncident respectivement avec la saison de pluie et la saison sèche. Ainsi, la recharge des aquifères de Tougou est saisonnière, comme cela est souvent observé dans les zones semi-arides d'Afrique sub-saharienne (Cuthbert et al., 2019).

L'analyse de la relation rivière-aquifères indique toujours un écoulement descendant de la rivière vers les aquifères sous-jacents, car, les niveaux piézométriques dans le saprolite et les schistes altérés s'élève sans atteindre le lit de la rivière. Les charges hydrauliques de l'aquifère de la saprolite et de l'aquifère des schistes altérés sont très proches avec des échanges verticaux bidirectionnels quelle que soit la saison. Les fluctuations des niveaux piézométriques dans l'aquifère peu profond de la saprolite suggèrent l'existence d'une recharge concentrée à partir de la rivière Tougou et d'une recharge diffuse à partir de pluie le long des rives droite et gauche. L'implication de ces deux voies de recharge dans le même bassin versant a été identifiée dans d'autres zones semi-arides d'Afrique sub-saharienne (Abdou Babaye et al., 2019 ; Cuthbert et al., 2019 ; Seddon et al., 2021 ; Zarate et al., 2021). Cependant, l'analyse des valeurs de la conductivité hydraulique du sol ainsi que l'interprétation couplée du profil ERT et des logs des forages mettent en évidence une infiltration limitée à travers la matrice du sol le long du transect. Ceci suggère l'existence des voies de recharge préférentielles pour la recharge diffuse et la recharge concentrée.

La fluctuation des niveaux piézométriques indique que la recharge des schistes au niveau de la rive droite pourrait être liée à la fois à la recharge diffuse et à la recharge concentrée. En revanche, la recharge de la roche volcanique basique à l'extrémité du transect (330 m de la rivière) sur la rive gauche ne peut pas être liée à la recharge concentrée, car, les charges hydrauliques en P3G sont toujours élevées que celles notées au niveau de tous les piézomètres. Comme l'indique la loi de Darcy, la charge hydraulique en P3G peut être associée aux effets combinés des faibles valeurs de paramètres hydrodynamiques de la saprolite et des apports d'eau dans l'aquifère de saprolite sur la rive gauche. Les apports d'eau à l'extrémité du transect sur la rive gauche peuvent provenir d'un écoulement vertical dû à une recharge diffuse ou d'écoulements latéraux d'eau souterraine provenant d'une zone proche et/ou éloignée. Considérant la fluctuation des niveaux piézométriques au niveau des puits, il y a un écoulement descendant de l'amont vers l'aval du bassin versant de Tougou, que ce soit pour les roches volcaniques basiques ou les schistes. Ces observations corroborent celles de Liang et al. (2018) et indique que les eaux souterraines dans le bassin versant de Tougou sont déchargées à l'exutoire du bassin.

3.7. CONCLUSION PARTIELLE

Lors de cette étude, les investigations visant le développement du modèle conceptuel des mécanismes de recharge des aquifères du bassin de Tougou ont été effectuées sur le transect piézométrique (930 m) et au niveau des puits à grand diamètre. Une approche multidisciplinaire permettant de combiner les conditions hydrauliques du sol et du sous-sol et l'hydro-climat a été adoptée. Ainsi, la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères de Tougou a été faite en différentes étapes impliquant les trois premiers objectifs spécifiques de cette étude.

Premièrement, l'interprétation couplée du profil de tomographie de résistivité électrique et des logs des ouvrages souterrains a indiqué un aquifère latéralement continu de la saprolite argileuse (10-22 m d'épaisseur). Cet aquifère est couvert par les sols résiduels dans la rivière et la latérite (2-14 m d'épaisseur) sur les versants. La couche de la latérite (composée de la cuirasse latéritique et de l'argile latéritique) est présente en surface ou en profondeur (couverte par les sols résiduels). Sous le lit de la rivière, l'aquifère de la saprolite surmonte l'aquifère de schiste légèrement altéré (35 m d'épaisseur). La conductivité hydraulique et la transmissivité des aquifères de la saprolite et du schiste sont faibles. Ceci limite les écoulements des eaux souterraines et contribue à la formation d'un dôme piézométrique sous la rivière.

Deuxièmement, les fluctuations des niveaux piézométriques le long du transect indiquent un écoulement latéral de la rive gauche (volcanite basique) vers la rive droite (schiste) pendant la saison sèche. Ce sens d'écoulement est intercepté à chaque saison humide quand les charges hydrauliques en PICE (installé dans la rivière) sont élevées que celles dans tous les piézomètres sur la rive droite et souvent dans les piézomètres proches de la rivière (P1G et P2G) sur la rive gauche. La formation d'un dôme piézométrique sous le lit de la rivière met en évidence l'occurrence de la recharge concentrée au niveau de la rivière éphémère du Tougou. Cette déduction est cohérente avec les résultats de la corrélation croisée, de la profondeur de la nappe phréatique (<10 m) et du traçage des eaux souterraines. Cependant, les valeurs de la conductivité hydraulique du sol ainsi que l'analyse du profil ERT et de logs des forages indiquent que la recharge concentrée par l'infiltration de la matrice du sol est limitée. Ceci suggère l'existence des voies de recharge préférentielles comme les macropores. L'évaluation de la relation rivière-aquifères indique que les niveaux piézométriques sous la rivière de Tougou montent sans atteindre le lit de la rivière.

Les charges hydrauliques dans l'aquifère de la saprolite et l'aquifère des schistes altérés sont très proches avec des échanges verticaux bidirectionnels quelles que soient les saisons. L'aquifère des schistes altérés est semi-captif alors que le saprolite est libre.

Troisièmement, les variations des charges hydrauliques indiquent l'existence d'autres voies de recharge de la saprolite captée aux extrémités du transect [à 330 m sur la rive gauche (P3G) et à 600 m sur la rive droite (P5D)]. Etant donné que les sols composés de limon sableux autour de P3G et P5D sont perméables, une recharge diffuse à partir de la pluie se produit probablement à l'aplomb de ces piézomètres. Cependant, les sols peu perméables de la zone non saturée (cuirasse latéritique et saprolite argileuse) à proximité de P5D et P3G limitent dans une certaine mesure l'infiltration de la pluie à travers la matrice du sol. Ainsi, l'occurrence de la recharge diffuse est probablement favorisée par des voies préférentielles de recharge telles que les micro-fractures. Pour P5D installé dans la zone cultivée, les voies de recharge préférentielles pourraient être liées aux macropores du sol dus au développement des racines des cultures. Les schistes de la rive droite sont rechargés à la fois par la recharge diffuse et la recharge concentrée. En revanche, la roche volcanique basique à l'extrémité du transect sur la rive gauche (330 m de la rivière) n'est pas alimentée par la recharge concentrée, car les charges hydrauliques en P3G sont toujours élevées que celles de tous les piézomètres. Les charges hydrauliques en P3G peuvent être associées aux effets combinés des faibles valeurs de paramètres hydrodynamiques de la saprolite et des apports d'eau dans l'aquifère de saprolite sur la rive gauche. Les apports d'eau sur la rive gauche peuvent provenir d'un flux vertical issu d'une recharge diffuse ou des écoulements latéraux d'eau souterraine provenant d'une zone proche et/ou éloignée. Que ce soit pour la roche volcanique basique ou le schiste, l'écoulement des eaux souterraines se fait de l'amont vers l'aval.

CHAPITRE 4 : QUANTIFICATION DE LA RECHARGE DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU

4.1. INTRODUCTION

Le chapitre 4 regroupe tout ce qui concerne l'estimation de la recharge de l'aquifère de la saprolite dans le bassin versant de Tougou. Ceci a pour but de porter un diagnostic sur l'état quantitatif des ressources en eau souterraine dans le bassin de Tougou durant la période d'étude (2016-2020). La première étape a consisté à choisir la méthode de quantification sur la base du modèle conceptuel des mécanismes de recharge. Ce modèle a été développé précédemment dans le chapitre 3. Ainsi, la justification du choix de la méthode et les résultats de quantification de la recharge de l'aquifère de la saprolite sont consignés dans ce chapitre. Les estimations de la recharge obtenues dans la présente étude concernent l'aquifère de la saprolite captée au niveau du lit de la rivière et sur les rives. Ces estimations ont été comparées entre elles d'une part. D'autre part, elles ont été discutées en fonction des résultats issus de zones similaires. Ceci a permis d'évaluer la cohérence et la fiabilité des valeurs des taux de recharge estimés dans le cadre de cette étude.

4.2. METHODE : FLUCTUATION DES NIVEAUX PIEZOMETRIQUES

4.2.1. Principe

La méthode de fluctuation des niveaux piézométriques (ou WTF) a été appliquée dès les années 1920 (Meinzer, 1923). Elle a été utilisée avec succès dans les régions de socle sous climat semi-aride dans divers pays d'ASS comme le Burkina Faso, le Niger, l'Afrique du Sud, l'Ouganda, etc. (Cuthbert et Tindimugaya, 2010 ; Obuobie et al., 2012 ; Cuthbert et al., 2019). Comme son nom l'indique, la méthode WTF se base sur le fait que la hausse des niveaux piézométriques est due à l'arrivée d'eau rechargeant un aquifère. Elle est dérivée du bilan des eaux souterraines dans un bassin versant. En effet, les changements dans le stockage des eaux souterraines ΔS (Equation 4) peuvent être attribués à la recharge R , à l'écoulement des eaux souterraines dans le bassin Q_{in} moins l'évapotranspiration réelle des eaux souterraines ET et l'écoulement des eaux souterraines hors du bassin Q_{out} . L'équation du bilan des eaux souterraines peut être écrite de la façon suivante (Healy et Cook, 2002) :

$$\Delta S = R + Q_{in} - ET - Q_{out} \quad (\text{Equation 4})$$

Pour aboutir à la méthode WTF, il est supposé dans l'équation 4 que l'eau rechargeant la nappe (R) est immédiatement stockée et que l'évapotranspiration réelle est négligeable avec Q_{in} et Q_{out} sensiblement égaux pendant la période de recharge. Par conséquent, la recharge est calculée par la technique WTF comme suit (Healy et Cook, 2002) :

$$R = S_y \times \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{Equation 5})$$

Avec :

R : La recharge des aquifères libre en millimètres [LT^{-1}]

S_y : La porosité efficace (adimensionnel)

h : La charge hydraulique [L]

t : Le temps [T]

Il faut noter que la fluctuation des niveaux piézométriques peut être analysée pour estimer les termes du bilan des eaux souterraines comme l'évapotranspiration réelle et la porosité efficace. Koïta et al. (2017) ont analysé les fluctuations des niveaux piézométriques pour estimer la porosité efficace dans le bassin versant de Tougou. En Australie, Fan et al. (2014) ont utilisé une méthode empirique se basant sur la technique de variations de niveaux piézométriques (White, 1932) pour quantifier l'eau souterraine captée quotidiennement par la végétation via l'évapotranspiration.

4.2.2. Limites de la méthode WTF

Même si la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques présente de nombreux avantages, elle est sujette à certaines limites. Ces dernières comprennent le fait que cette méthode s'applique uniquement aux nappes libres, montrant des hausses et des baisses marquées des niveaux piézométriques. De plus, lorsque la recharge d'un aquifère est constante et égale au drainage, la méthode WTF devient inapplicable vu que les niveaux piézométriques ne changent pas. Par ailleurs, la recharge estimée par la méthode WTF peuvent largement varier d'un point à un autre, en fonction de la localisation d'un piézomètre/puits par rapport à la zone de recharge (Cuthbert et al., 2019). Pour éviter la sous-évaluation de la recharge, il faut prendre en compte les niveaux piézométriques mesurés dans les ouvrages souterrains se trouvant le plus proche possible de la zone de recharge. D'où l'intérêt d'identifier au préalable les mécanismes de recharge des aquifères avant de procéder à la quantification de la recharge.

Toutefois, la connaissance de processus de recharge ne suffit pas pour assurer la fiabilité des estimations de la recharge par la méthode WTF. Ceci requiert également de disposer d'estimations fiables de S_y et Δh . D'une part, la porosité efficace S_y est un paramètre qui varie beaucoup dans le temps et dans l'espace. La variabilité de ce paramètre est attribuée à l'hétérogénéité naturelle des matériaux géologiques, aux différentes méthodes utilisées pour sa détermination et au temps alloué à sa détermination (Healy et Cook, 2002 ; Healy et Scanlon, 2010). En se basant sur une synthèse faite par Johnson (1967), quelques valeurs de la porosité efficace pour différents matériaux sédimentaires non consolidés sont proposées dans le **Tableau 16** selon leur texture.

Tableau 16 : Valeurs de la porosité efficace pour divers matériaux sédimentaires non consolidés: synthèse faite par Johnson (1967) en se basant sur différentes études.

Texture	Porosité efficace minimum	Porosité efficace moyenne	Porosité efficace maximum
Argile	0,00	0,02	0,05
Limon	0,03	0,08	0,19
Sable argileux	0,03	0,07	0,12
Sable fin	0,10	0,21	0,28
Sable moyen	0,15	0,26	0,32
Sable grossier	0,20	0,27	0,35
Sable graveleux	0,20	0,25	0,35
Gravier fin	0,21	0,25	0,35
Gravier moyen	0,13	0,23	0,26
Gravier grossier	0,12	0,22	0,26

D'autre part, la réussite de la méthode WTF repose sur la détermination des hausses des niveaux piézométriques Δh par unité de temps. Celles-ci sont déterminées soit en faisant une somme des élévations de niveau d'eau souterraine pendant une période donnée soit en extrapolant la courbe de récession qui suit la fin de la période de recharge précédente (**Figure 32**) (Delin et al., 2007; Cuthbert, 2014; Nimmo et al., 2015). La première procédure se basant uniquement sur la somme des élévations des niveaux piézométriques est la plus simple (**Figure 32 a**). Elle a été adoptée par le programme RISE de l'USGS (United States Geological Survey) et ne tient pas compte des corrections utilisant la courbe de récession (Delin et al., 2007). La seconde procédure consiste à tenir compte de la courbe de récession qui est le tracé que les variations des niveaux d'eau auraient suivi en l'absence des nouvelles précipitations (**Figure 32 b**). Elle permet d'intégrer les élévations cachées dh . Ces dernières représentent la fraction de la lame d'eau non représentée sur les chroniques piézométriques, mais qui contribue à la recharge durant l'intervalle de temps Δt .

La lame d'eau non représentée regroupe les effets combinés de l'évaporation directe de la nappe, de la transpiration des plantes et des écoulements latéraux hors de l'aquifère (Healy et Cook, 2002). Par conséquent, la procédure reposant uniquement sur la sommation des élévations de niveau d'eau souterraine sous-estime inévitablement la recharge des nappes d'eau souterraine, car, elle ne tient pas compte de ces flux sortants. Cette deuxième approche permet quant à elle d'extrapoler la courbe de récession, donc de déterminer une valeur corrigée de la hausse des niveaux piézométriques Δh_{corr} . Cette valeur correspond à la différence entre le niveau maximum observé à la date t et le niveau qui aurait été celui de la nappe à la date de ce maximum s'il n'y avait pas eu de précipitation générant la recharge considérée. La valeur corrigée de la hausse des niveaux piézométriques Δh_{corr} est ainsi exprimée comme suit :

$$\Delta h_{corr} = \Delta h + dh \quad (\text{Equation 6})$$

Deux approches d'extrapolation dont la procédure graphique (**Figure 32 b**) et la méthode reposant sur la courbe de récession type ("Master Recession Curve MRC" en anglais) (**Figure 32 c**) sont utilisées pour estimer Δh_{corr} .

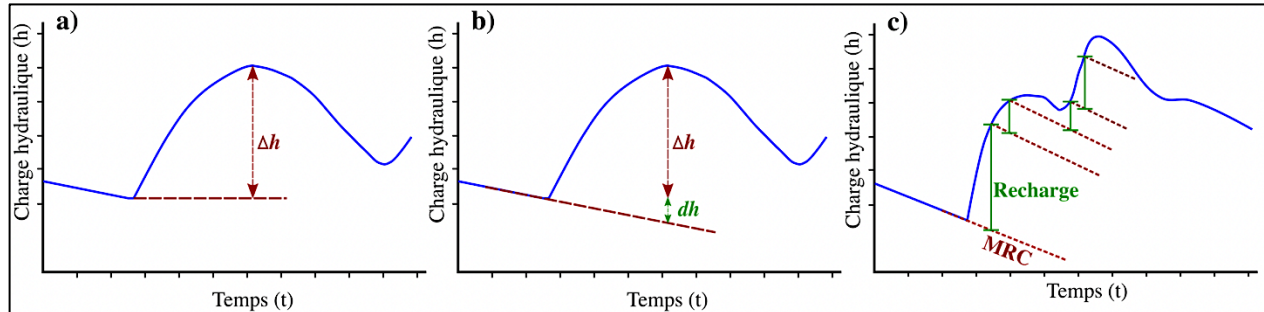


Figure 32 : les trois manières de déterminer les hausses des niveaux piézométriques : **a**) la somme des hausses des niveaux piézométriques, **b**) l'extrapolation manuelle du graphique, **c**) la méthode MRC.

Considérant l'approche graphique, les courbes de récessions antécédentes sont extrapolées manuellement sur la base d'une inspection visuelle de l'ensemble des données. L'utilisation de cette approche requiert de consulter les données de précipitations concomitantes à la piézométrie. Ceci dans le but de vérifier si les hausses des niveaux piézométriques sont réellement causées par les précipitations, donc liées à la recharge.

En effet, les hausses des niveaux d'eau souterraine peuvent être causées par d'autres facteurs comme les changements de pression barométrique et/ou l'arrêt de pompage (Cuthbert, 2014). L'identification de la cause des fluctuations des niveaux piézométriques est donc l'une des difficultés liées à l'utilisation de la méthode WTF. Par ailleurs, l'approche graphique n'est pas appropriée lorsque les niveaux d'eau souterraine changent rapidement et que plusieurs événements de recharge sont rapprochés. Cette situation est susceptible de se produire dans le cas d'une recharge rapide à travers des voies préférentielles d'écoulements comme les fractures ou dans les aquifères très peu profonds.

Concernant l'utilisation d'une courbe de récession type, c'est une approche qui ne peut qu'être automatisée pour calculer Δh_{corr} . Cette procédure consiste à calculer au préalable une expression de la courbe de récession type, utilisée pour prédire la pente du graphique en absence de la recharge. Il s'agit tout d'abord d'identifier toutes les périodes de récession dans la chronique. Ensuite, il faut ajuster une fonction logarithmique à deux paramètres sur chaque récession, puis calculer la différence entre le niveau d'eau observé et le point atteint par l'asymptote de la courbe de récession précédente (Nimmo et al., 2015). Comparée à l'approche graphique, la méthode WTF se basant sur l'analyse de MRC est peu subjective, car, elle est automatisée. Cependant, tout comme dans l'approche graphique, il faut éviter d'inclure dans les calculs les hausses des niveaux piézométriques qui ne sont pas dues exclusivement à la recharge.

4.2.4. Application de la méthode WTF dans le cadre du bassin de Tougou

a. Justification du choix de la méthode WTF dans cette étude

L'estimation de la recharge du compartiment souterrain dans le bassin versant de Tougou concerne l'aquifère de la saprolite. Ce dernier représente l'aquifère capté au niveau des piézomètres installés à l'échelle du transect. Il correspond à un aquifère peu profond et non captif. L'aquifère de la saprolite est directement rechargé soit à travers la recharge diffuse, représentative de l'infiltration directe de la pluie sur l'ensemble du bassin versant ou par le biais de la recharge concentrée à partir de la rivière éphémère de Tougou. Or, cette étude n'a pas permis de fournir des informations sur la façon dont l'eau se déplace dans la zone non saturée. L'estimation de la recharge de l'aquifère de la saprolite dans le bassin versant de Tougou a été faite en utilisant la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques ("Water Table Fluctuation Method (WTF)" en anglais).

La méthode WTF offre un avantage particulier, car, elle est insensible aux processus de percolation dans la zone non saturée (Healy et Cook, 2002) et la présence de voies préférentielles d'écoulement dans la zone non saturée ne limite pas son application. L'utilisation de la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques dans cette étude se justifie également par le fait que cette technique peut être considérée comme une approche intégrée et non comme une mesure ponctuelle (Scanlon et al., 2002). En effet, les profondeurs d'eau souterraine mesurées dans un piézomètre ou un puits sont représentatives d'une surface d'au moins une cinquantaine de mètres carrés (**Figure 33**). D'un autre point de vue, la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques a été choisie car, elle permet d'intégrer la recharge concentrée et diffuse à l'échelle d'une année (**Figure 33**). En effet, tous les piézomètres indiquent que l'aquifère peu profond de la saprolite (dont l'épaisseur de la zone non saturée est inférieure à 20 m) se recharge pendant la saison des pluies, donc une seule fois par an. De plus, les piézomètres (P1CE et P2CE) captant la saprolite en dessous de la rivière révèlent des montées et récessions successives de la charge dans la nappe durant la période de recharge (la saison des pluies). Il faut noter que le choix de la méthode a été également guidé par la disponibilité des données des niveaux piézométriques adaptées à cette approche. Partant de cela, la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques est facile à appliquer.

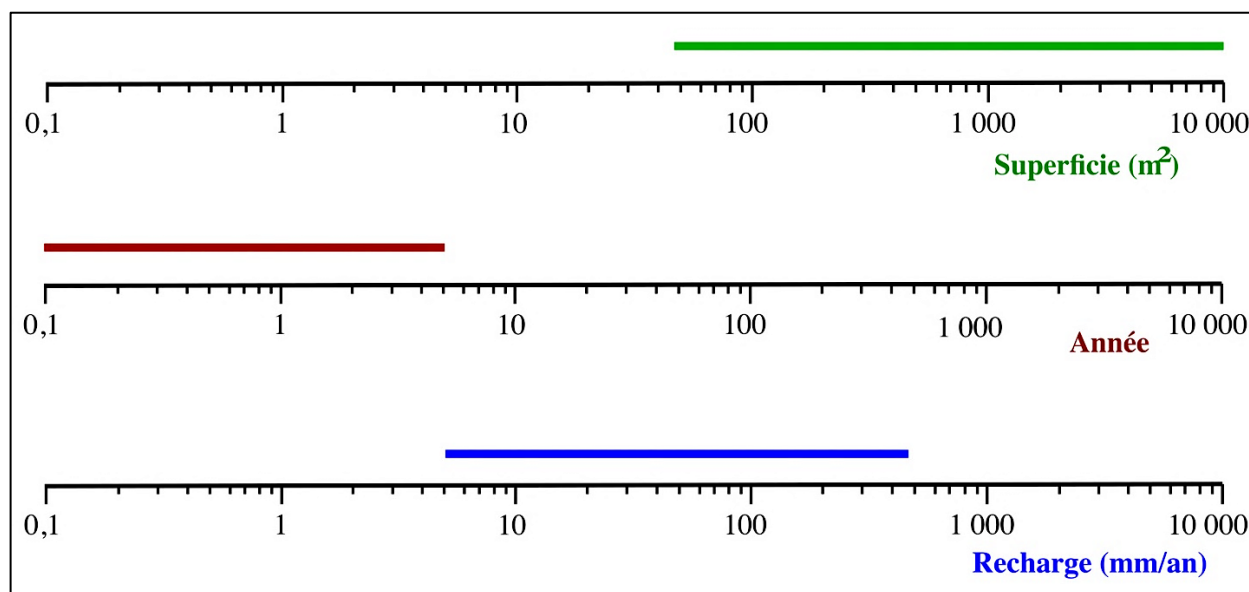


Figure 33 : la gamme des valeurs de la recharge qui peuvent être estimées par la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques ainsi que les échelles spatio-temporelles représentées par cette méthode [figure modifiée d'après Scanlon et al. (2002)].

b. Estimation de la recharge corrigée

L'estimation de la recharge dans le cadre de cette étude concerne l'aquifère libre de la saprolite à l'échelle du transect piézométrique. Les charges hydrauliques de chaque piézomètre captant exclusivement la saprolite ont été utilisées. Il s'agit des piézomètres P3G, P2G, P1CE, P1D, P2D, P3D, P4D et P5D. Ces piézomètres ne font pas l'objet de pompage. Par ailleurs, les effets de la pression barométrique sont minimes étant donné que les aquifères libres sont généralement insensibles à ces effets. Pour prendre en compte les hausses cachées des niveaux piézométriques, un programme appelé "ESTimation de la Pluie Efficace et de la REcharge ESPERE (version 2)" a été utilisé. Le programme ESPERE a été développé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) (Lanini et al., 2016 ; Lanini et Caballero, 2021). Il consiste en une feuille de calcul Microsoft Excel incluant plusieurs méthodes pour l'estimation de la recharge des aquifères (Lanini et al., 2016). Le programme ESPERE est librement téléchargeable sur le site du BRGM. Il a été utilisé avec succès dans différentes études (Lanini et al., 2016 ; Nugraha et al., 2021).

La méthode WTF mise en œuvre dans ESPERE est basée sur les variations du niveau de la nappe Δh et tient compte du drainage continu de l'aquifère sur une base événementielle (Nimmo et al., 2015). Selon Nimmo et al. (2015), une fonction exponentielle décroissante¹⁴, ajustée sur chaque événement de récession de la nappe, est extrapolée pour calculer la correction due à la récession non réalisée dh , qui est ajoutée à la montée des niveaux d'eau de l'événement suivant (Nimmo et al., 2015 ; Lanini et Caballero, 2021). Ainsi, la recharge annuelle correspond à la somme des hausses du niveau de la nappe Δh au cours de l'année (du 1er janvier au 31 décembre), ajoutée à la somme des corrections liées aux récessions non réalisées dh , multipliées par la porosité efficace S_y . L'équation 7 exprimant l'estimation des taux de recharge annuels corrigés R_{corr} dans ESPERE est :

$$R_{corr} = S_y \times \sum(\Delta h + dh) \text{ (Equation 7)}$$

La porosité efficace de la saprolite a été prise égale à 0,0075. Cette valeur représente une moyenne rapportée à l'échelle du bassin de Tougou d'après l'étude de Koïta et al. (2017). Ces auteurs ont trouvé que la porosité efficace à l'échelle du bassin versant de Tougou variait entre 0,006 et 0,009.

¹⁴ Exprimée mathématiquement comme suit : $h_t = h_i e^{-dt}$. Avec h_i , h_t et d représentant respectivement le niveau piézométrique à l'état initial, le niveau piézométrique au temps t et le coefficient de récession.

Les estimations de la porosité efficace issues de Koïta et al. (2017) se trouvent dans gamme de valeurs données pour la texture argileuse dans le **Tableau 16**. Quant aux élévations de niveau piézométrique Δh et les récessions non réalisées dh au cours de l'année, elles ont été automatiquement calculées par le logiciel ESPERE. Le calcul prend en compte les années 2018, 2019 et 2020. En effet, les relevés piézométriques doivent commencer au 1^{er} janvier et finir au 31 décembre de chaque année pour être traités par le logiciel ESPERE. De plus, les séries des niveaux piézométriques ne doivent pas comporter de lacunes de plus de 5 jours. Ainsi, l'année 2016 n'a pas été prise en compte, car les relevés piézométriques ont commencé le 25 mars. Quant à l'année 2017, des lacunes de plus de 5 jours sont observées de février jusqu'en fin mai suite à l'absence de l'observateur de terrain. Il faut noter que le logiciel ESPERE permet de combler automatiquement par interpolation linéaire, les lacunes inférieures à 5 jours. ESPERE fournit directement la recharge avant (R) et après (R_{corr}) l'apport des corrections. Cette recharge est brute puisqu'elle prend en compte les hausses cachées des niveaux piézométriques. Les valeurs de la recharge ont été comparées entre elles et discutées en fonction des résultats obtenus dans les zones similaires. Ceci a permis d'évaluer la cohérence et la fiabilité des valeurs de la recharge estimées dans le cadre de cette étude.

c. Détermination des incertitudes associées à la recharge calculée avec la porosité efficace moyenne

La recharge obtenue (R_{corr}) avec la porosité efficace moyenne (0,0075) a été associée à l'incertitude calculée sur la base de la méthode de maximum-minimum. D'abord, les limites de l'intervalle de la recharge ont été estimées à l'aide de ESPERE en utilisant les valeurs minimale (0,0066) et maximale (0,009) de la porosité efficace issue de Koïta et al. (2017). L'équation 8 et l'équation 9 indiquent respectivement les formules liées à la détermination des valeurs de la recharge minimale $R_{corr\,mini}$ et de la recharge maximale $R_{corr\,maxi}$. L'incertitude absolue I a été obtenue en utilisant l'équation 10.

$$R_{corr\,mini} = 0,0066 \times \sum(\Delta h + dh) \quad (\text{Equation 8})$$

$$R_{corr\,maxi} = 0,009 \times \sum(\Delta h + dh) \quad (\text{Equation 9})$$

$$I = \frac{R_{corr\,maxi} - R_{corr\,mini}}{2} \quad (\text{Equation 10})$$

4.3. RESULTATS

Le **Tableau 17** résume les résultats des taux de recharge annuels obtenus pour les années 2018, 2019 et 2020 pour chaque piézomètre. Pour chaque taux de recharge, les incertitudes liées aux valeurs de la porosité efficace sont données dans le **Tableau 18**.

Tableau 17 : Taux de recharge estimés (avant R et après correction R_{corr}) ainsi que le ratio entre R_{corr} et la pluie totale annuelle P de 2018 à 2020, pour l'aquifère de la saprolite dans le bassin versant de Tougou.

Piézomètre	2018 (P = 736 mm)			2019 (P = 599 mm)			2020 (P = 711 mm)		
	R (mm)	R_{corr} (mm)	R_{corr}/P (%)	R (mm)	R_{corr} (mm)	R_{corr}/P (%)	R (mm)	R_{corr} (mm)	R_{corr}/P (%)
P3G	42,7	50,7	7	27,8	31,4	5	37,1	40,2	6
P2G	17,3	19,4	3	13,3	14,3	2	19,7	21,0	3
P1CE	146,1	151,5	21	173,8	192,2	32	126,9	148,3	21
P1D	12,9	14,1	2	18,1	18,8	3	17,3	18,5	3
P2D	14,9	16,3	2	10,1	10,7	2	17,8	18,6	3
P3D	11,3	12,5	2	9,7	10,3	2	12,0	13,4	2
P4D	13,3	13,7	2	17,1	17,7	3	18,7	23,0	3
P5D	15,2	16,4	2	34,1	36,4	6	18,8	23,4	3

Tableau 18 : Valeurs minimales ($R_{corr\,mini}$) et maximales ($R_{corr\,maxi}$) de la recharge après correction et les incertitudes I de 2018 à 2020, pour l'aquifère de la saprolite à Tougou.

Piézomètre	2018			2019			2020		
	$R_{corr\,mini}$ (mm)	$R_{corr\,maxi}$ (mm)	I (mm)	$R_{corr\,mini}$ (mm)	$R_{corr\,maxi}$ (mm)	I (mm)	$R_{corr\,mini}$ (mm)	$R_{corr\,maxi}$ (mm)	I (mm)
P3G	44,1	60,1	8,0	27,6	37,6	5,0	35,4	48,2	6,4
P2G	17,1	23,3	3,1	12,6	17,0	2,3	18,4	25,1	3,4
P1CE	133,3	181,7	24,2	169,1	230,6	30,8	130,5	178,0	23,7
P1D	12,3	16,8	2,2	16,6	22,6	3,0	16,3	22,2	3,0
P2D	14,4	19,6	2,6	9,4	12,8	1,7	16,4	22,3	3,0
P3D	10,8	14,7	2,0	9,1	12,4	1,6	11,8	16,0	2,1
P4D	12,0	16,4	2,2	15,6	21,2	2,8	21,0	28,6	3,8
P5D	14,1	19,3	2,6	32,0	43,6	5,8	21,1	28,7	3,8

Les recharges annuelles calculées varient dans le temps et dans l'espace. Les recharges les plus élevées ont été estimées pour la saprolite directement en dessous du lit de la rivière. Elles varient de 148 à 192 mm/an. Ceci correspond à 21-32 % de la pluie annuelle totale. Pour la rive gauche, les taux de recharge varient entre 14 et 51 mm/an.

Les recharges les plus élevées sur la rive gauche ont été estimées pour le piézomètre P3G et varient de 31 à 51 mm/an. Ceci représente 5 à 7 % de la pluviométrie annuelle totale. En ce qui concerne la rive droite, les recharges annuelles varient de 10 à 36 mm/an. Les valeurs maximales de la recharge annuelle sur la rive droite ont été observées au niveau du piézomètre P5D et varient entre 16 et 36 mm/an (2-6% de la pluviométrie totale annuelle). Par ailleurs, cette étude montre que les faibles pluies annuelles ne se traduisent pas nécessairement par de faibles estimations des taux de recharge. Tel est le cas des piézomètres P1CE, P1D et P5D qui indiquent une valeur maximale du taux de recharge en 2019 où la pluie annuelle P était faible comparée à celle des autres années, soient 2018 et 2020.

4.4. DISCUSSION

Au cours de ce projet, la recharge annuelle de l'aquifère libre de la saprolite a été estimée en utilisant la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques sur trois années consécutives, à savoir 2018, 2019 et 2020. La recharge concentrée au niveau de la rivière de Tougou vers l'aquifère de la saprolite sous-jacent varie entre 148 ± 24 et 192 ± 31 mm/an de 2018 à 2020. Ces valeurs sont largement supérieures à celles obtenues au niveau des rives gauche (jusqu'à 51 ± 8 mm/an) et droite (jusqu'à 36 ± 6 mm/an). Ceci suggère que la recharge concentrée est la voie dominante pour la réalimentation des aquifères dans le bassin versant de Tougou. Ces observations corroborent les résultats de l'étude menée par Cuthbert et al. (2019) dans différentes régions semi-arides (Niger, Afrique du Sud, etc.) d'ASS. Egalement, la présente étude a montré que la recharge de la saprolite sur la rive droite (jusqu'à 36 ± 6 mm/an) est plus faible que celle (jusqu'à 51 ± 8 mm/an) de la saprolite sur la rive gauche du bassin versant de Tougou. Si elles sont du même ordre de grandeur, ceci est toutefois en parfait accord avec les variations spatio-temporelles des charges hydrauliques à l'échelle du transect piézométrique. Les valeurs de la recharge obtenues sur la rive gauche sont cohérentes avec les estimations de recharge calculées pour la période 2010-2015 dans le bassin versant de Tougou (Koïta et al., 2017). En effet, les auteurs ont estimé une recharge annuelle comprise entre 37 et 50 mm/an pour la saprolite à mi-pente de la rive gauche. Les taux de recharge de 5-7% sur la rive gauche sont également cohérents avec les estimations (5-6%) de Koïta et al. (2017).

Dans l'ensemble, les recharges maximales estimées sur les rives gauche et droite sont dans la fourchette de celles rapportées (29-76 mm/an pour la période 2002-2021) par Barbosa et al. (2022) en utilisant la méthode WTF dans les aquifères de Manga et Korama situés dans le bassin du lac Tchad et au sud du Niger. Quant aux valeurs de la recharge concentrée à Tougou, elles sont dans la fourchette de celles obtenues dans la zone semi-aride du Nigeria de 1991 à 1997 (pluie annuelle allant de 280 à 630 mm/an) (Goes, 1999). En utilisant la méthode du bilan hydrique basée sur les niveaux piézométriques, cet auteur a estimé que la recharge variait entre 73 et 197 mm pour l'aquifère libre situé sous la plaine d'inondation. Egalement, les valeurs de la recharge concentrée lors de cette étude sont comprises dans la gamme de valeurs de la recharge concentrée obtenues (moyenne annuelle allant de 28 à 358 mm) par Cuthbert et al. (2019) pour les aquifères de socle en région semi-aride (Niger, Afrique du Sud, etc.) d'ASS. Ces auteurs ont utilisé la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques pour identifier les processus de recharge, estimer la recharge et évaluer la résilience des eaux souterraines face au climat futur en région semi-aride d'ASS (de 1955 à 2016). En revanche, nos estimations de la recharge concentrée sont plus élevées que celles (78 ± 7 mm/an) estimées en 2015 dans la partie sahélienne du bassin du lac Tchad en utilisant la méthode des chlorures (Bouchez et al., 2019). Ceci est tout à fait normal, car l'estimation de la recharge de (Bouchez et al., 2019) est représentative des eaux souterraines proches du réseau hydrologique, et non directement sous le cours d'eau.

La cohérence entre les valeurs obtenues au cours de cette étude et celles d'autres projets indiquent que la méthode WTF d'ESPERE a donné des estimations raisonnables de la recharge dans le bassin versant de Tougou. Même si la méthode WTF fournit des estimations raisonnables, il y a forcément quelques incertitudes issues par exemple de la valeur de la porosité efficace. Par conséquent, la fiabilité des estimations de la recharge des aquifères de Tougou pourra être améliorée dans les travaux ultérieurs en utilisant (en plus de la méthode WTF) d'autres techniques de quantification comme la modélisation numérique. En effet, plus d'une méthode doit être utilisée compte tenu des incertitudes associées à chaque approche d'estimation (Scanlon et al., 2002). Cependant, l'application de méthodes variées n'améliore pas nécessairement la précision de l'estimation dans un sens quantitatif. Cela est plutôt bénéfique pour évaluer la cohérence entre les estimations et confirmer leur validité (Healy et Scanlon, 2010).

Il est à noter que, dans la présente étude, les recharges annuelles suivent les variations de la pluviométrie totale mais, dans trois piézomètres P1CE, P1D et P5D, une faible pluie annuelle n'implique pas nécessairement un faible taux de recharge. Les fortes recharges annuelles malgré les faibles pluies annuelles ont été également observées dans d'autres régions semi-arides d'ASS dont le Niger, l'Afrique du Sud, la Tanzanie, etc. (Favreau et al., 2002, 2009 ; Cuthbert et al., 2019). Elles résultent de l'interaction des facteurs qui contrôlent la recharge diffuse et concentrée dans les régions semi-arides. Dans le cadre de cette étude, le modèle conceptuel des mécanismes de recharge indique que l'aquifère de la saprolite captée par les trois piézomètres P1CE, P1D et P5D est réalimentée à travers la recharge concentrée au niveau de la rivière. Egalement, la saprolite captée par P5D est probablement rechargée via l'infiltration de la pluie à travers la matrice du sol ou par les processus d'écoulement préférentiel à travers les macropores développés par les racines des cultures. Par conséquent, la variabilité temporelle de la recharge en P1CE, P1D et P5D est probablement liée, en plus de la pluie, aux conditions de génération du ruissellement, à l'humidité initiale du sol, etc. Ainsi, dans les études à venir, la modélisation numérique, qui peut inclure différents facteurs influençant la recharge des aquifères est encouragée, pour quantifier les ressources en eau souterraine à Tougou. Les modèles existants (HYDRUS, MODFLOW, etc.) et utilisés avec succès dans les autres régions semi-arides peuvent être employés à cet effet (Cuthbert et Tindimugaya, 2010; Phogat et al., 2017; Ebrahim et al., 2019).

4.5. CONCLUSION PARTIELLE

Les recharges annuelles obtenues dans le cadre de cette étude sont en parfait accord avec celles estimées dans le bassin versant de Tougou et dans les zones similaires au Sahel. Toutefois, cette étude indique que la méthode WTF peut fournir des résultats sujets à des incertitudes compte tenu de la variabilité de la porosité efficace. Il serait donc judicieux dans les travaux à venir d'utiliser, en plus de la méthode WTF, d'autres approches pour estimer les taux de recharge dans le bassin versant de Tougou. Ceci permettra d'évaluer la cohérence entre les estimations et de confirmer leur validité. Egalement, cette étude a montré que les faibles pluies annuelles n'impliquent pas nécessairement les faibles taux de recharge des aquifères à Tougou dans le cas d'une recharge concentrée. Il est fort probable que des facteurs supplémentaires tels que l'intensité de pluie ou le ruissellement des eaux de surface, etc. soient impliqués. Par conséquent, la modélisation numérique est un outil à privilégier dans le futur pour estimer les taux de recharge des aquifères à Tougou.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

1. RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE ET DE LA SPECIFICITE DE LA PRESENTE ETUDE

Nous avons introduit dans cette thèse l'exploitation croissante des eaux souterraines en régions semi-arides d'Afrique sub-saharienne et exposé le besoin de mener des études multidisciplinaires estimant la recharge des aquifères dans ce contexte. Nous avons également montré que l'obtention des estimations fiables de la recharge en région semi-aride d'ASS se base sur une meilleure connaissance des mécanismes de recharge des aquifères. Par ailleurs, il a été introduit dans cette thèse que les processus de recharge des aquifères ne sont pas maîtrisés dans certaines localités et l'état de l'art développé indique qu'un modèle conceptuel de recharge des aquifères établi pour une zone n'est pas nécessairement applicable à une autre. Ceci justifie l'importance de la présente étude qui vise l'amélioration de l'état de connaissance sur les mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou (représentatif de socle et du climat sahélien) au Burkina Faso en Afrique de l'Ouest. Le Burkina Faso est un pays sahélien (semi-aride) dont l'hydrogéologie est constituée à plus de 80% par les aquifères de socle, discontinues et hétérogènes. Comparé aux pays voisins à savoir le Mali et le Niger, les processus de recharge des aquifères de socle dans la zone sahélienne du Burkina Faso n'étaient pas bien connues. Pourtant, comme dans d'autres zones sahéliennes en Afrique de l'Ouest, la zone sahélienne du Burkina Faso a connu d'importants changements du climat et d'utilisation des sols qui ont paradoxalement affecté l'hydrologie des bassins versants. Ainsi, grâce à des investigations menées sur le terrain de 2016 à 2020, cette étude a permis de comprendre les mécanismes de recharge des aquifères de Tougou. Plus particulièrement, la présente étude fournit le type de connexion hydraulique entre la rivière éphémère de Tougou et les aquifères sous-jacents. Ceci n'était pas évalué lors des études conduites dans les zones sahéliennes. Les investigations menées à Tougou reposent sur une approche permettant de combiner différentes méthodes dont le suivi de la profondeur de l'eau dans la nappe, les mesures de la hauteur des eaux dans la rivière, les tests de perméabilités des sols, les mesures de la conductivité électrique et de la température des eaux souterraines, etc. Indiqué dans notre état de l'art, la combinaison de différentes méthodes permet d'avoir les informations sur différents aspects influençant la recharge des eaux souterraines. Dans le cadre de cette étude, les aspects considérés regroupent l'hydro-climat, le sol, le sous-sol et les eaux souterraines.

2. PRINCIPAUX RESULTATS

L'approche adoptée lors de cette étude a permis d'apporter des nouvelles connaissances sur les mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou au Burkina Faso. Les quatre objectifs spécifiques énoncés en introduction ont été atteints. Il a été montré que le profil d'altération des aquifères de socle du bassin versant de Tougou est composé d'une couche de la saprolite latéralement continue. Cette couche est surmontée par la latérite sur les rives et les sols résiduels dans le lit de la rivière. Sous la rivière, l'aquifère de la saprolite surmonte l'aquifère des schistes légèrement altérés. Les propriétés hydrodynamiques des aquifères de la saprolite et des schistes légèrement altérés sont faibles. Les charges hydrauliques de l'aquifère de la saprolite et de l'aquifère des schistes altérés sont très proches avec des échanges verticaux bidirectionnels quelle que soit la saison. Cependant, l'aquifère de la saprolite est libre tandis que l'aquifère des schistes altérés est semi-captif. Pour ces deux aquifères, la hausse et la baisse des niveaux piézométriques coïncident respectivement avec la saison de pluie et la saison sèche. Ceci indique que la recharge des aquifères de Tougou est saisonnière.

Les fluctuations des niveaux piézométriques dans l'aquifère peu profond de la saprolite suggèrent l'existence d'une recharge concentrée à partir de la rivière Tougou et d'une recharge diffuse à partir de pluie le long des rives droite et gauche. L'analyse de la relation rivière-aquifères indique toujours un écoulement descendant de la rivière vers les aquifères sous-jacents. Les valeurs de la conductivité hydraulique du sol et la présence des argiles dans le profil d'altération mettent en évidence une infiltration limitée à travers la matrice du sol le long du transect, suggérant l'existence des voies de recharge préférentielles pour la recharge diffuse et la recharge concentrée. La recharge des schistes au niveau de la rive droite est liée à la fois à la recharge diffuse et à la recharge concentrée. En revanche, la recharge de la roche volcanique basique sur la rive gauche ne peut pas être liée à la recharge concentrée, car, les charges hydrauliques y sont toujours élevées que celles notées au niveau de la rivière et de la rive droite. La charge hydraulique sur la rive gauche peut être associée aux effets combinés des faibles valeurs de paramètres hydrodynamiques de la saprolite et des apports d'eau dans l'aquifère de saprolite sur la rive gauche. Les apports d'eau sur la rive gauche peuvent provenir d'un écoulement vertical dû à une recharge diffuse ou d'un écoulement latéral d'eau souterraine provenant d'une zone proche et/ou éloignée. Considérant la fluctuation des niveaux piézométriques au niveau des puits, il y a un écoulement descendant de l'amont vers l'aval du bassin versant de Tougou, que ce soit pour les roches volcaniques basiques ou les schistes.

Conclusion générale et perspectives

La recharge concentrée estimée de 2018 à 2020 varie de 148 à 192 mm/an. La recharge de l'aquifère de la saprolite varie entre 14 et 51 mm/an pour la rive gauche et entre 10 à 36 mm/an pour la rive droite. Les recharges annuelles obtenues dans le cadre de cette étude sont en parfait accord avec celles estimées dans le bassin versant de Tougou et dans les zones similaires au Sahel.

3. PERSPECTIVES

Bien que la présente étude fournisse des nouvelles connaissances sur les mécanismes de recharge des aquifères de socle de Tougou, de plus amples détails sur l'implication de l'infiltration de la matrice du sol, des voies préférentielles de recharge, de la teneur en eau du sol et de l'écoulement régional des eaux souterraines sont nécessaires lors des travaux futurs. La compréhension des propriétés hydrauliques du lit du cours d'eau devrait être améliorée par des mesures de la conductivité hydraulique et de la teneur en eau du sol durant les écoulements des eaux de la rivière. Pour la recharge diffuse, il serait très intéressant de mener des études de terrain qui peuvent fournir des informations sur le drainage profond et la teneur en eau dans les zones non saturées le long du transect, principalement dans P3G et P5D. La modélisation numérique est un outil à privilégier à l'avenir pour tester les différents scénarios concernant la recharge concentrée au niveau de la rivière et la recharge diffuse le long de l'échelle du transect. Puisque cette étude est principalement menée à l'échelle du transect, il sera intéressant pour les travaux futurs d'identifier d'autres voies de recharge/décharge dans l'ensemble du bassin versant du Tougou et de vérifier si les limites du bassin hydrogéologique coïncident avec celles du bassin hydrologique. Des investigations géophysiques supplémentaires et de la photo-interprétation à partir d'images satellitaires pourraient être menées pour améliorer la compréhension de la géologie de surface et des fractures profondes du bassin versant du Tougou. Il convient de noter que les observations réalisées au cours de cette étude indiquent que la température des eaux souterraines n'est pas sensible aux événements de recharge sur les rives. Il est donc suggéré pour les travaux futurs d'utiliser d'autres méthodes de traçage, en considérant les eaux souterraines, les eaux de la rivière Tougou et les précipitations. Par ailleurs, il a été montré que la méthode WTF peut fournir des résultats incertains compte tenu de la variabilité de la porosité efficace. Nous proposons à l'avenir d'utiliser en plus de la méthode de fluctuation piézométrique, d'autres approches d'estimation de la recharge. Cette étude indique également que les faibles pluies annuelles ne se traduisent pas nécessairement par de faibles estimations de la recharge pour les piézomètres P1CE, P1D et P5D.

Conclusion générale et perspectives

Il serait intéressant d'avoir recours aux outils de modélisation numérique comme HYDRUS, MODFLOW, etc. en vue d'estimer la recharge sur la base de différents scénarios d'utilisation de sol, d'humidités de sols, de l'intensité de la pluie, etc. Il est impératif de noter que la démarche de modélisation numérique en utilisant HYDRUS en 2D avait été entamée lors de ces travaux de thèse. Malheureusement, le temps imparti pour finir la thèse n'a pas permis d'aller au bout de la démarche.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdou Babaye, M. S., Orban, P., Ousmane, B., Favreau, G., Brouyère, S., et Dassargues, A. (2019). Characterization of recharge mechanisms in a Precambrian basement aquifer in semi-arid south-west Niger. *Hydrogeology Journal*, 27(2), 475-491. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1799-x>
- Abiye, T. A., Mengistu, H., et Demlie, M. B. (2011). Groundwater Resource in the Crystalline Rocks of the Johannesburg Area, South Africa. *Journal of Water Resource and Protection*, 03(04), 199-212. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2011.34026>
- Abiye, T. A., Tshipala, D., Leketa, K., Villholth, K. G., Ebrahim, G. Y., Magombeyi, M., et Butler, M. (2020). Hydrogeological characterization of crystalline aquifer in the Hout River Catchment, Limpopo province, South Africa. *Groundwater for Sustainable Development*, 11, 100406. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100406>
- Ackerson, J. (2018). *Soil Sampling Guidelines*. 6. <https://www.extension.purdue.edu/extmedia/AY/AY-368-w.pdf>
- Acworth, R. I. (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 20(4), 265-272. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1987.020.04.02>
- Acworth, R. I., Rau, G. C., Cuthbert, M. O., Jensen, E., et Leggett, K. (2016). Long-term spatio-temporal precipitation variability in arid-zone Australia and implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 24(4), 905-921. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1358-7>
- Adane, Z. A., Nasta, P., Zlotnik, V., et Wedin, D. (2018). Impact of grassland conversion to forest on groundwater recharge in the Nebraska Sand Hills. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 15, 171-183. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.01.001>
- Akinwumiju, A. S., et Olorunfemi, M. O. (2019). Development of a conceptual groundwater model for a complex basement aquifer system: The case OF OSUN drainage basin in southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 159, 103574. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103574>
- Akurugu, B. A., Chegbeleh, L. P., et Yidana, S. M. (2020). Characterisation of groundwater flow and recharge in crystalline basement rocks in the Talensi District, Northern Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 161, 103665. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103665>
- AL Deep, M., Araffa, S. A. S., Mansour, S. A., Taha, A. I., Mohamed, A., et Othman, A. (2021). Geophysics and remote sensing applications for groundwater exploration in fractured basement: A case study from Abha area, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 184, 104368. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104368>
- Alazard, M., Boisson, A., Maréchal, J.-C., Perrin, J., Dewandel, B., Schwarz, T., Pettenati, M., Picot-Colbeaux, G., Klopman, W., et Ahmed, S. (2016). Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs: implications for managed aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 24(1), 35-57. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1323-5>
- Allaby, M. (Éd.). (2013). *A dictionary of geology and earth sciences* (Fourth edition). Oxford University Press.

Références bibliographiques

- Alle, I. C., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Yalo, N., Lawson, F. M. A., et 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. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.007>
- Amogu, O., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Malam Abdou, M., Panthou, G., Rajot, J.-L., Souley Yéro, K., Boubkraoui, S., Lapetite, J.-M., Dessay, N., Zin, I., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Faran Maïga, O., Gautier, E., Mamadou, I., et Descroix, L. (2015). Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrological Sciences Journal*, 60(1), 78-95. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.885654>
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., et Hunt, R. J. (2015). *Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport* (Second edition). Elsevier, Academic Press.
- Aoulou, K. A., Pistre, S., Oga, Y. M. S., Dewandel, B., et Lachassagne, P. (2021). Improving the Methods for Processing Hard Rock Aquifers Boreholes' Databases. Application to the Hydrodynamic Characterization of Metamorphic Aquifers from Western Côte d'Ivoire. *Water*, 13(22), 3219. <https://doi.org/10.3390/w13223219>
- Balek, J. (1988). Groundwater Recharge Concepts. In I. Simmers (Éd.), *Estimation of Natural Groundwater Recharge* (p. 3-9). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_1
- Bambara, D., Compaoré, H., et Bilgo, A. (2018). Évolution des températures au Burkina Faso entre 1956 et 2015 : cas de Ouagadougou et de Ouahigouya. *Physio-Géo, Volume 12*, 23-41. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.5688>
- Bambara, D., Sawadogo, J., Kaboré, O., et Bilgo, A. (2019). Variabilité de certains paramètres climatiques et impacts sur la durée des périodes humides de développement végétal dans une station au centre et une autre au nord du Burkina Faso. *Vertigo, Volume 19 Numéro 1*. <https://doi.org/10.4000/vertigo.24384>
- Barbosa, S. A., Pulla, S. T., Williams, G. P., Jones, N. L., Mamane, B., et Sanchez, J. L. (2022). Evaluating Groundwater Storage Change and Recharge Using GRACE Data: A Case Study of Aquifers in Niger, West Africa. *Remote Sensing*, 14(7), 1532. <https://doi.org/10.3390/rs14071532>.
- Battle-Aguilar, J., et Cook, P. G. (2012). Transient infiltration from ephemeral streams: A field experiment at the reach scale: Infiltration from ephemeral streams. *Water Resources Research*, 48(11). <https://doi.org/10.1029/2012WR012009>
- Battle-Aguilar, J., Xie, Y., et Cook, P. G. (2015). Importance of stream infiltration data for modelling surface water-groundwater interactions. *Journal of Hydrology*, 528, 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.012>
- Berhane, D. (2015). *Determination of Losing and Gaining Reaches in Arid and Semi-Arid Environments of NSW* [Faculty of Agriculture and Environment The University of Sydney New South Wales]. https://www.researchgate.net/profile/Dawit-Berhane-2/publication/283517347_Determination_of_Losing_and_Gaining_Reaches_in_Arid_and_Semi-Arid_Environments_of_NSW/links/563d358408aec6f17dd7f139/Determination-of-Losing-and-Gaining-Reaches-in-Arid-and-Semi-Arid-Environments-of-NSW.pdf?origin=publication_detail
- Böhm, W. (1979). Auger Methods. In W. D. Billings, F. Golley, O. L. Lange, & J. S. Olson, *Methods of Studying Root Systems* (Vol. 33, p. 39-47). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-67282-8_5

Références bibliographiques

- Boivin, P. (1990). *Caracterisation de l'infiltrabilité d'un sol par la méthode MÜNTZ: Variabilite de la mesure. Bulletin-Réseau Erosion, 1990, (10), p. 14-24, 11.* https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/bre/31321.pdf
- Boivin, P., Touma, J., et Zante, P. (1988). *Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau : 1. Résultats expérimentaux. XXIV(1), 10.*
- Bonsor, H. C., MacDonald, A. M., et Davies, J. (2014). Evidence for extreme variations in the permeability of laterite from a detailed analysis of well behaviour in Nigeria. *Hydrological Processes, 28(10), 3563-3573.* <https://doi.org/10.1002/hyp.9871>
- Bouchez, C., Deschamps, P., Goncalves, J., Hamelin, B., Mahamat Nour, A., Vallet-Coulomb, C., et Sylvestre, F. (2019). Water transit time and active recharge in the Sahel inferred by bomb-produced ³⁶Cl. *Scientific Reports, 9(1), 7465.* <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43514-x>
- Bromley, J., Brouwer, J., Barker, A. P., Gaze, S. R., et Valentine, C. (1997). The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *Journal of Hydrology, 198(1-4), 1-29.* [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03322-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03322-7)
- Casenave, A., et Valentin, C. (1992). A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology, 130(1-4), 231-249.* [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90112-9)
- Chambel, A. (2014). Outcrop groundwater prospecting, drilling and well construction in hard rocks in semi-arid regions. In J. Sharp (Éd.), *Fractured Rock Hydrogeology* (Vol. 20142152, p. 61-78). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/b17016-5>
- Chamley, H. (1989). *Clay Sedimentology*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-85916-8>
- Chandra, P. C. (2016). *Groundwater geophysics in hard rock*. CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Chilton, P. J., et Foster, S. S. D. (1995). Hydrogeological Characterisation And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. *Hydrogeology Journal, 3(1), 36-49.* <https://doi.org/10.1007/s100400050061>
- Chindarkar, N., et Grafton, R. Q. (2019). India's depleting groundwater: When science meets policy. *Asia & the Pacific Policy Studies, 6(1), 108-124.* <https://doi.org/10.1002/app5.269>
- Chirindja, F. J., Dahlin, T., et Juizo, D. (2017). Improving the groundwater-well siting approach in consolidated rock in Nampula Province, Mozambique. *Hydrogeology Journal, 25(5), 1423-1435.* <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1540-1>
- Chung, I.-M., Sophocleous, M. A., Mitiku, D. B., et Kim, N. W. (2016). Estimating groundwater recharge in the humid and semi-arid African regions: review. *Geosciences Journal, 20(5), 731-744.* <https://doi.org/10.1007/s12303-016-0001-5>
- Cobbing, J. (2020). Groundwater and the discourse of shortage in Sub-Saharan Africa. *Hydrogeology Journal, 28(4), 1143-1154.* <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02147-5>
- Cook, P. G. (2003). *A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers*. CSIRO.
- Costa, A. C., Bronstert, A., et de Araújo, J. C. (2012). A channel transmission losses model for different dryland rivers. *Hydrology and Earth System Sciences, 16(4), 1111-1135.* <https://doi.org/10.5194/hess-16-1111-2012>

Références bibliographiques

- Costa, A. C., Foerster, S., de Araújo, J. C., et Bronstert, A. (2013). Analysis of channel transmission losses in a dryland river reach in north-eastern Brazil using streamflow series, groundwater level series and multi-temporal satellite data: TRANSMISSION LOSSES USING STREAMFLOW, GROUNDWATER AND SATELLITE DATA. *Hydrological Processes*, 27(7), 1046-1060. <https://doi.org/10.1002/hyp.9243>
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougairé, F. D., Somé, S., et Tapsoba, A. (2010). Large-Scale Mapping of Hard-Rock Aquifer Properties Applied to Burkina Faso. *Ground Water*, 48(2), 269-283. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00620.x>
- Cuthbert, M. O. (2014). Straight thinking about groundwater recession. *Water Resources Research*, 50(3), 2407-2424. <https://doi.org/10.1002/2013WR014060>
- Cuthbert, M. O., Acworth, R. I., Andersen, M. S., Larsen, J. R., McCallum, A. M., Rau, G. C., et Tellam, J. H. (2016). Understanding and quantifying focused, indirect groundwater recharge from ephemeral streams using water table fluctuations: Quantifying indirect groundwater recharge using WTF. *Water Resources Research*, 52(2), 827-840. <https://doi.org/10.1002/2015WR017503>
- Cuthbert, M. O., Mackay, R., Tellam, J. H., et Barker, R. D. (2009). The use of electrical resistivity tomography in deriving local-scale models of recharge through superficial deposits. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 42(2), 199-209. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/08-023>
- Cuthbert, M. O., Taylor, R. G., Favreau, G., Todd, M. C., Shamsudduha, M., Villholth, K. G., MacDonald, A. M., Scanlon, B. R., Kotchoni, D. O. V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F. M. A., Adjomayi, P. A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J. P. R., Ebrahim, G. Y., Owor, M., Nyenje, P. M., Nazoumou, Y., ... Kukuric, N. (2019). Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. *Nature*, 572(7768), 230-234. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7>
- Cuthbert, M. O., et Tindimugaya, C. (2010). The importance of preferential flow in controlling groundwater recharge in tropical Africa and implications for modelling the impact of climate change on groundwater resources. *Journal of Water and Climate Change*, 1(4), 234-245. <https://doi.org/10.2166/wcc.2010.040>
- Dahan, O., Tatarsky, B., Enzel, Y., Kulls, C., Seely, M., et Benito, G. (2008). Dynamics of Flood Water Infiltration and Ground Water Recharge in Hyperarid Desert. *Groundwater*, 46(3), 450-461. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00414.x>
- Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Grippa, M., Mougin, E., Ciais, P., et Nguyen, C.-C. (2014). Rain-Use-Efficiency: What it Tells us about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing*, 6(4), 3446-3474. <https://doi.org/10.3390/rs6043446>
- Decagon Devices, Inc. (2016). *Mini Disk Infiltrometer*. Decagon Devices, Inc. http://www.misure.net/sites/default/files/pdf/Mini%20Disk%20Infiltrometer_Manual.pdf
- Degenovine, K. M. (Éd.). (2011). *Semi-arid environments: agriculture, water supply and vegetation*. Nova Science Publishers, Inc.
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L., et Nimmo, J. R. (2007). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 231-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010>

Références bibliographiques

- de Marsily, G. (2004). *Cours d'Hydrogéologie* [Cours].
https://www.pseau.org/outils/ouvrages/upmc_cours_d_hydrogeologie_marsilly_2004.pdf
- Deng, L., Wang, W., Cai, Y., Hu, A., et Tan, L. (2015). Groundwater Diffuse Recharge and its Response to Climate Changes in Semi-Arid Northwestern China. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26(4), 451.
[https://doi.org/10.3319/TAO.2015.03.18.01\(Hy\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2015.03.18.01(Hy))
- Descroix, L., Bouzou, I., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahe, G., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Gautier, E., Faran, O., Rajot, J.-L., Malam, M., Dessay, N., Ingatan, A., Noma, I., Souley, K., Karambiri, H., Fensholt, R., Albergel, J., et Olivry, J.-C. (2013). Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity: The Sahelian Paradox. In P. Bradley (Éd.), *Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability*. InTech. <https://doi.org/10.5772/54536>
- Descroix, L., Guichard, F., Grippa, M., Lambert, L., Panthou, G., Mahé, G., Gal, L., Dardel, C., Quantin, G., Kergoat, L., Bouaïta, Y., Hiernaux, P., Vischel, T., Pellarin, T., Faty, B., Wilcox, C., Malam Abdou, M., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., ... Paturol, J.-E. (2018). doi.org/10.2475/ajs.285.10.865. *Water*, 10(6), 748.
<https://doi.org/10.3390/w10060748>
- Descroix, L., Laurent, J.-P., Vauclin, M., Amogu, O., Boubkraoui, S., Ibrahim, B., Galle, S., Cappelaere, B., Bousquet, S., Mamadou, I., Le Breton, E., Lebel, T., Quantin, G., Ramier, D., et Boulain, N. (2012). Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 424-425, 1-15.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.019>
- de Vries, J. J., et Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- Dewandel, B., Caballero, Y., Perrin, J., Boisson, A., Dazin, F., Ferrant, S., Chandra, S., et Maréchal, J.-C. (2017). A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrological Processes*, 31(12), 2277-2295. <https://doi.org/10.1002/hyp.11187>
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C., et Krishnamurthy, N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1-2), 260-284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dewandel, B., Maréchal, J. C., Bour, O., Ladouche, B., Ahmed, S., Chandra, S., et Pauwels, H. (2012). Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology*, 416-417, 83-97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dewandel, B., Perrin, J., Ahmed, S., Aulong, S., Hrkal, Z., Lachassagne, P., Samad, M., et Massuel, S. (2010). Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions: application to a rural watershed in South India. *Hydrological Processes*, 24(19), 2784-2797. <https://doi.org/10.1002/hyp.7696>
- Deyassa, G., Kebede, S., Ayenew, T., et Kidane, T. (2014). Crystalline basement aquifers of Ethiopia: Their genesis, classification and aquifer properties. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 191-202.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.002>
- Diatta, S., Diedhiou, C. W., Dione, D. M., et Sambou, S. (2020). Spatial Variation and Trend of Extreme Precipitation in West Africa and Teleconnections with Remote Indices. *Atmosphere*, 11(9), 999.
<https://doi.org/10.3390/atmos11090999>

Références bibliographiques

- Dillon, P. (2005). Future management of aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 313-316. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0413-6>
- Dillon, P., Stuyfzand, P., Grischek, T., Lluria, M., Pyne, R. D. G., Jain, R. C., Bear, J., Schwarz, J., Wang, W., Fernandez, E., Stefan, C., Pectenati, M., van der Gun, J., Sprenger, C., Massmann, G., Scanlon, B. R., Xanke, J., Jokela, P., Zheng, Y., ... Sapiano, M. (2019). Sixty years of global progress in managed aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 27(1), 1-30. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1841-z>
- Diop, S., et Tijani, M. N. (2008). Assessing the basement aquifers of Eastern Senegal. *Hydrogeology Journal*, 16(7), 1349-1369. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0353-7>
- Ebrahim, G. Y., Villholth, K. G., et Boulos, M. (2019). Integrated hydrogeological modelling of hard-rock semi-arid terrain: supporting sustainable agricultural groundwater use in Hout catchment, Limpopo Province, South Africa. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 965-981. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01957-6>
- Eilers, V. H. M., Carter, R. C., et Rushton, K. R. (2007). 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(1-2), 119-131. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.03.011>
- El-Rayes, A., Omran, A., Geriesh, M., et Hochschild, V. (2020). Estimation of hydraulic conductivity in fractured crystalline aquifers using remote sensing and field data analyses: An example from Wadi Nasab area, South Sinai, Egypt. *Journal of Earth System Science*, 129(1), 203. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01470-5>
- Fan, J., Oestergaard, K. T., Guyot, A., et Lockington, D. A. (2014). Estimating groundwater recharge and evapotranspiration from water table fluctuations under three vegetation covers in a coastal sandy aquifer of subtropical Australia. *Journal of Hydrology*, 519, 1120-1129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.039>
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., et Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review: LAND USE, CLIMATE CHANGE, AND WATER RESOURCES. *Water Resources Research*, 45(7). <https://doi.org/10.1029/2007WR006785>
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Dray, M., Taupin, J.-D., Massault, M., Le Gal La Salle, C., et Babic, M. (2002). Estimate of Recharge of a Rising Water Table in Semiarid Niger from 3H and 14C Modeling. *Ground Water*, 40(2), 144-151. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02499.x>
- Faye, S. C., Diongue, M. L., Pouye, A., Gaye, C. B., Travi, Y., Wohnlich, S., Faye, S., et Taylor, R. G. (2019). Tracing natural groundwater recharge to the Thiaroye aquifer of Dakar, Senegal. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 1067-1080. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-01923-8>
- Feng, S., et Fu, Q. (2013). *Expansion of global drylands under a warming climate* [Preprint]. Dynamics/Atmospheric Modelling/Troposphere/Physics (physical properties and processes). <https://doi.org/10.5194/acpd-13-14637-2013>
- Feuga, B., et Vaubourg, P. (1980). *Principales méthodes de reconnaissance des milieux fissurés: état des connaissances* (80 SGN 855 EAU; p. 103). Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). <http://infoterre.brgm.fr/rapports/80-SGN-855-EAU.pdf>

Références bibliographiques

- Froidurot, S., et Diedhiou, A. (2017). Characteristics of wet and dry spells in the West African monsoon system: Characteristics of wet and dry spells in West Africa. *Atmospheric Science Letters*, 18(3), 125-131. <https://doi.org/10.1002/asl.734>
- Gamsoué, P. E., et Castaing, C. (2003). *Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000; feuille ND-30-X OUAHIGOUYA (Geological map of Burkina Faso at 1/200 000; sheet ND-30-X OUAHIGOUYA)* [Map]. BRGM 3, avenue Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans – FRANCE. http://www.bumigeb.bf/BUMIGEB/images/info/40j1_resultats_rech_geo_min.pdf
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., et Grippa, M. (2010). Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-5047-2009>
- Gaye, C. B., et Tindimugaya, C. (2019). Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 1099-1110. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1>
- Gbohoui, Y. P., Paturel, J.-E., Fowe Tazen, Mounirou, L. A., Yonaba, R., Karambiri, H., et Yacouba, H. (2021). Impacts of climate and environmental changes on water resources: A multi-scale study based on Nakanbé nested watersheds in West African Sahel. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 35, 100828. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100828>
- Geris, J., Comte, J.-C., Franchi, F., Petros, A. K., Tirivarombo, S., Selepeng, A. T., et Villholth, K. G. (2022). Surface water-groundwater interactions and local land use control water quality impacts of extreme rainfall and flooding in a vulnerable semi-arid region of Sub-Saharan Africa. *Journal of Hydrology*, 609, 127834. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127834>
- Girard, P., Hillaire-Marcel, C., et Oga, M. S. (1997). Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *Journal of Hydrology*, 197(1-4), 189-202. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03261-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03261-1)
- Goes, B. J. M. (1999). Estimate of shallow groundwater recharge in the Hadejia–Nguru Wetlands, semi-arid northeastern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 7(3), 294-304. <https://doi.org/10.1007/s100400050203>
- Gong, D.-Y., Shi, P.-J., et Wang, J.-A. (2004). Daily precipitation changes in the semi-arid region over northern China. *Journal of Arid Environments*, 59(4), 771-784. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2004.02.006>
- Goni, I. B., Taylor, R. G., Favreau, G., Shamsudduha, M., Nazoumou, Y., et Ngounou Ngatcha, B. (2021). Groundwater recharge from heavy rainfall in the southwestern Lake Chad Basin: evidence from isotopic observations. *Hydrological Sciences Journal*, 66(8), 1359-1371. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1937630>
- Gouet, D. H., Fofie, K. A. D., Koumetio, F., et Yemele, D. (2021). Groundwater prospecting using remote sensing and geoelectrical methods in the North Cameroon (Central Africa) metamorphic formations. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(3), 933-943. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.10.003>
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., et Maréchal, J. C. (2014). Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology*, 511, 320-334. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.061>

Références bibliographiques

- Gupta, A. S., et Seshagiri Rao, K. (1998). Index properties of weathered rocks: inter-relationships and applicability. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(2), 161-172. <https://doi.org/10.1007/s100640050032>
- Gustafson, G., et Krásný, J. (1994). Crystalline Rock Aquifers: Their Occurrence, Use And Importance. *Hydrogeology Journal*, 2(2), 64-75. <https://doi.org/10.1007/s100400050051>
- Haitjema, H. M., et Mitchell-Bruker, S. (2005). Are Water Tables a Subdued Replica of the Topography? *Ground Water*, 0(0), 050824075421008. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x>
- Hamimi, Z., Fowler, A.-R., Liégeois, J.-P., Collins, A., Abdelsalam, M. G., et Abd El-Wahed, M. (Éds.). (2021). *The Geology of the Arabian-Nubian Shield*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-72995-0>
- Hasan, M., Shang, Y., Jin, W., et Akhter, G. (2021). Estimation of hydraulic parameters in a hard rock aquifer using integrated surface geoelectrical method and pumping test data in southeast Guangdong, China. *Geosciences Journal*, 25(2), 223-242. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0018-7>
- Healy, R. W., et Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Healy, R. W., et Scanlon, B. R. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge University Press.
- Huang, J., Ji, M., Xie, Y., Wang, S., He, Y., et Ran, J. (2016). Global semi-arid climate change over last 60 years. *Climate Dynamics*, 46(3-4), 1131-1150. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2636-8>
- Huang, J., Li, Y., Fu, C., Chen, F., Fu, Q., Dai, A., Shinoda, M., Ma, Z., Guo, W., Li, Z., Zhang, L., Liu, Y., Yu, H., He, Y., Xie, Y., Guan, X., Ji, M., Lin, L., Wang, S., ... Wang, G. (2017). Dryland climate change: Recent progress and challenges: Dryland Climate Change. *Reviews of Geophysics*, 55(3), 719-778. <https://doi.org/10.1002/2016RG000550>
- Huang, T., et Pang, Z. (2013). Groundwater Recharge and Dynamics in Northern China: Implications for Sustainable Utilization of Groundwater. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 369-372. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.182>
- Ibrahim, B., Polcher, J., Karambiri, H., et Rockel, B. (2012). Characterization of the rainy season in Burkina Faso and it's representation by regional climate models. *Climate Dynamics*, 39(6), 1287-1302. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1276-x>
- Ibrahim, M., Favreau, G., Scanlon, B. R., Seidel, J. L., Le Coz, M., Demarty, J., et Cappelaere, B. (2014). Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel, West Africa. *Hydrogeology Journal*, 22(6), 1293-1305. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1143-z>
- INSD. (2020). *Cinquième Recensement Général de la Population et de l'Habitation du Burkina Faso : Résultats préliminaires* (p. 76). Institut National de la Statistique et de la Démographie. http://www.insd.bf/contenu/documents_rgph5/RAPPORT_PRELIMINAIRE_RGPH_2019.pdf
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis* (N° AR6; Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 41). Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf

Références bibliographiques

- IWACO. (1990b). *Etudes des quatre bassins versants expérimentaux : Bassin de Tougou (Studies of the four experimental catchments: Tougou catchment)* (Volume II; ETUDE DU BILAN D'EAU AU BURKINA FASO, p. 70). Ministère de l'Eau (Direction des Etudes et de la Planification (DEP))/Directorat Général de la Coopération au Développement (DGIS).
- Jacks, G., et Traoré, M. S. (2014). Mechanisms and Rates of Groundwater Recharge at Timbuktu, Republic of Mali. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(2), 422-427. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000801](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000801)
- Jakeman, A. J., Barreteau, O., Hunt, R. J., Rinaudo, J.-D., et Ross, A. (Éds.). (2016). *Integrated Groundwater Management: Concepts, Approaches and Challenges*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-23576-9>
- Jasechko, S., Seybold, H., Perrone, D., Fan, Y., et Kirchner, J. W. (2021). Widespread potential loss of streamflow into underlying aquifers across the USA. *Nature*, 591(7850), 391-395. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03311-x>
- Jasechko, S., et Taylor, R. G. (2015). Intensive rainfall recharges tropical groundwaters. *Environmental Research Letters*, 10(12), 124015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124015>
- Jia, W., Yin, L., Zhang, M., Zhang, X., Zhang, J., Tang, X., et Dong, J. (2021). Quantification of groundwater recharge and evapotranspiration along a semi-arid wetland transect using diurnal water table fluctuations. *Journal of Arid Land*, 13(5), 455-469. <https://doi.org/10.1007/s40333-021-0100-7>
- Jiménez Cisneros, B. E., Oki, T., Arnell, G., Benito, J. G., Cogley, P., Döll, P., Jiang, T., et Mwakalila, S. S. (2014). *Climate change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change* (C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, & L. L. White, Éds.; Cambridge Univ. Press). Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf
- Johnson, A. I. (1967). *Specific yield: compilation of specific yields for various materials* (USGS Numbered Series N° 1662; Water Supply Paper). USGS. <https://doi.org/10.3133/wsp1662D>
- Jones, M. J. (1985). The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 18(1), 35-46. <https://doi.org/10.1144/GSL.QJEG.1985.018.01.06>
- Kafando, M. B., Koïta, M., Le Coz, M., Yonaba, O. R., Fowe, T., Zouré, C. O., Faye, M. D., et Leye, B. (2021). Use of Multidisciplinary Approaches for Groundwater Recharge Mechanism Characterization in Basement Aquifers: Case of Sanon Experimental Catchment in Burkina Faso. *Water*, 13(22), 3216. <https://doi.org/10.3390/w13223216>
- Kalbus, E., Reinstorf, F., et Schirmer, M. (2006). *Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: a review* [Preprint]. <https://doi.org/10.5194/hessd-3-1809-2006>
- Kebede, S. (2013). Groundwater Potential, Recharge, Water Balance: Vital Numbers. In S. Kebede, *Groundwater in Ethiopia* (p. 221-236). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30391-3_7
- Keesari, T., Roy, A., Mohokar, H., Pant, D., et Sinha, U. K. (2020). Characterization of Mechanisms and Processes Controlling Groundwater Recharge and its Quality in Drought-Prone Region of Central India (Buldhana,

Références bibliographiques

- Maharashtra) Using Isotope Hydrochemical and End-Member Mixing Modeling. *Natural Resources Research*, 29(3), 1951-1973. <https://doi.org/10.1007/s11053-019-09550-0>
- Keese, K. E., Scanlon, B. R., et Reedy, R. C. (2005). Assessing controls on diffuse groundwater recharge using unsaturated flow modeling: RECHARGE CONTROLS. *Water Resources Research*, 41(6). <https://doi.org/10.1029/2004WR003841>
- Kellner, E., et Hubbart, J. A. (2016). A comparison of the spatial distribution of vadose zone water in forested and agricultural floodplains a century after harvest. *Science of The Total Environment*, 542, 153-161. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.080>
- Khahliso Leketa et Tamiru Abiye. (2020). Investigating stable isotope effects and moisture trajectories for rainfall events in Johannesburg, South Africa. *Water SA*, 46(3 July). <https://doi.org/10.17159/wsa/2020.v46.i3.8653>
- Kirsch, R. (Éd.). (2006). *Groundwater geophysics: a tool for hydrogeology*. Springer.
- Koïta, M., Sandwidi, W. J. P., et Dara, A. E. (2017). Recharge Estimation of Hard Rock Aquifers under Sahelian Climate Conditions Using Water Table Fluctuation: Case Study of Tougou Catchment, Burkina Faso. *Journal of Water Resource and Protection*, 09(12), 1428-1448. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912092>
- Koïta, M., Yonli, H., Soro, D., Dara, A., et Vouillamoz, J.-M. (2017). Taking into Account the Role of the Weathering Profile in Determining Hydrodynamic Properties of Hard Rock Aquifers. *Geosciences*, 7(3), 89. <https://doi.org/10.3390/geosciences7030089>
- Krasny, J., et Sharp, J. M. (2007). *Groundwater in fractured rocks: selected papers from the groundwater in fractured rocks international conference, Prague, 2003*. Taylor & Francis.
- Kreis, M., Taupin, J.-D., Patris, N., et Martins, E. S. P. R. (2020). Isotopic characterisation and dating of groundwater recharge mechanisms in crystalline fractured aquifers: example of the semi-arid Banabuiú watershed (Brazil). *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56(5-6), 418-430. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1797275>
- Krešić, N. (2007). *Hydrogeology and groundwater modeling* (2. ed). CRC Press.
- Krishnamurthy, N. S., Kumar, D., Rao, V. A., Jain, S. C., et Ahmed, S. (2003). Comparison of surface and sub-surface geophysical investigations in delineating fracture zones. *CURRENT SCIENCE*, 84(9), 6.
- Lachassagne, P., Dewandel, B., et Wyns, R. (2014). *The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications* (Vol. 20). CRC Press Boca Raton, FL.
- Lachassagne, P., Dewandel, B., et Wyns, R. (2019). *Groundwater in granitic and metamorphic rocks?* <https://www.encyclopedie-environnement.org/en/water/groundwater-in-granitic-and-metamorphic-rocks/>
- Lachassagne, P., Dewandel, B., et Wyns, R. (2021). Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne, P., Wyns, R., et Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes: Weathering and permeability of Hard Rock Aquifers. *Terra Nova*, 23(3), 145-161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Lange, J. (2005). Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel. *Journal of Hydrology*, 306(1-4), 112-126. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.016>

Références bibliographiques

- Lanini, S., et Caballero, Y. (2021). ESPERE , a Tool for MULTIMETHOD Aquifer Recharge Estimation: What's New with Version 2? *Groundwater*, 59(1), 5-6. <https://doi.org/10.1111/gwat.13049>
- Lanini, S., Caballero, Y., Seguin, J.-J., et Maréchal, J.-C. (2016). ESPERE-A Multiple-Method Microsoft Excel Application for Estimating Aquifer Recharge: S. Lanini et al. Ground Water xx, no. x: xx-xx. *Groundwater*, 54(2), 155-156. <https://doi.org/10.1111/gwat.12390>
- Lapworth, D. J., MacDonald, A. M., Tijani, M. N., Darling, W. G., Gooddy, D. C., Bonsor, H. C., et Araguás-Araguás, L. J. (2013). Residence times of shallow groundwater in West Africa: implications for hydrogeology and resilience to future changes in climate. *Hydrogeology Journal*, 21(3), 673-686. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0925-4>
- Larsson, I. (Éd.). (1984). *Ground water in hard rocks: project 8.6 of the International Hydrological Programme*. UNESCO.
- Leblanc, M. J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S. O., Loireau, M., et Cappelaere, B. (2008). Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, 16. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.011>
- Leduc, C., Bromley, J., et Schroeter, P. (1997). Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188-189, 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03156-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03156-3)
- Leduc, C., Favreau, G., et Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), 43-54. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00403-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00403-0)
- Lee, L. J. E., Lawrence, D. S. L., et Price, M. (2006). Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *Journal of Hydrology*, 330(3-4), 604-620. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.025>
- Leketa, K., et Abiye, T. (2021). Using Environmental Tracers to Characterize Groundwater Flow Mechanisms in the Fractured Crystalline and Karst Aquifers in Upper Crocodile River Basin, Johannesburg, South Africa. *Hydrology*, 8(1), 50. <https://doi.org/10.3390/hydrology8010050>
- Leketa, K., Abiye, T., et Butler, M. (2018). Characterisation of groundwater recharge conditions and flow mechanisms in bedrock aquifers of the Johannesburg area, South Africa. *Environmental Earth Sciences*, 77(21), 727. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7911-7>
- Leprun, J. C. (1975). *Les sols*. ORSTOM; 2-85258-014-4. https://horizon.documentation.ird.fr/exl-php/util/documents/accede_document.php?1643545792139
- Lerner, D., Issar, A., et Simmers, I. (1990). *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Heise. <http://water.nv.gov/hearings/past/Spring%20Valley%202006/exhibits/SNWA/578.pdf>
- Letz, O., Siebner, H., Avrahamov, N., Egozi, R., Eshel, G., et Dahan, O. (2021). The impact of geomorphology on groundwater recharge in a semi-arid mountainous area. *Journal of Hydrology*, 603, 127029. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127029>
- Li, H., Si, B., et Li, M. (2018). Rooting depth controls potential groundwater recharge on hillslopes. *Journal of Hydrology*, 564, 164-174. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.002>

Références bibliographiques

- Liang, X., Zhan, H., et Schilling, K. (2018). Spatiotemporal Responses of Groundwater Flow and Aquifer-River Exchanges to Flood Events. *Water Resources Research*, 54(3), 1513-1532. <https://doi.org/10.1002/2017WR022046>
- Liu, X., He, Y., Zhang, T., Zhao, X., Li, Y., Zhang, L., Wei, S., Yun, J., et Yue, X. (2015). The response of infiltration depth, evaporation, and soil water replenishment to rainfall in mobile dunes in the Horqin Sandy Land, Northern China. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 8699-8708. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4125-0>
- MacDonald, A. M., Bonsor, H. C., Dochartaigh, B. É. Ó., et Taylor, R. G. (2012). Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters*, 7(2), 024009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024009>
- MacDonald, A. M., et Davies, J. (2000). *A brief review of groundwater for rural water supply in sub-Saharan Africa* (Technical Report WC/00/33; p. 30). British Geological Survey.
- MacDonald, A. M., Lark, R. M., Taylor, R. G., Abiye, T., Fallas, H. C., Favreau, G., Goni, I. B., Kebede, S., Scanlon, B., Sorensen, J. P. R., Tijani, M., Upton, K. A., et West, C. (2021). Mapping groundwater recharge in Africa from ground observations and implications for water security. *Environmental Research Letters*, 16(3), 034012. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abd661>
- Machard de Gramont, H. M., Savadogo, N. A., et Dakouré, D. (2017). *Amélioration de la connaissance et de la gestion des eaux au Burkina Faso (Improvement of water knowledge and management in Burkina Faso)* (RAPPORT DE SYNTHÈSE N° P162723; p. 95). <https://documents1.worldbank.org/curated/en/445991522099361916/pdf/Rapport-de-Synthese.pdf>
- Machiwal, D., Singh, P. K., et Yadav, K. K. (2017). Estimating aquifer properties and distributed groundwater recharge in a hard-rock catchment of Udaipur, India. *Applied Water Science*, 7(6), 3157-3172. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0462-8>
- Magand, C., Alves, M. H., Calleja, E., Datry, T., Dörflinger, G., England, J., et Munne, A. (2020). *Intermittent Rivers and Ephemeral streams: What water managers need to know*. 181.
- Mahe, G., Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J. E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., et Khomsi, K. (2013). The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: HOW CLIMATE AND HUMAN CHANGES IMPACTED RIVER REGIMES IN AFRICA. *Hydrological Processes*, 27(15), 2105-2114. <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>
- Mahe, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., et Dezetter, A. (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300(1-4), 33-43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>
- Mahmood, A. (1996). Lineaments as Groundwater Exploration Guides in Hard-Rock Terranes of ARID Regions. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 22(1), 108-116. <https://doi.org/10.1080/07038992.1996.10874641>
- Maïga-Yaleu, S. (2014). *Etude géochimique de l'eau de ruissellement du bassin versant de Tougou (bassin supérieur du Nakanbé) au Nord du Burkina Faso*. Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement.
- Maïga-Yaleu, S., Yacouba, H., et Guiguemde, I. (2016). Hydrochimie des eaux de pluie et de ruissellement en région Sahélienne (Hydrochemistry of rainwater and runoff in Sahel region). *Journal de la Société Ouest-Africaine*

Références bibliographiques

- de Chimie*, 42, 16. [http://soachim.org/files/volume_42/3-%20S.%20Maiga%20-Yaleu%20et%20al,%20Vol%20042%20%20%20\(2016\),%2016-29.pdf](http://soachim.org/files/volume_42/3-%20S.%20Maiga%20-Yaleu%20et%20al,%20Vol%20042%20%20%20(2016),%2016-29.pdf)
- Maliva, R. (2016). *Aquifer Characterization Techniques*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-32137-0>
- Maliva, R., et Missimer, T. (2012). Recharge Concepts and Settings. In R. Maliva & T. Missimer, *Arid Lands Water Evaluation and Management* (p. 187-208). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-29104-3_8
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., et Zaidi, F. K. (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 281-293. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.022>
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., et Subrahmanyam, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer: FRACTURE NETWORK PROPERTIES IN HARD ROCK. *Water Resources Research*, 40(11). <https://doi.org/10.1029/2004WR003137>
- Margat, J. (2008). *EXPLOITATIONS ET UTILISATIONS DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE MONDE*. UNESCO et BRGM. https://keriel.org/BIB/Publ_UNESCO/SOG_1598_70A.pdf
- Margat, J. (1991). Les eaux souterraines dans le Monde : Similitudes et différences. *Les eaux souterraines et la gestion des eaux. Progrès - qualité - quantité*, 14. https://www.persee.fr/docAsPDF/jhydr_0000-0001_1991_act_21_4_5217.pdf
- Massuel, S., Perrin, J., Mascré, C., Mohamed, W., Boisson, A., et Ahmed, S. (2014). Managed aquifer recharge in South India: What to expect from small percolation tanks in hard rock? *Journal of Hydrology*, 512, 157-167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.062>
- Mathieu, R., et Bariac, T. (1996). An Isotopic Study (^2H and ^{18}O) of Water Movements in Clayey Soils Under a Semiarid Climate. *Water Resources Research*, 32(4), 779-789. <https://doi.org/10.1029/96WR00074>
- Meijerink, A. M. J. (2007). *Remote sensing applications to groundwater* (IHP-VI N° 16; Series on Groundwater, p. 304). United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. <http://www.gisandbeers.com/RRSS/Publicaciones/Teledeteccion-aplicado-a-aguas-subterraneas.pdf>
- Meinzer, O. E. (1923). *The occurrence of ground water in the United States, with a discussion of principles* (N° 489; Water Supply Paper, p. 378). USGS. <https://doi.org/10.3133/wsp489>
- Melouah, O., et Hichem, Z. (2021). Utility of forward and inverse modeling in 2D electric tomography for Hydrogeologic studies. *Applied Water Science*, 11(2), 15. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01347-4>
- Middleton, N., et Thomas, D. S. G. (1997). *World atlas of desertification* (2nd ed) [Map]. Arnold ; Copublished in the US, Central and South America by John Wiley.
- Mingalev, I. V., Orlov, K. G., Mingalev, V. S., Mörner, N.-A., Brahma, J., Lane, J.-E., Chuma, C., Hlatywayo, D. J., Midzi, V., Hagai, M., Namwamba, J. B., Twumasi, Y. A., Namwamba, F., Kumaar, K. S., Muralimohan, N., Khadija, S.-A., Francis, R., Bernard, T., Mohan, T. B., et Jagdish, M. (2020). *International Research in Environment, Geography and Earth Science Vol. 1* (Dr. K. Ostad-Ali-Askari, Éd.). Book Publisher International (a part of SCIENCEDOMAIN International). <https://doi.org/10.9734/bpi/ireges/v1>

Références bibliographiques

- Mizan, S. A., Dewandel, B., Selles, A., Ahmed, S., et Caballero, Y. (2019). A simple groundwater balance tool to evaluate the three-dimensional specific yield and the two-dimensional recharge: application to a deeply weathered crystalline aquifer in southern India. *Hydrogeology Journal*, 27(8), 3063-3080. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02026-8>
- Moeck, C., Grech-Cumbo, N., Podgorski, J., Bretzler, A., Gurdak, J. J., Berg, M., et Schirmer, M. (2020). A global-scale dataset of direct natural groundwater recharge rates: A review of variables, processes and relationships. *Science of The Total Environment*, 717, 137042. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137042>
- Morin, E., Grodek, T., Dahan, O., Benito, G., Kulls, C., Jacoby, Y., Langenhove, G. V., Seely, M., et Enzel, Y. (2009). Flood routing and alluvial aquifer recharge along the ephemeral arid Kuiseb River, Namibia. *Journal of Hydrology*, 368(1-4), 262-275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.015>
- Mouhri, A., Flipo, N., et Saleh, F. (2011). *Etat de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière* (Méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière, p. 31). Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine. http://piren16.metis.upmc.fr/?q=webfm_send/1040
- Mounirou, L. A., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.-E., et Mahé, G. (2012). Measuring runoff by plots at different scales: Understanding and analysing the sources of variation. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(9), 441-448. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.08.004>
- Mounirou, L. A., Zouré, C. O., Yonaba, R., Paturel, J.-E., Mahé, G., Niang, D., Yacouba, H., et Karambiri, H. (2020). Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(4), 154. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5141-2>
- Muchingami, I., Chuma, C., Gumbo, M., Hlatywayo, D., et Mashingaidze, R. (2019). Review: Approaches to groundwater exploration and resource evaluation in the crystalline basement aquifers of Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 915-928. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01924-1>
- Naganna, S. R., Deka, P. C., Ch, S., et Hansen, W. F. (2017). Factors influencing streambed hydraulic conductivity and their implications on stream-aquifer interaction: a conceptual review. *Environmental Science and Pollution Research*, 24(32), 24765-24789. <https://doi.org/10.1007/s11356-017-0393-4>
- Nakolendousse, S., Bazie, P., et Koussoube, Y. (2017). Siting High-yielding Boreholes: In the Crystalline Basement in Burkina Faso: Contribution of Electrical Anisotropy Measurements. *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, 11(4), 1-10. <https://doi.org/10.9734/JGEESI/2017/35724>
- Ndiaye, B., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Lapetite, J.-M., et Vauclin, M. (2005). Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *Journal of Hydrology*, 307(1-4), 294-311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.016>
- Negrel, Ph., Pauwels, H., Dewandel, B., Gandolfi, J. M., Mascré, C., et Ahmed, S. (2011). Understanding groundwater systems and their functioning through the study of stable water isotopes in a hard-rock aquifer (Maheshwaram watershed, India). *Journal of Hydrology*, 397(1-2), 55-70. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.033>
- Nimmo, J. R., Horowitz, C., et Mitchell, L. (2015). Discrete-Storm Water-Table Fluctuation Method to Estimate Episodic Recharge. *Groundwater*, 53(2), 282-292. <https://doi.org/10.1111/gwat.12177>

Références bibliographiques

- Nkotagu, H. (1996). Application of environmental isotopes to groundwater recharge studies in a semi-arid fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 22(4), 443-457. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(96\)00022-X](https://doi.org/10.1016/0899-5362(96)00022-X)
- Nugraha, G. U., Lubis, R. F., Bakti, H., et Hartanto, P. (2021). Groundwater Recharge Estimation Using Water Budget and Water Table Fluctuation Method in the Jakarta Groundwater Basin. *Indonesian Association of Geologists Journal*, 1(1), 25-38. <https://doi.org/10.51835/iagij.2021.1.1.12>
- Obuobie, E., Diekkruenger, B., Agyekum, W., et Agodzo, S. (2012). Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 71-72, 80-86. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.06.005>
- Ojha, C. S. P., Surampalli, R. Y., et Bárdossy, A. (Éds.). (2017). *Sustainable Water Resources Management*. American Society of Civil Engineers. <https://doi.org/10.1061/9780784414767>
- Oladunjoye, M. A., Adefehinti, A., et Ganiyu, K. A. O. (2019). Geophysical appraisal of groundwater potential in the crystalline rock of Kishi area, Southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 151, 107-120. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.11.017>
- Owor, M., Taylor, R. G., Tindimugaya, C., et Mwesigwa, D. (2009). Rainfall intensity and groundwater recharge: empirical evidence from the Upper Nile Basin. *Environmental Research Letters*, 4(3), 035009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/4/3/035009>
- Owuor, S. O., Butterbach-Bahl, K., Guzha, A. C., Rufino, M. C., Pelster, D. E., Díaz-Pinés, E., et Breuer, L. (2016). Groundwater recharge rates and surface runoff response to land use and land cover changes in semi-arid environments. *Ecological Processes*, 5(1), 16. <https://doi.org/10.1186/s13717-016-0060-6>
- Pallo, F. J. P., et Thiombiano, L. (1989). Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions du Burkina Faso : caractéristiques et contraintes pour l'utilisation agricole. *Séminaire Franco-Africain de Pédologie Tropicale, Soltrop* 89, 21. https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_4/colloques/27296.pdf
- Panthou, G., Lebel, T., Vischel, T., Quantin, G., Sane, Y., Ba, A., Ndiaye, O., Diongue-Niang, A., et Diopkane, M. (2018). Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: the Sahelian case. *Environmental Research Letters*, 13(6), 064013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac334>
- Panthou, G., Vischel, T., et Lebel, T. (2014). Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, 34(15), 3998-4006. <https://doi.org/10.1002/joc.3984>
- Parsons, A. J., et Abrahams, A. D. (Éds.). (2009). *Geomorphology of Desert Environments*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-9>
- Pavelic, P., Giordano, M., Keraita, B., Ramesh, V., et Rao, T. (2012). *Groundwater availability and use in Sub-Saharan Africa: a review of 15 countries*. International Water Management Institute (IWMI). <https://doi.org/10.5337/2012.213>
- Phogat, V., Potter, N. J., Cox, J. W., et Šimůnek, J. (2017). Long-Term Quantification of Stream-Aquifer Exchange in a Variably-Saturated Heterogeneous Environment. *Water Resources Management*, 31(13), 4353-4366. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1752-0>

Références bibliographiques

- Pires, C. A., Athayde, G. B., de Souza Filho, O. A., et Offerdinger, U. (2021). Litho-structural conditioning in the exploration of fractured aquifers: a case study in the Crystalline Basement Aquifer System of Brazil. *Hydrogeology Journal*, 29(4), 1657-1678. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02312-4>
- Poehls, D. J., et Smith, G. J. (2009). *Encyclopedic dictionary of hydrogeology* (1. ed). Elsevier, AP.
- Quichimbo, E. A., Singer, M. B., et Cuthbert, M. O. (2020). Characterising groundwater–surface water interactions in idealised ephemeral stream systems. *Hydrological Processes*, 34(18), 3792-3806. <https://doi.org/10.1002/hyp.13847>
- Radford, B. J., Silburn, D. M., et Forster, B. A. (2009). Soil chloride and deep drainage responses to land clearing for cropping at seven sites in central Queensland, northern Australia. *Journal of Hydrology*, 379(1-2), 20-29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.040>
- Ransley, T., Tottenham, R., Sundaram, B., et Brodie, R. (2007). *Development of Method to Map Potential Stream-Aquifer Connectivity: a case study in the Border Rivers Catchment*. 28. <https://www.researchgate.net/profile/Baskaran-Sundaram/publication/265223743>
- Reszkowska, A., Krümmelbein, J., Peth, S., Horn, R., Zhao, Y., et Gan, L. (2011). Influence of grazing on hydraulic and mechanical properties of semiarid steppe soils under different vegetation type in Inner Mongolia, China. *Plant and Soil*, 340(1-2), 59-72. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0405-3>
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 712.
- Riddell, E. S., Nel, J., Van Tol, J., Fundisi, D., Jumbi, F., Van Niekerk, A., et Lorentz, S. (2020). Groundwater–surface water interactions in an ephemeral savanna catchment, Kruger National Park. *Koedoe*, 62(2). <https://doi.org/10.4102/koedoe.v62i2.1583>
- Ross, A., et Hasnain, S. (2018). Factors affecting the cost of managed aquifer recharge (MAR) schemes. *Sustainable Water Resources Management*, 4(2), 179-190. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0210-8>
- Rossetto, R., et Veroli, S. (2020). *Framing the state-of-the-art on the use of software and digital tools for subsurface hydrology and hydrochemistry in the African continent* (Final Report v. 1.0; p. 82). Institute of Life Sciences–Scuola Superiore Sant’Anna. https://aquaknow.jrc.ec.europa.eu/sites/default/files/GroundWater-Africa_final_report_v1.0.pdf
- Ruprecht, J. K., et Schofield, N. J. (1993). Infiltration characteristics of a complex lateritic soil profile. *Hydrological Processes*, 7(1), 87-97. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360070109>
- Rushton, K. R. (1988). Numerical and Conceptual Models for Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Zones. In I. Simmers (Éd.), *Estimation of Natural Groundwater Recharge* (p. 223-238). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-015-7780-9_14
- Rushton, K. R. (2003). *Groundwater Hydrology: Conceptual and Computational Models*. John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/0470871660>
- Rushton, K. R., et Ward, C. (1979). The estimation of groundwater recharge. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 345-361. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90070-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90070-2)
- Safriel, U., Adeel, Z., Niemeijer, D., Puigdefabregas, J., White, R., Lal, R., Winslow, M., Ziedler, J., Prince, S., Archer, E., et King, C. (2005). Dryland Systems. In *Ecosystems and human well-being, current state and trends*

Références bibliographiques

- (Vol. 1, p. pages 625-662). Island Press.
<https://www.millenniumassessment.org/documents/document.291.aspx.pdf>
- Saha, D., Dwivedi, S. N., Roy, G. K., et Reddy, D. V. (2013). Isotope-based investigation on the groundwater flow and recharge mechanism in a hard-rock aquifer system: the case of Ranchi urban area, India. *Hydrogeology Journal*, 21(5), 1101-1115. <https://doi.org/10.1007/s10040-013-0974-3>
- Saha, D., Shekhar, S., Ali, S., Elango, L., et Vittala, S. (2020). Recent Scientific Perspectives on the Indian Hydrogeology. *Proceedings of the Indian National Science Academy*, 86. <https://doi.org/10.16943/ptinsa/2020/49790>
- Salako, A. O., et Adepelumi, A. A. (2016). Evaluation of hydraulic conductivity of subsoil using electrical resistivity and ground penetrating radar data: example from Southwestern Nigeria. *International Journal of Geo-Engineering*, 7(1), 5. <https://doi.org/10.1186/s40703-016-0018-7>
- Savadogo, N. (1984). *Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta: étude régionale du bassin versant de la Sissili* (<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00764194/>) [Université Scientifique et Médicale de Grenoble]. [tel-00764194. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00764194/](https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00764194/)
- Savadogo, H., Zombre, N. P., Bock, L., et Lacroix, D. (2008). *Evolution de l'occupation du sol de Ziga dans le Yatenga (Burkina Faso) à partir de photographies aériennes*. 8(1), p.59-73. <https://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-00386400/document>
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., et Cook, P. G. (2002b). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 22. <https://doi.org/10.1007/s10040-0010176-2>
- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., et Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15), 3335-3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Scanlon, B. R., Reedy, R. C., Stonestrom, D. A., Prudic, D. E., et Dennehy, K. F. (2005). Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Global Change Biology*, 11(10), 1577-1593. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01026.x>
- Scholes, R. J. (2020). The Future of Semi-Arid Regions: A Weak Fabric Unravels. *Climate*, 8(3), 43. <https://doi.org/10.3390/cli8030043>
- Schwartz, R. C., Evett, S. R., et Unger, P. W. (2003). Soil hydraulic properties of cropland compared with reestablished and native grassland. *Geoderma*, 116(1-2), 47-60. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00093-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00093-4)
- Seddon, D., Kashaigili, J. J., Taylor, R. G., Cuthbert, M. O., Mwiumbo, C., et MacDonald, A. M. (2021). Focused groundwater recharge in a tropical dryland: Empirical evidence from central, semi-arid Tanzania. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37, 100919. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100919>
- Shanfield, M., et Cook, P. G. (2014). Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: A review of applied methods. *Journal of Hydrology*, 511, 518-529. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.068>
- Shanfield, M., Cook, P. G., Brunner, P., McCallum, J., et Simmons, C. T. (2012). Aquifer response to surface water transience in disconnected streams: Disconnected aquifer response to flood waves. *Water Resources Research*, 48(11). <https://doi.org/10.1029/2012WR012103>

Références bibliographiques

- Sharp, J. M. (2014). *Fractured rock hydrogeology*. CRC press.
- Sheng, Z., et Zhao, X. (2015). Special Issue on Managed Aquifer Recharge: Powerful Management Tool for Meeting Water Resources Challenges. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(3). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001139](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001139)
- Shiklomanov, A. I. (1993). World fresh water resources. In *Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources* (p. 13-24). Oxford university press.
- Shivanna, K., Kulkarni, U. P., Joseph, T. B., et Navada, S. V. (2004). Contribution of storms to groundwater recharge in the semi-arid region of Karnataka, India. *Hydrological Processes*, 18(3), 473-485. <https://doi.org/10.1002/hyp.1323>
- Sibanda, T., Nonner, J. C., et Uhlenbrook, S. (2009). Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 17(6), 1427-1441. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0445-z>
- Simmers, I. (2005). *Understanding water in a dry environment: hydrological processes in arid and semi-arid zones*. Taylor & Francis e-Library. <http://www.myilibrary.com?id=17705>
- Singha, K. (2017). Geophysics Is Not a Silver Bullet, but Worth a Shot. *Groundwater*, 55(2), 149-149. <https://doi.org/10.1111/gwat.12495>
- Singhal, B. B. S. (2008). Nature of Hard Rock Aquifers: Hydrogeological Uncertainties and Ambiguities. In S. Ahmed, R. Jayakumar, & A. Salih (Éds.), *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers* (p. 20-39). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6540-8_2
- Singhal, B. B. S., et Gupta, R. P. (1999). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-9208-6>
- Singhal, B. B. S., et Gupta, R. P. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>
- Sishodia, R. P., Shukla, S., Graham, W. D., Wani, S. P., et Garg, K. K. (2016). Bi-decadal groundwater level trends in a semi-arid south indian region: Declines, causes and management. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 8, 43-58. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.09.005>
- Song, X., Wang, P., Yu, J., Liu, X., Liu, J., et Yuan, R. (2011). Relationships between precipitation, soil water and groundwater at Chongling catchment with the typical vegetation cover in the Taihang mountainous region, China. *Environmental Earth Sciences*, 62(4), 787-796. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0566-7>
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52-67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Sophocleous, M. (2009). Groundwater Recharge. In *Groundwater: Vol. Volume I* (p. 41). Eolss Publishers Co Ltd. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.614.3999&rep=rep1&type=pdf>
- Sorman, A. U., et Abdulrazzak, M. J. (1993). Infiltration-recharge through wadi beds in arid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 38(3), 173-186. <https://doi.org/10.1080/02626669309492661>
- Soro, D. D. (2017). *Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé: cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso)* (*Characterization and hydrogeological modeling of an aquifer in a fractured rock area: Case of the Sanon experimental site (central*

Références bibliographiques

- plateau region of Burkina Faso*) [Thèse en Cotutelle, UMPC et 2iE]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01653089/document>
- Sreedevi, P. D., Sreekanth, P. D., et Reddy, D. V. (2021). Recharge environment and hydrogeochemical processes of groundwater in a crystalline aquifer in South India. *International Journal of Environmental Science and Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03335-w>
- Stanger, G. (2018). *Dictionary of hydrology and water resources*.
- Sukhija, B. S., Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., et Hussain, S. (2003). Recharge processes: piston flow vs preferential flow in semi-arid aquifers of India. *Hydrogeology Journal*, 11(3), 387-395. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0243-3>
- Taie Semiromi, M., et Koch, M. (2019). Analysis of spatio-temporal variability of surface-groundwater interactions in the Gharehsoo river basin, Iran, using a coupled SWAT-MODFLOW model. *Environmental Earth Sciences*, 78(6), 201. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8206-3>
- Taniguchi, M. (1997). Subsurface Water Responses to Land Cover/Use Changes: An Overview. In M. Taniguchi, *Subsurface Hydrological Responses to Land Cover and Land Use Changes* (p. 1-20). Springer US. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-6141-5_1
- Taylor, C. M., Lambin, E. F., Stephenne, N., Harding, R. J., et Essery, R. L. H. (2002). The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. *JOURNAL OF CLIMATE*, 15, 15. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3615:TIOLOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3615:TIOLOC>2.0.CO;2)
- Taylor, R. G., et Howard, K. W. F. (1996). Groundwater recharge in the Victoria Nile basin of east Africa: support for the soil moisture balance approach using stable isotope tracers and flow modelling. *Journal of Hydrology*, 180(1-4), 31-53. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02899-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02899-4)
- Taylor, R. G., et Howard, K. W. F. (1999). The influence of tectonic setting on the hydrological characteristics of deeply weathered terrains: evidence from Uganda. *Journal of Hydrology*, 218(1-2), 44-71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00024-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00024-4)
- Taylor, R. G., Todd, M. C., Kongola, L., Maurice, L., Nahozya, E., Sanga, H., et MacDonald, A. M. (2013). Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. *Nature Climate Change*, 3(4), 374-378. <https://doi.org/10.1038/nclimate1731>
- Toubou, R., et Paul, S. S. (2009). *Monographie de la région du Nord* (RECENSEMENT GENERAL DE LA POPULATION ET DE L'HABITATION (RGPH)-DE 2006, p. 184). Institut National de la Statistique et de la Démographie. http://web.insd.bf/content/autres_publications/monographie/monographie_nord.pdf
- Troeger, U., et Chambel, A. (2021). Topical Collection: Progress in fractured-rock hydrogeology. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02414-z>
- UN General Assembly. (2015). *Transforming our world: The 2030 Agenda for Sustainable Development* (A/RES/70/1; p. 41). United Nation. <https://sustainabledevelopment.un.org/content/documents/21252030%20Agenda%20for%20Sustainable%20Development%20web.pdf>

Références bibliographiques

- UNESCO. (1979). *Map of the world distribution of arid regions* (Explanation note MAB Technical Notes 7; p. 53). United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization. https://catalogue.unccd.int/1060_1977_unesco_mab_technicalnotes_arid_lands_map.pdf
- Van Wyk, E., Van Tonder, G., et Vermeulen, D. (2012). Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains: Rainfall–groundwater interaction. *Water SA*, 38(5), 747-754. <https://doi.org/10.4314/wsa.v38i5.14>
- van Foppen, J. W., Lutterodt, G., Rau, G. C., et Minkah, O. (2020). Groundwater flow system analysis in the regolith of Dodowa on the Accra Plains, Ghana. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 28, 100663. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100663>
- Vassolo, S., Neukum, C., Tiberghien, C., Heckmann, M., Hahne, K., et Baranyikwa, D. (2019). Hydrogeology of a weathered fractured aquifer system near Gitega, Burundi. *Hydrogeology Journal*, 27(2), 625-637. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1877-0>
- Velde, B., et Meunier, A. (2008). *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-75634-7>
- Vouillamoz, J. M., Descloitres, M., Toe, G., et Legchenko, A. (2005). Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics*, 3(3), 205-213. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005015>
- Vouillamoz, J.-M., Hoareau, J., Grammare, M., Caron, D., Nandagiri, L., et 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. <https://doi.org/10.5194/hess-16-4387-2012>
- Wang, J., Huang, J., Rozelle, S., Huang, Q., et Zhang, L. (2009). Understanding the Water Crisis in Northern China: What the Government and Farmers are Doing. *International Journal of Water Resources Development*, 25(1), 141-158. <https://doi.org/10.1080/07900620802517566>
- Wang, J., Li, Y., Huang, J., Yan, T., et Sun, T. (2017). Growing water scarcity, food security and government responses in China. *Global Food Security*, 14, 9-17. <https://doi.org/10.1016/j.gfs.2017.01.003>
- West, C., Rosolem, R., MacDonald, A. M., Cuthbert, M. O., et Wagener, T. (2022). Understanding process controls on groundwater recharge variability across Africa through recharge landscapes. *Journal of Hydrology*, 612, 127967. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127967>
- Wheater, H., Mathias, S. A., et Li, X. (2010). *Groundwater modelling in arid and semi-arid areas*. Cambridge university press.
- White, W. N. (1932). *A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil: Results of investigations in Escalante Valley, Utah* (N° 659; Water Supply Paper, p. 115). USGS. <https://doi.org/10.3133/wsp659A>
- Wirmvem, M. J., Mimba, M. E., Kamtchueng, B. T., Wotany, E. R., Bafon, T. G., Asaah, A. N. E., Fantong, W. Y., Ayonghe, S. N., et Ohba, T. (2017). Shallow groundwater recharge mechanism and apparent age in the Ndop plain, northwest Cameroon. *Applied Water Science*, 7(1), 489-502. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0268-0>

Références bibliographiques

- Wu, J., Zhang, R., et Yang, J. (1996). Analysis of rainfall-recharge relationships. *Journal of Hydrology*, 177(1-2), 143-160. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02935-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02935-4)
- Wubda, M., Descloitres, M., Yalo, N., Ribolzi, O., Vouillamoz, J. M., Boukari, M., Hector, B., et Séguis, L. (2017). Time-lapse electrical surveys to locate infiltration zones in weathered hard rock tropical areas. *Journal of Applied Geophysics*, 142, 23-37. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.027>
- Wyk, E. V. (2010). *Estimation of episodic groundwater recharge in semi-arid fractured hard rock aquifers* [University of the Free State]. <https://scholar.ufs.ac.za/handle/11660/2054>
- Wyk, E. V., Van Tonder, G., et Vermeulen, D. (2011). Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains – rainwater input. *Water SA*, 37(2). <https://doi.org/10.4314/wsa.v37i2.65860>
- Xian, Y., Jin, M., Liu, Y., et Si, A. (2017). Impact of lateral flow on the transition from connected to disconnected stream–aquifer systems. *Journal of Hydrology*, 548, 353-367. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.011>
- Xu, Y., et Beekman, H. E. (2019). Review: Groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 929-943. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1898-8>
- Xu, Y., Seward, P., Gaye, C., Lin, L., et Olago, D. O. (2019). Preface: Groundwater in Sub-Saharan Africa. *Hydrogeology Journal*, 27(3), 815-822. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01977-2>
- Yonaba, R., Biaou, A. C., Koita, M., Fowé, T., Mounirou, A. L., Zouré, C. O., Queloz, P., Karambiri, H., et Yacouba, H. (2021). *Hydrological modelling of Sahelian hydrological paradox: accounting for explicit land use/land cover change in the simulation of hydrological processes* [Other]. pico. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7974>
- Yonaba, R., Biaou, A. C., Koita, M., Tazen, F., Mounirou, L. A., Zouré, C. O., Queloz, P., Karambiri, H., et Yacouba, H. (2021). A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian paradox: Assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed. *Science of The Total Environment*, 757, 143792. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143792>
- Yuan, J., Van Dyke, M. I., et Huck, P. M. (2016). Water reuse through managed aquifer recharge (MAR): assessment of regulations/guidelines and case studies. *Water Quality Research Journal*, 51(4), 357-376. <https://doi.org/10.2166/wqrjc.2016.022>
- Zarate, E., Hopley, D., MacDonald, A. M., Swift, R. T., Chambers, J., Kashaigili, J. J., Mutayoba, E., Taylor, R. G., et Cuthbert, M. O. (2021). The role of superficial geology in controlling groundwater recharge in the weathered crystalline basement of semi-arid Tanzania. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 36, 100833. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100833>
- Zhang, G., Feng, G., Li, X., Xie, C., et Pi, X. (2017). Flood Effect on Groundwater Recharge on a Typical Silt Loam Soil. *Water*, 9(7), 523. <https://doi.org/10.3390/w9070523>
- Zhang, X., et Yang, F. (2004). *RCLimDex (1.0) User Manual* (p. 23). Climate Research Branch of Meteorological Service of Canada. <http://www.acmad.net/rcc/procedure/RCLimDexUserManual.pdf>
- Zheng, W., Wang, S., Sprenger, M., Liu, B., et Cao, J. (2019). Response of soil water movement and groundwater recharge to extreme precipitation in a headwater catchment in the North China Plain. *Journal of Hydrology*, 576, 466-477. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.071>

Références bibliographiques

- Zhou, Z. C., Gan, Z. T., Shangguan, Z. P., et Dong, Z. B. (2010). Effects of grazing on soil physical properties and soil erodibility in semiarid grassland of the Northern Loess Plateau (China). *CATENA*, 82(2), 87-91. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.05.005>
- Zida, W. A., Bationo, B. A., et Waaub, J.-P. (2019). Effects of Land-Use Practices on Woody Plant Cover Dynamics in Sahelian Agrosystems in Burkina Faso since the 1970s–1980s Droughts. *Sustainability*, 11(21), 5908. <https://doi.org/10.3390/su11215908>
- Zouré, C., Queloz, P., Koïta, M., Niang, D., Fowé, T., Yonaba, R., Consuegra, D., Yacouba, H., et Karambiri, H. (2019). Modelling the water balance on farming practices at plot scale: Case study of Tougou watershed in Northern Burkina Faso. *CATENA*, 173, 59-70. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.002>

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : la distribution des eaux dans le monde [source : Shiklomanov (1993)]..... 1

Figure 2 : **a)** la distribution des études estimant le taux de recharge des aquifères en Afrique, **b)** Nombre d'études en fonction de l'aridité de la zone [source : MacDonald et al. (2021)].2

Figure 3 : la localisation, la géologie et les zones climatiques (de 1991 à 2020) du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest (source : BUMIGEB pour la géologie et ANAM pour les zones climatiques du Burkina Faso).4

Figure 4 : **a)** la répartition mondiale des terres arides sur la période 1961-1990 en fonction de l'indice d'aridité, carte modifiée de Huang et al. (2016), **b)** la localisation des zones semi-arides en relation avec la Température Moyenne Annuelle TMA de l'air, carte modifiée de Scholes (2020). 10

Figure 5 : la répartition des régions semi-arides et leurs transitions vers d'autres classifications climatiques de 1990 à 2004 par rapport à 1948 à 1962, carte modifiée de Huang et al. (2016). 11

Figure 6 : la localisation des domaines de socle cristallin dans les différentes régions du monde, tiré de Lachassagne et al. (2019). 14

Figure 7 : le modèle conceptuel géologique des aquifères de socle, modifié d'après Wyns et al. (2004). 19

Figure 8 : les modalités de recharge en région semi-aride (les flèches en bleu matérialisent le sens d'écoulements des eaux) [figure modifiée d'après Moeck et al. (2020)]. 25

Figure 9 : le modèle conceptuel de recharge à Makutapora en Tanzanie [source : Zarate et al. (2021)]. 32

Figure 10 : l'allure du profil piézométrique obtenu entre 22 et 25 Avril 2013 par Batlle-Aguilar et al. (2015) et du profil piézométrique attendu d'après Cuthbert et al. (2016). 34

Figure 11 : la connexion hydraulique rivière éphémère-aquifère : **a)** écoulement d'eau descendant de la rivière vers l'aquifère sous-jacent et **b)** écoulement d'eau ascendant de l'aquifère vers la rivière. 35

Figure 12 : **a)** la distribution des études estimant le taux de recharge des aquifères en ASS, **b)** le nombre d'études en fonction de l'aridité de la zone, **c)** le nombre d'études en fonction des méthodes d'estimation de la recharge (période : 1970-2019) (MacDonald et al., 2021). 41

Liste des figures et des tableaux

Figure 13 : la cartographie des taux de recharge moyens à long terme en Afrique pour la période 1970-2019, à partir de 134 études (MacDonald et al., 2021).....	44
Figure 14 : la localisation, l'hydrographie et le relief du bassin versant de Tougou ainsi que la situation des trois piézomètres utilisés par IWACO (1990) et Koïta et al. (2017) et des équipements de mesures climatiques et hydrologiques (recensés sur le bassin versant de Tougou au début de l'étude).	48
Figure 15 : la carte des sols ainsi que l'utilisation et l'occupation des sols en 1952 et en 2017 du bassin versant de Tougou (Yonaba et al., 2021).	51
Figure 16 : la carte des structures linéamentaires dans le bassin versant de Tougou, modifiée d'après IWACO (1990).....	54
Figure 17 : le profil d'altération des aquifères de socle du bassin versant de Tougou (coupe longitudinale nord-est et sud-ouest) modifié d'après IWACO (1990).....	55
Figure 18 : le logigramme résumant l'approche méthodologique pour la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères du bassin versant de Tougou.	59
Figure 19 : a) la localisation du transect, de puits, du thalimède, et des pluviomètres à Tougou b) vue de dessus du transect, de pluviomètres et de puits proches du transect (W8G et W4D) c) zoom sur les ouvrages souterrains et le thalimède installés dans le lit de la rivière éphémère de Tougou.	60
Figure 20 : a) le mini-disque (Decagon Devices, 2016) et b) le double anneau de Müntz	65
Figure 21 : les points de mesure avec le mini-disque : a) dans le cours d'eau, b) à l'aplomb de piézomètre P1G, c) à la surface du piézomètre P1D et d) à l'aplomb des piézomètres P2G, P3G, P2D, P3D, P4D et P5D.....	66
Figure 22 : la localisation du profil de tomographie de résistivité électrique réalisé avant l'implantation des piézomètres en 2015 dans le bassin versant de Tougou.	69
Figure 23 : l'outil confectionné pour réaliser les chocs hydrauliques (slug tests).....	71
Figure 24 : a) la mesure de la profondeur de l'eau dans la nappe, b) la sonde manuelle et c) la sonde OTT Ecolog 800.	74
Figure 25 : a) le profil de tomographie de résistivité électrique b) la lithologie des piézomètres et du forage profond FCE installés respectivement sur les rives et dans la rivière.....	79
Figure 26 : la fluctuation des charges hydrauliques de mars 2016 à décembre 2020 : a) pour l'aquifère de la saprolite peu profond (P1CE) et l'aquifère des schistes légèrement altérés (FCE)	

Liste des figures et des tableaux

captés sous le lit de la rivière, b) uniquement pour l'aquifère de la saprolite peu profond le long du transect piézométrique (perpendiculaire au lit de la rivière).	83
Figure 27 : les profils piézométriques transversaux pour l'aquifère de la saprolite pendant les hautes et basses eaux pour les années hydrologiques : a) 2016-2017, b) 2017-2018, c) 2018-2019 et d) 2019-2020.....	85
Figure 28 : les profils piézométriques longitudinaux établis à partir du suivi de 22 puits de grand diamètre (13 en rive gauche et 9 en rive droite) pendant les périodes des hautes et basses eaux pour les années hydrologiques : a) 2016-2017, b) 2017-2018, c) 2018-2019 et d) 2019-2020.	87
Figure 29 : les corrélogrammes croisés entre la charge hydraulique au niveau des ouvrages souterrains, et : a) les hauteurs de pluie journalière, b) la charge hydraulique journalière de la rivière pendant la saison humide 2018.	88
Figure 30 : les variations de la charge hydraulique, de la conductivité électrique et de la température des eaux souterraines (29 mars 2018 - 15 avril 2019) pour P1CE, P3G et P3D.....	90
Figure 31 : la compréhension conceptuelle des mécanismes de recharge des aquifères dans le bassin versant de Tougou.	98
Figure 32 : les trois manières de déterminer les hausses des niveaux piézométriques : a) la somme des hausses des niveaux piézométriques, b) l'extrapolation manuelle du graphique, c) la méthode MRC.	105
Figure 33 : la gamme des valeurs de la recharge qui peuvent être estimées par la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques ainsi que les échelles spatio-temporelles représentées par cette méthode [figure modifiée d'après Scanlon et al. (2002)]......	107

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Quelques exemples des méthodes de caractérisation des processus de recharge des aquifères de socle en région semi-aride.37

Tableau 2 : Valeurs de la recharge concentrée pour les aquifères de socle en régions semi-arides d'ASS d'après Cuthbert et al. (2019). Elles sont issues de la méthode de fluctuation des niveaux piézométriques.42

Tableau 3 : Quelques valeurs de la recharge en régions semi-arides d'ASS. Ces informations ont été tirées de la base des données publiées par MacDonald et al. (2021).....43

Tableau 4 : Propriétés hydrodynamiques des aquifères de Tougou55

Tableau 5 : Caractéristiques des puits peu profonds à grand diamètre et leur distance par rapport au lit de la rivière et à l'exutoire.61

Tableau 6 : Caractéristiques des piézomètres, leurs altitudes par rapport au niveau de la mer et la distance entre le lit de la rivière et chaque piézomètre62

Tableau 7 : Données collectées sur le long du transect piézométrique et dans les puits à grand diamètre pour la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères de Tougou.....63

Tableau 8 : Classification de la perméabilité des sols en fonction des valeurs de conductivité hydraulique saturée (Naganna et al., 2017).64

Tableau 9 : Débit des essais de pompage et le niveau statique N_{statique} mesuré au début des essais72

Tableau 10 : Déplacement initial d'eau et le niveau statique N_{statique} lors des chocs hydrauliques72

Tableau 11 : Granulométrie (3 fractions), texture des sols et valeurs de conductivité hydraulique de sols à l'état saturé et non saturé.....78

Tableau 12 : Valeurs de la K et de la T des aquifères.....81

Tableau 13 : Régime pluviométrique de 2016 à 2020 à Tougou (pluviomètres proches du transect)81

Tableau 14 : Corrélation croisée maximale $r(x, y)$ et les décalages correspondants89

Tableau 15 : Température maximale, minimale et moyenne mensuelle de l'air T en degré Celsius (°C) durant l'année 2018 à la station météorologique de Ouahigouya, plus proche de Tougou91

Tableau 16 : Valeurs de la porosité efficace pour divers matériaux sédimentaires non consolidés: synthèse faite par Johnson (1967) en se basant sur différentes études..... 104

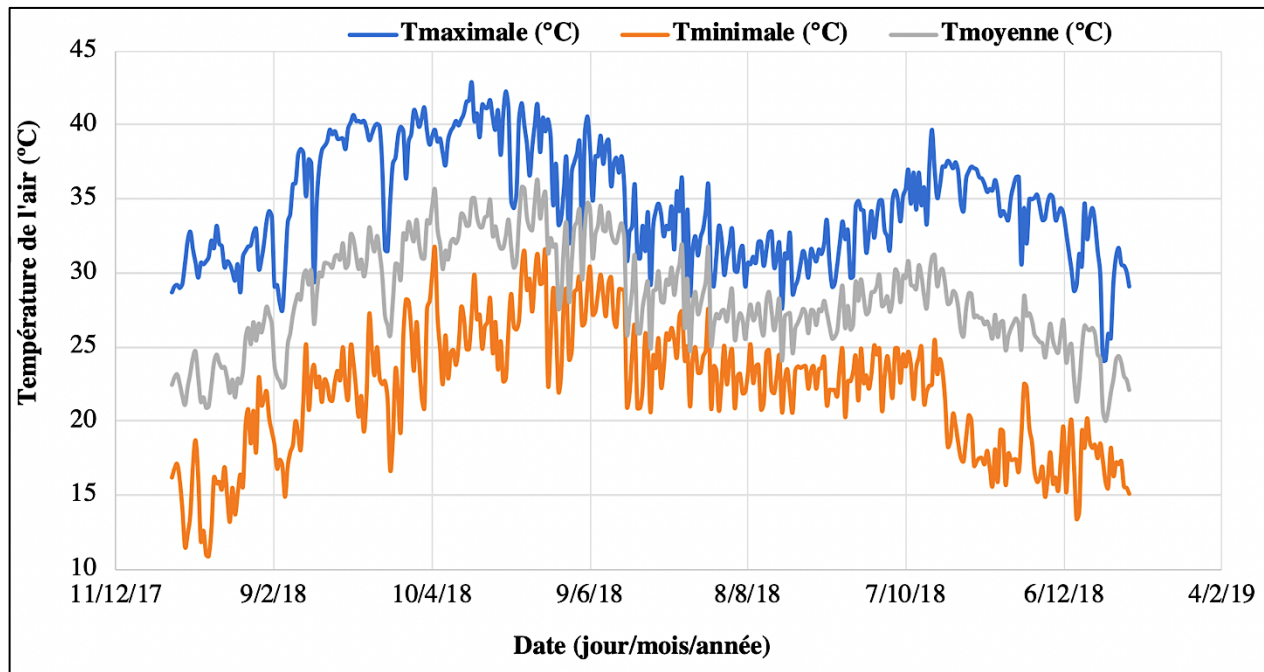
Liste des figures et des tableaux

Tableau 17 : Taux de recharge estimés (avant R et après correction R_{corr}) ainsi que le ratio entre R_{corr} et la pluie totale annuelle P de 2018 à 2020, pour l'aquifère de la saprolite dans le bassin versant de Tougou.	110
Tableau 18 : Valeurs minimales ($R_{corr\text{mini}}$) et maximales ($R_{corr\text{maxi}}$) de la recharge après correction et les incertitudes I de 2018 à 2020, pour l'aquifère de la saprolite à Tougou.	110

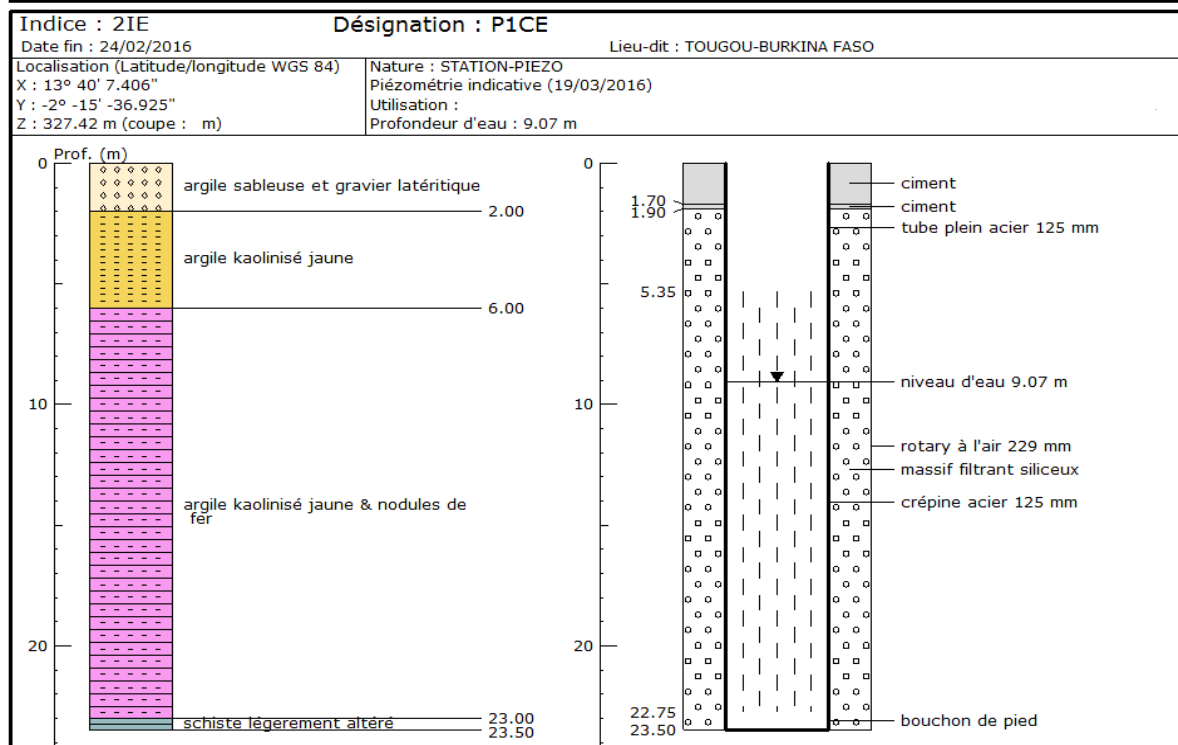
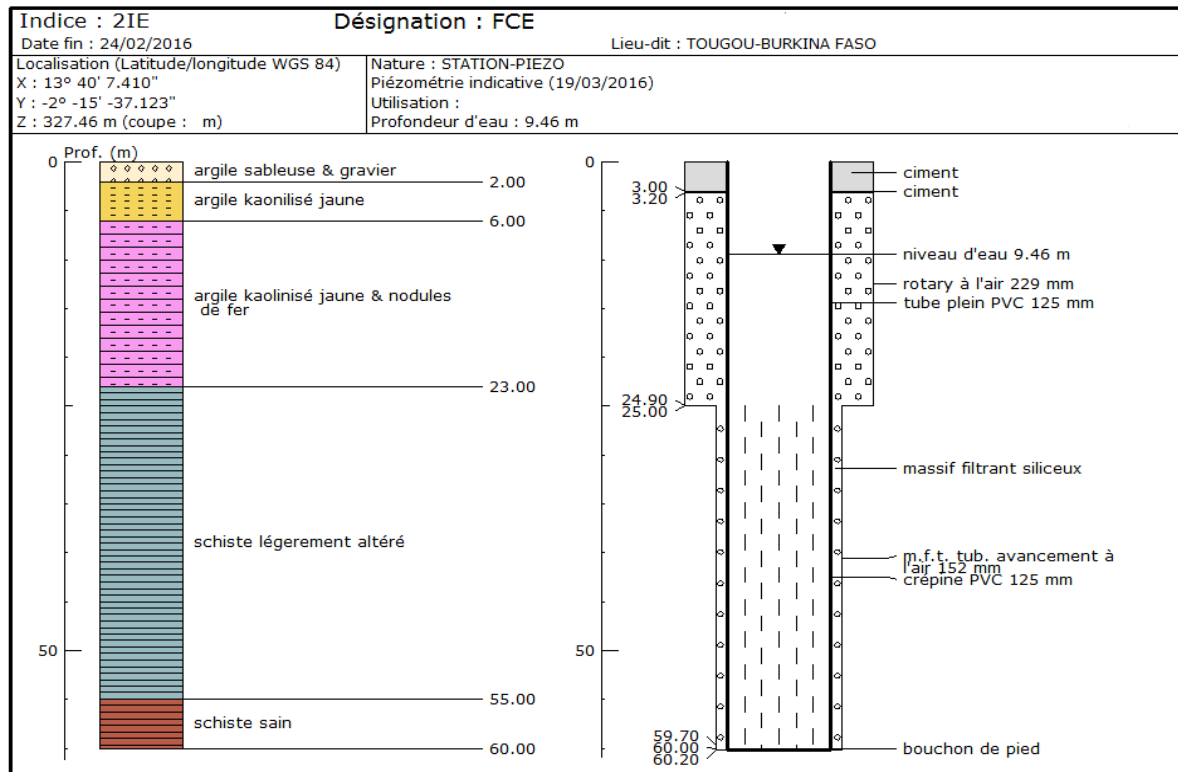
ANNEXES

Annexe 1 : Variation de la température de l'air journalière au niveau de la station météorologique de Ouahigouya.....	146
Annexe 2 : Lithologie du forage profond FCE et du piézomètre PICE installés dans la rivière.	147
Annexe 3 : Lithologie des piézomètres implantés sur la rive droite.	148
Annexe 4 : Lithologie des piézomètres réalisés sur la rive gauche.	151
Annexe 5 : Courbes d'interprétation des essais de pompage à l'aide d'AQTEsolv.....	153
Annexe 6 : Courbes d'interprétation des chocs hydrauliques à l'aide d'AQTEsolv.....	156
Annexe 7 : Fluctuations des niveaux piézométriques (de 2016 à 2020) dans les piézomètres PICE et P2CE installés dans le lit de la rivière et représentant l'aquifère de la saprolite.	160
Annexe 8 : Variations des hauteurs d'eau dans la rivière pour une partie de la saison humide en 2017 et la saison humide en 2018.	161
Annexe 9 : Cartes piézométriques durant les périodes de basses et hautes eaux de 2016 à 2020.	162
Annexe 10 : Variations de la charge hydraulique de la température T, de la conductivité électrique CE des eaux souterraines en PICE (29 mars 2018 - 15 avril 2019).	163
Annexe 11 : Variations de la charge hydraulique et de la conductivité électrique des eaux souterraines CE en P3G et P3D à partir du 29 mars 2018 jusqu'au 15 avril 2019.....	164
Annexe 12 : Article.....	165

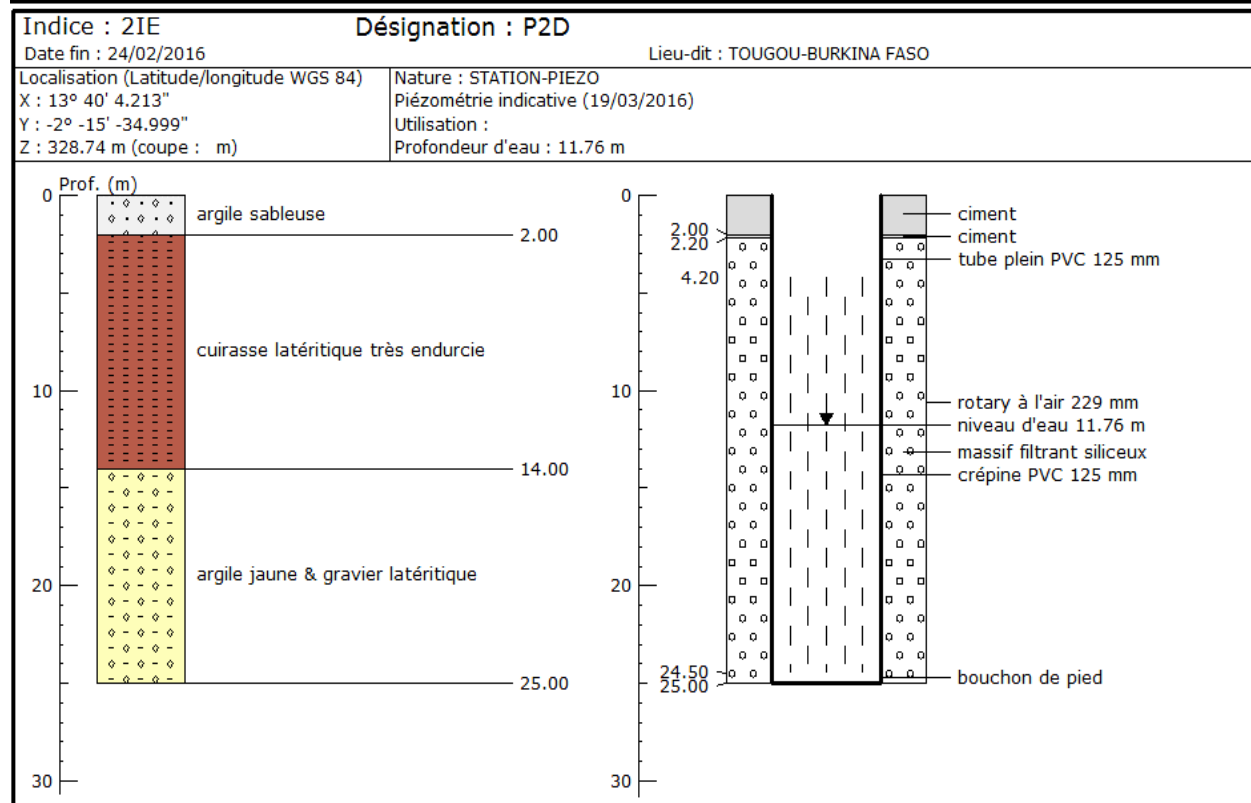
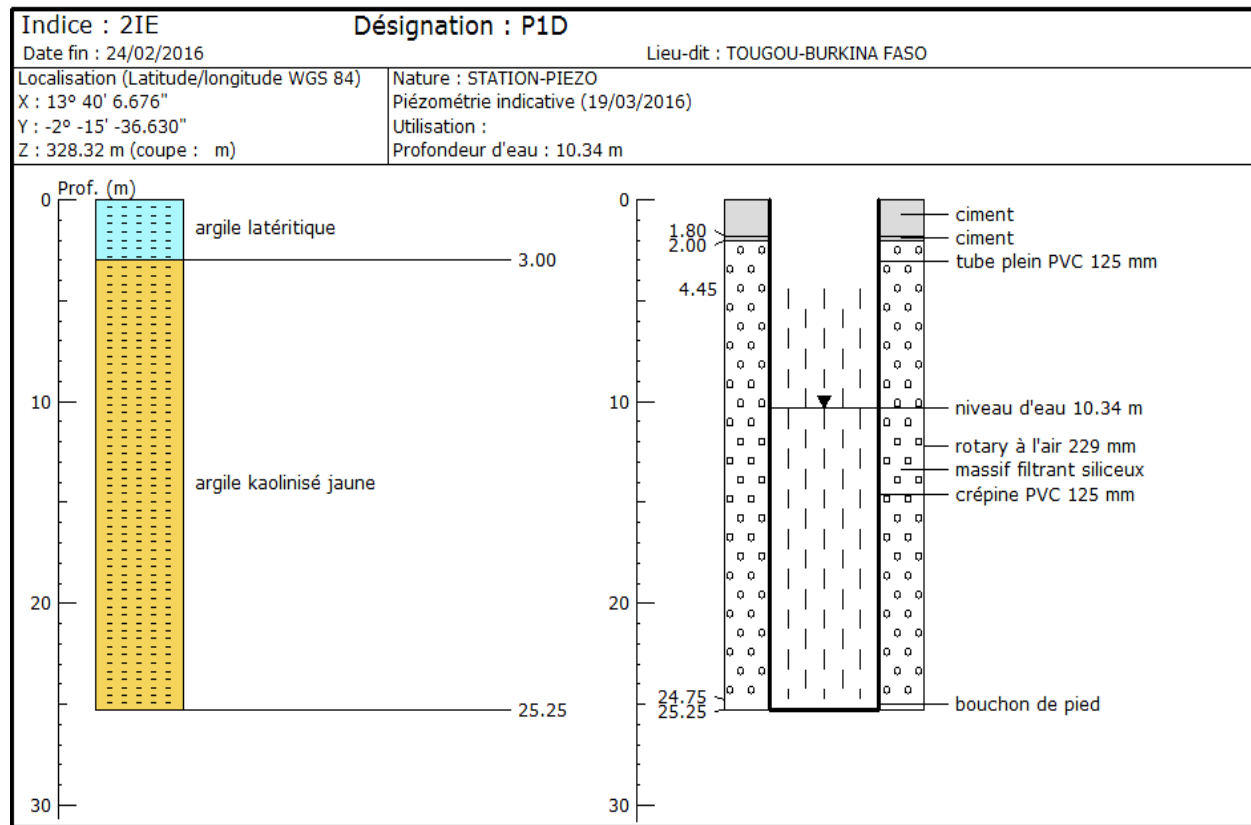
Annexe 1 : Variation de la température de l'air journalière au niveau de la station météorologique de Ouahigouya.

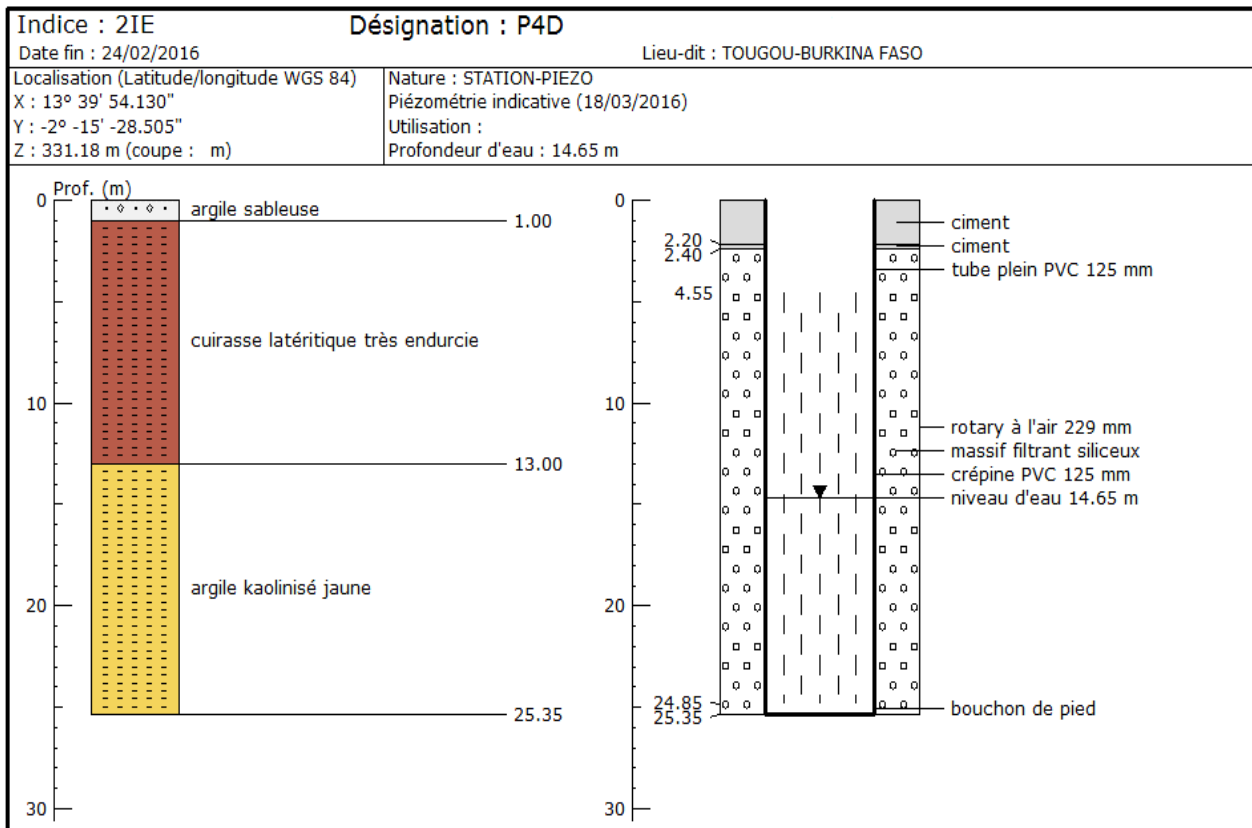
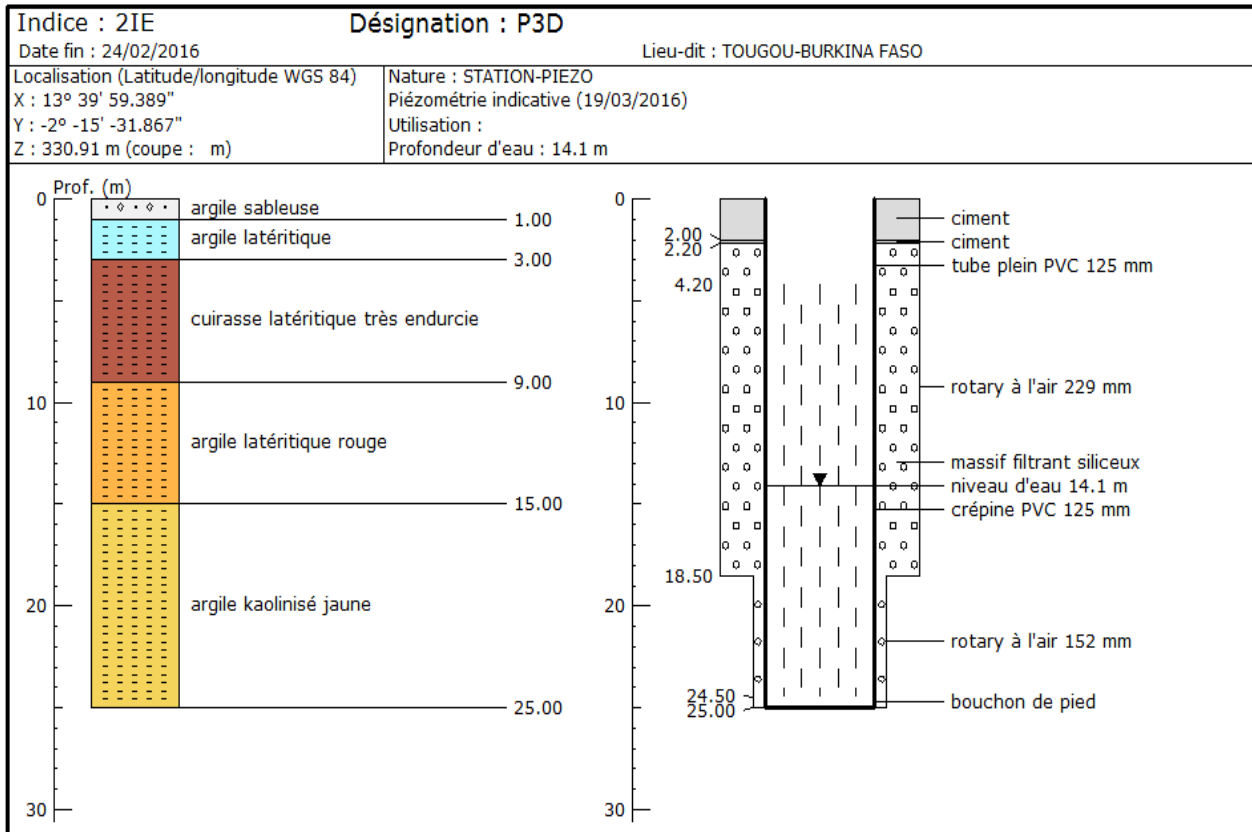


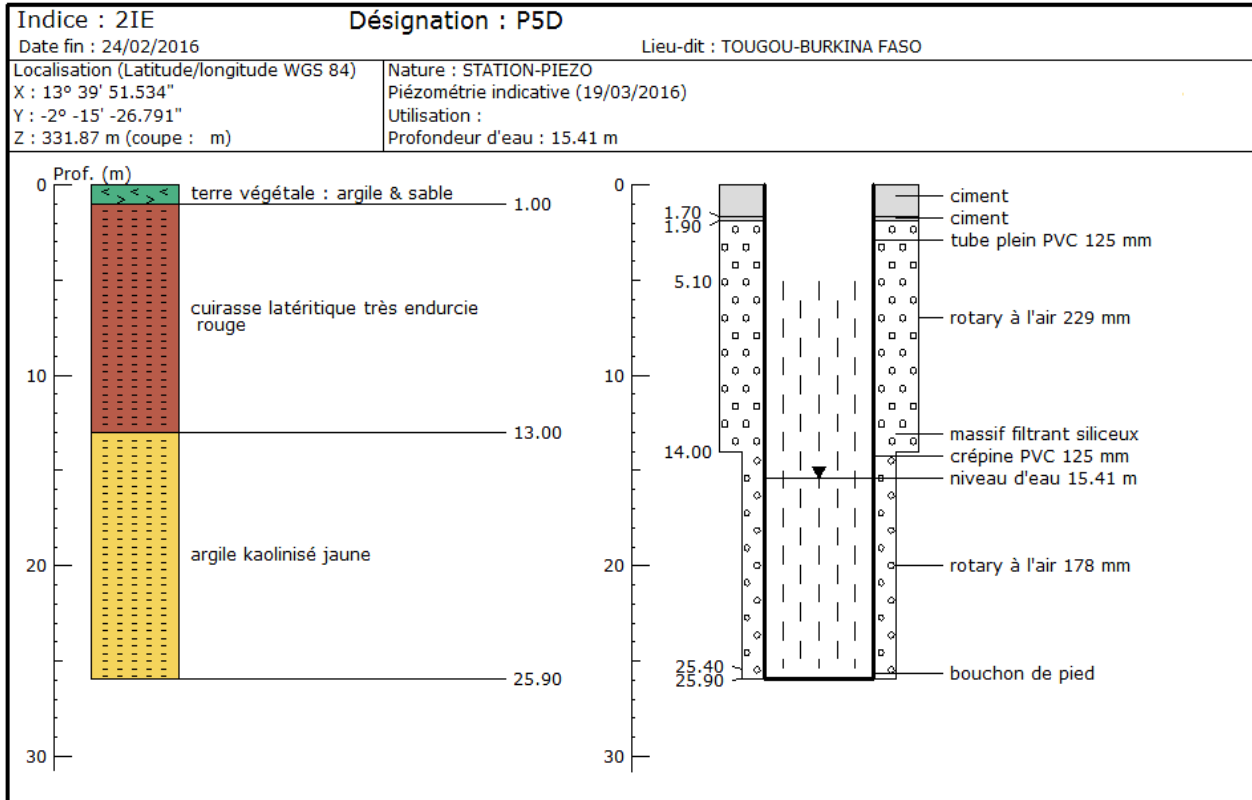
Annexe 2 : Lithologie du forage profond FCE et du piézomètre P1CE installés dans la rivière.



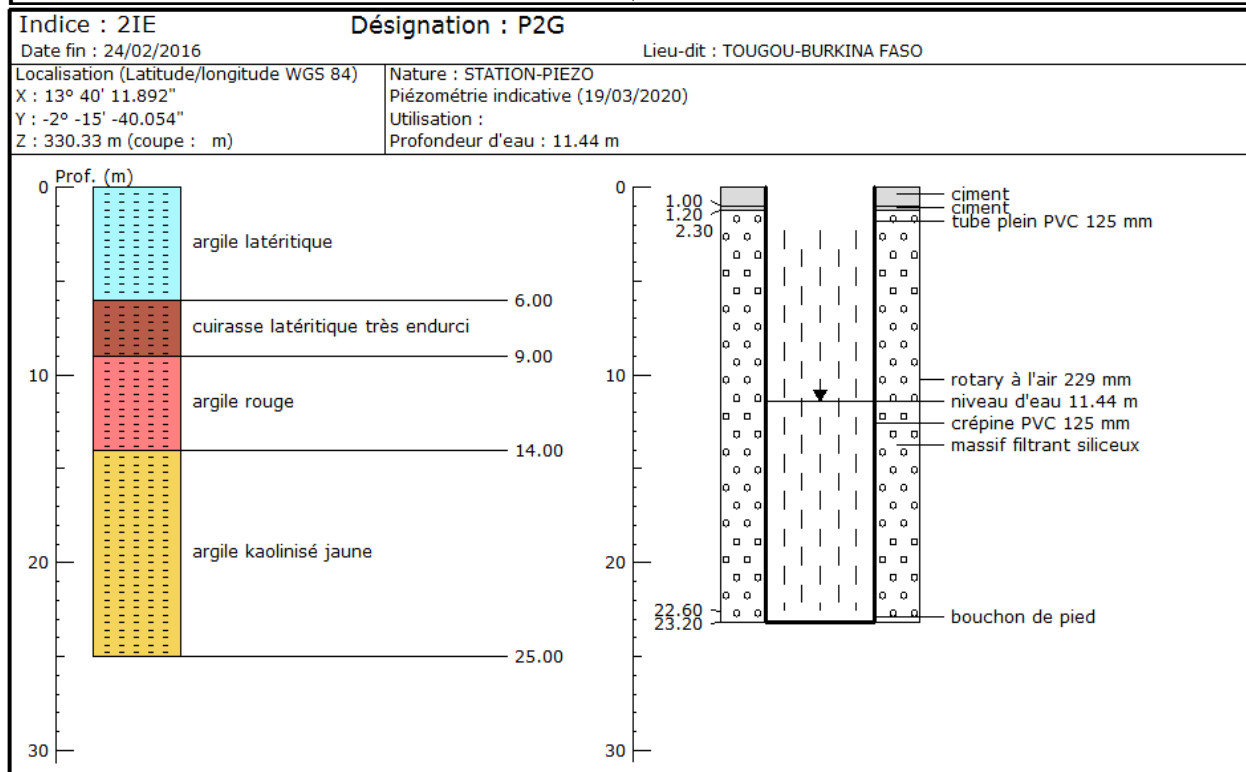
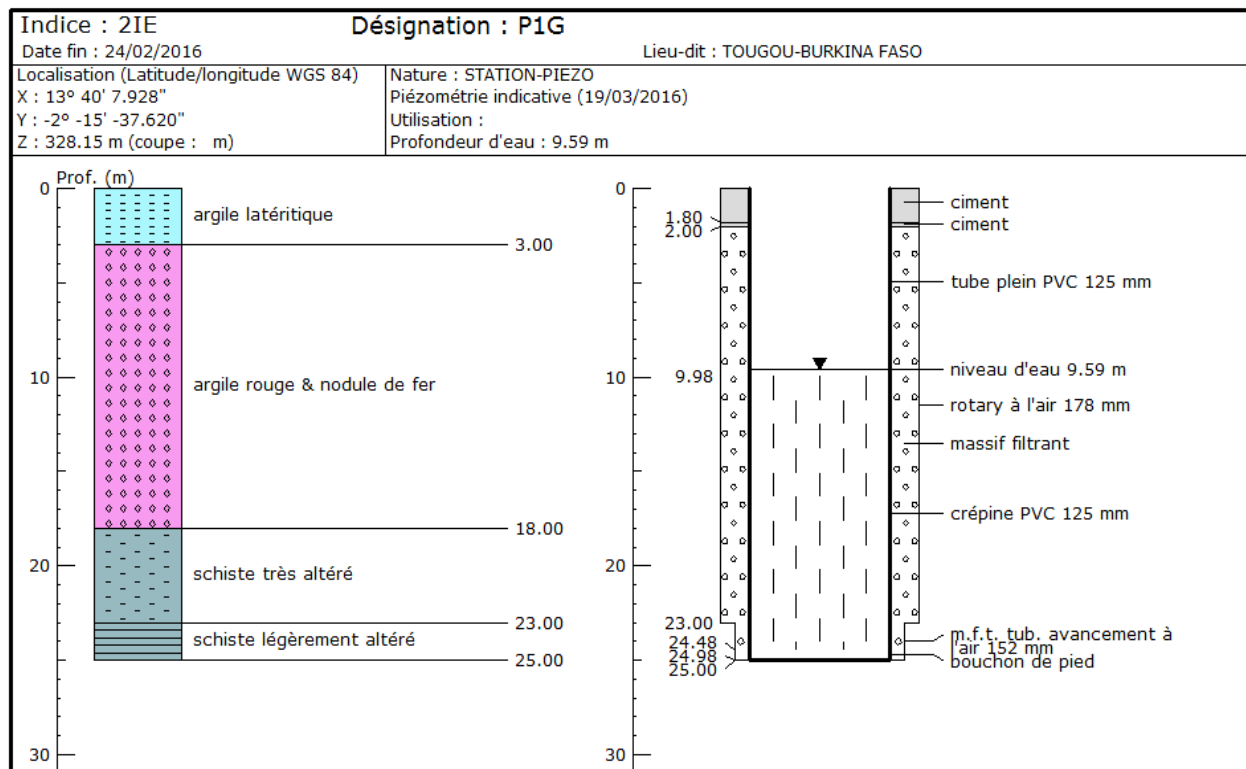
Annexe 3 : Lithologie des piézomètres implantés sur la rive droite.

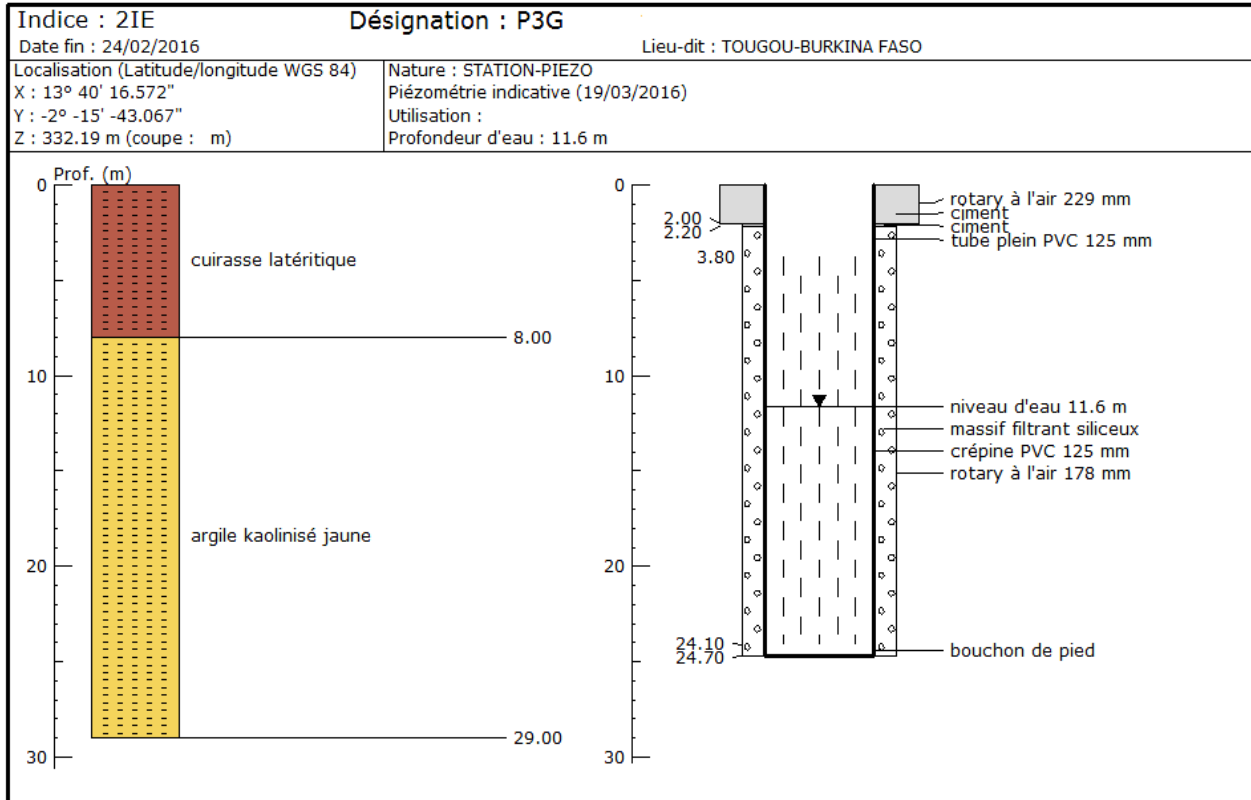




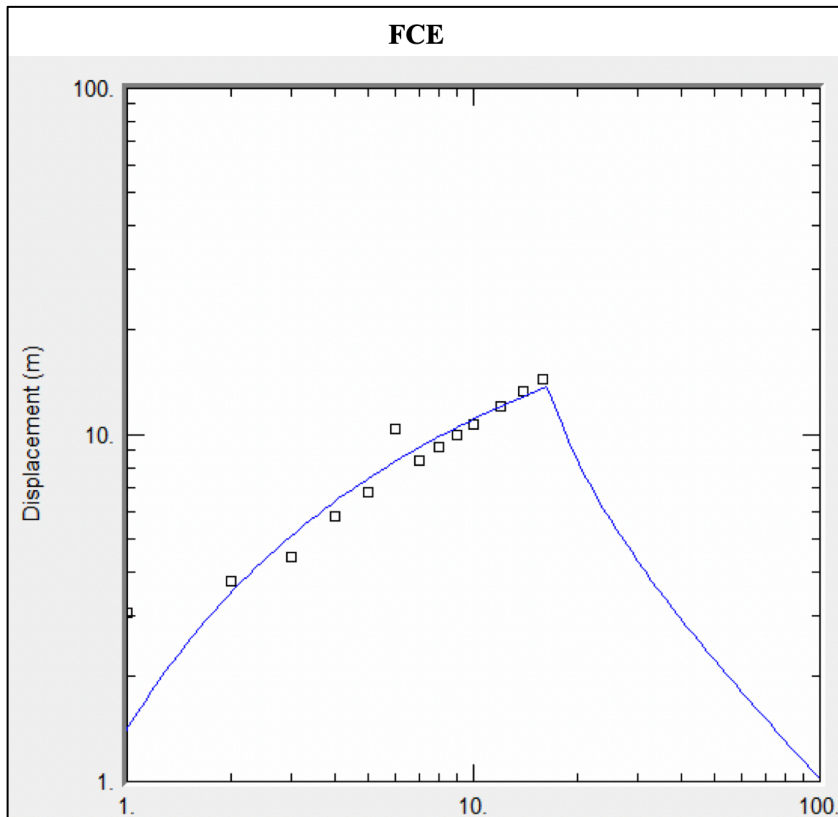
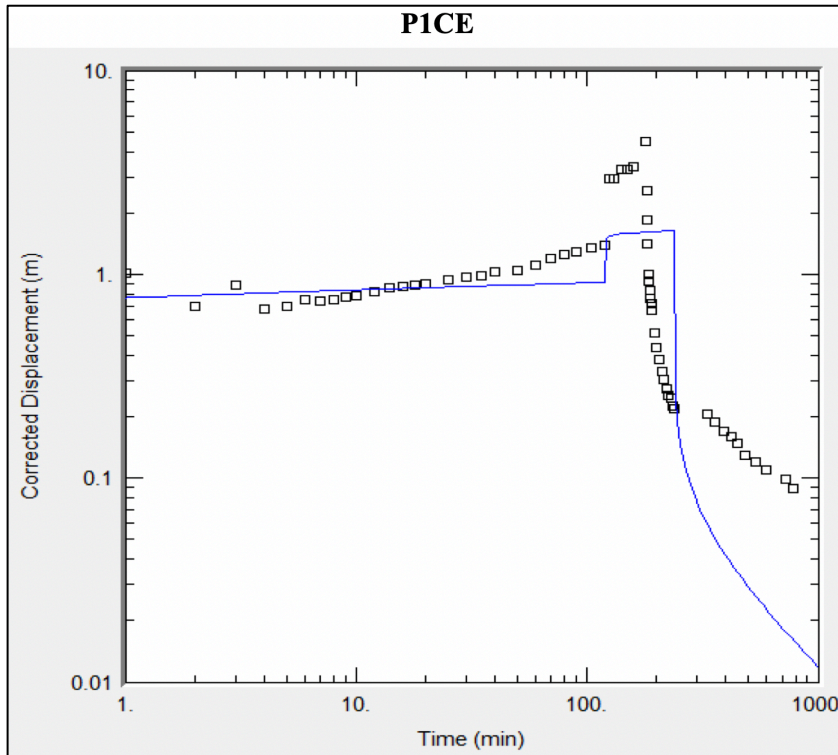


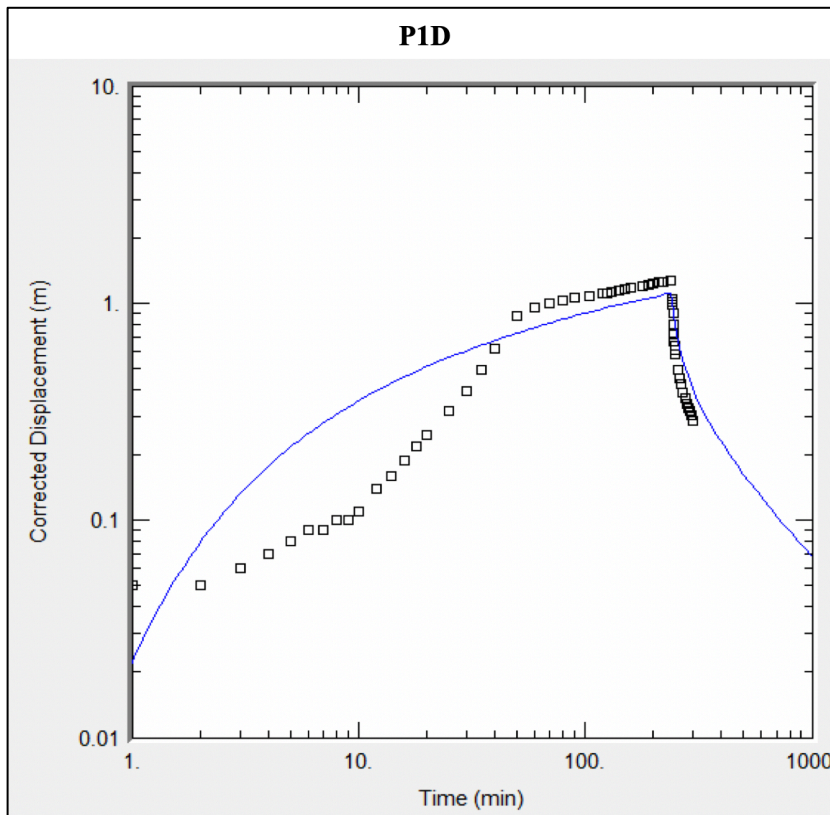
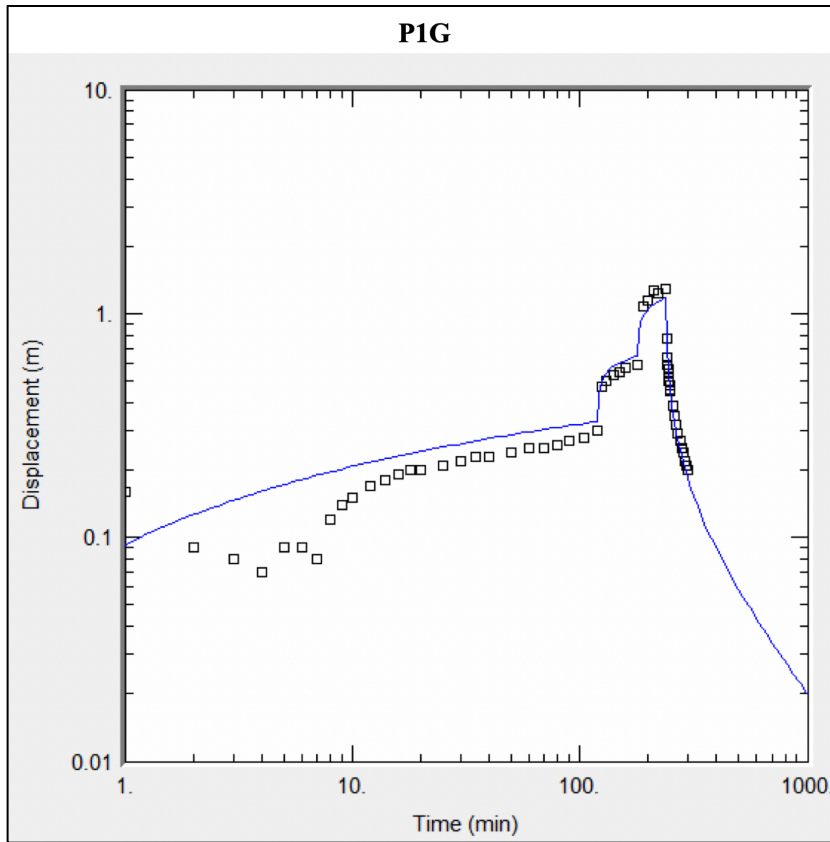
Annexe 4 : Lithologie des piézomètres réalisés sur la rive gauche.

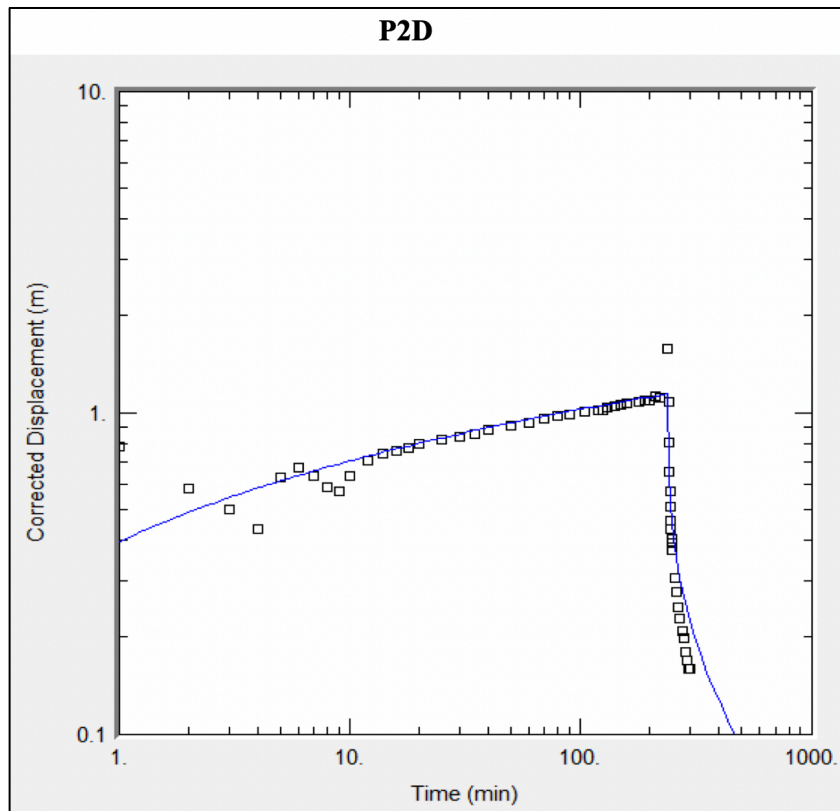




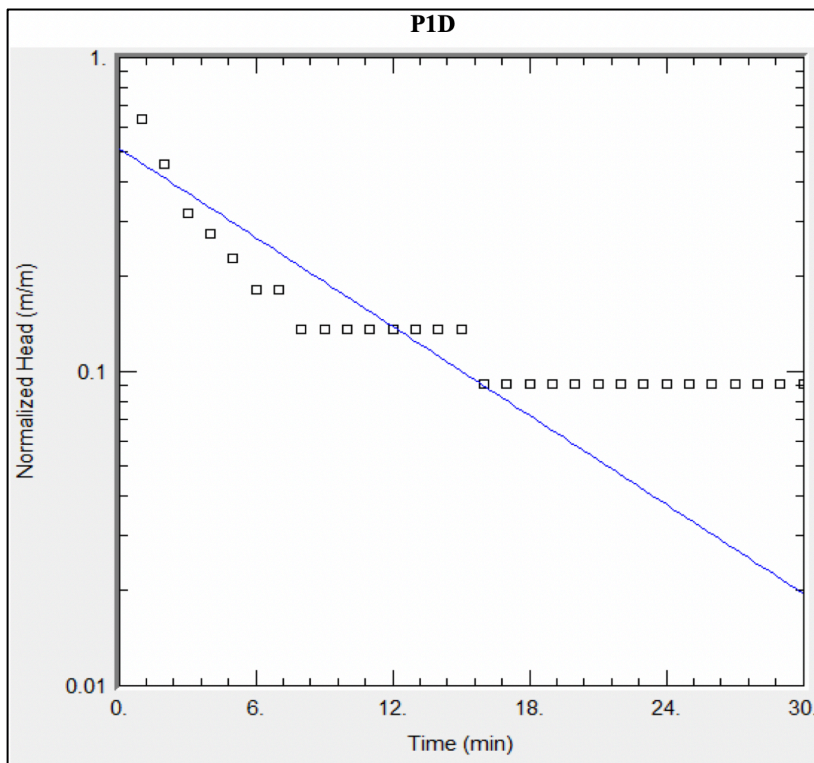
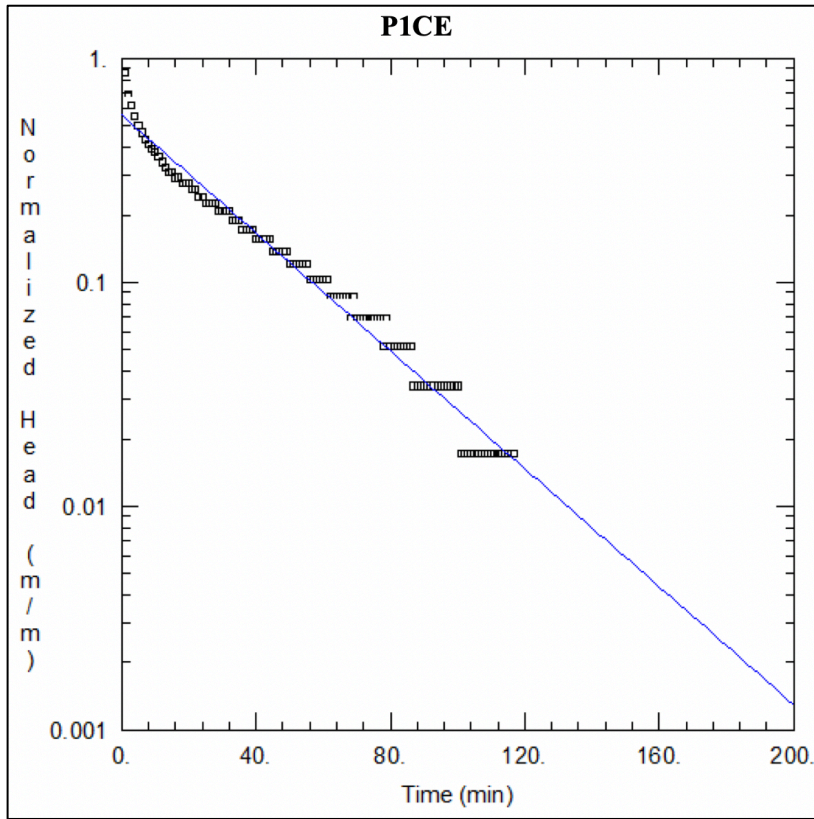
Annexe 5 : Courbes d'interprétation des essais de pompage à l'aide d'AQTEsolv.

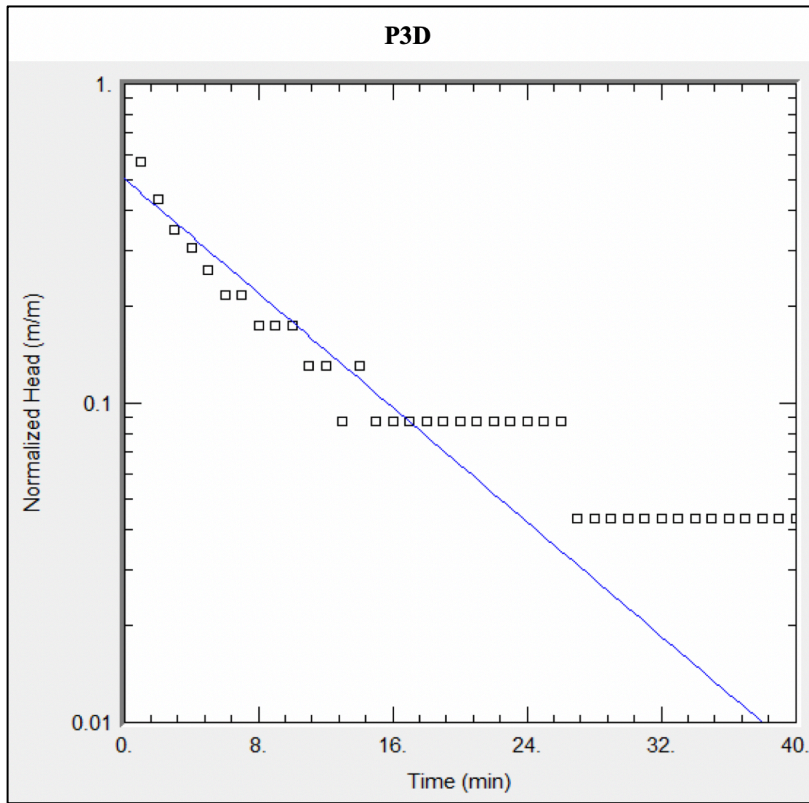
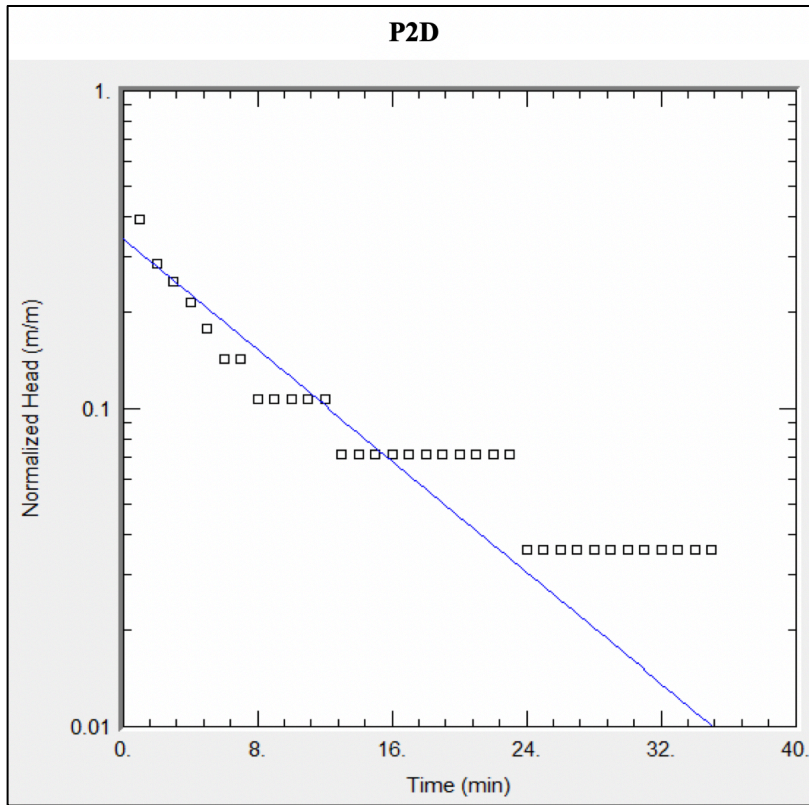


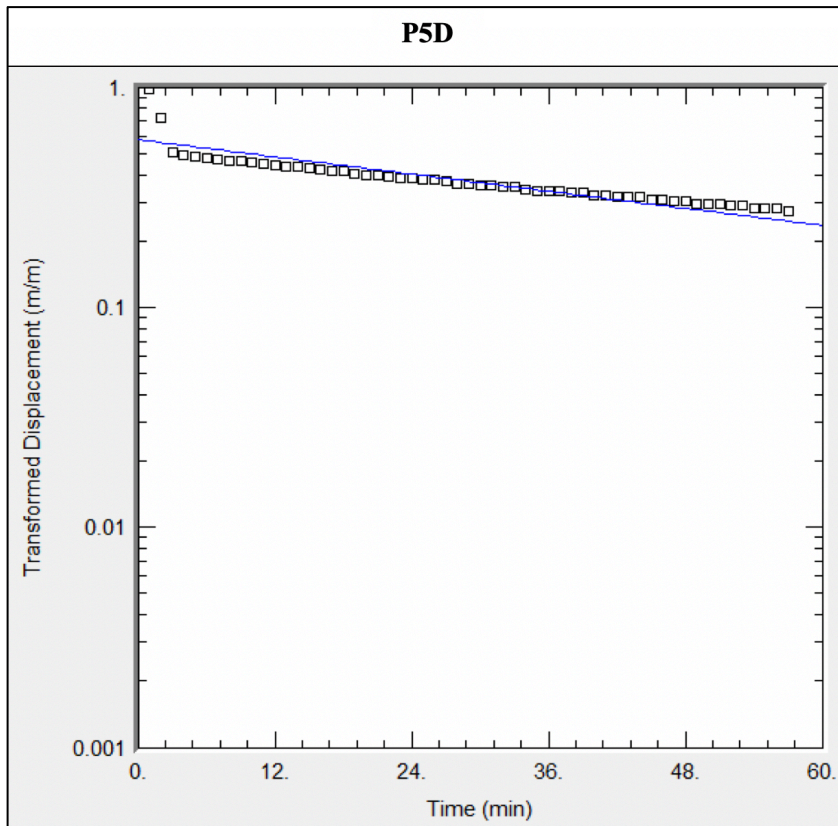
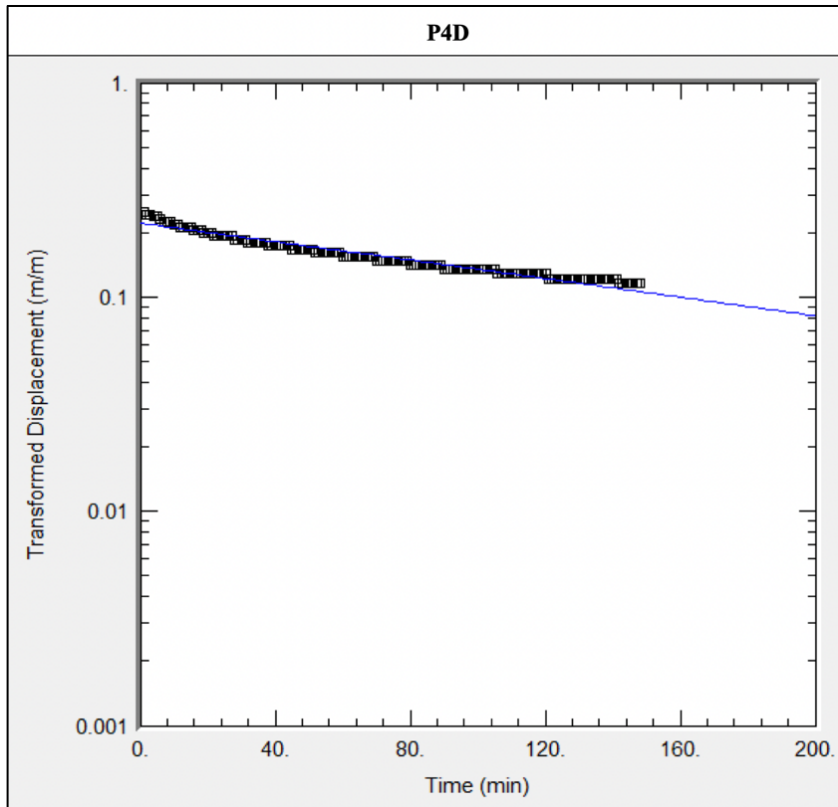


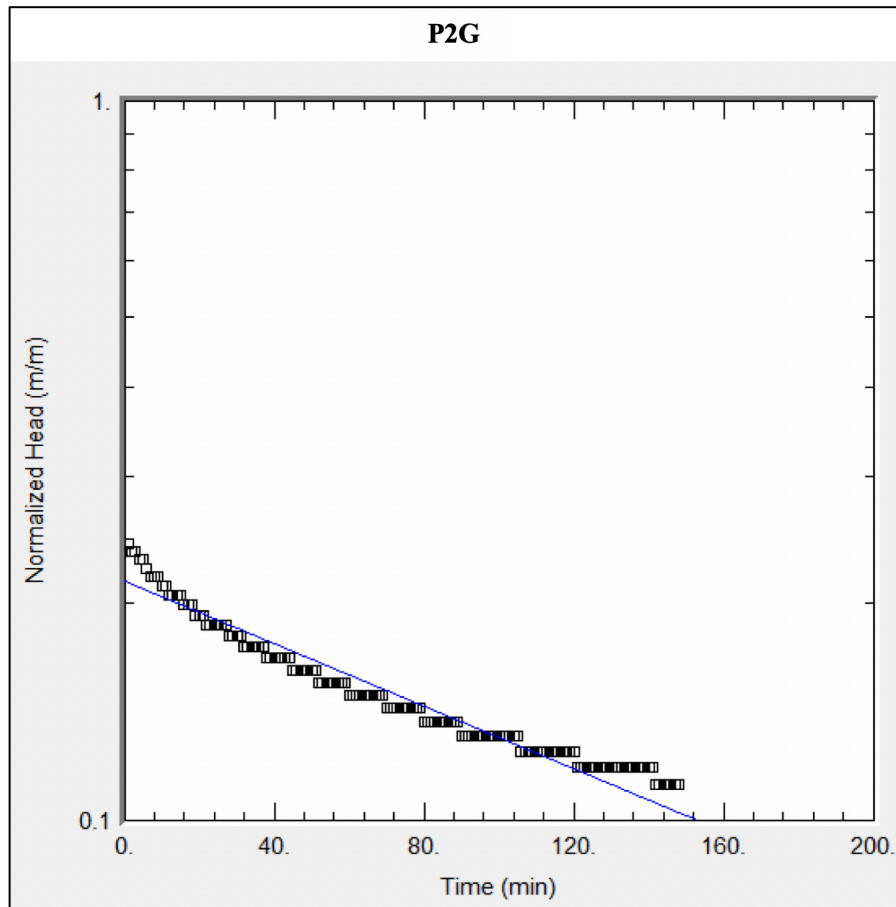


Annexe 6 : Courbes d'interprétation des chocs hydrauliques à l'aide d'AQTEsolv.

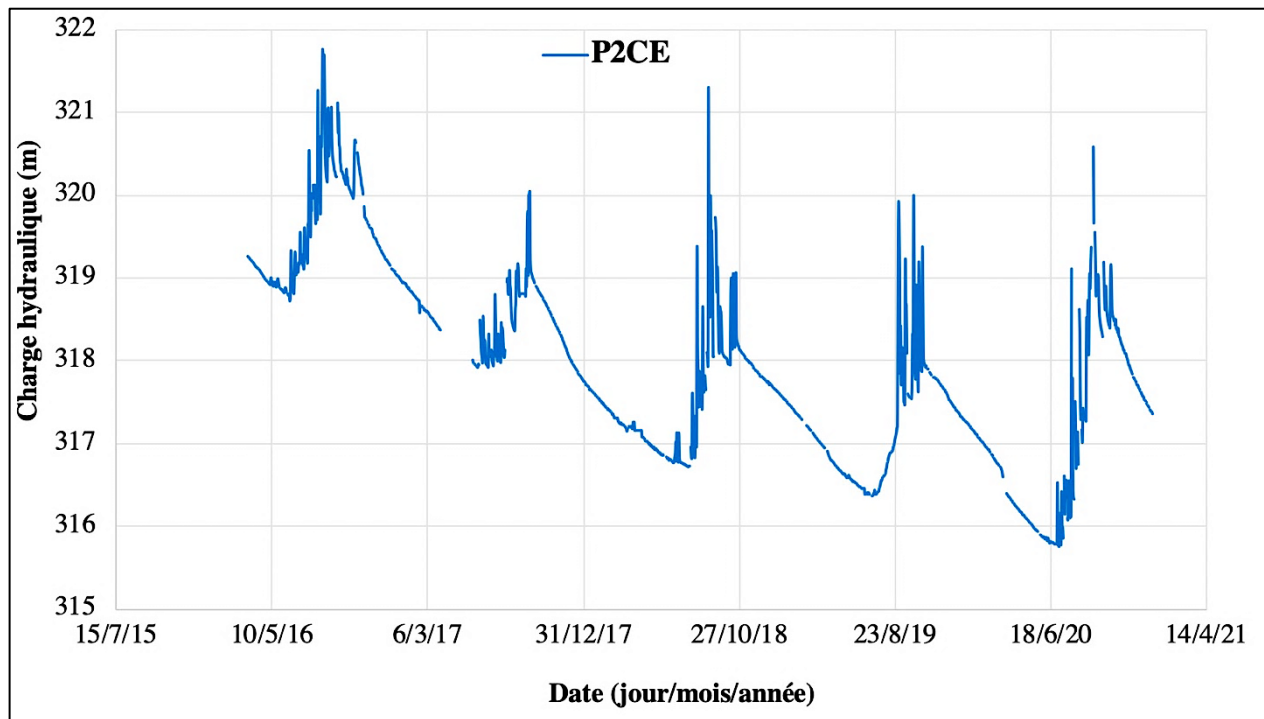
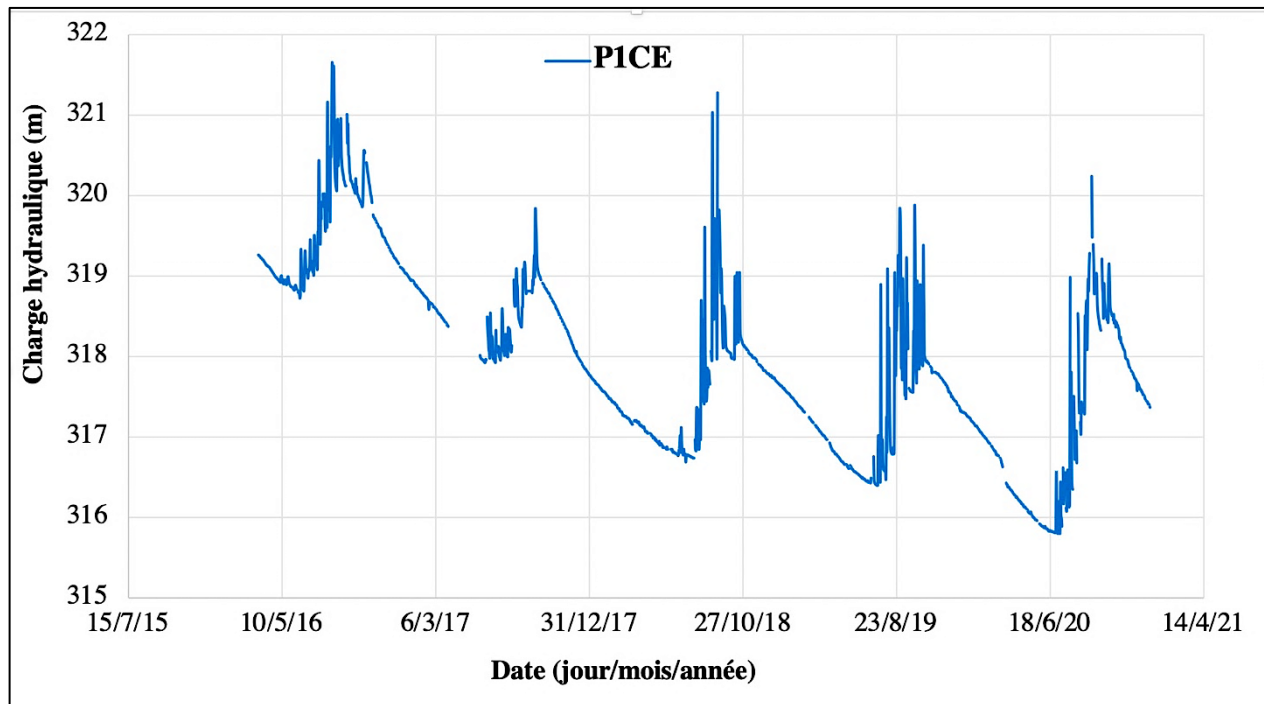




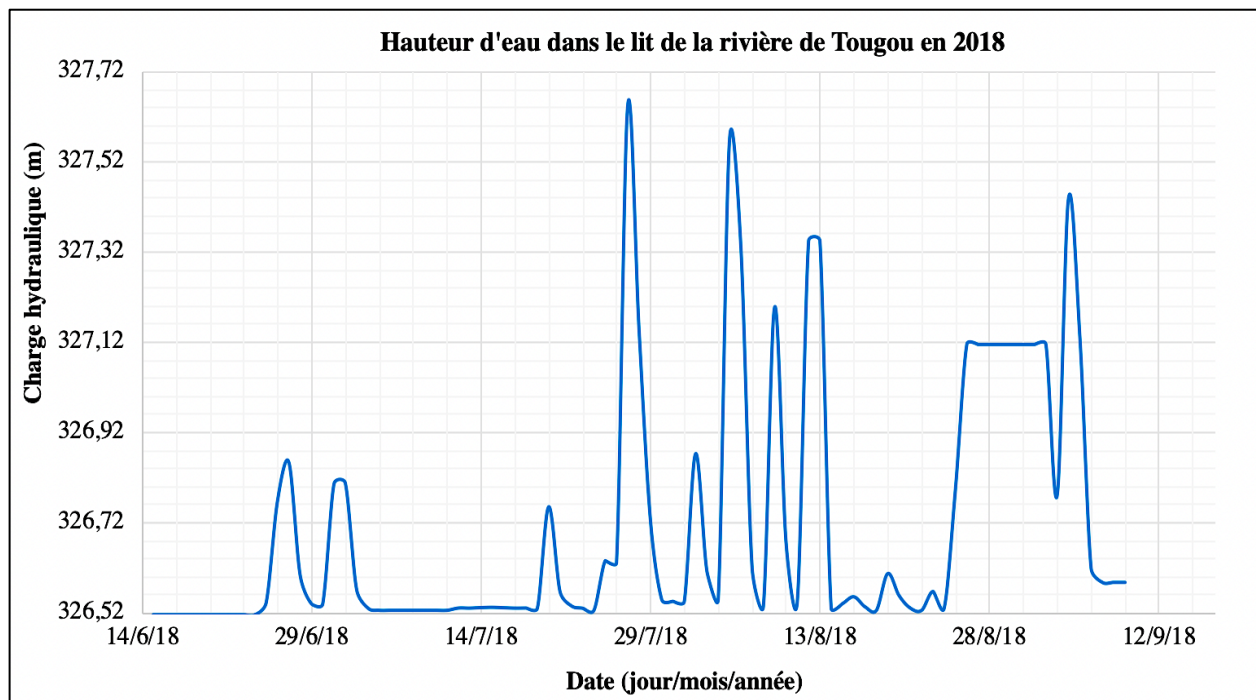
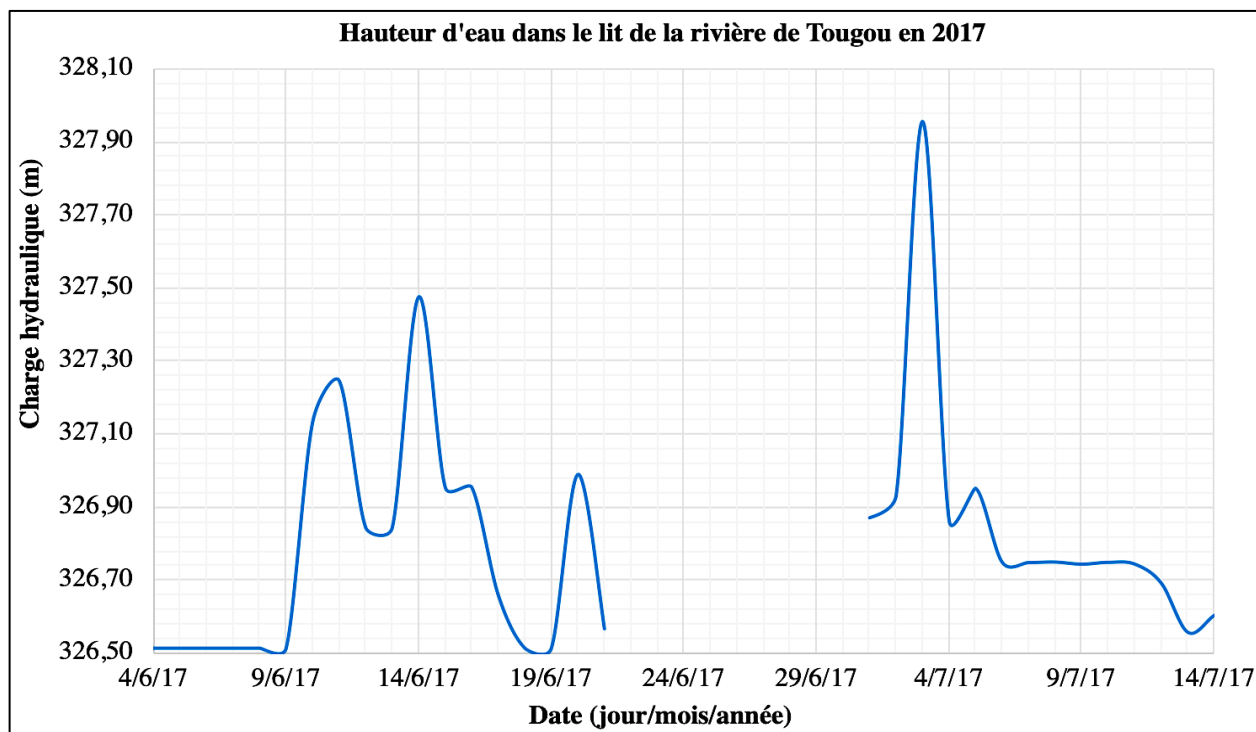




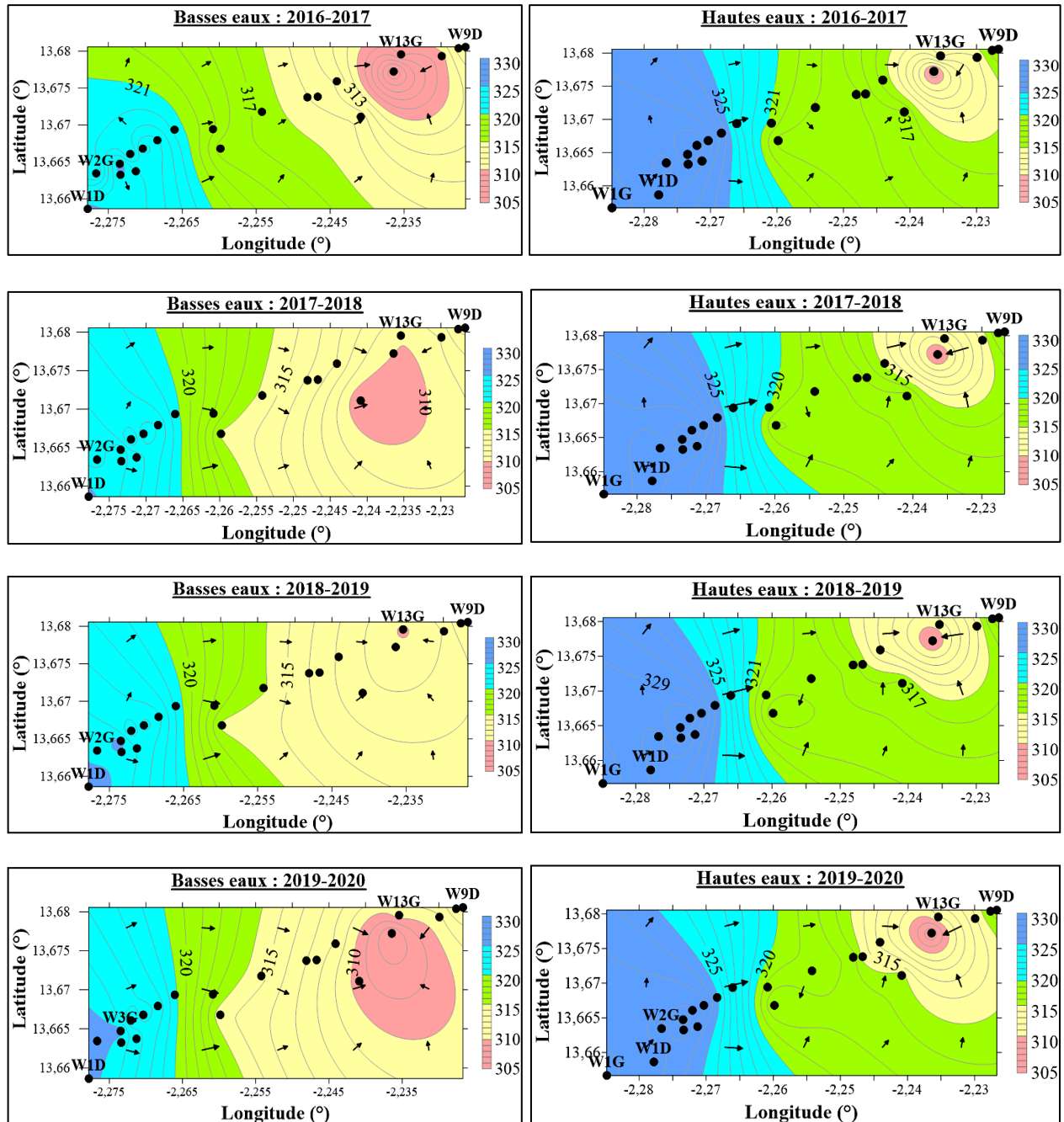
Annexe 7 : Fluctuations des niveaux piézométriques (de 2016 à 2020) dans les piézomètres P1CE et P2CE installés dans le lit de la rivière et représentant l'aquifère de la saprolite.



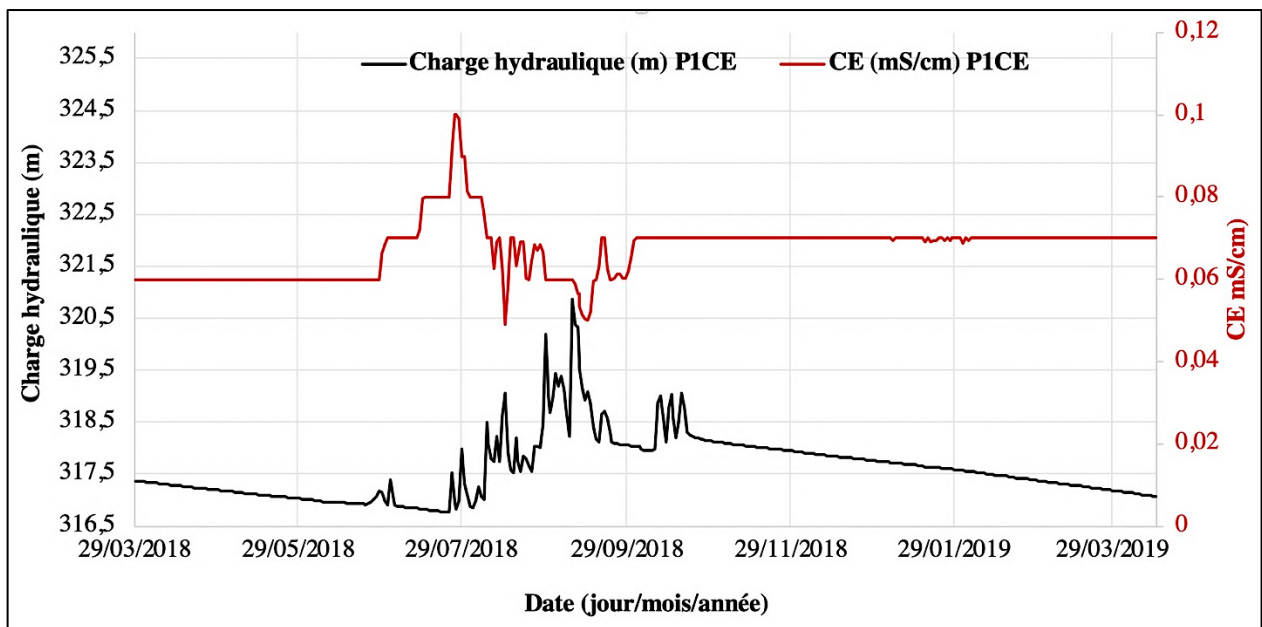
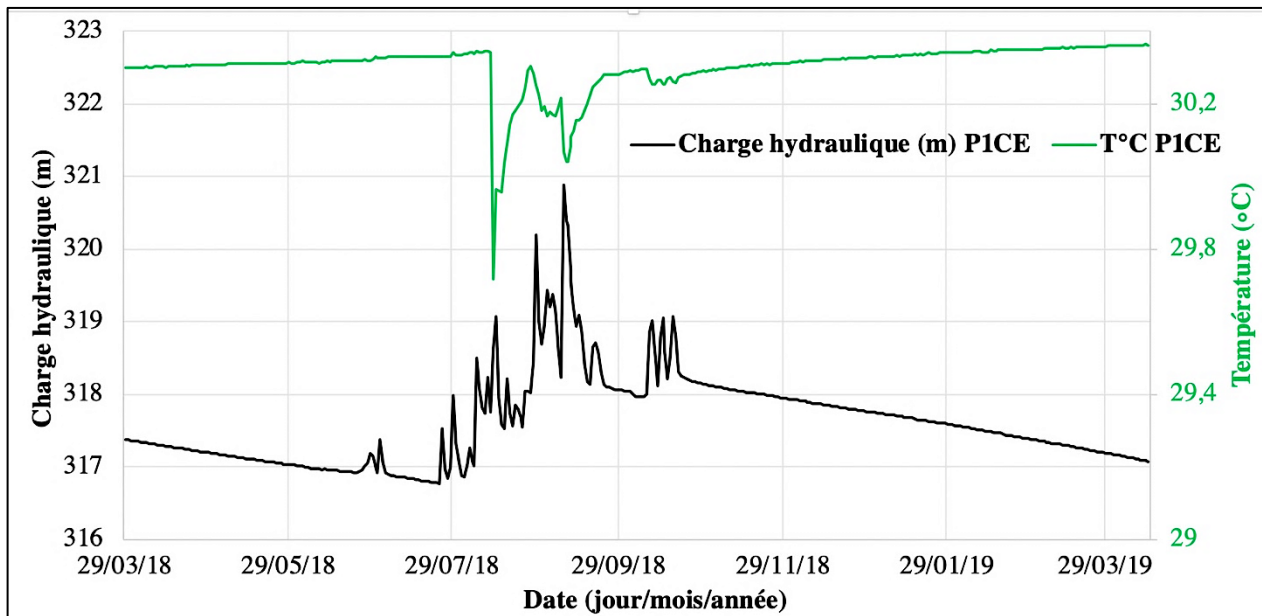
Annexe 8 : Variations des hauteurs d'eau dans la rivière pour une partie de la saison humide en 2017 et la saison humide en 2018.



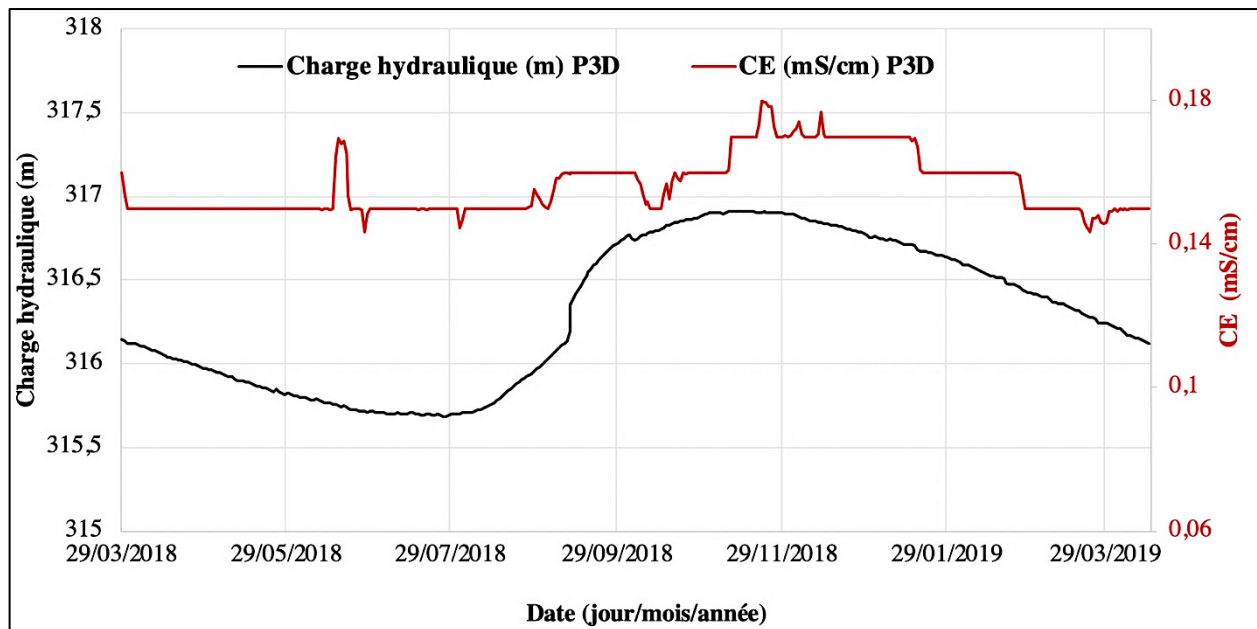
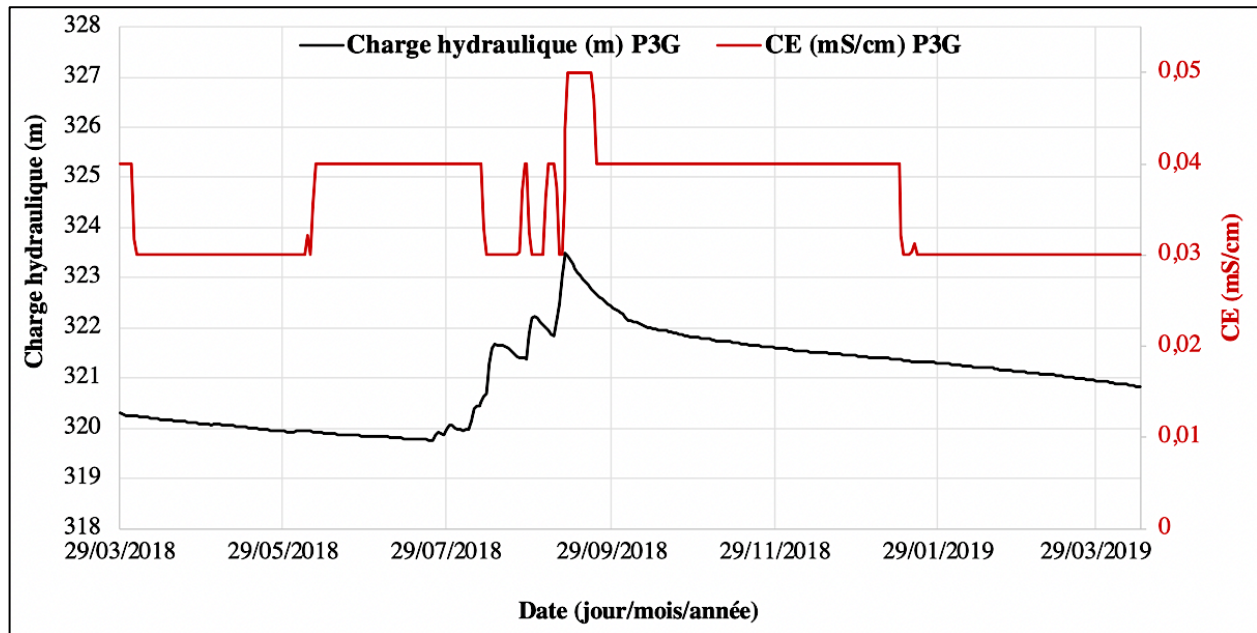
Annexe 9 : Cartes piézométriques durant les périodes de basses et hautes eaux de 2016 à 2020.



Annexe 10 : Variations de la charge hydraulique de la température T, de la conductivité électrique CE des eaux souterraines en P1CE (29 mars 2018 - 15 avril 2019).



Annexe 11 : Variations de la charge hydraulique et de la conductivité électrique des eaux souterraines CE en P3G et P3D à partir du 29 mars 2018 jusqu'au 15 avril 2019.



Annexe 12 : Article



Groundwater recharge pathways to a weathered-rock aquifer system in a dryland catchment in Burkina Faso

Radegonde Rusagara^{1,2} · Mahamadou Koïta¹ · Valérie Plagnes² · Anne Jost²

Received: 11 October 2021 / Accepted: 7 June 2022

© The Author(s), under exclusive licence to International Association of Hydrogeologists 2022

Abstract

Groundwater recharge rate for weathered rock aquifers in the Sahel of West Africa is sparse due to insufficient knowledge of the recharge pathways. This study was initiated in the Tougou ephemeral river catchment (37 km²) to improve understanding of recharge pathways to a weathered rock aquifer in the dryland of Burkina Faso. It is based on field investigations conducted in 2016–2020 on a piezometric transect and large-diameter wells, perpendicular and longitudinal to the river, respectively. Geophysical measurements, lithologs analysis, permeability tests, groundwater and river level monitoring, and rainfall measurements were undertaken. The results showed a laterally continuous saprolite aquifer (10–22 m thick) overlain by residual soils beneath the river and discontinuous laterite on the banks. Below the river, the saprolite overlays the weathered schist aquifer with an upward or downward hydraulic gradient regardless of the seasons. The saprolite is replenished by focused recharge from the river and diffuse recharge from the rainfall on the banks, according to information from the groundwater hydrographs, groundwater tracing results, and cross-correlation between the groundwater levels and the two potential recharge sources (rainfall and river water). The low hydraulic conductivity, electrical resistivity tomography profiles and lithologs indicate restriction of diffuse and focused recharge through soil matrix infiltration, suggesting there are preferential recharge pathways. For the 2018–2020 period, the water-table fluctuation method provides recharge estimates of 14–51 mm/year on the northern bank, 10–36 mm/year on the southern bank and 148–194 mm/year in the riverbed.

Keywords Arid regions · Weathered rock · Groundwater recharge · Losing ephemeral river · Burkina Faso

Introduction

Over 75% of the population in Sub-Saharan Africa (SSA) rely on groundwater for a drinking-water supply (MacDonald et al. 2012; Gaye and Tindimugaya 2019). According to the 2030 Agenda for Sustainable Development (UN General Assembly 2015), groundwater use for drinking and irrigation is likely to increase in SSA (Pavelic et al. 2012; Gaye and Tindimugaya 2019). In semiarid and arid regions of SSA, the increase in groundwater use might challenge sustainable groundwater management as the groundwater

recharge projections are uncertain. For these regions, the Fifth Assessment Report (AR5) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) projected reduction of groundwater resources due to climate change over the 21st century (Jiménez Cisneros et al. 2014). Recently, the Sixth Assessment Report of IPCC (2021) revealed that the groundwater supplies might not reduce in drylands where more intense rainfall is predicted. By identifying the groundwater recharge pathways and analyzing the long-term trends of groundwater levels in SSA, Cuthbert et al. (2019) also questioned the AR5 projection on the groundwater supplies in semiarid and arid regions of SSA. Indeed, as suggested by different authors (Owor et al. 2009; Taylor et al. 2013; Jasechko and Taylor 2015), Cuthbert et al. (2019) showed that the intensification of rainfall in these regions would favor runoff and would replenish aquifers through streams and ponds, considered as the primary recharge sources. Consistent with several publications (Wang et al. 2010; Xu and Beekman 2019; Xu et al. 2019; Moeck et al. 2020), this highlights the importance of including aquifer replenishment

✉ Radegonde Rusagara
radysagara@yahoo.fr

¹ Laboratoire de l'Eau, HydroSystèmes et Agriculture, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Rue de la science, 01 BP 594, Ouagadougou, Burkina Faso

² Sorbonne Université, CNRS, EPHE, Metis, 75005 Paris, France

pathways when estimating groundwater recharge in semiarid and arid regions of SSA. Given the land-use changes and the geology variability within drylands of SSA, the groundwater recharge pathways in such areas are understudied compared to similar zones worldwide (Owuor et al. 2016; Moeck et al. 2020). Thus, more local studies are needed to improve the current knowledge of groundwater recharge pathways in the semiarid and arid regions of SSA. Particular attention should be paid to weathered rock aquifers in the rural Sahelian zones of West Africa.

Compared to neighboring sedimentary aquifers, the conceptualization of the recharge pathways at local and regional scales in the weathered rock aquifer of the Sahel is more challenging as these aquifers are discontinuous and heterogeneous. From recent results, a typical weathering profile of weathered rock aquifer in the Sahel and other tropical regions is composed of the fissured or fractured horizon overlain by a clayey saprolite layer (Dewandel et al. 2006; Lachassagne et al. 2014, 2021; Soro 2017). The saprolite is often overlain by a laterite layer with variable hydraulic conductivity ranging from 10^{-7} to 4×10^{-3} m/s (Bonsor et al. 2014). When saturated in groundwater, the saprolite and fissured/fractured layers constitute a composite aquifer, but each horizon has its specific hydrodynamic properties. Depending on the lithology of the parent rock, the effective porosity of the saprolite layer can equal 0.006 in some regions while it might reach 0.3 in others (Dewandel et al. 2012, 2017; Koïta et al. 2017). Also, the storage coefficient of the fissured/fractured horizon varies from one region to another and the ranges of 0.003–0.027 were found by Dewandel et al. (2012, 2017) in India. The same studies indicate that the fissured/fractured horizon displays high hydraulic conductivities K compared with saprolite. The K of the fissured/fractured horizon can be as high as 10^{-4} m/s, while the saprolite displays maximum K values of 10^{-6} m/s. Thus, the most efficient way to understand current groundwater recharge pathways in such areas primarily lies in a better hydrogeological characterization.

Besides the complex hydrogeology of weathered rock aquifer, the Sahelian areas in West Africa have undergone, during these last decades, significant land use and climate changes that paradoxically affected the surface hydrology of the river basins (Mahe et al. 2005, 2013; Descroix et al. 2013; Dardel et al. 2014). By synthesizing recent advances on this topic, Descroix et al. (2018) identified a three or four-fold increase in observed current discharge and runoff coefficients across Sahelian regions compared to those observed during the 1951–1967 wet period. Different authors demonstrated that the reduction of the natural vegetation cover due to agriculture and deforestation coupled with the prolonged drought period (years 1968–1990) strongly altered the water holding capacity of the soils, causing soil crusting (Casenave and Valentin 1992; Ndiaye et al. 2005). This slows down the

infiltration and favors runoff and erosion (Mounirou et al. 2012, 2020). The occurrence of more intense rainfall events in the Sahel since the mid-1990s reinforces the situation and contributes to an increase in runoff even in the areas where the natural vegetation is recovering due to the recovery of rainfall amount (Descroix et al. 2012; Amogu et al. 2015). In some endorheic basins of Mali and Niger, the increase in runoff developed new ponds (Leblanc et al. 2008; Gardelle et al. 2010) considered currently as groundwater recharge zones (Leduc et al. 1997; Jacks and Traoré 2014; Massuel et al. 2014; Abdou Babaye et al. 2019).

Though the increase in runoff is a prominent process likely to occur in the Sahel, the expansion of cultivation areas due to population growth in Sahel (Taylor et al. 2002) can enhance diffuse recharge from the rainfall infiltration as identified in Western Niger (Ibrahim et al. 2014). As well, the re-greening observed since the mid-1990s and the development of woody plants due to human practices (Zida et al. 2019) might create soil macropores and enhance in some measure the infiltration of rainfall (Bromley et al. 1997). Thus, both diffuse recharge due to the infiltration of rainfall and focused recharge from rivers and ponds currently occur in the Sahel (Leduc et al. 1997; Lapworth et al. 2013; Ibrahim et al. 2014; Abdou Babaye et al. 2019). With a focus on weathered rock aquifers, Abdou Babaye et al. (2019) indicated that groundwater recharge in Dargol River Basin, Niger, is done through diffuse recharge and focused recharge from surface-water infiltration. According to the authors, the focused recharge from the surface-water bodies involves a rapid infiltration through the deep major fractures superimposed on the surface drainage networks. The same observation had been made earlier by Girard et al. (1997) in the Kori River Basin, closer to the Dargol River Basin. Nevertheless, Diop and Tijani (2008) showed that not all fractures are connected to major fractures or surface drainage networks. In that case, the diffuse recharge through the saprolite aquifer to the underlying isolated fractures is prevalent. Abdou Babaye et al. (2019) found out that this recharge pathway is slow in the Dargol River basin, which differs from the findings of Lapworth et al. (2013), who revealed that diffuse recharge through a saprolite aquifer could also be rapid and significant in Mali and Nigeria.

Though focused recharge from the rivers is revealed in the Sahel, evaluation of the hydraulic connectivity between the riverbed and aquifer beneath is still lacking, especially for ephemeral rivers. Meanwhile, in other drylands such as semiarid Tanzania and Australia, recent details on the hydraulic connectivity between the ephemeral river and the aquifers below exist in the literature (Batlle-Aguilar and Cook 2012; Batlle-Aguilar et al. 2015; Cuthbert et al. 2016; Zarate et al. 2021; Seddon et al. 2021). It is, however, worth noting that there is a widespread assumption of focused recharge occurrence

with a hydraulic disconnection between the surface water and the groundwater in ephemeral streams and this might be misleading with respect to groundwater management (Quichimbo et al. 2020). Indeed, bi-directional feedback between the groundwater and ephemeral streams may occur, especially across regions where the water table is within 10 m of the surface (Fan et al. 2013). Given the differences in recharge conceptual models of weathered rock aquifers in the Sahel and their inadequacy in assessing the hydraulic connection between the river and the groundwater, the present study was initiated in the Sahelian zone of Burkina Faso. Though the country relies (80%) on weathered rock aquifers (Machard de Gramont et al. 2017), the current recharge pathways of these aquifers are poorly known, especially in pure Sahelian areas. The general purpose of this study is to improve the current knowledge of groundwater recharge pathways to weathered rock aquifers with emphasis on an ephemeral river catchment in a dryland of Burkina Faso, West Africa. The study zone is a temporary river catchment named Tougou. The specific goals were to:

1. Propose a hydrogeological conceptual model of the Tougou aquifers
2. Define the hydraulic connection between the riverbed and the aquifers beneath
3. Characterize the recharge/discharge pathways and estimate recharge rates within the shallowest aquifer

Materials and methods

Presentation of Tougou catchment

Location, climate, pedology, land use, and land cover changes

The Tougou catchment (surface area of 37 km²) is part of the Yatenga Province, in northern Burkina Faso (Fig. 1b), West Africa (Fig. 1a). The climate is Sahelian, with annual unimodal rainfall, from June to October (Mounirou et al. 2012; Zouré et al. 2019). The mean annual precipitation (P) from 1995 to 2015 was 673 mm (Bambara et al. 2019), and

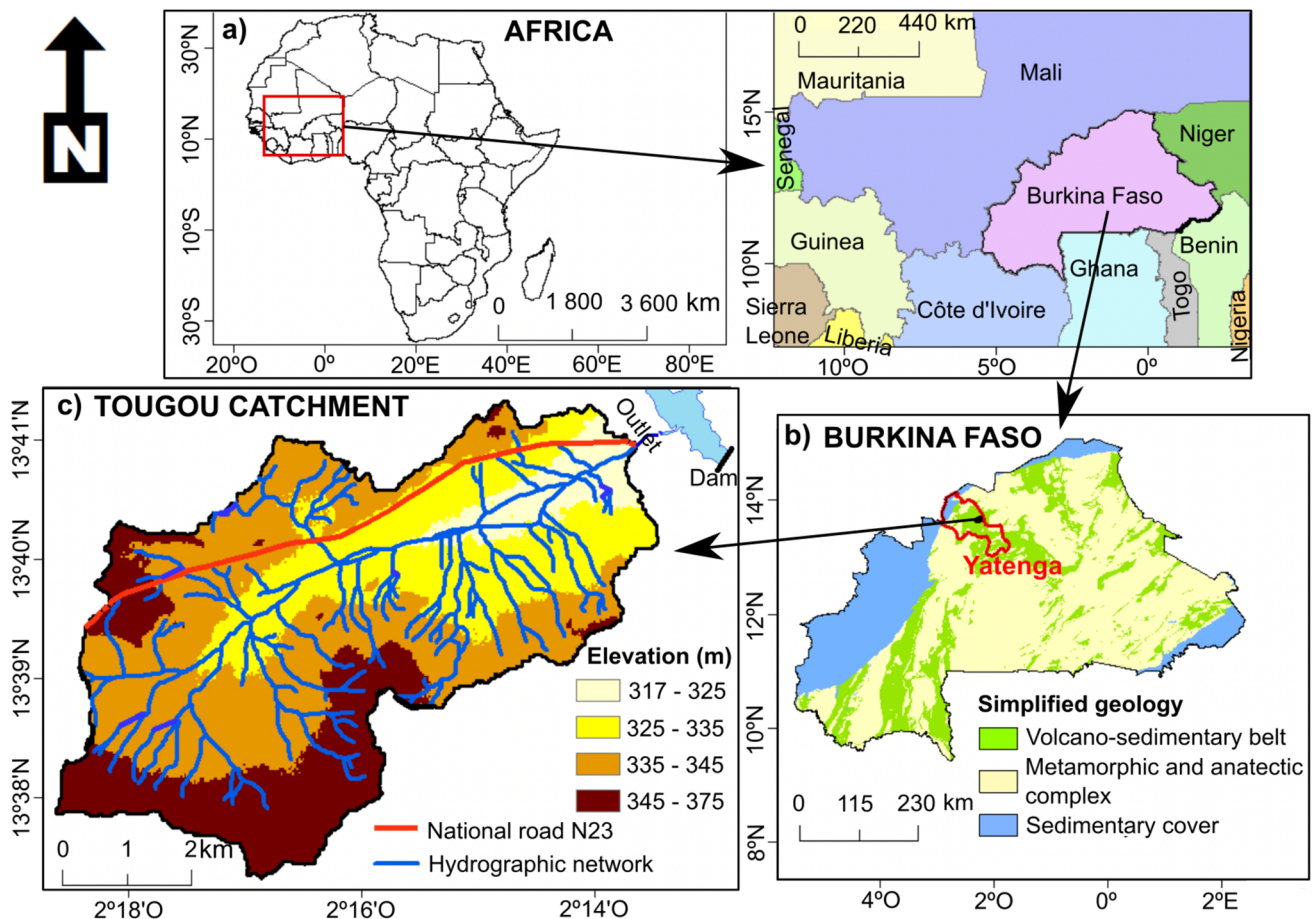


Fig. 1 a Location of Burkina Faso in West Africa and neighboring countries. b Simplified geology of Burkina Faso and location of Tougou catchment within Yatenga province in Burkina Faso. c Tougou dam, topography and hydrographic network of Tougou catchment

the daily air temperature varies between 17 and 40 °C (Koïta et al. 2017). With a mean annual potential evapotranspiration (PET) of 2,071 mm from 1992 to 2015 (Bambara et al. 2019), Tougou belongs to the semiarid regions ($0.2 < P/PET < 0.5$), where $P/PET=0.32$ (UNESCO 1979). From 2010 to 2015, the actual evapotranspiration ranged between 323 and 403 mm/year (Koïta et al. 2017). The hydrographic network of Tougou is composed of brooks and gullies that channel water into the 8.5-km-long ephemeral main river (Fig. 1c) (Koïta et al. 2017; Mounirou et al. 2020). This river flows towards the dam constructed downstream of the Tougou catchment in 1962 (Fig. 1c). A low-lying relief characterizes the landscape of Tougou with the highest point at 372 m and the lowest at 317 m (Fig. 1c). The Tougou soils are raw minerals, hydro-morphic, and poorly evolved soils (Mounirou et al. 2020). In 1952, these soils were covered at 51, 46, and 3%, respectively, by cultivation areas, natural vegetation, and bare/degraded soils (Yonaba et al. 2021). In 2017, they were covered at 63.9, 2.5, and 33.6%, respectively, by the cultivation areas, natural vegetation, and bare/degraded zones; thus, the land-use changes observed in the Tougou catchment are similar to that noticed in other Sahelian zones.

Geology and groundwater recharge rates of the Tougou catchment aquifers

The Tougou catchment lies in the Birimian volcano-sedimentary greenstone belt (Fig. 1b) composed of basic metavolcanic rocks and schists (Fig. 2a; Gamsonré and Castaing 2003). In the northeast, the intrusive dykes and two outcrops

(amphibolite and metalaves) invade the basic metavolcanic rocks (IWACO, unpublished national study, 1990). The tritium, water balance, and chloride methods indicated recharge rates varying between 25 and 38 mm for the year 1988–1989 (IWACO, unpublished national study, 1990). With the specific yield ranging from 0.006 to 0.009, the water-table fluctuation method recently provided recharge values ranging from 37 to 50 mm/year over the 2010–2015 period (Koïta et al. 2017). Except for the water balance method, the recharge rates from both Koïta et al. (2017) and IWACO (1990) have been estimated on the northern bank, close to the outlet of the Tougou catchment.

Description of the experimental site

This study relied on data collected on the piezometer transect perpendicular to the river (Fig. 2a). This transect was installed in 2016, in the mid-course (3,915 m from the outlet) of the river, excluding the steep slopes and highly degraded soils in the upper course and flatter landscape in the lower course. The transect counts ten shallow (25 m) and one deep (60 m) piezometers. The deep (FCE) and two shallow piezometers (P1CE and P2CE) were nested in the riverbed (Fig. 2c). Each shallow piezometer and FCE installed in the riverbed were protected by a lockable steel casing extending above flood level (+2m) and secured by concrete on the base. This was to prevent direct water intrusion from the Tougou River into the piezometers. Three and five piezometers have been installed on the northern and southern banks, respectively (Fig. 2b). Two piezometers

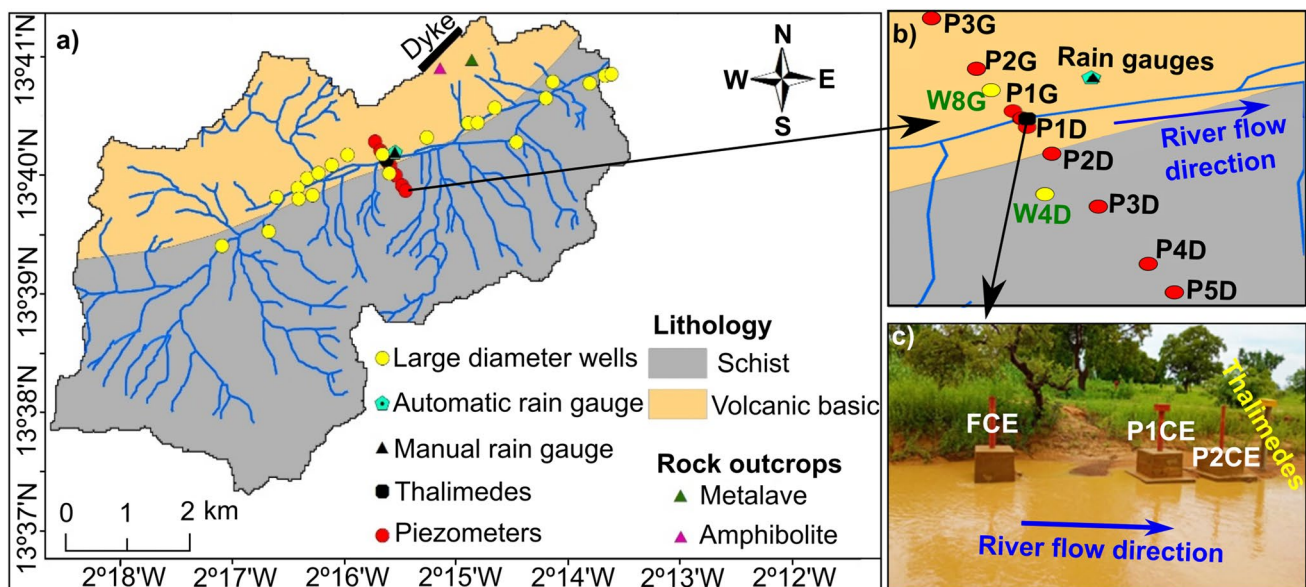


Fig. 2 a Geology of Tougou and location of the piezometric transect, large-diameter wells, rainfall gauges and Thalimedes data logger within the Tougou catchment. b Top view of the piezometric transect, rain gauges and nearby large-diameter wells (W8G and W4D). c Zoom on the piezometers and the Thalimedes data logger set up in the Tougou River channel

sect, rain gauges and nearby large-diameter wells (W8G and W4D). c Zoom on the piezometers and the Thalimedes data logger set up in the Tougou River channel

nested on each bank (P3G, P1G and P1D, P3D) and in the riverbed (FCE and P1CE) each carry an ecoLog 800 data logger. A Thalimedes data logger measuring the river water levels was installed (in 2017) near the piezometers nested in the riverbed (Fig. 2c). The manual and automatic rain gauges (installed in other research projects) near the piezometric transect were used for rainfall data collection. Twenty-two large-diameter wells were considered for groundwater level measurements (Fig. 2a). These wells were manually drilled and assumed to represent the shallow saprolite aquifer mainly. The characteristics of the piezometers and large-diameter wells are summarized respectively in Tables 1 and 2. The given distances from the piezometers/large-diameter wells to the outlet and from the large-diameter wells to the river were estimated using the ArcGIS tool. The latter gave the distances with decimal places. In Tables 1 and 2, the distances are expressed as whole numbers.

Data collection

The study goals were achieved through field investigations supplemented by data analysis. The combined methods approach was adopted based on the methods described in several publications (Kalbus et al. 2006; Shanafield and Cook 2014; Shanafield et al. 2020). The approach includes geophysical methods, analysis of drilling logs, and permeability tests on the soil's surface and the subsurface. Groundwater levels and river water levels were measured to evaluate the groundwater flow, paramount for identifying the vertical exchanges beneath the riverbed, transverse flow perpendicular to the river, and the longitudinal flow parallel to the river.

Table 2 Characteristics of shallow large-diameter wells and their distance to the riverbed and the outlet

Location	Well	Surface elevation (m)	Distance from the riverbed (m)	Distance to the outlet (m)
Northern bank	W1G	335.01	20	6,853
	W2G	330.24	30	5,748
	W3G	331.55	15	5,374
	W4G	331.79	90	5,179
	W5G	332.26	113	4,979
	W6G	332.13	98	4,735
	W7G	332.44	160	4,446
	W8G	330.22	87	3,915
	W9G	326.71	201	3,154
	W10G	325.28	285	2,456
	W11G	324.53	341	2,314
	W12G	325.56	290	1,967
	W13G	322.15	500	946
Southern bank	W1D	335.13	180	6,074
	W2D	332.55	130	5,427
	W3D	333.21	161	5,199
	W4D	330.01	207	3,931
	W5D	326.6	550	1,936
	W6D	321.81	12	1,152
	W7D	320.96	141	449
	W8D	321.15	13	258
	W9D	320.45	35	174

Table 1 Characteristics of monitored piezometers with the corresponding surface elevations, land cover/use type, and distances to the riverbed and the outlet

Location	Piezometer	Surface elevation (m)	Casing diameter (mm)	Depth (m)	Unsaturated zone thickness (m) in March 2016	Tapped aquifer	Distance from the riverbed (m)	Distance to the outlet (m)	Land cover/use type
Northern bank	P3G	332.186	125	29	11.6	Saprolite	330	3,915	Bare
	P2G	330.335	125	25	11.44	Saprolite	160		Cultivated
	P1G	328.154	125	25	9.59	Saprolite + Weathered schist	20		Natural vegetation
Riverbed	P1CE	327.424	125	23.5	9.07	Saprolite	0		-
	P2CE	327.46	63	18	9.05	Saprolite	0		-
	FCE	327.46	125	60	9.46	Weathered schist	0		-
Southern bank	P1D	328.315	125	25.25	10.34	Saprolite	25		Natural vegetation
	P2D	328.736	125	25	11.76	Saprolite	115		Cultivated
	P3D	330.913	125	25	14.1	Saprolite	300		Bare
	P4D	331.182	125	29	14.65	Saprolite	500		Bare
	P5D	331.87	125	25.9	15.41	Saprolite	600		Cultivated

Groundwater tracing, with electrical conductivity and temperature as tracers, has been used to identify the recharge sources in the shallow aquifer. The details of the methods adopted and data collected during this study are summarized in Table 3 and described in the following.

Soil sampling and permeability tests

The texture and hydraulic conductivity of the soils influence the groundwater recharge in the streambed or on the banks (Ransley et al. 2007; Shanafield and Cook 2014; Naganna et al. 2017). During the dry season (February 2020), soil samples were collected for soil texture determination, and permeability tests were performed at the surface around the piezometers. For the permeability tests, a double ring infiltrometer (Müntz method) and mini-disk infiltrometer (Decagon Devices, Inc.) were used to estimate the soils' saturated and unsaturated hydraulic conductivities. The mini-disk infiltrometer is a tension infiltrometer and provides the unsaturated hydraulic conductivity of the soils (Kargas 2017; Naik et al. 2019). The infiltration tests with the mini-disk were performed as described in the user manual of Decagon Devices (2016), with a suction of -0.02 m. A double (open-ended inner and outer rings) ring infiltrometer was used to determine the field saturated hydraulic conductivity of the surface soils, under a constant head of

water (Boivin 1990). The permeability tests, as well as the soils sampling, were performed in a square of $4\text{ m} \times 4\text{ m}$ around the piezometer. With the double-ring infiltrometer, a set of three permeability tests per piezometer was done in the river, at 330 m on the northern bank and 300 m, 600 m on the southern bank (Table 4). Therefore, 12 permeability tests were performed with the double ring infiltrometer along the piezometric transect. With the mini-disk infiltrometer, four to twelve permeability tests were performed around each piezometer (Table 4). In total, 89 permeability tests were done with a minidisk infiltrometer along the piezometric transect.

Geophysical investigation using ERT and drilling

An electrical resistivity tomography (ERT) profile was carried out perpendicularly to the river, before implementing the piezometric transect (Fig. 2a). The ERT method helps to get a good assessment of the lithology in two dimensions (2D), subsequently interpreted and incorporated into a 2D geo-electrical model. The same method has been recently used to assess the role of superficial geology in the recharge of a weathered crystalline basement in dryland Tanzania (Zarate et al. 2021). During the present project, the electrode configurations adopted were the Wenner alpha and the Wenner beta. Measurements were taken using the Syscal R1+ for

Table 3 Summary table of data collected on the piezometric transect and large-diameter wells for recharge pathways characterization

Aspects	Studied parameter	Investigation	Materials	Measurement frequency
Hydro-climate	Daily rainfall (mm)	Already existing data	Rain gauges closer to the site	1 h
	Daily hydraulic head in the river (m)	Continuous river water level measurements	Thalimedes data logger	5 min
	Daily air temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Already existing data	Closest meteorological station: Ouahigouya	1 day
Surface soils	Soil texture	Granulometry analysis	Auger, oven, sieve, densimeter	Once during the dry season (February 2020)
	Unsaturated hydraulic conductivity (m/s)	Permeability tests	Mini-disk infiltrometer	
	Saturated hydraulic conductivity (m/s)		Double ring infiltrometer of Müntz	
Sub-surface soils	Electrical resistivity (Ohm meter)	Geophysical investigation (ERT)	Syscal R1+	Once in 2015
	Lithologs variation	Borehole drillings	Hammer	Once in 2016
	Hydraulic conductivity (m/s) and transmissivity (m^2/s)	Pumping and slug tests	Motor pump and bailer	Once in 2016 for pumping tests and 2020 for slug tests
Groundwater	Daily hydraulic head (m)	Continuous monitoring of piezometric levels (m)	6 Automatic data loggers (installed in wells) 1 Manual data logger	1 h Every day for piezometers and once/2 days for the large-diameter wells
	Daily groundwater electrical conductivity (mS/cm) and temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Continuous measurement of electrical conductivity (mS/cm) and temperature ($^{\circ}\text{C}$)	6 Automatic data loggers (accuracy: ± 0.01 mS/cm, ± 0.1 $^{\circ}\text{C}$, $\pm 0.05\%$ full scale)	1 h

Table 4 Soil grain size (three fractions), soil texture from soil water characteristics (SWC) and mean values of soil hydraulic conductivity (K)

Piezometer	Clay %	Silt %	Sand %	Texture (SWC's soil triangle)	Mini disk infiltrometer		Double ring infiltrometer	
					Number of tests	Median values of unsaturated K (m/s)	No. of tests	Values range of saturated vertical K (m/s)
P3G	20	17	63	Sandy silt	12	6.7×10^{-6}	3	$7.2 \times 10^{-6} - 1.4 \times 10^{-5}$
P2G	28	18	54	Sandy-clay silt	12	1.1×10^{-5}	-	-
P1G	31	17	52	Sandy-clay silt	5	1.0×10^{-5}	-	-
FCE, P1CE, P2CE	53	16	31	Clay	4	1.6×10^{-6}	3	$3.9 \times 10^{-7} - 3.9 \times 10^{-6}$
P1D	16	28	56	Sandy silt	8	6.3×10^{-6}	-	-
P2D	10	12	78	Silt sand	12	2.1×10^{-5}	-	-
P3D	32	15	53	Sandy-clay silt	12	7.5×10^{-6}	3	$1.1 \times 10^{-5} - 1.4 \times 10^{-5}$
P4D	27	15	58	Sandy-clay silt	12	2.7×10^{-6}	-	-
P5D	17	23	60	Sandy silt	12	1.1×10^{-5}	3	$2.2 \times 10^{-5} - 3.6 \times 10^{-5}$

72 electrodes with a spacing of 5 m. The profile measures 1,255 m in length, along which piezometers and borehole were drilled and used to validate the 2D ERT model.

Pumping tests and slug tests

The magnitude of hydraulic head change in a piezometer is a balance between the cumulative recharge and the rate at which the water can drain laterally and vertically, depending on the aquifer's hydraulic properties (Shanafield et al. 2012). Short-term pumping tests (pumping rates range of 0.6–3.8 m³/h) were performed to assess the hydraulic conductivities of the aquifers tapped by five piezometers (FCE, P1CE, P1D, P1G, and P2D). The drawdowns were measured for about 240 min while the recoveries generally lasted for 60 min. Observations have been done only in the pumping well. Because of the low hydraulic conductivity of the clayey saprolite aquifer, slug tests that consisted of removing a quantity of water from the piezometer (Maliva 2016) were carried out in all piezometers. The groundwater level variations were measured and collected by a data logger.

River water levels, rainfall, and air temperature monitoring

Daily rainfall covering the study period 2016–2020 was collected from the rain gauges closest to the piezometric transect (Fig. 2b). The river water level measurements were collected every five minutes using a Thalimedes data logger. This data logger worked correctly only during the 2017 wet season (from 1 June to 14 July) and the 2018 wet season (from 15 June to 9 September), due to damage to the data logger units. The maximum, minimum, and mean daily air temperatures (in degrees Celsius) were derived from the nearest meteorological station of Ouahigouya. The year 2018 was considered and corresponds to the time when the data loggers in the piezometers had correctly measured the groundwater electrical conductivity and temperature. For the

analysis, the mean air temperature was used on the monthly scale; for more details about the variations of daily air temperature, see Fig. S5 in the electronic supplementary material (ESM).

Groundwater monitoring: groundwater levels, electrical conductivity, and temperature

Groundwater monitoring concerns the continuous manual measurements of the static water levels in large-diameter wells (once every 2 days) and piezometers of the transect (every day) since 2016. The measurements were made at 6AM before well users collected water. The manually collected data for the piezometric levels used are from 26 March 2016 to 31 December 2020. Also, groundwater monitoring concerns the automatic measurement of groundwater levels, groundwater electrical conductivity (EC), and the temperature (T) of groundwater in the piezometers equipped with data loggers. The automatic sensors' accuracy is ± 0.1 °C for the temperature, ± 0.01 mS/cm for the electrical conductivity, and $\pm 0.05\%$ full scale for the water-table elevation. The time scale measurement was set to 1 h, and the daily parameters were obtained by calculating the mean over the whole day. The automatic sensors collected data correctly from 29 March 2018 to 15 April 2019 for P1CE, P3G, and P3D, which were used for the analysis. Besides the air temperature, the variations of groundwater EC and T have been interpreted in conjunction with the average values of the electrical conductivity (0.055 mS/cm) and the temperature (27 °C) of the Tougou River from a previous study (Maïga-Yaleu et al. 2016).

Data analysis: rainfall, water levels, and hydraulic head

Analysis of the rainfall pattern during the study period (2016–2020) has been done in order to understand the

relationship between the rainfall and the groundwater level and, to determine whether the rainfall regime in the Tougou catchment has a similar pattern to other Sahelian zones. The start and the end of the rainy season, as well as a wet day during the rainy season, were defined based on a hydrologic method (runoff triggering threshold) used for the Sahelian region in West Africa (Ibrahim et al. 2012; Froidurot and Diedhiou 2017). The rainy season begins with the first rainfall higher than 5 mm/day and it ends with the last rainfall higher than 5 mm/day. During the rainy season, a day was defined as wet if there was rainfall of $R \geq 1$ mm/day. Also, a statistical analysis of the rainfall regime was carried out from March 2016 to December 2020 with RCLimDex, a package of RStudio software (Zhang and Yang 2004). For each year, RCLimDex was used to identify the maximum number of consecutive rainy days, the longest dryness pocket, and the number of extreme rainy events. For the maximum number of consecutive rainy days, RCLimDex counts the largest number of consecutive days where $R \geq 1$ mm/day. The longest drought spell corresponds to the largest number of consecutive days where $R < 1$ mm/day. On the basis of other studies in drylands (Gong et al. 2004; Diatta et al. 2020), the rainfall thresholds of $R \geq 10$, 20, and 50 mm/day were considered to determine the number of heavy, very heavy, and extreme rainfall events. Besides the analysis of the rainfall patterns, the response of the aquifers to two input signals (rainfall and river water levels) was determined through the cross-correlation function (CCF) incorporated in RStudio software. The CCF enabled assessment of the recharge frequency on the short-time scale (Xu and Beekman 2019) and identification of the input signal that most influences the water-table fluctuations. The 2018 wet period was considered, as the Thalimedes data logger operated longer (87 days) compared to the 2017 wet season (44 days). The cross-correlation was considered significant when greater than $0.21 = 2/\sqrt{N}$, where N is the number of observations (87 days) (Lee et al. 2006).

Groundwater recharge rates estimation

The annual recharge rates for the saprolite aquifer were estimated using the water table fluctuation (WTF) method, already applied in a wide variety of climatic and geological conditions (Obuobie et al. 2012; Cuthbert et al. 2016, 2019). During this study, the WTF method implemented in the ESPERE program (version 2) was used (Lanini and Caballero 2021). This program was developed by the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) and represents a multiple-method Excel application for estimating aquifer recharge (Lanini et al. 2016). ESPERE program is freely downloadable on the BRGM website and has been successfully used in different studies (Lanini and Caballero 2016; Nugraha et al. 2021). The WTF method implemented

in ESPERE is based on the groundwater level rise, Δh , and accounts for continuous aquifer drainage on an event basis (Nimmo et al. 2015; Lanini and Caballero 2021). A decreasing exponential function, adjusted on each water-table recession event is extrapolated to calculate the correction due to the unrealized recession δ , which is added to the water-table rise of the following event (Lanini and Caballero 2021). Therefore, the annual recharge rates correspond to the sum of the groundwater level rises Δh during the year (from 1 January to 31 December), added to the sum of the corrections related to unrealized recessions δ , multiplied by the specific yield S_y . Equation (1) expresses the estimation of the corrected annual recharge rates R_{corr} in ESPERE:

$$R_{\text{corr}} = S_y \sum (\Delta h + \delta) \quad (1)$$

The used specific yield is 0.0075, representing the mean value at the Tougou catchment scale (Koïta et al. 2017). The water-table rises, Δh , over the year were automatically calculated by the ESPERE. The water-table depth from each piezometer (P3G, P2G, P1CE, P1D, P2D, P3D, P4D, and P5D) representing the unconfined saprolite aquifer was considered. The calculation starts on 1 January 2018 and ends on 31 December 2020. Indeed, the inputs of the water table in ESPERE must begin on 1 January and end on 31 December of each year. The year 2016 was not considered as the groundwater level monitoring started on 26 March 2016. For the year 2017, no water-table depth measurement was done from February until the end of May due to the lack of a field observer. Note that ESPERE can automatically fill in the gaps of less than 5 days by linear interpolation. Therefore, the ESPERE program provides the annual recharge rates before (R) and after correction (R_{corr}) for the shallow saprolite aquifer during the years 2018, 2019, and 2020 in the Tougou catchment.

Results

Unsaturated and saturated hydraulic conductivities of the soils at the piezometers

The unsaturated and saturated hydraulic conductivities K of the soils in the vicinity of the piezometers are given in Table 4. Based on the 'soil texture triangle' of soil water characteristics (SWC), the riverbed surface is composed of clays. On the southern bank, silty sands, sandy silts, and sandy-clayey silts are found. On the northern bank, sandy silts, as well as sandy-clayey silts, are identified. The median saturated vertical hydraulic conductivity and the unsaturated hydraulic conductivity (suction of -0.02 m) were low for the clayey soils in the riverbed. The highest value of the unsaturated hydraulic conductivity (suction of -0.02 m) was

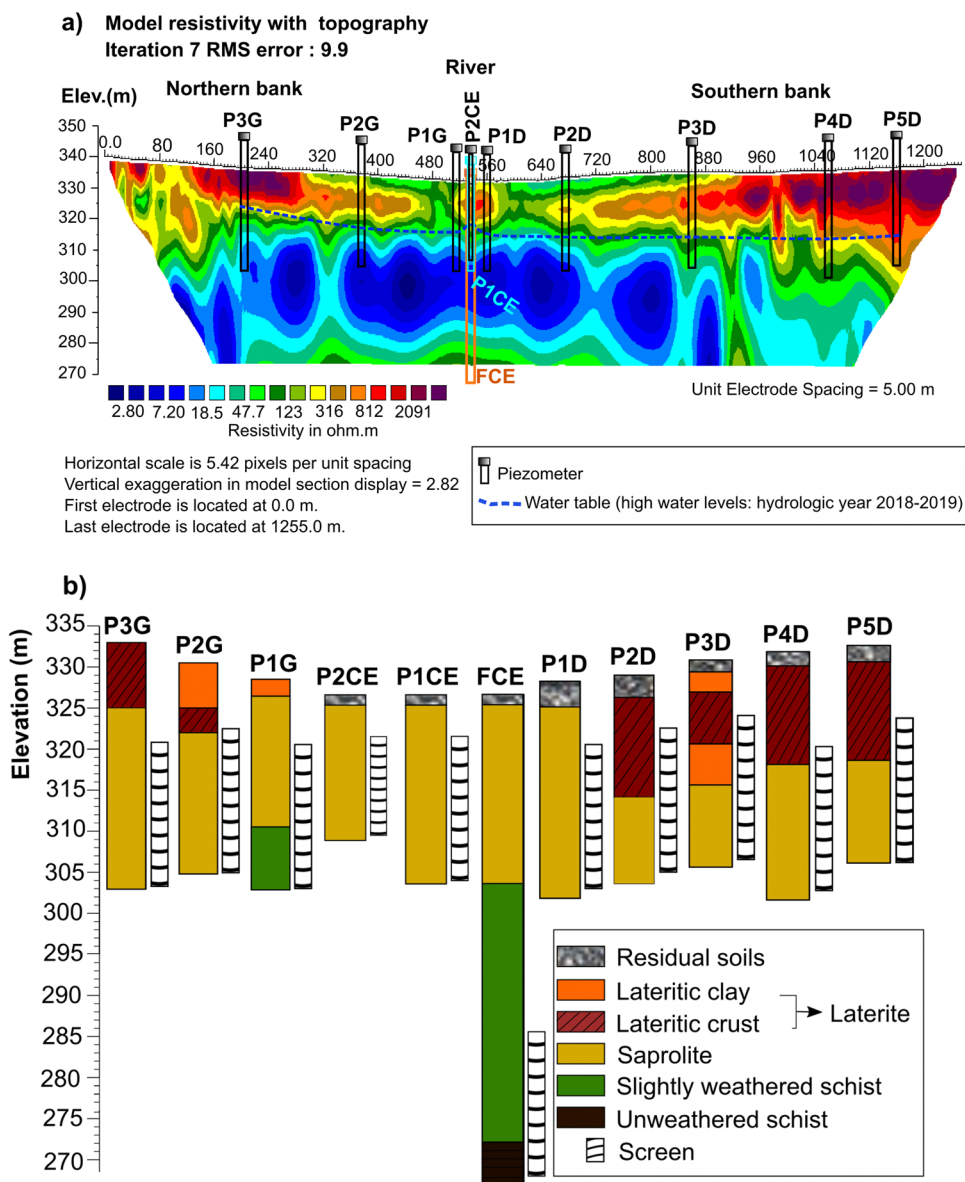
found in the silty sand overlying P2D, nested in the cultivation area. The highest value of saturated vertical hydraulic conductivity was revealed around P5D, located also in the cultivation area.

Geological model: ERT (2D) and the lithologs of the wells

The coupled interpretation of the ERT profile (Fig. 3a) and the piezometers' logs (Fig. 3b) indicate that the weathered profile on the piezometric transect is composed of four layers. The latter have been described based on other concepts of weathered rock aquifer hydrogeology (Vassolo et al. 2019; van Foppen et al. 2020; Lachassagne et al. 2021). From top to bottom:

1. *Residual soils* (1–2 m thick) are identified in the riverbed and on the southern bank. They include sandy clays and lateritic gravels below the riverbed and sandy clay as well as cultivation soils on the southern bank;
2. *Laterally discontinuous laterite* (2–14 m thick), only found on both banks and formed by lateritic clays and lateritic crust. The laterite is either present on the surface or deep covered by the residual soils. The lateritic crust is very evident on the southern bank, where it can reach 12 m in depth.
3. *Laterally continuous saprolite* (10–22 m thick) composed of various clays, including the yellow kaolinized, red and sandy clays.
4. *Slightly weathered schist* (32 m thick) limited at the bottom (55 m depth) by hard rock beneath the riverbed.

Fig. 3 a Electrical resistivity tomography (ERT) profiles crossing the river, prior to the piezometric transect implantation. b Logs of ten piezometers and one deep borehole nested in the banks and the river respectively



Hydraulic properties of aquifers from pumping and slug tests

The hydraulic conductivity K and the transmissivity values T of the aquifers represented by different piezometers are given in Table 5. For the clayey saprolite aquifer, the results of the pumping test indicate transmissivities ranging from 7×10^{-5} to 6×10^{-4} m²/s with hydraulic conductivities varying from 5×10^{-6} to 7×10^{-5} m/s. The highest values are observed in the riverbed (P1CE), while the lowest values are on the southern bank (P1D). The weathered schist in the river (FCE) has a transmissivity of 2×10^{-5} m²/s and a low hydraulic conductivity of 4×10^{-7} m/s. For the slug tests, the highest value of hydraulic conductivity (2×10^{-6} m/s) of the saprolite is also observed in the river. The lowest values equivalent to 6×10^{-8} and 2×10^{-7} m/s are observed respectively in P2G (northern bank) and P5D (southern bank).

Table 5 Values of hydraulic conductivity (K) and transmissivity (T) from slug tests and short-term pumping tests

Considered aquifer	Piezometer	Short-term pumping tests		Slug tests K (m/s)
		T (m ² /s)	K (m/s)	
Clayey saprolite	P3G	-	-	1×10^{-7}
	P2G	-	-	6×10^{-8}
	P1CE	6×10^{-4}	7×10^{-5}	2×10^{-6}
	P1D	7×10^{-5}	5×10^{-6}	1×10^{-6}
	P2D	1×10^{-4}	1×10^{-5}	1×10^{-6}
	P3D	-	-	1×10^{-6}
	P5D	-	-	2×10^{-7}
Clayey saprolite and weathered schist	P1G	5×10^{-4}	7×10^{-6}	-
Weathered schist	FCE	2×10^{-5}	4×10^{-7}	-

Rainfall regime: from 2016 to 2020

Table 6 summarises the results from the rainfall regime analysis for the studied period: years 2016–2020. The total rainfall analysis shows for the first year, 2016, a low cumulative rainfall of 492 mm compared to subsequent years. According to Bambara et al. (2019), the average annual rainfall at the nearest meteorological station of Ouahigouya was 673 mm from 1985 to 2015. Thus, 2018 and 2020 are wet years on a local scale with the total annual rainfall respectively of 736 and 711 mm, while 2016, 2017, and 2019 are deficient. The rainy season started in June except for the years 2017 and 2020, when the season settled in the third decade (last 10 days) of May. The rainy season ended in October for all years. The highest number of consecutive rainy days (rainfall $R \geq 1$ mm/day) varied from 3–5 days and was observed during August. The most extended spell of drought (up to 13 days) is noticed in October 2016. Years 2017, 2018, and 2020 experienced significant drought at the beginning of the rainy seasons. The daily rainfall analysis for the studied period (years 2016–2020) in the Tougou catchment, indicates the highest number of heavy, very heavy, and extreme rainfall values during 2018 and 2020, while the lowest rainfall was recorded in 2016. Thus, the fact that 2018 and 2020 are wet years at a local scale can be associated with the occurrence of heavy, very heavy, and extreme rainfall events. This is a characteristic of Sahelian rainfall patterns since the mid-1990s, as Panthou et al. (2018) demonstrated.

Groundwater level fluctuation

Spatio-temporal variation of groundwater levels on the transect

Groundwater levels in monitored piezometers increase during the rainy season and decrease throughout the dry season

Table 6 Rainfall regime from years 2016 to 2020 at Tougou (for the rain gauges closer to the piezometric transect)

Parameter	2016	2017	2018	2019	2020
Annual rainfall (mm)	492	586	736	599	711
The start of the rain season	9 June	24 May	18 June	22 June	30 May
The end of the rain season	14 October	10 October	19 October	10 October	11 October
Length of the season (days)	127	139	123	110	150
Number of rainfall events	48	57	52	49	47
Maximum number of consecutive rainy days (observed in August)	3	4	4	5	4
Longest drought spell (days)	13	9	8	10	10
Number of heavy rainy events $R \geq 10$ mm/day	17	20	22	20	22
Number of very heavy rainy events $R \geq 20$ mm/day	10	11	14	12	14
Number of extreme rainy events $R \geq 50$ mm/day	0	1	3	1	2
Extreme rainfall depth (mm/day)	-	58	76.5	71.5	60.1

from March 2016 to December 2020 (Fig. 4). The groundwater hydraulic heads are below the river hydraulic heads, whatever the season (Fig. 4). Indeed, the surface elevation of the riverbed is equal to 326.52 m above sea level and the river water stages reach 1.45 m in 2017 and 1.54 m in 2018. Also, the results from the Thalimedes data logger indicated that the flood events for the Tougou river are isolated (see Fig. S3 and Fig. S4 of the ESM for more details). For the shallow piezometer P1CE and deep FCE (nested in the riverbed), the mean depths to the water table for the whole study period were 8.9 and 9.3 m, respectively. Between the rainy seasons beginning and the groundwater level rises in all piezometers, the lag varies from 5 to 96 days. The lag depends on the year and the location of the well. The year 2017 experienced very significant lags compared to the four other

years (2016, 2018, 2019, and 2020). The significant lags were generally observed as the distance between the riverbed and the piezometers increased. P4D and P5D, located at the southern edge of the transect, showed the most extended lags respectively of 96 and 75 days in 2017. P1CE (saprolite) and FCE (schist) nested beneath the riverbed indicate the shortest delay (5 days) during the 2016 rainy season. During the year 2016, the hydraulic heads in P1CE are slightly lower than those in FCE during the rainy seasons, except for some moments in July and August 2016. For the years 2017 and 2020, the groundwater hydraulic heads in P1CE were higher than those in FCE. For the years 2018 and 2019, the hydraulic heads in P1CE are slightly higher than those in FCE except from October to December in both 2018 and 2019. Moreover, the groundwater level rise in FCE is progressive, while multiple peaks and recessions are observed in P1CE (Fig. 4a). This suggests that the vertical redistribution of the hydraulic head from the shallowest aquifer (saprolite) to the deepest (weathered schist) is restricted by the low hydraulic conductivity of the saprolite aquifer. Multiple peaks and recessions were not only observed in P1CE but also in P2CE, nested in the riverbed and capturing partially the saprolite aquifer (see Fig. S1 and Fig. S2 of the ESM). This suggests that P2CE and P1CE are replenished by the same recharge pathway.

Piezometers near the river on both banks (P1G and P1D) and at the northern edge of the transect (P3G) also indicate multiple water-table rises and slumps during rainy seasons (Fig. 4b). The amplitudes of rises and recessions are more intense in P1CE and P3G compared to other piezometers. In addition, P1CE and P3G registered the most significant increases (average increases of 3.45 m in P1CE and 2.76 m in P3G). Though P1CE presents tremendous gains, the hydraulic head in P3G (weathered volcanic aquifer) is higher than the one observed in all piezometers, whatever the season. The average difference of mean hydraulic head observed between P3G and P1CE is 3 m, corresponding to a positive hydraulic gradient of 1%. Between P1CE and the piezometers located at 160 m (P2G) and 20 m (P1G) from the river to the northern bank, the piezometric profiles depend on the season. During the rainy season, hydraulic heads in P1CE are higher than the ones in P2G and P1G (Fig. 5) with the positive hydraulic gradients (mean) of 4.3% between P1CE-P1G and 0.5% between P1CE-P2G. During the dry season, the hydraulic heads in P2G and P1G are higher than those noted in P1CE (Fig. 5). The mean hydraulic gradients between P1CE-P1G and P1CE-P2G are equal to -0.64 and -0.53% , respectively.

As for the southern bank, the hydraulic heads in all piezometers are relatively lower compared to P1CE, whatever the season (Figs. 4b and 5). The mean hydraulic gradients between P1CE and the piezometers on the southern bank positively decrease with the distance. They correspond

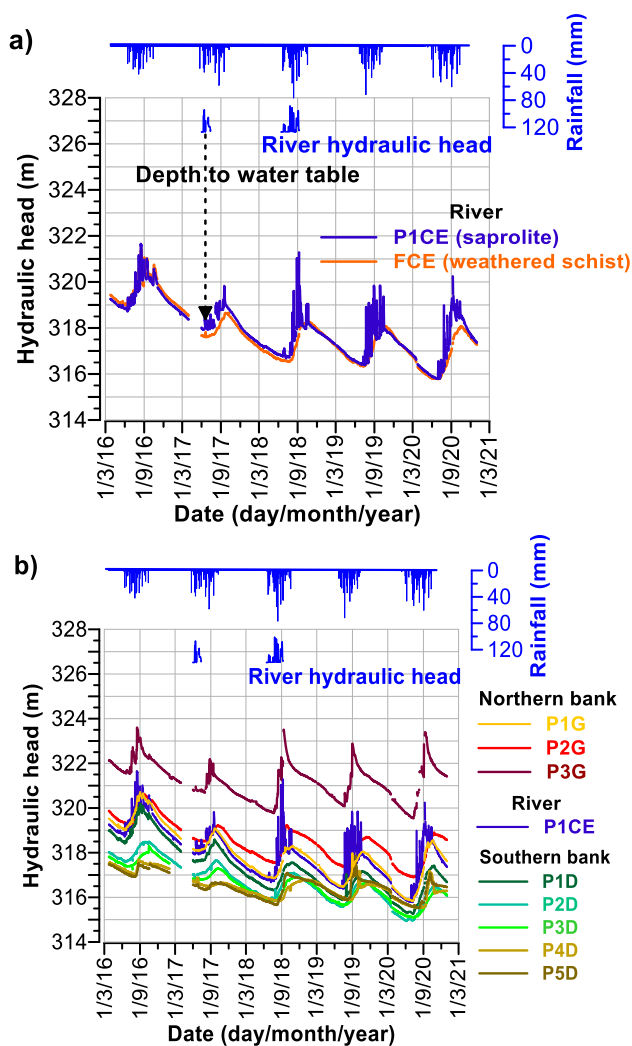
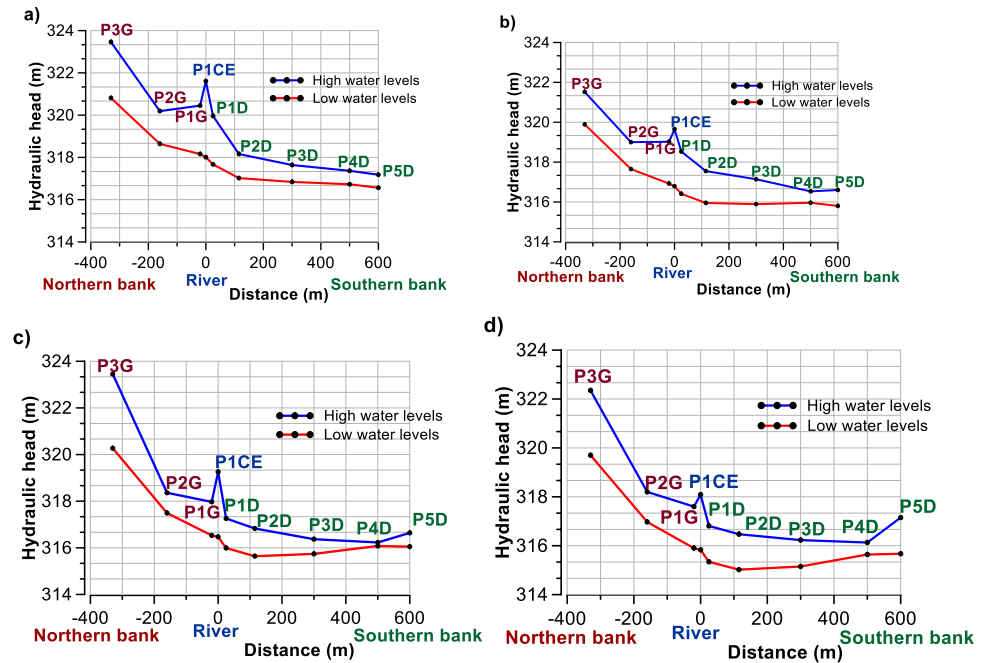


Fig. 4 Groundwater hydrographs from March 2016 to December 2020: **a** for the shallow saprolite aquifer and the weathered schist aquifer represented respectively by P1CE and FCE beneath the riverbed, **b** for the shallow saprolite aquifer along the transverse piezometric transect, perpendicular to the river channel

Fig. 5 Transverse piezometric profiles for the shallow saprolite aquifer during high and low water levels of the hydrologic years: **a** 2016–2017, **b** 2017–2018, **c** 2018–2019, and **d** 2019–2020



to 6.4, 2.2, 0.96, 0.6, and 0.5%, respectively, with P1D, P2D, P3D, P4D, and P5D during the high water levels. At the beginning of the rainy season, the reaction is quick in piezometers near the river (piezometers P1D–P2D–P3D) compared to those nested far from the river (piezometers P4D–P5D). The decays vary between 43 and 96 days for P4D and P5D, while they range between 20 and 39 days for P1D, P2D, and P3D. However, the hydraulic heads on the southern bank do not gradually decrease with the distance except for 2016 (Figs. 4b and 5).

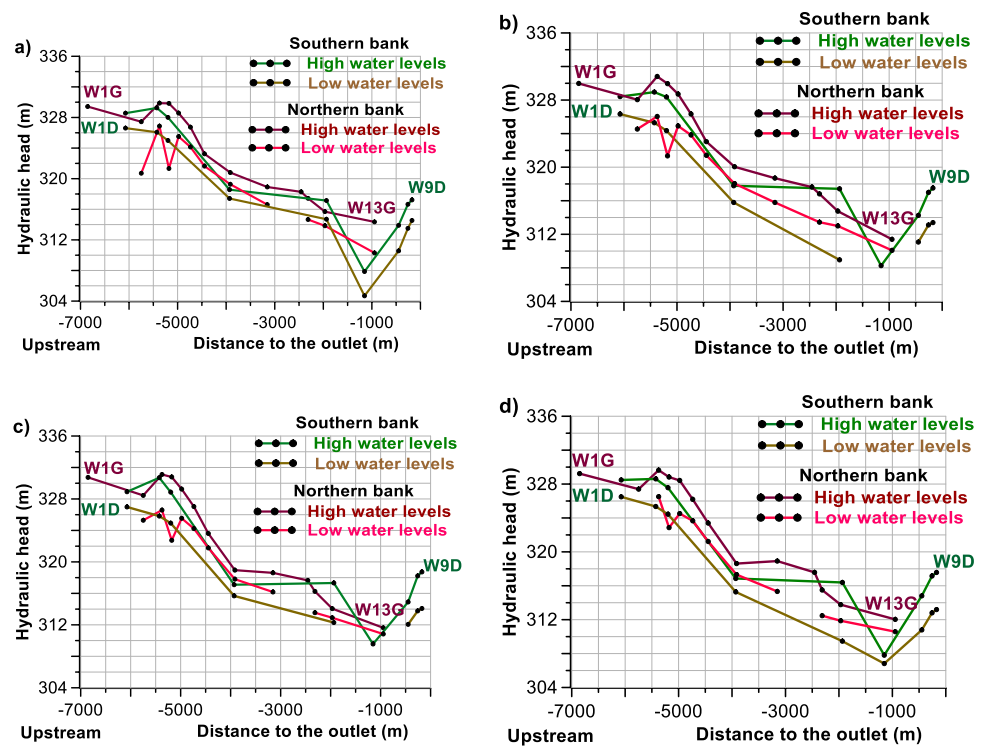
For 2017, 2018, 2019, and 2020, the observations show that the water-table rises and declines in the piezometers P1D, P2D, and P3D are progressive for all years. At the beginning of the rainy season, the water table rises firstly in P1D, then in P2D (1–2 days after the rise in P1D), and finally in P3D (3–5 days after the increase in P1D). P1D nested closer to the river has a higher hydraulic head than P2D and P3D, whatever the season (Fig. 4). The mean hydraulic head gradients are positive between P1D–P2D (2%) and P1D–P3D (1%) during high water levels. However, the hydraulic heads in P2D are higher than those in P3D during the rainy season (mean hydraulic gradient of 0.2%). The reverse occurs when dry season sets in, except for the hydrologic years 2016–2017 and 2018–2019 when the hydraulic head in P3D was respectively lower and equal to the one in P2D (Fig. 5). For the piezometers P4D and P5D, the groundwater hydrographs indicate the low water-table increases over a short period (13 days), followed by the drops at the beginning of the rainy season in 2017 (Fig. 4b). The water table rises progressively from August 2017 for both piezometers. Also, P5D

indicates a rapid and significant water-table increase from August to October 2018. During the 2019 and 2020 rainy seasons, P4D and P5D show both the most substantial gains, reaching respectively 1.99 and 1.43 m. During that period, the hydraulic heads in P4D and P5D were often higher or equal to those in P3D, P2D, and P1D. After the years 2018–2019, the hydraulic heads in P5D and P4D are higher than those in P2D and P3D during discharge phases.

Longitudinal piezometric profiles during high and low water levels from March 2016 to December 2020

The groundwater flow direction from the upstream to the downstream is assessed based on the hydraulic heads in the large-diameter wells. The low (June) and high water levels (August or September) of every hydrological year from March 2016 to December 2020 are considered. The longitudinal profiles show for both banks a decreasing trend of the groundwater hydraulic head from the upstream to the downstream whatever the period (high or low water levels) of the hydrological year (Fig. 6). The mean hydraulic gradient between the wells located upstream (W1D and W1G) and those near the outlet (W9D and W13G) is equivalent to +2% for the northern bank (W1G–W13G) and +1.7% for the southern bank (W1D–W9D). Both banks present areas with high hydraulic heads and low hydraulic heads at different distances from the outlet. W6D (on the southern) and W10G (on the northern), located respectively at 1,152 and 2,456 m from the outlet, often dry up during the discharge period.

Fig. 6 Longitudinal piezometric profiles from 22 monitored large-diameter wells (13 on the northern bank and 9 on the southern bank) during high and low water levels of the hydrologic years of **a** 2016–2017, **b** 2017–2018, **c** 2018–2019, and **d** 2019–2020



Cross-correlation: rainfall, river water levels, and hydraulic heads

The cross-correlation results concern 87 days of the 2018 rainy season, during which the river water levels were available for the most extended period. Table 7 summarizes the maximum cross-correlations [$r(x, y)$] and corresponding lags derived from the cross-correlograms (Fig. 7). Whatever the input signal, the maximum cross-correlations for PICE (saprolite) nested in the riverbed are higher and the lags shorter (1 day) than those noted in other piezometers. The maximum cross-correlation (0.56) between the groundwater hydraulic head in PICE and the river water level (Fig. 7b) is higher than the one with the rainfall [$r(x, y) = 0.45$] (Fig. 7a). The cross-correlations between the rainfall and the hydraulic head are only significant for PICE and P3G [$r(x, y) = 0.21$] (Fig. 7a).

Groundwater tracing: variations of electrical conductivity and temperature

The variations of the water table, the groundwater electrical conductivity EC, and temperature T indicate the recharge sources (Fig. 8). More details about these variations can be found in Fig. S6, Fig. S7, Fig. S8, and Fig. S9 of the ESM). Spatially, the groundwater temperature along the northern (31.5 °C) and the southern (31.7 °C) banks are higher than those measured below the river (29.7–30.3 °C). In contrast, the groundwater electrical conductivity along the northern

Table 7 Maximum cross-correlation $r(x, y)$ and corresponding lags (June–September 2018). The values in *italic* are the significant maximum $r(x, y)$

Piezometer	Rainfall and groundwater hydraulic head		River water level and groundwater hydraulic head	
	Lag (days)	Maximum $r(x, y)$	Lag (days)	Maximum $r(x, y)$
P3G	2	<i>0.21</i>	4	<i>0.45</i>
P2G	3	0.13	4	<i>0.35</i>
P1G	3	0.19	4	<i>0.43</i>
PICE	1	<i>0.45</i>	1	<i>0.56</i>
FCE	4	0.17	3	<i>0.42</i>
P1D	3	0.16	4	<i>0.42</i>
P2D	2	0.16	5	<i>0.43</i>
P3D	3	0.13	4	<i>0.41</i>
P5D	3	0.13	4	<i>0.36</i>

bank (0.03–0.05 mS/cm) is generally low compared to those measured (0.06–0.1 mS/cm) below the river and along the southern bank (0.14–0.18 mS/cm). This spatial variation of the groundwater EC and T suggests that the recharge source along the northern bank is different from the one in the riverbed and along the southern bank.

Temporally, the groundwater temperature and electrical conductivity in PICE (representing the saprolite below the river) vary when the water table starts rising (25 June 2018) and stabilizes during the discharge period (before

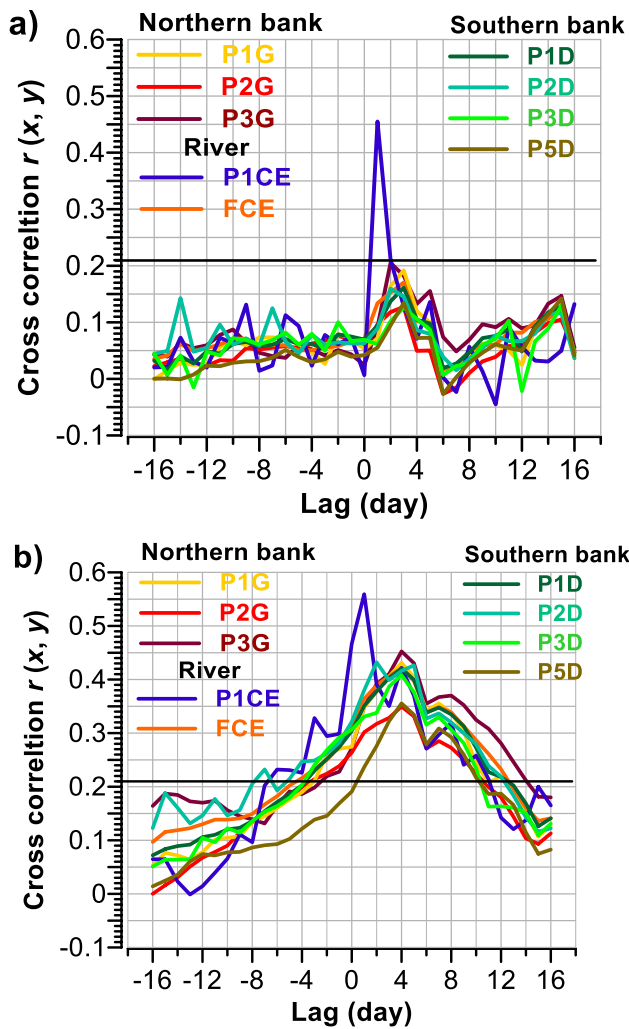


Fig. 7 Cross-correlograms between the groundwater hydraulic head, and: **a** daily rainfall, and **b** daily river hydraulic head during the 2018 wet season

June 2018 and after October 2018). Considering the recharge period, the steeper changes in groundwater EC and T were noticed during August 2018, when the mean air temperature was 27 °C (Table 8). These steeper changes correspond to the decrement of the EC (from 0.1 to 0.06 mS/cm) and T (from 30.3 to 29.7 °C). Based on the values (mean 27 °C and 0.055 mS/cm for Tougou water river) from Maïga-Yaleu et al. (2016) and the mean air temperature, the decrement in groundwater EC and T in P1CE probably illustrates that the water inflows from the river to the saprolite below. For the banks, only the groundwater electrical conductivity displays slight changes while the groundwater temperature appears in buffered form and remains stable throughout the year 2018–2019. Along the northern bank, the slight groundwater EC increases (from 0.03 to 0.05 mS/cm) from 10 to 13 September 2018 in P3G are related to the response to the recharge periods

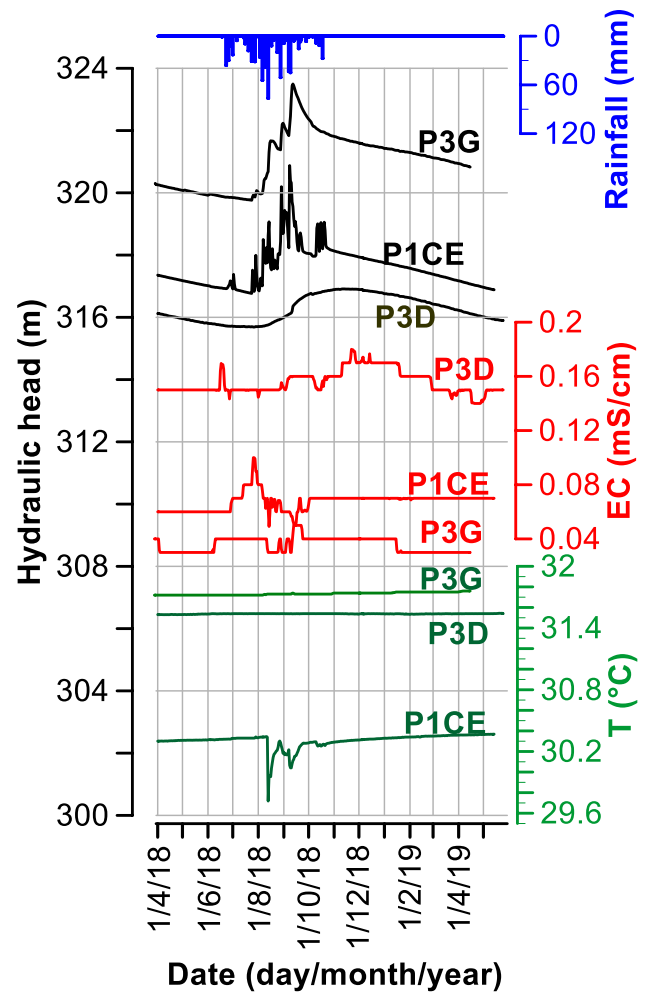


Fig. 8 Variations of groundwater electrical conductivity (EC), temperature (T), and hydraulic head from 29 March 2018 to 15 April 2019 for P1CE, P3G and P3D (data measurement accuracy: ± 0.01 mS/cm for the electrical conductivity, ± 0.1 °C for the temperature, and $\pm 0.05\%$ of full scale for the water table

(24 July–13 September 2018) to the saprolite. During the discharge period, the EC in P3G was stable (variation of 0.03–0.04 mS/cm, data logger accuracy of ± 0.01 mS/cm). For P3D, the changes of the groundwater electrical conductivity are not only associated to recharge periods (August–November 2018) as they were noticed for both discharge and recharge periods.

Groundwater recharge rates

Table 9 summarizes the results of annual recharge rates obtained for the years 2018, 2019, and 2020 for each piezometer representing the shallow saprolite aquifer. The calculated annual recharge rates vary over time and space. Compared to those on the banks, the recharge rates for the saprolite below the river are the highest and range from 148 to 192 mm/year, which corresponds to 21–32% of the

Table 8 Monthly minimum, maximum and mean air temperature (T) in degree Celsius during the year 2018 at the meteorological station of Ouahigouya, closer to the Tougou catchment

Month (year 2018)	Maximum T (°C)	Minimum T (°C)	Mean T (°C)
January	30.8	15.2	23.0
February	33.8	20.2	27.0
March	38.7	22.6	30.7
April	40.0	25.9	33.0
May	38.7	27.1	32.9
June	36.0	26.7	31.4
July	32.5	24.1	28.3
August	30.9	22.9	26.9
September	32.3	23.1	27.7
October	35.9	22.1	29.0
November	35.1	17.7	26.4
December	31.1	17.1	24.1

annual rainfall. The lowest recharge rate below the river has been observed in 2020 (rainfall of 711 mm) and the highest in 2019 (rainfall of 599 mm). For the northern bank, the recharge rates vary between 14 and 51 mm/year. The highest recharge rates on the northern bank were estimated for P3G and vary from 31 to 51 mm/year, representing 5–7% of the annual rainfall. Considering the southern bank, the annual recharge rates range from 10 to 36 mm/year (2–6% of the annual rainfall), with the maximum values observed in P5D.

Discussion

Saprolite aquifer replenishment beneath the Tougou riverbed

From 2016 to 2020, the hydraulic heads in the piezometer P3G (installed on the northern edge of the transect) are

always higher than those in all piezometers nested along the transect. Additionally, the hydraulic heads in P1CE (nested in the riverbed) are constantly higher than those in all piezometers on the southern bank; however, between P1CE and the piezometers (P1G–P2G) located near the riverbed on the north, the piezometric profiles depend on the season. During the dry season, the hydraulic heads in P2G and P1G are generally higher than those noted in P1CE. Following the rainy seasons, the groundwater level in P1CE shows higher rise than the water table on the northern and southern banks. As a result, the hydraulic heads in P1CE during the wet seasons are often higher than those in the piezometers (P1G–P2G) located near the riverbed on the north. Thus, the groundwater flow direction from the northern bank to the southern bank is intercepted every wet season by a water-table mound below the river. During the 2018 rainy season, the highest cross-correlations $r(x, y)$ with the shortest lag time (1 day) to the potential recharge sources (rainfall and river) were noticed for the piezometer P1CE compared to other piezometers. It is, however, worth noting that the daily water-table rise (indicative of the groundwater recharge) in P1CE, is more associated with the daily river water level than the daily rainfall (maximum $r(x, y) = 0.56$ with the river water levels and 0.45 with the rainfall). Additionally, the variations of the groundwater electrical conductivity and temperature in P1CE occur only during the recharge periods and seem to be related to the water inflows from the river. Therefore, the modification of the water-table configuration due to the groundwater level rising beneath the riverbed can be associated with the focused recharge from the Tougou ephemeral river.

The deduction above is consistent with the mean depth to the water table of 8.9 m (shallower to 10 m) for P1CE, which represents excellent potential for the occurrence of river–aquifer connectivity based on the classification of Ransley et al. (2007). Thus, there is evidence for the occurrence of focused recharge from the Tougou ephemeral river

Table 9 Annual recharge rates before correction (R), annual recharge after correction R_{corr} , and the ratio between R_{corr} and the precipitation P (R_{corr}/P), from 1 January 2018 to 31 December 2020 for the shal-

low saprolite aquifer in the Tougou catchment. Values in *italic* are the highest recharge rates with the corresponding ratio R_{corr}/P in the riverbed and on the banks

Piezometer	2018			2019			2020		
	R (mm)	R_{corr} (mm)	(R_{corr}/P) (%)	R (mm)	R_{corr} (mm)	(R_{corr}/P) (%)	R (mm)	R_{corr} (mm)	(R_{corr}/P) (%)
P3G	<i>42.7</i>	<i>50.7</i>	<i>7</i>	<i>27.8</i>	<i>31.4</i>	<i>5</i>	<i>37.1</i>	<i>40.2</i>	<i>6</i>
P2G	17.3	19.4	3	13.3	14.3	2	19.7	21.0	3
P1CE	<i>146.1</i>	<i>151.5</i>	<i>21</i>	<i>173.8</i>	<i>192.2</i>	<i>32</i>	<i>126.9</i>	<i>148.3</i>	<i>21</i>
P1D	12.9	14.1	2	18.1	18.8	3	17.3	18.5	3
P2D	14.9	16.3	2	10.1	10.7	2	17.8	18.6	3
P3D	11.3	12.5	2	9.7	10.3	2	12.0	13.4	2
P4D	13.3	13.7	2	17.1	17.7	3	18.7	23.0	3
P5D	<i>15.2</i>	<i>16.4</i>	<i>2</i>	<i>34.1</i>	<i>36.4</i>	<i>6</i>	<i>18.8</i>	<i>23.4</i>	<i>3</i>

to the saprolite aquifer below. This recharge pathway occurs without a return flow from the aquifers, as the groundwater level in the saprolite aquifer and the weathered schist beneath the Tougou river rise without reaching the river. The occurrence of focused recharge from the ephemeral rivers has been also shown in other drylands of Sub-Saharan Africa (Abdou Babaye et al. 2019; Bouchez et al. 2019; Goni et al. 2021; Zarate et al. 2021; Seddon et al. 2021) and worldwide (Batlle-Aguilar and Cook 2012; Shanafield and Cook 2014; Batlle-Aguilar et al. 2015; Cuthbert et al. 2016).

The present study also shows that the change in groundwater hydraulic heads beneath the Tougou River exceeds the variations in the river hydraulic head. This is a characteristic of transitional and disconnected streams (Shanafield et al. 2012). It reports a rapid propagation of the river water above the ground and a slow groundwater flow. Indeed, the low values of the specific yield (range of 0.006–0.009 from Koita et al. 2017) and the hydraulic conductivity within the weathered rock aquifer of Tougou were noticed. At the same time, the hydrodynamic parameters of the weathered rock aquifer combined with the isolation of streamflow variations in Tougou result in the multiple water-table rises and recessions in the piezometers P1CE and P2CE during the wet seasons. However, even if the evidence of focused recharge is given above, the analysis of the hydraulic conductivity of the soil surface as well as the interpretation of the ERT profile and the lithologs suggest a limited infiltration through the soil matrix in the riverbed. Indeed, the surface soils (saturated hydraulic conductivity ranging from 4×10^{-7} to 4×10^{-6} m/s) and the clayey saprolite of the Tougou riverbed are poorly permeable according to the classification found in Naganna et al. (2017).

The deduction of a slow infiltration through the clayey soil matrix is consistent with different findings in the drylands of Burkina Faso, Tanzania, and Lake Chad in Central Africa (Mathieu and Bariac 1996; Goni et al. 2021; Zarate et al. 2021). Among others, Zarate et al. (2021) have demonstrated that the presence of the poorly permeable clayey soils in the riverbed and/or within the weathered profile restrict focused recharge from ephemeral rivers in dryland Tanzania. These findings are in line with the observations of Goni et al. (2021) indicating that the focused recharge from river channels in Lake Chad Basin occurs only where permeable conditions of the soil allow it. Nevertheless, the presented evidence on the restriction of soil matrix infiltration through the Tougou riverbed does not preclude the occurrence of the focused recharge in the Tougou catchment. Although no fracture was identified from the ERT survey, a rapid response (1 day) of P1CE to the river water levels is indicative of the occurrence of focused recharge related to quick infiltration due to preferential pathways (Xu and Beekman 2019). Rapid recharge can be promoted by macropores due to biological activities as already demonstrated in Burkina

Faso (Mathieu and Bariac 1996). Therefore, it is proposed for future work to improve the understanding of the hydraulic properties and soil-water content for the unsaturated zone below the riverbed during streamflow periods in the Tougou catchment. This will provide additional information on the occurrence of focused recharge from the Tougou ephemeral river.

Vertical aquifer exchange below the Tougou riverbed

Studies on the crystalline basement aquifers of Sahel have revealed that the clayey saprolite aquifer and underlying aquifer are hydraulically connected (Diop and Tijani 2008; Abdou Babaye et al. 2019). The present study establishes the vertical exchanges for the clayey saprolite aquifer and the weathered schist aquifer underneath the riverbed. The cross-correlation results show the rapid and concurrent responses of the saprolite [$r(x, y) = 0.56$ after 1 day] and the weathered schist [$r(x, y) = 0.42$ after 3 days] to the river flow. In addition, during the rainy seasons (except for the year 2016) and the whole year 2017, a downward hydraulic gradient has been noticed between P1CE and FCE, which indicates inflow from the upper saprolite to the lower weathered schist aquifer. A similar observation of a higher hydraulic head in the saprolite relative to the underlying fissured schist (bedrock) has been noted in Uganda (Taylor and Howard 1999). An upward hydraulic gradient observed during some dry seasons and the 2016 wet season demonstrates that the weathered schist drains the deep groundwater towards the saprolite aquifer. This process is likely to occur in schist aquifers, whether during the dry or rainy season, as Van Foppen et al. (2020) demonstrated in the regolith of Dodoma/Ghana. The mean water table in FCE (depth 9.3 m) is higher than the top of the weathered schist aquifer (25 m), highlighting its semiconfined conditions. Different authors found that the clay-rich saprolite can produce semiconfined groundwater conditions for weathered schist (Taylor and Howard 1999; Vassolo et al. 2019; van Foppen et al. 2020).

Groundwater recharge pathways to the shallow saprolite aquifer along the banks

The present study indicates that the hydraulic heads in P3G (northern edge of the transect) are always higher than those in all other piezometers whatever the season. Additionally, the hydraulic heads in the piezometers P4D and P5D (southern edge of the transect) were often higher than those in the piezometers closer to the river (P3D-P2D-P1D) during the wet and dry seasons. It can be inferred that the hydraulic pressure redistribution from the Tougou River to the banks dissipates with distance. Dissipation of the hydraulic pressure was expected to occur as already reported in other

ephemeral river catchments (Leduc et al. 1997; Jasechko et al. 2021). Indeed, the aquifer damps the propagation of the groundwater mound from the riverbed to the banks depending on its hydraulic conductivity (Shanafield et al. 2012) and the hydraulic diffusivity (Liang et al. 2018). For the Tougou catchment, both the specific yield and the hydraulic conductivities within the saprolite aquifer are generally low, which would restrict groundwater flow, as Zarate et al. (2021) found in dryland Tanzania. Also, the groundwater hydrographs during the rainy seasons indicate the involvement of other recharge pathways (rather than the focused recharge) on the northern and the southern banks, where P3G and P5D were respectively nested. These recharge pathways can be linked to the vertical flows due to diffuse recharge from the rainfall and/or the lateral flows from other recharge sources involved at the catchment scale.

Based on the results of the soil hydraulic conductivity, the superficial soils around the piezometers P5D and P3G are permeable, which suggests the probable occurrence of diffuse recharge from rainfall in the vicinity of these piezometers. Moreover, beneath the permeable superficial soils, the unsaturated zones are made of lateritic crust and clayey saprolite for both P3G and P5D. The hydraulic conductivities of the lateritic crust in Tougou vary between 2×10^{-7} and 8×10^{-7} m/s (Mounirou et al. 2020), which represents a low-permeability zone (Naganna et al. 2017). Additionally, the hydraulic conductivity of the clayey saprolite is generally low. This is evidence for a limited diffuse recharge through the soil matrix infiltration in the vicinity of P5D and P3G. A study conducted in the weathered basement of dryland Tanzania indicated that the low-permeability unsaturated zone beneath the conductive superficial soils limits the soil matrix infiltration, hence the diffuse recharge (Zarate et al. 2021). The restriction of the diffuse recharge due to a low-permeability lateritic crust and/or the clayey saprolite in the weathered profile has been also revealed in Niger (Abdou Babaye et al. 2019) and Australia (Acworth et al. 2016).

Nevertheless, limited infiltration through the soil matrix does not imply in itself the absence of diffuse recharge. Studies conducted in drylands of Burkina Faso, Tanzania, Niger, South Africa, and India indicated that more diffuse recharge may occur in weathered rock aquifers, promoted by micro-fractures, surface fracturing, and soil macropores due to root development (Mathieu and Bariac 1996; Nkotagu 1996; Abiye et al. 2011; Alazard et al. 2016; Akurugu et al. 2020; Zarate et al. 2021). This is likely to occur for shallow weathered aquifers (unsaturated zone: 8–20 m width) as suggested by Lapworth et al. (2013) for Mali and Nigeria.

During this study, the unsaturated zones were observed to be thin for all piezometers (<20 m). However, no evidence for the existence of surface fractures along the transect has been made from the ERT survey, surface soils sampling,

and piezometer drillings. Nevertheless, a study conducted in a weathered rock of Sissili in Burkina Faso indicated that the lateritic crust can present micro-fractures (a few centimeters wide) that can favor infiltration (Savadogo 1984). These micro-fractures represent small-scale heterogeneities that may not be detected by conventional field methods such as drilling, geophysics, and sampling. Thus, the observations from the ERT survey, drilling, and soil surface samplings cannot be used alone as evidence to totally discard the diffuse recharge in the vicinity of P3G and P5D.

Besides the geological aspect, it should be noted that the piezometer P5D is nested in the cultivation area. Cultivation can create soil macro-pores and enhance diffuse recharge as shown in the drylands of Niger (Ibrahim et al. 2014), Burkina Faso (Mathieu and Bariac 1996), and South Africa (Van Wyk et al. 2012). Thus, the water inflows in P5D on the southern transect could be related to both diffuse and focused recharge. Evidence for the occurrence of focused recharge along the southern transect is given by the fact that the groundwater hydraulic heads below the river are always higher than those on the southern side. In contrast, the recharge pathways to the saprolite aquifer in P3G cannot be linked to the focused recharge. In fact, the hydraulic heads in P3G are always higher than those in all piezometers, including P1CE located in the river. In accordance with Darcy's law, the hydraulic heads in P3G can be associated with the combined effects of the groundwater inflows and the hydrodynamic properties of the aquifer.

Indeed, the hydraulic conductivity and the specific yield of the saprolite aquifer are low along the transect. The lowest value of hydraulic conductivity was estimated for the saprolite aquifer represented by P2G (at 160 m from the river on the northern bank). Therefore, groundwater lateral flows from the basic metavolcanic rock on the northern bank towards the schist on the southern bank are partly restricted by the hydrodynamics parameters. Since P3G is located at the boundary of the transect, the groundwater hydrographs also suggest the existence of groundwater lateral flows (northwest–southeast) that constantly produce higher hydraulic heads in P3G than in other piezometers. Indeed, the lateral flows (mostly in deep fractures) might stem from a highly recharged zone through vertical infiltration of the rainfall on the catchment scale or a regional groundwater flow. They represent a noteworthy recharge pathway in the weathered rock aquifer system as already demonstrated in dryland Tanzania and Niger (Abdou Babaye et al. 2019; Zarate et al. 2021).

Besides the groundwater lateral flows, it is possible that the diffuse recharge is more prominent in the vicinity of P3G than in P5D. Indeed, the hydrodynamic parameters of the weathering products—laterite, saprolite, and (micro-) fractures—differ from one area to another depending on the parent rock (Dewandel et al. 2012, 2017; Lachassagne et al.

2021). Accordingly, further work focusing on the unsaturated zones around the piezometers (especially P3G and P5D) are recommended to better assess the occurrence of diffuse recharge along the transect. These investigations could include study on the deep drainage and water content measurements. The use of numerical modeling to test different scenarios regarding the diffuse recharge along the northern and southern transect is also encouraged. Additionally, future research considering not only the transect scale but also the whole catchment is encouraged to identify other recharge pathways, such as geological discontinuities, to the weathered rock aquifer in Tougou. It will be interesting to verify if the hydrogeologic boundaries coincide with those of the hydrologic catchment.

Conceptual understanding of the groundwater recharge and discharge pathways in Tougou catchment

Groundwater vertical flow, transverse flow perpendicular to the river, and longitudinal flow parallel to the river control the groundwater recharge from ephemeral rivers (Costa et al. 2012; Cuthbert et al. 2016). These components of groundwater flow in the Tougou catchment were assessed along the piezometric transect (perpendicular to the river) and large-diameter wells (longitudinal to the river). Combined with the hydraulic conductivity of the soil's surface, and hydrological and hydrogeological aspects, this enhances conceptual understanding of the groundwater recharge/discharge pathways (graphically summarized in Fig. 9) in Tougou catchment. During this study, the groundwater-level rise and decrease for the saprolite aquifer and the slightly weathered schist aquifer coincided respectively, with rainy and dry seasons. Thus, the recharge of Tougou aquifers is seasonal, as often observed in drylands of SSA (Cuthbert et al. 2019). Below the riverbed, the hydraulic connection between the river and the aquifers is unidirectional as the water table in the saprolite and weathered schist rises without reaching the river. The hydraulic heads in the saprolite aquifer and the weathered schist aquifer are very close with bidirectional vertical exchanges regardless the seasons. For the shallow saprolite aquifer, the groundwater hydrographs suggest the occurrence of focused recharge from the Tougou River and the diffuse recharge from the rainfall along the southern and northern banks. The involvement of these two recharge pathways in the same catchment has been already identified in other drylands of Sub-Saharan Africa (Abdou Babaye et al. 2019; Cuthbert et al. 2019; Zarate et al. 2021; Seddon et al. 2021).

The hydraulic conductivity, ERT survey, and the lithologs analysis, however, highlight a limited soil matrix

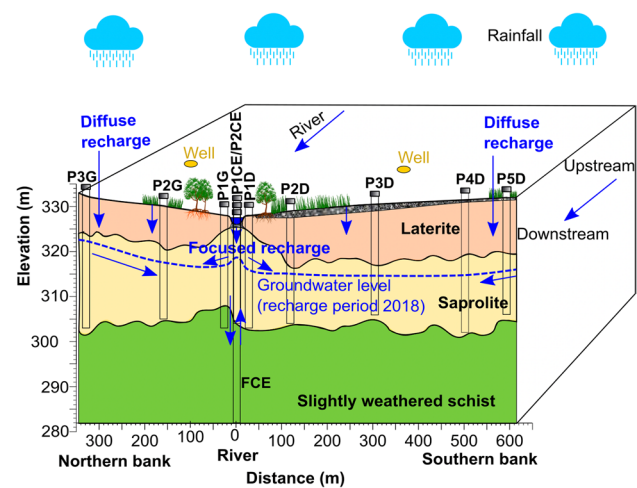


Fig. 9 Conceptual understanding of the groundwater recharge/discharge pathways in Tougou catchment, Burkina Faso. The blue arrows indicate the flow direction of the water

infiltration along the piezometric transect, which implies preferential recharge pathways for both diffuse and focused recharge. The groundwater hydrographs indicate that the water inflows in the schists on the southern bank could be related to both the diffuse and the focused recharge. In contrast, the recharge pathways to the basic metavolcanic rock on the northern edge of the transect (330 m from the river) could not be linked to the focused recharge as the hydraulic heads in P3G are always higher than those in all piezometers. As indicated by Darcy's law, the hydraulic heads in P3G can be associated with the combined effects of low hydrodynamic parameters of the saprolite and water inflows within the saprolite aquifer on the northern bank. The water inflows on the northern edge of the transect may stem from vertical flow due to diffuse recharge or the groundwater lateral flows from a nearby and/or distant area. Based on the groundwater hydrographs depicting locations longitudinal to the river, there is a down-gradient flow, from the upstream to the downstream, whether for the basic metavolcanic rocks or the schists. Therefore, the groundwater inflows in the Tougou catchment seem to be discharged at the outlet. In line with the findings of Liang et al. (2018), this indicates that the groundwater in the Tougou catchment flows away from the high topographic areas and converges downstream.

Groundwater recharge rates for the shallow saprolite aquifer

During this project, the annual recharge rates to the shallow saprolite aquifer were estimated using the water-table fluctuation method for three consecutive years, namely 2018, 2019, and 2020. It can be inferred that the focused recharge

from the river to the saprolite below varies between 148 and 194 mm/year from 2018 to 2020. These values are in the range of those obtained for the year 1997 in dryland Nigeria (Goes 1999). By using the water budget method based on groundwater-level rise, the authors estimated the recharge rates to vary between 73 and 197 mm for the unconfined aquifer beneath the flood plain area. In contrast, the estimates made during this study are higher than those (78 ± 7 mm/year) estimated during the year 2015 in the Sahelian part of the Lake Chad Basin using the chloride method (Bouchez et al. 2019). This was not unexpected, as the recharge estimate from Bouchez et al. (2019) is representative of the groundwater closer to the hydrological network, not directly below the stream. Also, the present results indicated that the recharge rates on the southern bank (up to 36 mm/year) are lower than those (up to 51 mm/year) on the northern bank of the Tougou catchment. These recharge estimates agree with the spatial variations of the groundwater hydrographs. The recharge rates on the northern bank are consistent with earlier recharge estimates from Koïta et al. (2017) for the 2010–2015 period in the Tougou catchment. Indeed, Koïta et al. (2017) estimated annual recharge rates ranging between 37 and 50 mm/year for the saprolite on the mid-slope of the northern bank. The recharge values of 5–7% of total annual rainfall on the northern bank are also consistent with the estimates (5–6%) from Koïta et al. (2017).

Overall, the maximum estimated recharge rates on the northern and the southern banks are within the range of those reported (29–92 mm/year for the 2002–2021 period) by Barbosa et al. (2022) using the WTF method in Manga and Korama aquifers located in Lake Chad Basin and Iullemeden Basin aquifers in Southern Niger. The consistency between the values reported during the present study and those in other projects indicates that the WTF method implemented via ESPERE gave a reasonable approximation of recharge rate estimation in the Tougou catchment. However, the uncertainties in the recharge rate values derived from the WTF method may stem from the specific yield values. Therefore, the reliability of recharge estimates based on the WTF method within the Tougou catchment can be improved in future works by associating other recharge estimation techniques. Note that, during the present study, the annual recharge rates follow the total rainfall variations but, in some piezometers (PICE for example), a decrease in the total annual rainfall does not imply a low annual recharge rate. This suggests that other factors in addition to the total annual rainfall probably impact the groundwater recharge rates in Tougou catchment. These factors can be the rainfall intensity and the surface runoff as already shown in Sahel and other drylands of Sub-Saharan Africa (Favreau et al. 2002, 2009; Cuthbert et al. 2019). Thus, numerical modeling that can include different aspects, such as the hydro-climate

and the hydrogeology of Tougou catchment, is encouraged for the recharge estimates in future work.

Conclusions

During the present study, field investigation supplemented by data interpretation was performed in the Tougou ephemeral river catchment to assess the groundwater recharge pathways to a weathered rock aquifer in a dryland of Burkina Faso, West Africa. The multi-methods approach was used in order to include soil surface and subsurface hydraulic conditions, rainfall, and groundwater and river water levels. By doing so, the three specific goals raised in the section ‘Introduction’ were achieved:

1. Firstly, coupled interpretation of the ERT profile and borehole drilling beneath the riverbed and the banks indicated a laterally continuous clayey saprolite aquifer (10–22 m thick). Residual soils overlie the saprolite in the riverbed. On the banks, the saprolite is overlain by a discontinuous laterite layer (2–14 m thick) formed by the lateritic crust and lateritic clay. The laterite layer is either present on the surface or deep covered by the residual soils. Beneath the riverbed, the saprolite aquifer overlays the weathered schist aquifer (35 m thick). The hydraulic properties of the clayey saprolite aquifer and the weathered schist are both low, and these restrict groundwater flow and contribute to the formation of a groundwater mound beneath the riverbed during the rainy seasons.
2. Secondly, the groundwater hydrographs indicated that water within the shallow saprolite aquifer flows from the metavolcanic rock on the northern bank towards the schist on the southern bank during the dry seasons. The groundwater flow pattern is intercepted every wet season, as the hydraulic heads in PICE (nested in the river) are higher than those in all piezometers on the southern bank and often in surrounding piezometers (P1G and P2G) on the northern bank. This indicates the formation of a groundwater mound beneath the riverbed and highlights the Tougou ephemeral river as the preferential recharge zone. This deduction is mutually consistent with the cross-correlation results, the depth to water table (<10 m), and groundwater tracing. However, the low hydraulic conductivity, the ERT profile, and lithologs indicate the restriction of focused recharge through the soil matrix infiltration, suggesting there are preferential recharge pathways. For the investigated river segment, the evaluation of river-saprolite connectedness did not indicate a return flow from the aquifers, as the water table in the saprolite aquifer beneath

the Tougou River rises without reaching the river. The hydraulic heads in the saprolite aquifer and the weathered schist aquifer are very close with bidirectional vertical exchanges regardless of the seasons. The weathered schist aquifer is semiconfined while the saprolite is unconfined.

- Thirdly, the hydraulic head variations indicate the existence of other recharge pathways on the edges of the transect, at 330 m (P3G) on the northern bank and 600 m (P5D) on the southern bank. As the soils around P3G and P5D are permeable, diffuse recharge from the rainfall probably occurs. However, the low-permeability soils in the unsaturated zone (lateritic crust and clayey saprolite) in the vicinity of P5D and P3G limit, in some measure, the soil matrix infiltration; thus, the occurrence of diffuse recharge is probably promoted by preferential recharge pathways such as micro-fractures. For P5D (nested in the cultivation area), the preferential recharge pathways might be also enhanced by the soil macro-pores due to root development. The schists on the southern bank are replenished by both the diffuse and the focused recharge. In contrast, the basic metavolcanic rock on the northern edge of the transect (330 m from the river) is not supplied by the focused recharge as the hydraulic heads in P3G are always higher than those in all piezometers. The hydraulic heads in P3G can be associated with the combined effects of the low hydrodynamic parameters of the saprolite and water inflows within the saprolite aquifer on the northern bank. The water inflows on the northern edge of the transect may stem from vertical flow due to diffuse recharge or the groundwater lateral flows from a nearby and/or distant area. Whether for the basic metavolcanic rock or the schist, the groundwater flow is down-gradient, from the upstream to the downstream. For the 2018–2020 period, the water-table fluctuation method provides recharge estimates of 14–51 mm/year on the northern bank, 10–36 mm/year on the southern bank and 148–194 mm/year in the riverbed. These recharge values concern the saprolite aquifer and are consistent with those estimated in Tougou catchment and other Sahelian zones.

Though the present study provides new insights about the groundwater recharge pathways to the Tougou weathered rock aquifers, more details on the involvement of soil matrix infiltration, preferential recharge/discharge pathways, soil-moisture content, and regional groundwater flow are needed in future works. Understanding of the streambed hydraulic properties should be improved through field measurements of the hydraulic conductivity and soil-moisture content during streamflow periods. For diffuse recharge, it might be interesting to conduct field-based studies that can provide information on the deep drainage and water content in the unsaturated zones along

the transect, mostly in P3G and P5D. Numerical modeling is encouraged to test different scenarios regarding focused recharge from the Tougou River and diffuse recharge from rainfall infiltration along the transect scale. Since this study is only limited to the transect scale, it will be interesting for future work to identify other recharge/discharge pathways in the whole Tougou catchment and to verify if the hydrogeologic boundaries coincide with those of the hydrologic catchment. Additional geophysical investigations and aerial photography could be conducted to enhance understanding of the surface geology and deep fractures in the Tougou catchment. It should be noted that the observations made during this study indicate that the groundwater temperature is not sensitive to recharge events on the banks; therefore, it is suggested for future work to use other tracing methods, by considering the groundwater, the Tougou river water and the rainfall. For recharge rate estimation, the WTF method indicates reasonable recharge estimates but its reliability should be improved by associating other techniques. Numerical modeling methods that can consider different aspects, such as the hydro-climate and the hydrogeology of the Tougou catchment, are encouraged for the recharge estimates in future work.

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02506-4>.

Acknowledgements Particular gratitude is due to Pierre RIBSTEIN, Elie Gaëtan SAURET, Jean Luc MICHELOT, Harouna KARAMBIRI, Hama YACOUBA, Jean Pierre SANDWIDI, and Roger GUÉRIN for their professional contributions during the various stages of this research. The technical and professional assistance of different members of LEHSA (especially Mathieu KABORE) and UMR 7619 METIS is highly appreciated.

Funding The research behind this paper is funded by the World Bank and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD).

Data availability The research data associated with this paper are available from the corresponding author (Radegonde RUSAGARA) upon reasonable request.

Declarations

Conflicts of interest On behalf of all authors, the corresponding author states that there is no conflict of interest.

References

- Abdou Babaye MS, Orban P, Ousmane B, Favreau G, Brouyère S, Dassargues A (2019) Characterization of recharge mechanisms in a Precambrian basement aquifer in semi-arid southwest Niger. *Hydrogeol J* 27:475–491. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1799-x>
- Abiye TA, Mengistu H, Demlie MB (2011) Groundwater resource in the crystalline rocks of the Johannesburg area, South Africa. *J Water Resour Protect* 03:199–212. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2011.34026>

- Acworth RI, Rau GC, Cuthbert MO, Jensen E, Leggett K (2016) Long-term spatio-temporal precipitation variability in arid-zone Australia and implications for groundwater recharge. *Hydrogeol J* 24:905–921. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1358-7>
- Akurugu BA, Chegbeleh LP, Yidana SM (2020) Characterisation of groundwater flow and recharge in crystalline basement rocks in the Talensi District, northern Ghana. *J Afr Earth Sci* 161:103665. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103665>
- Alazard M, Boisson A, Maréchal J-C, Perrin J, Dewandel B, Schwarz T, Pettenati M, Picot-Colbeaux G, Kloppman W, Ahmed S (2016) Investigation of recharge dynamics and flow paths in a fractured crystalline aquifer in semi-arid India using borehole logs: implications for managed aquifer recharge. *Hydrogeol J* 24:35–57. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1323-5>
- Amogu O, Esteves M, Vandervaere J-P, Malam Abdou M, Panthou G, Rajot J-L, Souley Yéro K, Boubkraoui S, Lapetite J-M, Dessay N, Zin I, Bachir A, Bouzou Moussa I, Faran Maïga O, Gautier E, Mamadou I, Descroix L (2015) Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol Sci J* 60:78–95. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.885654>
- Bambara D, Sawadogo J, Kaboré O, Bilgo A (2019) Variabilité de certains paramètres climatiques et impacts sur la durée des périodes humides de développement végétal dans une station au centre et une autre au nord du Burkina Faso [Variability of some climatic parameters and impacts on the duration of wet periods of plant development for a station located in central and northern Burkina Faso]. *Vertigo*. <https://doi.org/10.4000/vertigo.24384>
- Barbosa SA, Pulla ST, Williams GP, Jones NL, Mamane B, Sanchez JL (2022) Evaluating groundwater storage change and recharge using grace data: a case study of aquifers in Niger. *West Africa Remote Sens* 14:1532. <https://doi.org/10.3390/rs14071532>
- Battle-Aguilar J, Cook PG (2012) Transient infiltration from ephemeral streams: a field experiment at the reach scale—infiltation from ephemeral streams. *Water Resour Res* 48. <https://doi.org/10.1029/2012WR012009>
- Battle-Aguilar J, Xie Y, Cook PG (2015) Importance of stream infiltration data for modelling surface water–groundwater interactions. *J Hydrol* 528:683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.012>
- Boivin P (1990) Caractérisation de l'infiltrabilité d'un sol par la méthode MÜNTZ: variabilité de la mesure [Characterization of soil infiltrability by MÜNTZ method: variability of the measurement]. <https://horizon.documentation.ird.fr>. Accessed 15 December 2019
- Bonsor HC, MacDonald AM, Davies J (2014) Evidence for extreme variations in the permeability of laterite from a detailed analysis of well behaviour in Nigeria. *Hydrol Process* 28:3563–3573. <https://doi.org/10.1002/hyp.9871>
- Bouchez C, Deschamps P, Goncalves J, Hamelin B, Mahamat Nour A, Vallet-Coulomb C, Sylvestre F (2019) Water transit time and active recharge in the Sahel inferred by bomb-produced ^{36}Cl . *Sci Rep* 9:7465. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43514-x>
- Bromley J, Brouwer J, Barker AP, Gaze SR, Valentin C (1997) The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *J Hydrol* 198:1–29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03322-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03322-7)
- Casenave A, Valentin C (1992) A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J Hydrol* 130:231–249. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90112-9)
- Costa AC, Bronstert A, de Araújo JC (2012) A channel transmission losses model for different dryland rivers. *Hydrol Earth Syst Sci* 16:1111–1135. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1111-2012>
- Cuthbert MO, Acworth RI, Andersen MS, Larsen JR, McCallum AM, Rau GC, Tellam JH (2016) Understanding and quantifying focused, indirect groundwater recharge from ephemeral streams using water table fluctuations: quantifying indirect groundwater recharge using WTF. *Water Resour Res* 52:827–840. <https://doi.org/10.1002/2015WR017503>
- Cuthbert MO, Taylor RG, Favreau G, Todd MC, Shamsudduha M, Villholth KG, MacDonald AM, Scanlon BR, Kotchoni DOV, Vouillamoz J-M, Lawson FMA, Adjomayi PA, Kashaigili J, Seddon D, Sorensen JPR, Ebrahim GY, Owor M, Nyenje PM, Nazoumou Y et al (2019) Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. *Nature* 572:230–234. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7>
- Dardel C, Kergoat L, Hiernaux P, Grippa M, Mougin E, Ciais P, Nguyen C-C (2014) Rain-use-efficiency: what it tells us about the conflicting Sahel greening and Sahelian paradox. *Remote Sens* 6:3446–3474. <https://doi.org/10.3390/rs604344>
- Decagon Devices Inc (2016) Mini disk infiltrometer. http://www.misure.net/sites/default/files/pdf/Mini%20Disk%20Infiltrometer_Manual.pdf. Accessed 16 December 2019
- Descroix L, Laurent J-P, Vauclin M, Amogu O, Boubkraoui S, Ibrahim B, Galle S, Cappelaere B, Bousquet S, Mamadou I, Le Breton E, Lebel T, Quantin G, Ramier D, Boulain N (2012) Experimental evidence of deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel. *J Hydrol* 424–425:1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.019>
- Descroix L, Bouzou I, Genthon P, Sighomnou D, Mahe G, Mamadou I, Vandervaere J-P, Gautier E, Faran O, Rajot J-L, Malam M, Dessay N, Ingatan A, Noma I, Souley K, Karambiri H, Fensholt R, Albergel J, Olivry J-C (2013) Impact of drought and land-use changes on surface-water quality and quantity: the Sahelian paradox. In: Bradley P (ed) *Current perspectives in contaminant hydrology and water resources sustainability*. InTech. <https://doi.org/10.5772/54536>
- Descroix L, Guichard F, Grippa M, Lambert L, Panthou G, Mahé G, Gal L, Dardel C, Quantin G, Kergoat L, Bouaïta Y, Hiernaux P, Vischel T, Pellarin T, Faty B, Wilcox C, Malam Abdou M, Mamadou I, Vandervaere J-P, Diongue-Niang A, Ndiaye O, Sané Y, Dacosta H, Gosset M, Cassé C, Sultan B, Barry A, Amogu O, Nka Nnomo B, Barry A, Paturol J-E (2018) Evolution of surface hydrology in the Sahelo-Sudanian strip: an updated review. *Water* 10:748. <https://doi.org/10.3390/w10060748>
- Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Maréchal JC, Krishnamurthy NS (2006) A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J Hydrol* 330:260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026>
- Dewandel B, Maréchal JC, Bour O, Ladouche B, Ahmed S, Chandra S, Pauwels H (2012) Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J Hydrol* 416–417:83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dewandel B, Jeanpert J, Ladouche B, Join J-L, Maréchal J-C (2017) Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *J Hydrol* 550:118–129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.075>
- Diatta S, Diedhiou CW, Dione DM, Sambou S (2020) Spatial variation and trend of extreme precipitation in West Africa and teleconnections with remote indices. *Atmosphere* 11:999. <https://doi.org/10.3390/atmos11090999>
- Diop S, Tijani MN (2008) Assessing the basement aquifers of eastern Senegal. *Hydrogeol J* 16:1349–1369. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0353-7>
- Fan Y, Li H, Miguez-Macho G (2013) Global patterns of groundwater table depth. *Science* 339:940–943. <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- Favreau G, Leduc C, Marlin C, Dray M, Taupin J-D, Massault M, Le Galla Salle C, Babic M (2002) Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from 3H and 14C Modeling.

- Ground Water 40:144–151. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02499.x>
- 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—land use, climate change and water resources. *Water Resour Res* 45. <https://doi.org/10.1029/2007WR006785>
- Froidurot S, Diedhiou A (2017) Characteristics of wet and dry spells in the West African monsoon system: characteristics of wet and dry spells in West Africa. *Atmos Sci Lett* 18:125–131. <https://doi.org/10.1002/asl.734>
- Gamsonré PE, Castaing C (2003) Carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000; feuille ND-30-X OUAHIGOUYA [Geological map of Burkina Faso at 1/200 000; sheet ND-30-X OUAHIGOUYA]. http://www.bumigeo.bf/BUMIGEB/images/info/40j1_resultats_rech_geo_min.pdf. Accessed 15 September 2020
- Gardelle J, Hiernaux P, Kergoat L, Grippa M (2010) Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 16. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-5047-2009>
- Gaye CB, 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>
- Girard P, Hillaire-Marcel C, Oga MS (1997) Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *J Hydrol* 197:189–202. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03261-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03261-1)
- Goes BJM (1999) Estimate of shallow groundwater recharge in the Hadejia–Nguru Wetlands, semi-arid northeastern Nigeria. *Hydrogeol J* 7:294–304. <https://doi.org/10.1007/s100400050203>
- Gong D-Y, Shi P-J, Wang J-A (2004) Daily precipitation changes in the semi-arid region over northern China. *J Arid Environ* 59:771–784. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2004.02.006>
- Goni IB, Taylor RG, Favreau G, Shamsudduha M, Nazoumou Y, Ngounou Ngatcha B (2021) Groundwater recharge from heavy rainfall in the southwestern Lake Chad Basin: evidence from isotopic observations. *Hydrol Sci J* 66:1359–1371. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1937630>
- Ibrahim B, Polcher J, Karambiri H, Rockel B (2012) Characterization of the rainy season in Burkina Faso and its representation by regional climate models. *Clim Dyn* 39:1287–1302. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1276-x>
- 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>
- IPCC (2021) *Climate Change 2021: the physical science basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf. Accessed 25 February 2022
- Jacks G, Traoré MS (2014) Mechanisms and rates of groundwater recharge at Timbuktu, Republic of Mali. *J Hydrol Eng* 19:422–427. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000801](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000801)
- 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>
- Jasechko S, Seybold H, Perrone D, Fan Y, Kirchner JW (2021) Widespread potential loss of streamflow into underlying aquifers across the USA. *Nature* 591:391–395. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03311-x>
- Jiménez Cisneros BE, Oki T, Arnell G, Benito JG, Cogley P, Döll P, Jiang T, Mwakalila SS (2014) Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability, part a: global and sectoral aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/SYR_AR5_FINAL_full_wcover.pdf. Accessed 15 February 2022
- Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M (2006) Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: a review. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 42:1809–1850. <https://doi.org/10.5194/hessd-3-1809-20>
- Kargas G (2017) Estimation of near-saturated hydraulic conductivity values using a mini disc infiltrometer. *Water Utility J* 16:97–104
- Koïta M, Sandwidi WJP, Dara AE (2017) Recharge estimation of hard rock aquifers under Sahelian climate conditions using water table fluctuation: case study of Tougou Catchment, Burkina Faso. *J Water Resour Protect* 09:1428–1448. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912092>
- Lachassagne P, Dewandel B, Wyns R (2014) The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications. In: Sharp JM (ed) *Fractured rock hydrogeology*, vol 20. CRC, Boca Raton, FL, pp 13–46
- Lachassagne P, Dewandel B, Wyns R (2021) Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeol J*. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lanini S, Caballero Y (2016) Groundwater recharge and associated uncertainty estimation combining multi-method and multi-scale approaches. International Congress on Environmental 9. <https://scholarsarchive.byu.edu/iemssconference/2016/Stream-B/25>. Accessed 10 February 2022
- Lanini S, Caballero Y (2021) ESPERE, a tool for multimethod aquifer recharge estimation: what's new with version 2? *Groundwater* 59:5–6. <https://doi.org/10.1111/gwat.13049>
- Lanini S, Caballero Y, Seguin J-J, Maréchal J-C (2016) ESPERE: a multiple-method Microsoft Excel application for estimating aquifer recharge. *Groundwater* 54:155–156. <https://doi.org/10.1111/gwat.12390>
- Lapworth DJ, MacDonald AM, Tijani MN, Darling WG, Gooddy DC, Bonsor HC, Araguás-Araguás LJ (2013) Residence times of shallow groundwater in West Africa: implications for hydrogeology and resilience to future changes in climate. *Hydrogeol J* 21:673–686. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0925-4>
- Leblanc MJ, Favreau G, Massuel S, Tweed SO, Loireau M, Cappelaere B (2008) Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Glob Planet Chang* 16. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.011>
- Leduc C, Bromley J, Schroeter P (1997) Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *J Hydrol* 188–189:123–138. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03156-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03156-3)
- Lee LJE, Lawrence DSL, Price M (2006) Analysis of water-level response to rainfall and implications for recharge pathways in the Chalk aquifer, SE England. *J Hydrol* 330:604–620. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.025>
- Liang X, Zhan H, Schilling K (2018) Spatiotemporal responses of groundwater flow and aquifer-river exchanges to flood events. *Water Resour Res* 54:1513–1532. <https://doi.org/10.1002/2017WR022046>
- MacDonald AM, Bonsor HC, Dochartaigh BÉÓ, 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>
- Machard de Gramont HM, Savadogo NA, Dakouré D (2017) Amélioration de la connaissance et de la gestion des eaux au Burkina Faso [Improvement of water knowledge and management in Burkina Faso]. <https://documents1.worldbank.org/curated/en/445991522099361916/pdf/Rapport-de-Synthese.pdf>. Accessed 10 May 2021
- Mahe G, Paturel J-E, Servat E, Conway D, Dezetter A (2005) The impact of land use change on soil water holding capacity and

- river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *J Hydrol* 300:33–43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>
- Mahe G, Lienou G, Descroix L, Bamba F, Paturol JE, Laraque A, Meddi M, Habaieb H, Adeaga O, Dieulin C, Chahnez Kotti F, Khomsi K (2013) The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: how climate and human changes impacted river regimes in Africa. *Hydrol Process* 27:2105–2114. <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>
- Maïga-Yaleu S, Yacouba H, Guiguemde I (2016) Hydrochimie des eaux de pluie et de ruissellement en région Sahélienne [Hydrochemistry of rainwater and runoff in Sahel region]. *J Soc Ouest-Africaine Chimie* 15:16–29. <https://www.researchgate.net/search?q=Hydrochimie%20des%20eaux%20de%20pluie%20et%20de%20ruissellement%20en%20r%C3%A9gion%20Sah%C3%A9lienne%20>. Accessed 13 September 2018
- Maliva RG (2016) *Aquifer characterization techniques*. Springer, Cham, Switzerland. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-32137-0>
- Massuel S, Perrin J, Mascré C, Mohamed W, Boisson A, Ahmed S (2014) Managed aquifer recharge in South India: what to expect from small percolation tanks in hard rock? *J Hydrol* 512:157–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.062>
- Mathieu R, Bariac T (1996) An isotopic study (^2H and ^{18}O) of water movements in clayey soils under a semiarid climate. *Water Resour Res* 32:779–789. <https://doi.org/10.1029/96WR00074>
- Moeck C, Grech-Cumbo N, Podgorski J, Bretzler A, Gurdak JJ, Berg M, Schirmer M (2020) A global-scale dataset of direct natural groundwater recharge rates: a review of variables, processes and relationships. *Sci Total Environ* 717:137042. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137042>
- Mounirou LA, Yacouba H, Karambiri H, Paturol J-E, Mahé G (2012) Measuring runoff by plots at different scales: understanding and analysing the sources of variation. *C R Geosci* 344:441–448. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.08.004>
- Mounirou LA, Zouré CO, Yonaba R, Paturol J-E, Mahé G, Niang D, Yacouba H, Karambiri H (2020) Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arab J Geosci* 13:154. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5141-2>
- Naganna SR, Deka PC, Ch S, Hansen WF (2017) Factors influencing streambed hydraulic conductivity and their implications on stream–aquifer interaction: a conceptual review. *Environ Sci Pollut Res* 24:24765–24789. <https://doi.org/10.1007/s11356-017-0393-4>
- Naik AP, Ghosh B, Pekkati S (2019) Estimating soil hydraulic properties using mini disk infiltrometer. *ISH J Hydraulic Eng* 25:62–70. <https://doi.org/10.1080/09715010.2018.1471363>
- Ndiaye B, Esteves M, Vandervaere J-P, Lapetite J-M, Vauclin M (2005) Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *J Hydrol* 307:294–311. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.016>
- Nimmo JR, Horowitz C, Mitchell L (2015) Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater* 53:282–292. <https://doi.org/10.1111/gwat.12177>
- Nkotagu H (1996) Application of environmental isotopes to groundwater recharge studies in a semi-arid fractured crystalline basement area of Dodoma, Tanzania. *J Afr Earth Sci* 22:443–457. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(96\)00022-X](https://doi.org/10.1016/0899-5362(96)00022-X)
- Nugraha GU, Lubis RF, Bakti H, Hartanto P (2021) Groundwater recharge estimation using water budget and water table fluctuation method in the Jakarta groundwater basin. *Indonesian Assoc Geol J* 1:25–38. <https://doi.org/10.51835/iagij.2021.1.1.12>
- Obuobie E, Diekkruenger 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>
- Owuor SO, Butterbach-Bahl K, Guzha AC, Rufino MC, Pelster DE, Díaz-Pinés E, Breuer L (2016) Groundwater recharge rates and surface runoff response to land use and land cover changes in semi-arid environments. *Ecol Process* 5:16. <https://doi.org/10.1186/s13717-016-0060-6>
- Panthou G, Lebel T, Vischel T, Quantin G, Sane Y, Ba A, Ndiaye O, Diongue-Niang A, Diopkane M (2018) Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: the Sahelian case. *Environ Res Lett* 13:064013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac334>
- Pavelic P, Giordano M, Keraita B, Ramesh V, Rao T (2012) Groundwater availability and use in Sub-Saharan Africa: a review of 15 countries. *Int Water Manag Institute (IWMI)*. <https://doi.org/10.5337/2012.213>
- Quichimbo EA, Singer MB, Cuthbert MO (2020) Characterising groundwater–surface water interactions in idealised ephemeral stream systems. *Hydrol Process* 34:3792–3806. <https://doi.org/10.1002/hyp.13847>
- Ransley T, Tottenham R, Sundaram B, Brodie R (2007) Development of method to map potential stream–aquifer connectivity: a case study in the Border Rivers Catchment. <https://www.researchgate.net/profile/Baskaran-Sundaram/publication/265223743>. Accessed 9 October 2019
- Savadogo N (1984) Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta: étude régionale du bassin versant de la Sissili [Geology and hydrogeology of crystalline basement of Haute-Volta: Regional Study of the Sissili Catchment]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00764194/>. Accessed 10 November 2021
- Seddon D, Kashaigili JJ, Taylor RG, Cuthbert MO, Mwiumbo C, MacDonald AM (2021) Focused groundwater recharge in a tropical dryland: empirical evidence from central, semi-arid Tanzania. *J Hydrol: Regional Stud* 37:100919. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100919>
- Shanfield M, Cook PG (2014) Transmission losses, infiltration and groundwater recharge through ephemeral and intermittent streambeds: a review of applied methods. *J Hydrol* 511:518–529. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.068>
- Shanfield M, Cook PG, Brunner P, McCallum J, Simmons CT (2012) Aquifer response to surface water transience in disconnected streams: disconnected aquifer response to flood waves. *Water Resour Res* 48. <https://doi.org/10.1029/2012WR012103>
- Shanfield M, Gutiérrez-Jurado K, White N, Hatch M, Keane R (2020) Catchment-scale characterization of intermittent stream infiltration: a geophysics approach. *J Geophys Res Earth Surf* 125. <https://doi.org/10.1029/2019JF005330>
- Soro DD (2017) Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé: cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso) [Characterization and hydrogeological modeling of an aquifer in a fractured rock area: case of the Sanon experimental site (central plateau region of Burkina Faso)]. Thèse en Cotutelle, UMPC et 2iE. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01653089/document>. Accessed 25 November 2018
- 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](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00024-4)
- Taylor CM, Lambin EF, Stephenne N, Harding RJ, Essery RLH (2002) The influence of land use change on climate in the Sahel. *J Clim* 15:3615–3629. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3615:TIOLOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3615:TIOLOC>2.0.CO;2)

- 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>
- UN General Assembly (2015) Transforming our world: the 2030 Agenda for sustainable development. A/RES/70/1, United Nations. 41 pp. <https://sdgs.un.org/>. Accessed 8 April 2019
- UNESCO (1979) Map of the world distribution of arid regions. Explanation note MAB technical notes 7, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris, 53 pp. https://catalogue.unccd.int/1060_1977_unesco_mab_technicalnotes_arid_lands_map.pdf. Accessed 26 April 2019
- van Foppen JW, Lutterodt G, Rau GC, Minkah O (2020) Groundwater flow system analysis in the regolith of Dodowa on the Accra Plains, Ghana. *J Hydrol: Regional Stud* 28:100663. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100663>
- Van Wyk E, Van Tonder G, Vermeulen D (2012) Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains: rainfall–groundwater interaction. *Water SA* 38:747–754. <https://doi.org/10.4314/wsa.v38i5.14>
- Vassolo S, Neukum C, Tiberghien C, Heckmann M, Hahne K, Baranyikwa D (2019) Hydrogeology of a weathered fractured aquifer system near Gitega, Burundi. *Hydrogeol J* 27:625–637. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1877-0>
- Wang L, Dochartaigh BO, MacDonald D (2010) A literature review of recharge estimation and groundwater resource assessment in Africa. British Geological Survey/Groundwater Resources Programme. <http://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/14145/>. Accessed 11 September 2018
- Xu Y, Beekman HE (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>
- Xu Y, Seward P, Gaye C, Lin L, Olago DO (2019) Preface: Groundwater in Sub-Saharan Africa. *Hydrogeol J* 27:815–822. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01977-2>
- Yonaba R, Biaou AC, Koïta M, Fowé T, Mounirou AL, Zouré CO, Queloz P, Karambiri H, Yacouba H (2021) A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian paradox: assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed. *Sci Total Environ* 757:143792. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143792>
- Zarate E, Hobley D, MacDonald AM, Swift RT, Chambers J, Kashai-gili JJ, Mutayoba E, Taylor RG, Cuthbert MO (2021) The role of superficial geology in controlling groundwater recharge in the weathered crystalline basement of semi-arid Tanzania. *J Hydrol: Regional Stud* 36:100833. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100833>
- Zhang X, Yang F (2004) RCLimDex (1.0) User manual. Climate Research Branch of Meteorological Service of Canada, Canada. <http://www.acmad.net/rcc/procedure/RCLimDexUserManual.pdf>. Accessed 20 October 2019
- Zida WA, Bationo BA, Waaub J-P (2019) Effects of land-use practices on woody plant cover dynamics in Sahelian agrosystems in Burkina Faso since the 1970s–1980s droughts. *Sustainability* 11:5908. <https://doi.org/10.3390/su11215908>
- Zouré C, Queloz P, Koïta M, Niang D, Fowé T, Yonaba R, Consuegra D, Yacouba H, Karambiri H (2019) Modelling the water balance on farming practices at plot scale: case study of Tougou watershed in Northern Burkina Faso. *CATENA* 173:59–70. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.002>

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.