



**HAL**  
open science

# Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso

Justine Yofe Tirogo

► **To cite this version:**

Justine Yofe Tirogo. Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 2016. Français. NNT : 2016PA066194 . tel-01429591

**HAL Id: tel-01429591**

**<https://theses.hal.science/tel-01429591>**

Submitted on 9 Jan 2017

**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.

Université Pierre et Marie Curie (UPMC)  
Institut International d'ingénierie de l'Eau et de  
l'Environnement (2iE)

Ecole doctorale :

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

**Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère  
sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest  
du Burkina Faso**

Par Justine YOFE TIROGO

Thèse de doctorat d'Hydrogéologie

Dirigée par Pierre RIBSTEIN et Angelbert BIAOU

Présentée et soutenue publiquement le 07/07/2016

Devant un jury composé de :

M. Hamma YACOUBA	Professeur titulaire, 2iE, Ouagadougou, Burkina Faso	Président
M. Patrick LACHASSAGNE	HDR, Danone Waters, France	Rapporteur
M. Alexis Yao NGO	Maître de Conférences CAMES, Université Nangui Abrogoua, Abidjan, Côte d'Ivoire	Rapporteur
Mme Anne JOST	Maître de Conférences UPMC, Paris, France	Examineur
M. Youssouf KOUSSOUBE	Maître Assistant CAMES, Université de Ouagadougou, Burkina Faso	Examineur
M. Roger GUERIN	Professeur Titulaire, UPMC, Paris, France	Examineur
M. Pierre RIBSTEIN	Professeur titulaire, UPMC, Paris, France	Directeur de thèse
M. Angelbert BIAOU	Maître Assistant CAMES, 2iE, Ouagadougou, Burkina Faso	Co-directeur de thèse





## RESUME

---

L'Afrique de l'Ouest est sujette à une variabilité climatique importante et elle connaît une longue période de sécheresse depuis les années 1970 dont l'impact sur les ressources en eau de surface est bien documenté. Quant aux ressources en eau souterraine, bien qu'elles représentent la principale source d'eau pour les usages domestiques, agricoles et industriels dans la plupart des pays de cette région, l'impact du climat sur ces dernières reste peu étudié. La présente étude porte sur le bassin versant du Kou au Burkina Faso. Situé dans la zone soudanienne, il abrite une grande ressource en eau souterraine qui est à l'origine des sources exceptionnelles dans la région ouest-africaine (plus de 6000 m<sup>3</sup>/h en 2011). Cette ressource, essentielle pour les besoins de la population, présente pourtant des signes d'épuisement (diminution du débit des sources et même tarissement de certaines sources, diminution du débit de base des rivières) qui soulèvent une question essentielle, à savoir : quelle est la cause de l'épuisement de cette ressource et son lien avec la variabilité climatique observée dans la région ? Pour répondre à cette question nous avons utilisé des méthodes d'analyse statistique et la modélisation hydrogéologique. Les méthodes statistiques appliquées aux chroniques de données climatiques, hydrométriques et piézométriques ont permis de caractériser la variabilité du climat dans la zone d'étude, de décrire la réponse des eaux souterraines face à cette variabilité et d'identifier les facteurs explicatifs potentiels du comportement de la nappe. Ces analyses ont montré que les précipitations ont connu une rupture significative en 1970 marquée par un déficit pluviométrique de 11-16 % qui a entraîné un déficit trois fois plus élevé sur l'écoulement de surface et sur le débit de base. Une reprise de la pluviométrie semble s'amorcer vers 1990 (augmentation de 4-11 %). Suite à cette reprise, le débit de certaines rivières telles que le Mouhoun à Samendéni a augmenté avec un léger retard par rapport aux précipitations à cause de la lenteur de l'écoulement de base tandis que pour d'autres rivières telles que la rivière Kou à Nasso, le flux a régulièrement diminué. En outre, l'analyse a montré que les eaux souterraines répondent à la pluviométrie avec retard. Le temps de réponse aux fluctuations saisonnières varie de 1 à 4 mois et le temps de réponse aux variations interannuelles dépasse le délai de 1 an. Cette réponse est fortement dépendante des caractéristiques physiques de l'aquifère, ce qui pourrait expliquer l'hétérogénéité spatiale de la réponse des eaux souterraines. La modélisation hydrogéologique a complété les méthodes statistiques et pallié leurs limites par une meilleure prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques de l'aquifère et de certains facteurs tels que les pompages qui pourraient influencer le niveau de la nappe. Le modèle réalisé sur Visual Modflow est d'abord calé en

régime permanent sur la période 1995-1999 puis évalué avec les données de basses eaux et de hautes eaux de 2014. Grâce au régime permanent calé de manière satisfaisante, les principaux flux qui transitent dans le système ont été estimés. On retient que les flux d'eau entrants proviennent de la recharge de la nappe (49 %) et des frontières du domaine, surtout de l'amont au sud et à l'ouest (42 %), et les flux sortants sont dus aux sources, à la rivière et ses affluents (24 %), et aux pompages qui ne représentent que 2 %. Le reste des flux (74 %) sort via le Mouhoun et la frontière aval du domaine. Les simulations en régime transitoire à un pas de temps mensuel de 1995 à 2014 ont montré qu'au cours de cette période, le niveau de la nappe a connu des variations non seulement et surtout liées à la variation de la recharge mais aussi à l'augmentation des pompages. En effet, même si les pompages ne représentent que moins de 5 % du total des flux, le fonctionnement en régime transitoire indique que ceux-ci ont entraîné une baisse du niveau de la nappe avec pour conséquence une accentuation de la diminution du débit des sources. Entre 1995 et 2014, le débit des sources Guinguette ( $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$  en 1992) et ONEA1 et 2 ( $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$  en 1993) a diminué respectivement de  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$  et les pompages ont causé près de 40 % de cette baisse. Les simulations en régime transitoire de la période 1961 à 2014 ont montré que la succession d'années sèches à partir des années 1970 a causé une baisse du niveau de la nappe entraînant une diminution importante du débit des sources,  $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$  pour la Guinguette et  $0,23 \text{ m}^3/\text{s}$  pour ONEA 1 et 2. En l'absence d'une nette amélioration des conditions climatiques, la tendance à la baisse se poursuit jusqu'à nos jours. Ainsi, les mauvaises conditions climatiques combinées aux pompages qui sont en croissance continue mettent en péril la ressource. La gestion de cette dernière dans une perspective de durabilité devrait donc revêtir une attention particulière.

**Mots clés :** Eau souterraine ; variabilité climatique ; modélisation hydrogéologique, gestion de l'eau; Afrique de l'Ouest

## ABSTRACT

---

West Africa is prone to climate variability and since the 1970s it has been experiencing a long period of drought whose impact on surface water resources is well documented. As for groundwater resources, although they are the main source of water for domestic, agricultural and industrial uses in most countries in the region, the impact of climate on them remains little studied. This study focuses on the Kou catchment in Burkina Faso. Located in the Sudanian region, the catchment holds a large groundwater resource that lies at the root of exceptional springs, recognized as such across western Africa because of their flow (over 6000 m<sup>3</sup>/h in 2011). This resource, essential to fulfill the populations' needs, shows signs of depletion (decrease in springs' flow and even drying up of some springs, decrease in the rivers' base flow) which raise a critical question, namely: what is the cause of the depletion of this resource and its nexus with the climate variability observed in the region? To answer this question, we used statistical analysis methods and hydrogeological modeling. The statistical methods applied to climatic, hydrometric and groundwater level time series led to characterize the studied area's climate variability, to describe the groundwater's response to this variability and to identify the potential factors that explain the groundwater's behaviour. The analyses showed that rainfall underwent a significant break in 1970 with an 11-16 % deficit which in turn resulted in a deficit three times greater for both surface runoff and base flow. A recovery in rainfall seems to start around 1990 (increase by 4-11 %). Following this recovery, the flow of some rivers such as the Mouhoun in Samendéni increased with a slight delay compared to rainfall because of the slowness of the base flow while for other rivers such as the Kou river in Nasso, the flow has steadily declined. Typically, the analyses showed that groundwater respond to rainfall albeit with a delay. The response time to seasonal fluctuations ranges from 1 to 4 months and the response time to interannual variations exceeds the timescale of 1 year. This response is highly dependent on the local aquifer's physical characteristics, which could explain the spatial heterogeneity of the groundwater response. Hydrogeological modeling aimed at complementing the statistical methods and overcoming their limitations by better taking into account the spatial heterogeneity of the aquifer's characteristics and some factors such as pumping that can influence the level of the groundwater. The model performed on Visual Modflow is first calibrated in steady-state over the period 1995-1999 and assessed with low water and high water data in 2014. With this steady-state model satisfactorily calibrated, the main flows passing through the system were estimated. The inflows come from groundwater recharge (49 %) and from the boundaries of

the area, especially from the upstream in the southern and western sides (42 %), and the outflows are due to springs, the river and its tributaries (24 %), and to pumping that account for 2 % only. The rest of the flow (74 %) is drained via the Mouhoun and the downstream boundary of the domain. Monthly timescale simulations in transient state over the period 1995-2014 showed that the fluctuations of the groundwater level are mainly due to changes in recharge and that the increased pumping also contributes to these fluctuations. Even if pumping represent less than 5 % of the total flow, the functioning of the system at transient state indicates that these have lowered the groundwater level which in turn resulted into a reduction of the springs' flow. Between 1995 and 2014, the flow of the springs Guinguette (1.8 m<sup>3</sup>/s in 1992) and ONEA 1 and 2 (0.5 m<sup>3</sup>/s in 1993) decreased respectively by 0.3 m<sup>3</sup>/s and 0.1 m<sup>3</sup>/s, and pumping caused 40% of the decrease. Simulations in transient state over the period 1961-2014 showed that the succession of dry years from 1970 onward caused a decline in the groundwater level resulting in a significant decrease in springs' flow, 1.1 m<sup>3</sup>/s for Guinguette and 0.23 m<sup>3</sup>/s for ONEA 1 and 2. For the climatic conditions has not improved, the downward trend continues to date. Thus, adverse weather combined with growing pumping continuously endangers the resource. The sustainability of the resource should therefore be a core issue to pay attention to in the management framework.

**Key word:** Groundwater, Climat variability, Hydrogeological modeling, Water management, West Africa

## **DEDICACE**

---

A Dieu soit la gloire, lui qui a permis l'aboutissement de ce travail.

*Je dédie ce travail à :  
Mes très chers parents  
Mon très cher Mari **YOFE Jean-Marc**  
Ma fille **Ange Marie Lucinda***

## REMERCIEMENTS

---

Au terme de ces années de recherche, je voudrais adresser mes sincères remerciements à toutes les personnes et institutions qui ont cru en moi et m'ont apporté leur soutien.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à M. Bruno Bouteille, PDG de SIREA, pour avoir été le premier à proposer l'idée du sujet de recherche - qui a été modifié par la suite par les encadreurs - et également pour sa contribution financière.

Je remercie toutes les institutions qui ont cru en ce sujet de recherche et qui ont bien voulu accorder un financement pour sa réalisation. Il s'agit de l'IRD à travers le Programme Doctoral International – Modélisation des Systèmes Complexes (PDI-MS), du programme de Bourse d'Echange Scientifique et Technologique (BEST), et de l'UEMOA.

J'adresse des remerciements particuliers au Directeur Général de l'Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA) pour avoir cru en l'objectif de ce travail et pour toutes les dispositions qu'il a bien voulu faire prendre pour apporter non seulement une contribution financière, mais également un accompagnement technique que ses collaborateurs n'ont ménagé aucun effort pour concrétiser à travers les missions de terrain à Bobo-Dioulasso, les collectes et mises à disposition de données, etc. Je remercie notamment M. Hamado Ouédraogo, M. Mahamadi Koné, M. Moussa Semdé, M. François Sandwidi, M. Adama Sanou, M. Alain Ky.

Au-delà du financement, la réalisation de ce travail n'aurait été rendu possible sans le concours des deux Ecoles qui ont pourvu à l'encadrement. Aussi, tiens-je à remercier le 2iE, à travers son Directeur Général M. Amadou Hama Maïga et ses collaborateurs dont le Directeur de l'Ecole doctorale, M. Harouna Karambiri, pour avoir accueilli promptement le sujet de la recherche et l'opportunité qu'elle m'a offerte de pouvoir travailler dans un cadre convivial et exaltant. Je remercie également le laboratoire METIS ainsi que l'Ecole doctorale Géosciences et Ressources Naturelles de Paris VI à travers son responsable François Baudin, pour l'encadrement ainsi que le financement de plusieurs missions et l'acquisition des certains matériels et outils qui m'étaient indispensables.

A mon directeur de thèse de l'UPMC en la personne de M. Pierre RIBSTEIN qui a su me conduire avec patience et m'orienter à travers les méandres de la recherche scientifique jusqu'à l'aboutissement de ce travail. C'est un monsieur qui a un grand cœur. Plus qu'un directeur de thèse, il a été comme un père qui m'a beaucoup appris aussi bien sur le plan

scientifique que sur le plan social. Je ressors grandi de mon expérience à ses côtés. Je lui exprime mon plus profond respect et ma plus profonde gratitude.

A M. Angelbert Biaou, mon co-directeur de thèse au 2iE, qui a eu confiance en moi dès le départ pour me proposer ce sujet de recherche. C'est avec beaucoup de reconnaissance que je me rappelle ce moment, alors qu'il m'orientait pour la formulation du projet de thèse. Je lui tire également le chapeau pour les batailles qu'il a menées et gagnées afin que cette thèse démarre ; entre autre la cotutelle avec Paris VI et l'appui financier et technique de l'ONEA. Il n'a jamais ménagé aucun effort pour pourvoir aux conditions de travail favorables à la réalisation de cette thèse.

A Anne Jost, mon encadrant de l'UPMC, j'exprime mes vives remerciements pour avoir bien voulu faire tout ce chemin avec moi. La rigueur scientifique qui la caractérise m'a aidé à me surpasser dans ce travail. Merci d'avoir accepté de me tenir par la main depuis les b.a.ba de la modélisation hydrogéologique jusqu'à l'aboutissement de ce travail formidable. Merci également pour les séjours passés au Burkina dans des conditions pas toujours très agréables pour me permettre d'avancer et aussi pour l'accueil et la disponibilité durant tous mes séjours à Paris. Pour tous les bons moments passés ensemble au cours de ces quelques années, je voudrais lui exprimer toute ma reconnaissance et ma gratitude.

A M. Youssouf Koussoubé, de l'université de Ouagadougou et co-encadrant de la thèse, je voudrais également exprimer mes sincères remerciements, lui qui a été d'un appui important, surtout pour la compréhension des notions en géologie qui ont été une base fondamentale pour l'atteinte de l'objectif de ce travail. Je me souviens des missions de terrain à travers lesquelles il m'a appris davantage dans ce domaine complexe. Merci pour toutes les orientations qui ont contribué à enrichir ce mémoire.

Mes remerciements s'adressent également aux personnes qui bien que n'étant pas directement impliquées dans l'encadrement ont apporté un concours scientifique pertinent qui m'a aidé à améliorer de façon significative l'un ou l'autre aspect de mon travail. Je remercie notamment Danièle Valdes-Lao, du laboratoire METIS de l'UPMC, qui a été très ouverte et disponible pour voler à mon secours en m'initiant aux notions de traitement du signal et à l'utilisation de certains outils informatiques qui m'ont été d'un apport certain pour la réalisation d'une partie importante de la thèse. A cette même enseigne s'inscrivent M. Elie Sauret et M. Mahamadou Koïta enseignant à 2iE qui m'ont accompagné sur un bout de chemin, mais combien important, pour la modélisation.

J'exprime ma profonde gratitude à toutes les personnes qui m'ont aidé à obtenir les données sans lesquelles mes travaux n'auraient pas été possibles. Je remercie particulièrement Ahmed Kam qui nous a accompagnés depuis le début de cette thèse et qui s'est toujours montré disponible pour nous appuyer. Mes remerciements vont également à toute l'équipe du projet Eau souterraine, M. Nestor Ouédraogo, M. Soma et l'ensemble du personnel, à la Direction Générale des Ressources en Eau ainsi qu'à la Direction Générale de la Météorologie. Je remercie également les étudiants stagiaires du 2iE (Kalil Doumbia et Katégno Ouattara) qui ont en outre contribué à l'analyse de certaines des données.

A tous ceux et celles avec qui nous avons marché ensemble sur les sentiers de la thèse, je dis merci pour l'ambiance conviviale dans laquelle nous avons travaillé. Je pense à Fanta Bouba, collègue du PDI pour son amabilité et son amitié, à Bernadette Nka Nnomo ma camarade de combat avec qui nous avons passé des moments inoubliables aussi bien à Ouagadougou qu'à Paris, à Dimitri Soro collègue doctorant pour son soutien et sa disponibilité et, à l'ensemble de mes collègues doctorants du PDI, du 2iE et de l'UPMC.

J'adresse un spécial "merci" à toutes les personnes ont été d'un soutien moral important qui m'a donné le courage d'avancer.

A mes amis, je dis merci pour les multiples signes d'amitié et le soutien qui m'ont procuré du réconfort tout au long de ce chemin. En particulier, à Clément Kaboré pour son soutien moral et spirituel.

A ma famille qui a été d'un très grand soutien pour moi durant toute cette thèse. Elle n'a ménagé aucun effort pour me permettre de voir l'aboutissement de ces travaux malgré les nombreuses difficultés que j'ai rencontrées. A ma mère et à mon père qui ont accueilli et pris soin de ma fille durant mes nombreuses absences. A mes sœurs Viviane et Blanche qui ont été des mères pour ma fille et ont su combler mes absences. A Félix, Félicité et Roland pour leur soutien.

A ma fille Ange Marie Lucinda qui a été une source d'inspiration pour moi ; je lui dis grand merci pour avoir été compréhensive et pour avoir accepté toutes les absences de sa mère.

A mon mari qui m'a toujours soutenu, qui a toujours su me redonner du courage quand j'en manquais, qui a gardé confiance en moi, j'exprime toute ma gratitude. Merci pour la compréhension et la patience durant toutes ces années. Cette thèse est aussi un peu la tienne...

A tous ceux que je n'ai pas pu citer, soyez sûr que je n'oublie pas tout le bien que vous m'avez fait.

## TABLE DES MATIERES

---

<b>RESUME</b> .....	<b>iii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>v</b>
<b>DEDICACE</b> .....	<b>vii</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>viii</b>
<b>TABLE DES MATIERES</b> .....	<b>xi</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>1</b>
<b>PARTIE I : CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE</b> .....	<b>5</b>
<b>Chapitre I : Cadre général de la zone d'étude</b> .....	<b>7</b>
I.1. Cadre géographique de la zone d'étude .....	7
I.2. Relief et réseau hydrographique.....	7
I.3. Cadre climatique .....	8
I.4. Occupation des terres .....	10
I.5. Contexte géologique.....	11
I.5.1. Géologie régionale .....	11
I.5.2. Géologie locale.....	13
I.5.2.1. Description des formations géologiques du bassin du Kou.....	14
I.5.2.2. Tectonique .....	18
I.5.2.3. Schéma structural synthétique de la zone d'étude.....	18
I.6. Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude .....	20
I.6.1. Contexte hydrogéologique régional .....	20
I.6.2. Structure et géométrie des aquifères du bassin du Kou.....	21
I.6.3. Paramètres hydrodynamiques.....	23
I.6.4. Piézométrie globale de la zone d'étude .....	26
I.6.5. Recharge de la nappe.....	29
I.6.6. Interactions eaux de surface- eaux souterraines .....	31
I.6.6.1. Echanges nappe-rivière .....	31
I.6.6.2. Sources d'eau de la zone .....	31
I.6.7. Exploitation de la nappe .....	34
I.7. Synthèse sur le contexte de la zone d'étude .....	36
<b>PARTIE II : VARIABILITE CLIMATIQUE ET REPOSE HYDROLOGIQUE</b> .....	<b>39</b>
<b>Chapitre II : Variabilité du climat</b> .....	<b>41</b>
II.1. Matériel et méthodes .....	42

II.1.1.	Données climatiques.....	42
II.1.1.1.	Homogénéité des données pluviométriques .....	43
II.1.1.2.	Comblement des séries pluviométriques .....	45
II.1.2.	Méthodes d'analyse.....	46
II.1.2.1.	Indice pluviométrique de Nicholson .....	47
II.1.2.2.	Test de détection de rupture .....	47
II.1.2.3.	Test de détection de tendance.....	49
II.2.	Analyse de la variabilité des précipitations .....	50
II.2.1.	Variabilité interannuelle des précipitations .....	50
II.2.2.	Stationnarité des séries pluviométriques sur la période de 1955 à 2014 .....	53
II.2.2.1.	Analyse de la stationnarité des pluies annuelles.....	53
II.2.2.2.	Analyse de la stationnarité des indices pluviométriques .....	54
II.2.3.	Tendance observée sur la période après 1970 .....	56
II.2.4.	Evolution du cycle saisonnier.....	58
II.3.	Température et évapotranspiration potentielle de 1961 à 2014 .....	59
II.4.	Conclusion partielle.....	60
<b>Chapitre III : Bilan hydrologique du bassin du kou.....</b>		<b>63</b>
II.1.	Matériel et méthodes .....	63
II.1.1.	Données .....	63
II.1.2.	Description de la méthode .....	65
II.1.3.	Termes du bilan .....	67
II.1.3.1.	Précipitations .....	67
II.1.3.2.	Réserve en eau utile du sol .....	68
II.1.3.3.	Evapotranspiration potentielle et réelle .....	70
II.1.3.4.	Ecoulement de surface.....	71
II.2.	Résultats du bilan hydrologique .....	75
II.2.1.	Terme du bilan et variation saisonnière.....	75
II.2.2.	Variation de long terme et stationnarité des termes du bilan.....	76
II.2.3.	Analyse de sensibilité de la recharge.....	79
II.3.	Discussion et conclusion sur le bilan hydrologique .....	81
<b>Chapitre IV : Réponse hydrologique du bassin face à la variabilité du climat.....</b>		<b>83</b>
IV.1.	Matériel et méthodes .....	84
IV.1.1.	Données .....	84
IV.1.2.	Méthodes .....	87

IV.1.2.1.	Prétraitement des données .....	87
IV.1.2.2.	Analyse corrélatoire .....	87
IV.1.2.3.	Analyse en Composantes Principales .....	89
IV.2.	Impact de la sécheresse des années 1970 sur les écoulements.....	91
IV.3.	Tendances observées sur la période après 1970.....	93
IV.4.	Evolution du régime hydrologique sur la période de 1961 à 2014 .....	95
IV.5.	Caractérisation des variations du niveau de la nappe sur la période récente .....	98
IV.5.1.	Variation saisonnière.....	99
IV.5.2.	Relation pluie - niveau piézométrique.....	99
IV.5.3.	Variation interannuelle du niveau piézométrique.....	101
IV.5.4.	Facteurs explicatifs de la variation spatiale et temporelle du niveau de la nappe .....	104
IV.6.	Conclusion partielle.....	108

**PARTIE III : ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE PAR LA MODELISATION ..... 111**

**Chapitre V : Construction du modèle hydrogéologique de la zone d'étude ..... 113**

V.1.	Généralités sur la modélisation hydrogéologique .....	113
V.1.1.	Modèles mathématiques en hydrogéologie .....	113
V.1.1.	Equations de l'écoulement .....	114
V.1.2.	Méthodes de résolution de l'équation de diffusivité .....	116
V.1.2.1.	Méthode des différences finies.....	116
V.1.2.2.	Méthode des éléments finis .....	116
V.2.	Bref aperçu sur les modèles existants dans la zone du bassin du Kou.....	116
V.3.	Objectif de la présente modélisation du système aquifère du bassin du Kou .....	120
V.4.	Code choisi .....	121
V.5.	Modèles conceptuel et numérique.....	121
V.5.1.	Géométrie du modèle .....	121
V.5.1.1.	Extension horizontale et verticale .....	121
V.5.1.2.	Modèle numérique de terrain.....	123
V.5.2.	Modèle géologique en 3D et discrétisation .....	125
V.5.3.	Failles .....	126
V.5.4.	Conditions aux limites.....	128
V.5.4.1.	Conditions aux limites au niveau des frontières.....	129
V.5.4.2.	Conditions de rivière et de drain .....	129
V.5.5.	Recharge de la nappe.....	131
V.5.6.	Prélèvements .....	131

V.5.7. Paramètres hydrodynamiques.....	138
V.6. Piézométrie de référence et d'observations pour le calage du modèle .....	139
V.7. Conclusion partielle.....	142
<b>Chapitre VI : Etude du fonctionnement hydrodynamique de la nappe à l'aide de la modélisation hydrogéologique.....</b>	<b>145</b>
VI.1. Régime permanent.....	146
VI.1.1. Calage du modèle .....	146
VI.1.2. Résultats du calage en régime permanent .....	149
VI.1.2.1. Piézométrie calée.....	149
VI.1.2.2. Bilan des flux.....	152
VI.1.3. Evaluation et étude de sensibilité du modèle calé .....	156
VI.2. Régime transitoire .....	160
VI.2.1. Conditions aux limites et condition initiale.....	160
VI.2.2. Calage.....	161
VI.2.3. Résultats du calage .....	163
VI.2.3.1. Piézométrie.....	163
VI.2.3.2. Bilan des flux.....	167
VI.2.4. Influence des pompages et de la recharge sur la nappe .....	169
VI.2.4.1. Influence des pompages sur le niveau de nappe.....	170
VI.2.4.2. Influence de la recharge.....	174
VI.2.5. Réponse de la nappe à la variabilité du climat de 1961 à 2014.....	177
VI.3. Conclusion partielle.....	179
<b>CONCLUSION GENERALE .....</b>	<b>181</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>189</b>
<b>LISTE DES FIGURES.....</b>	<b>205</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	<b>209</b>
<b>LISTE DES ABBREVIATIONS.....</b>	<b>211</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>213</b>

## **INTRODUCTION GENERALE**

---

L'eau douce est une ressource vitale pour l'homme et essentielle pour son développement. Cependant, cette ressource demeure une denrée rare à l'échelle du globe. La fraction d'eau douce liquide ne représente que moins de 1 % de la réserve totale en eau du globe et est en majeure partie constituée d'eau souterraine. Selon les projections, cette ressource peu disponible devrait davantage se raréfier du fait de plusieurs facteurs, notamment la demande de plus en plus importante pour satisfaire les besoins anthropiques (Unesco, 2012 ; Prakash Khedun *et al.*, 2014). En outre, les effets plus globaux du changement climatique exacerberont la raréfaction de l'eau (Bates *et al.*, 2008 ; Allan *et al.*, 2013 ; Cosgrove, 2013). Ce phénomène de raréfaction de la ressource en eau se pose toutefois avec une acuité différente selon les régions du monde.

Dans ce contexte global, l'Afrique est l'une des régions les plus désavantagées. En effet, l'Unesco (2012) rapporte que l'Afrique est l'une des régions du monde les moins nanties en eau douce et sera davantage affectée par la diminution de cette ressource, plongeant ainsi les populations dans une situation de précarité exacerbée. Actuellement, la quantité d'eau disponible par habitant y est inférieure à la moyenne mondiale et on estime que la proportion de la population confrontée au stress hydrique et à la pénurie d'eau passera de 47 % en 2000 à 65 % en 2025 (Bates *et al.*, 2008). Il faut toutefois noter que ce constat global de la faible disponibilité en eau sur le continent africain cache des disparités majeures liées aux différents environnements physiques et à la mosaïque climatique de ce continent (Mérino, 2008 ; Dieng, 2011). Néanmoins, la diminution de la disponibilité des ressources en eau en Afrique est une menace, d'autant plus que 40 % de la population vivent déjà en zones aride et semi-aride qui sont vulnérables à la variabilité et au changement du climat.

La zone ouest africaine est l'une des régions les plus vulnérables à la variabilité et au changement climatiques. Au cours du 20<sup>e</sup> siècle, elle a connu une succession de périodes humides et de périodes sèches marquées par des déficits pluviométriques importants (Nicholson, 1978). Au cours de la seconde moitié de ce siècle, on observe une forte diminution de la pluviométrie avec une rupture nette autour des années 1970 (Paturel *et al.*, 1998 ; Le Barbé *et al.*, 2002). Après les années 1990, s'amorce une reprise des précipitations qui demeurent cependant déficitaires par rapport à la moyenne antérieure aux années 1970 (L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009). La réponse des systèmes hydrologiques à cette variabilité de la pluviométrie est contrastée entre la région du Sahel (pluviométrie annuelle <700 mm) et la région soudanienne (pluviométrie annuelle > 700 mm). Dans la plupart des

petits et moyens bassins versants situés dans la zone sahélienne, les débits ont augmenté malgré une baisse de la pluviométrie depuis les années 1970 (Albergel, 1987 ; Descroix *et al.*, 2009 ; Amogu *et al.*, 2010) tandis que dans la zone soudanienne, les débits ont clairement diminué dans une proportion plus importante que les précipitations (Mahé, 2009 ; Descroix *et al.*, 2015). L'augmentation du débit en zone sahélienne a entraîné une augmentation du niveau de la nappe dans les bassins endoréiques tels que ceux du sud-ouest du Niger (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau *et al.*, 2009). Dans la zone soudanienne, la baisse significative du débit est liée à une diminution du débit de base qui s'explique par la baisse du niveau de la nappe (Bricquet *et al.*, 1997 ; Mahé, 2009).

A l'effet du climat, s'ajoute l'augmentation de la demande en eau dont les causes sont la croissance démographique, l'urbanisation rapide et le développement agricole et industriel. On prévoit que la demande en eau entre 2005 et 2030 augmentera de trois fois plus que dans n'importe quelle autre région du monde (Jacobsen *et al.*, 2012). Ainsi, les zones qui connaissent déjà une précarité de la disponibilité en eau seront davantage affectées. Dans un tel contexte, les eaux souterraines, perçues comme une source d'eau alternative du fait de la rareté des eaux de surface en zones aride et semi-aride, vont subir une pression de plus en plus forte (Calow & MacDonald, 2009 ; USAID, 2014). Alors que la pression sur les eaux souterraines devient plus forte, ceci conjugué avec l'effet de la variabilité et du changement climatiques susceptible de réduire la réalimentation des nappes, on pourrait s'attendre également à une diminution de sa disponibilité (IPCC, 2007 ; Lutz *et al.*, 2011 ; McCartney *et al.*, 2012 ; Niang *et al.*, 2014).

La réponse des aquifères à ces diverses sollicitations externes reste encore mal comprise. En effet, l'étude de la réponse des nappes est complexe car différée et influencée par plusieurs facteurs (végétation, utilisation des terres, type de sol, géologie) rendant ainsi difficile la détection de l'impact des diverses sollicitations (Scanlon *et al.*, 2006 ; Green *et al.*, 2011). Cette étude est d'autant plus difficile qu'il y a peu de données d'observations, notamment des données piézométriques sur le long terme, dans la région considérée. Le manque de données constitue une contrainte majeure pour la mise en œuvre des méthodes généralement utilisées pour analyser le comportement des nappes face au climat ou à l'effet combiné des pompages (Hanson *et al.*, 2004 ; Kuss & Gurdak, 2014; Knowling *et al.*, 2015). Pourtant, pour préserver et gérer la ressource en eau souterraine dans une perspective de développement durable, il sied de recourir à des études scientifiques s'appuyant sur des outils adaptés pour expliquer les dynamiques qui la régissent.

Dans la présente étude, nous avons analysé la dynamique de la nappe du bassin du Kou. Deux raisons essentielles sous-tendent le choix de ce site. Le bassin du Kou abrite une vaste ressource en eau souterraine à l'origine de sources exceptionnelles à l'échelle de la région ouest-africaine (plus de 6000 m<sup>3</sup>/h en 2011). En outre, cette ressource est d'une importance socio-économique primordiale pour le Burkina Faso, en particulier pour Bobo-Dioulasso, la deuxième plus grande ville du pays et ses environs. La ressource en eau est exploitée pour l'irrigation, les activités industrielles et pour l'approvisionnement en eau potable (AEP). Les besoins en eau à l'échelle du bassin ne cessent de croître : de 5000 m<sup>3</sup>/j environ en 1960, ils sont passés à plus de 70 000 m<sup>3</sup>/j en 2014. Dans un contexte de forte variabilité du climat donc de la recharge et d'une augmentation des pompages, comprendre la dynamique de la nappe vis-à-vis de ces sollicitations devient primordial pour une bonne gestion de cette ressource. Cela d'autant plus que des signes de diminution de la ressource ont été observés depuis plusieurs années (réduction du débit de base de la rivière, réduction du débit des sources, et même assèchement de certaines d'entre elles). Ces observations ont soulevé des questions critiques sur la cause de la diminution de la ressource et son lien avec la variabilité climatique observée dans la région ainsi qu'avec les diverses sollicitations du bassin.

Ce travail a donc pour objectif d'étudier le comportement de la nappe vis-à-vis des diverses sollicitations auxquelles elle est soumise. En outre, il propose une méthodologie d'étude de l'impact du changement global sur un système aquifère pour lequel peu d'observations sont disponibles.

Le présent travail comporte 3 parties :

- La première partie fait l'état des connaissances actuelles sur la zone. Elle porte sur la géologie régionale et locale, le contexte climatique et hydrogéologique de la zone étudiée.
- La deuxième partie porte sur l'étude de l'impact de la variabilité du climat sur les systèmes hydrologiques d'une manière générale et en particulier sur les eaux souterraines par une approche statistique. Il s'agit ici, à partir des données d'observation (climatiques, hydrologiques, piézométriques) de caractériser la variabilité du climat, étudier son impact sur le bilan hydrologique du bassin, notamment sur la recharge de la nappe ainsi que la réponse de la nappe à ces variations. Les principaux résultats de cette partie ont fait l'objet d'une publication

dans le journal Water de MDPI (Multidisciplinary Digital Publishing Institute)  
(Annexe 1)

- La troisième partie porte sur l'analyse du fonctionnement hydrodynamique de la nappe par la modélisation. Cette partie vient compléter les analyses statistiques par une meilleure prise en compte de la variabilité spatiale des caractéristiques de l'aquifère et de certains facteurs pouvant influencer le niveau de la nappe tels que les pompages. Un modèle hydrogéologique 3D de la zone d'étude, calé en régime permanent et en régime transitoire, permet de simuler le fonctionnement de la nappe sous certains scénarii. Le but de ces simulations est d'étudier la réaction de la nappe afin de distinguer l'impact de la variabilité climatique de celui des pompages.

# **PARTIE I**

---

## **CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE**

---



# Chapitre I : Cadre général de la zone d'étude

## I.1. Cadre géographique de la zone d'étude

L'étude porte sur le bassin du Kou (1860 km<sup>2</sup>) situé dans la partie sud-ouest du Burkina Faso (**Figure 1**) entre les longitudes 4° 08' W et 4° 36' W et les latitudes 10° 55' N et 11° 32' N. Le bassin du Kou est situé dans la zone administrative de la région des Hauts-Bassins et abrite la deuxième plus grande ville du pays, Bobo-Dioulasso (490 000 habitants Recensement Général de la Population et de l'Habitat en 2006).

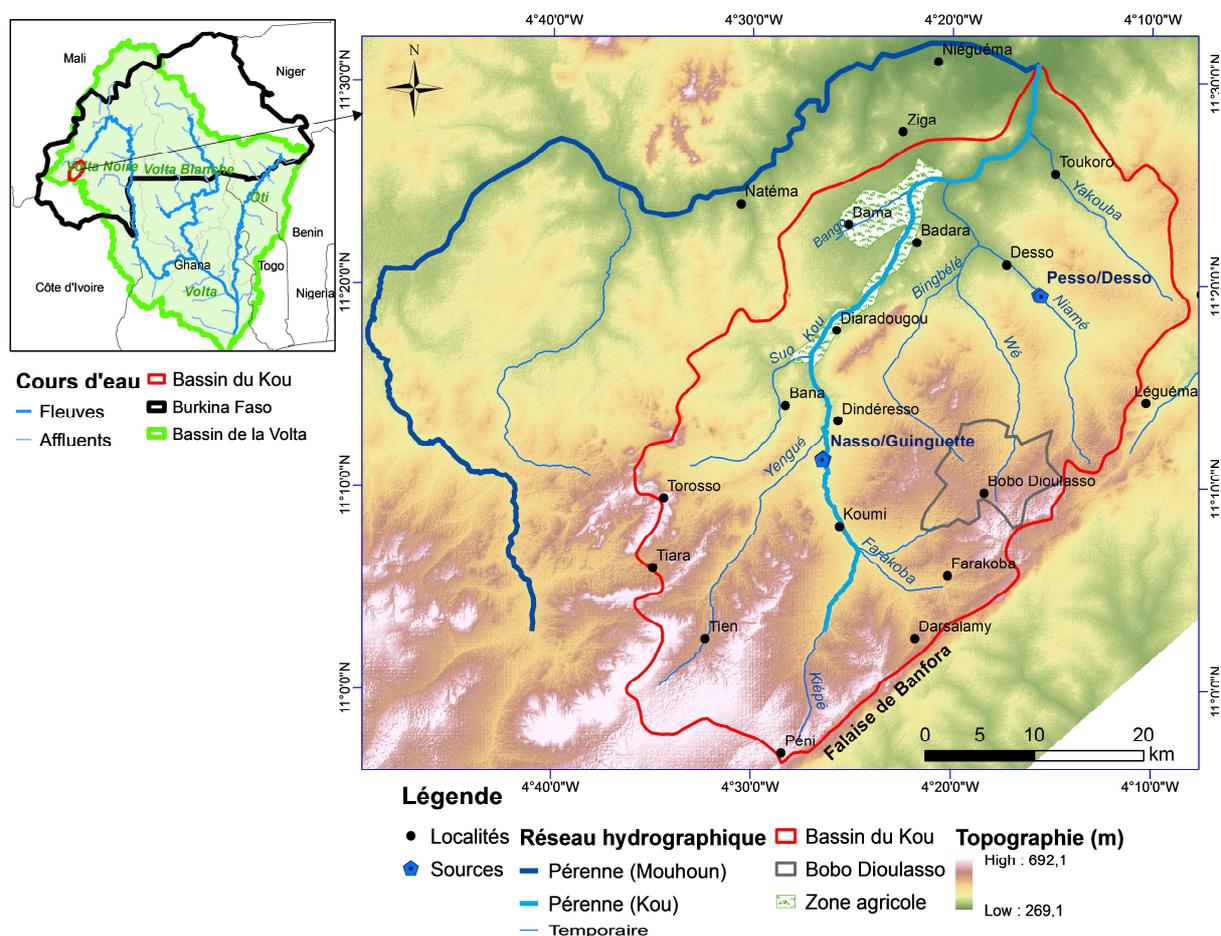


Figure 1. Situation de la zone d'étude

## I.2. Relief et réseau hydrographique

Le bassin du Kou est constitué d'un plateau gréseux bordé à l'est par une falaise (Falaise de Banfora) de hauteur variable ne dépassant pas 200 m. La limite sud du bassin, où le relief est accidenté, est bordée par des montagnes (vers le village de Tien) et des collines

rocheuses dont l'altitude varie entre 400 et 670 m. Les versants de ces buttes rocheuses présentent généralement de fortes pentes (15 à 30 %) dont l'altitude diminue progressivement en direction du nord où elle se situe autour de 280 m. Au sud du bassin, les terrains sont fortement entaillés par le réseau hydrographique. La partie nord du bassin est marquée par la faible pente du terrain où s'étendent des plaines inondables.

Le bassin du Kou fait partie du bassin versant de la Volta, un des 3 grands bassins internationaux que compte le Burkina (Niger, Volta, Comoe). Le bassin de la Volta couvre une superficie d'environ 400 000 km<sup>2</sup>, a son embouchure dans le Golfe de Guinée et s'étend sur six pays (Mali, Burkina, Bénin, Côte d'Ivoire, Ghana, Togo). Au Burkina Faso, il est drainé par deux grands cours d'eau, la rivière Mouhoun (ex Volta Noire) et la rivière Nakanbé (ex Volta Blanche).

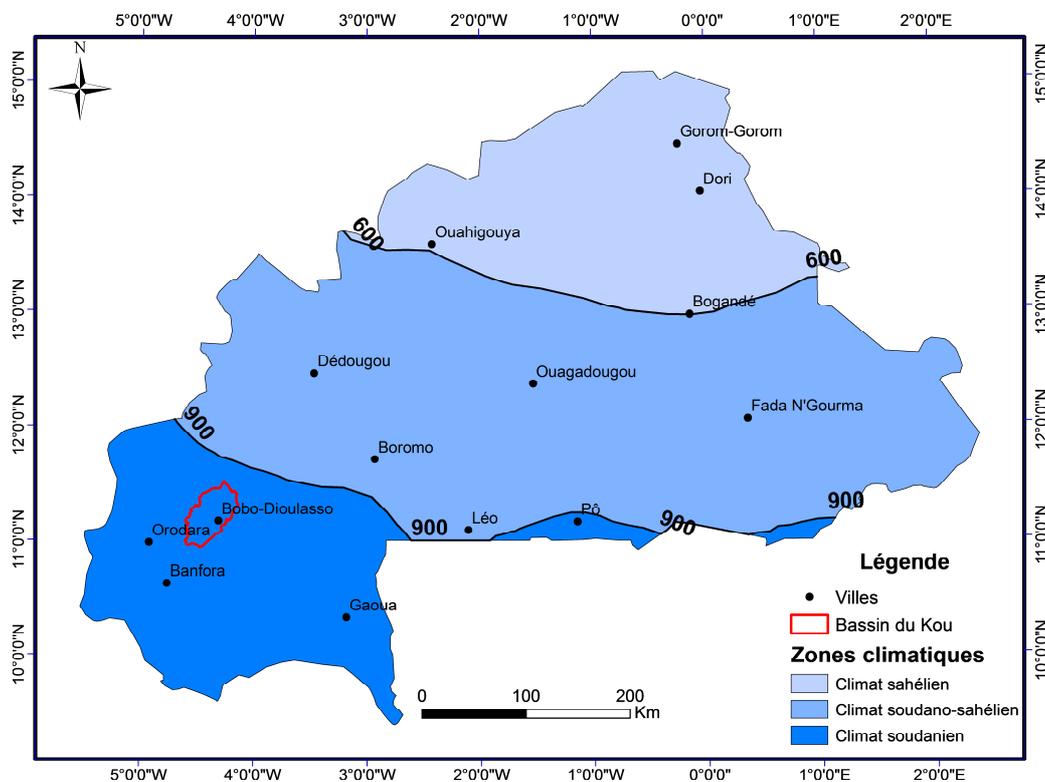
La rivière pérenne du Kou (environ 70 km de longueur) est le premier grand affluent en rive droite de la rivière Mouhoun. Elle prend sa source vers la localité de Péni à environ 500 m d'altitude. Le Kou est alimenté par plusieurs sources dont les plus importantes sont les sources de Nasso/Guinguette et les sources de Pesso/Desso (**Figure 1**). Les sources de Nasso/Guinguette, qui débitent plus de 6000 m<sup>3</sup>/h d'eau, constituent l'essentiel du débit de base de la rivière Kou et contribuent à alimenter en aval d'importants aménagements hydro-agricoles (périmètres irrigués de la Vallée du Kou). Les principaux affluents (Yengué, Niamé, Suo, Farakoba, Bingbélé, Wé, Yakouba et Bango) sont pour la plupart des cours d'eau temporaires (**Figure 1**). A la confluence avec la rivière du Kou (environ 280 m d'altitude), le Mouhoun a une longueur d'environ 147 km et draine un bassin versant de 6647 km<sup>2</sup>.

### **I.3. Cadre climatique**

Le Burkina Faso est situé dans une zone tropicale de type soudano-sahélienne (**Figure 2**). Le climat est caractérisé par deux saisons très contrastées : une saison pluvieuse qui dure 4-5 mois et une saison sèche durant laquelle souffle l'Harmattan, un vent chaud et sec, originaire du Sahara. Le pays compte trois zones climatiques qui sont :

- la zone sahélienne au nord du pays avec des précipitations inférieures à 600 mm/an et une amplitude thermique journalière élevée (15 à 45°C),
- la zone soudanienne au sud du pays qui contient le bassin du Kou avec des précipitations de plus de 900 mm/an et des températures moyennes journalières plus basses qu'en zone sahélienne,

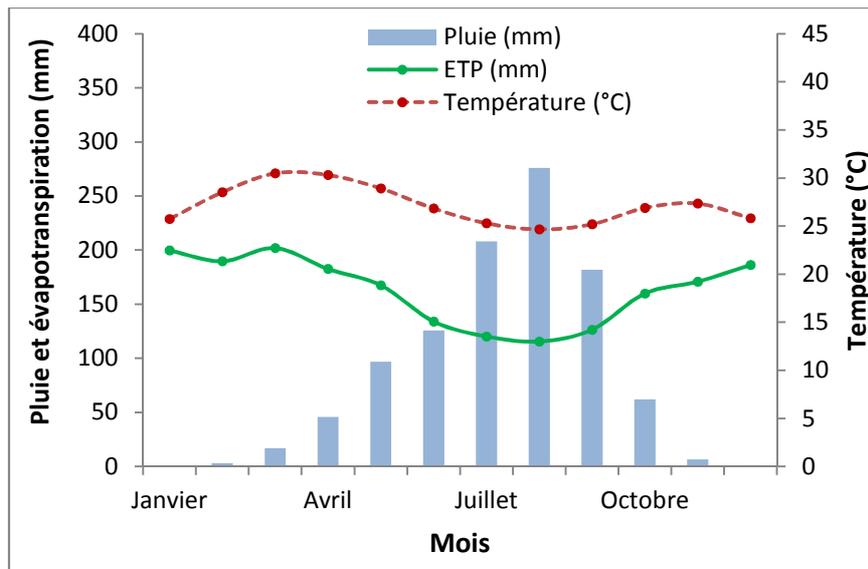
- la zone soudano-sahélienne est située entre les deux zones décrites ci-dessus. Elle est une zone intermédiaire de par ses températures et ses précipitations (600 – 900 mm/an).



**Figure 2.** Zones climatiques du Burkina Faso (1971-2000)

Le bassin du Kou est situé dans la partie soudanienne du Burkina Faso où la pluie annuelle varie entre 900 et 1200 mm. La saison pluvieuse y dure généralement 5 mois, de mai à septembre. Le mois d’août est le mois le plus pluvieux et enregistre en moyenne 275 mm de pluie (**Figure 3**).

Les températures moyennes mensuelles varient entre 25 °C et 31 °C. Les mois les plus froids sont les mois de décembre et janvier et les mois les plus chauds sont les mois de mars et avril. L’évapotranspiration potentielle est maximale durant le mois de mars (202 mm) et minimale durant le mois d’août (116 mm).



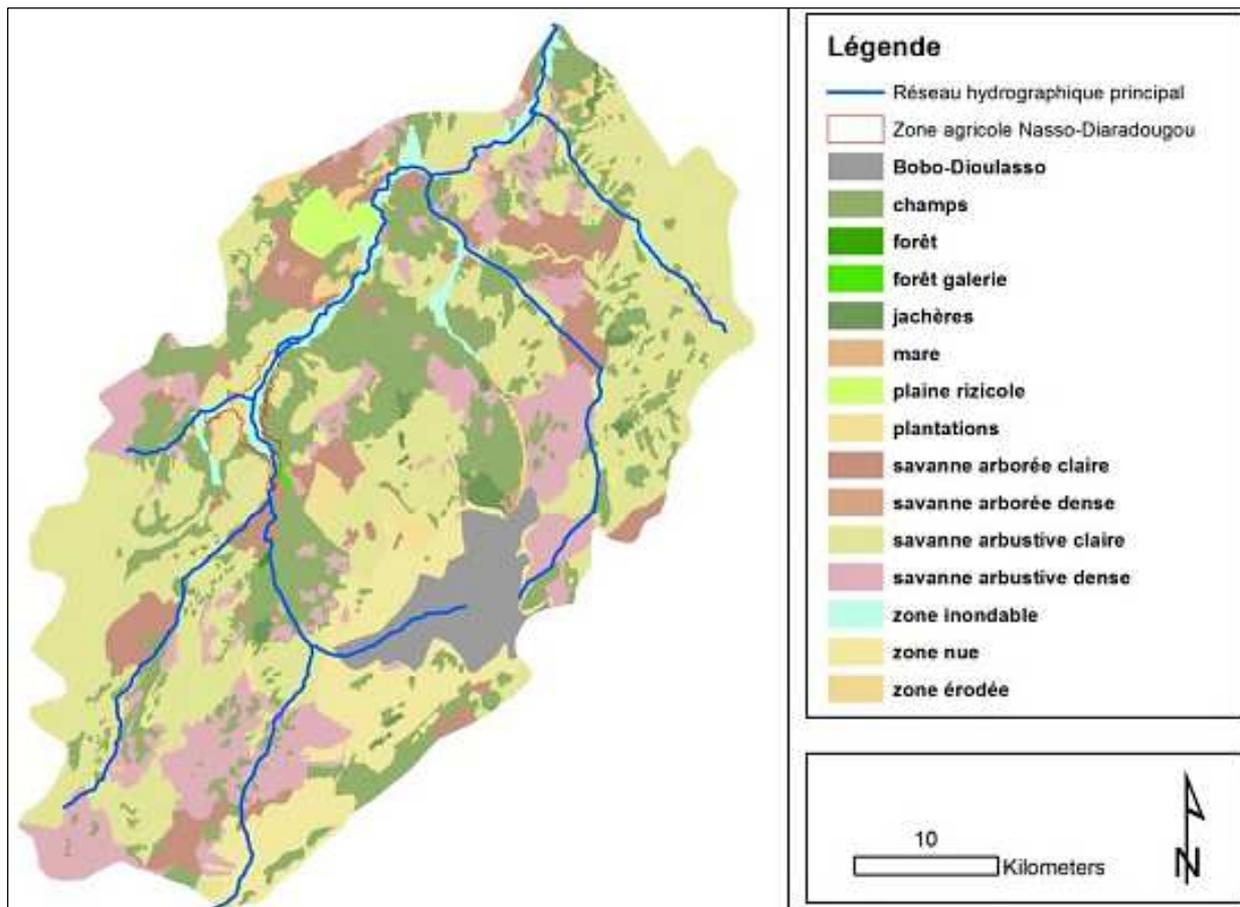
**Figure 3.** Moyennes mensuelles de pluie, d'évapotranspiration potentielle (formule de Penman) et de température de l'air de 1961 à 2014 pour la station de Bobo-Dioulasso

#### I.4. Occupation des terres

La carte d'occupation des sols décrite dans cette partie est un résultat d'études menées dans le cadre de projets : le Projet GEeau réalisé conjointement avec le Projet d'Aménagement Participatif des forêts classées de Dindresso et du Kou (PAFDK) (Wallens & Compaoré, 2004).

L'occupation des sols peut se regrouper en 5 grands types (**Figure 4**) :

- la végétation naturelle représentée en grande partie par la savane arborée et arbustive. On y trouve aussi la forêt sur une faible superficie du bassin ;
- la zone urbaine qui est représentée par la ville de Bobo-Dioulasso et ses environs ;
- la zone agricole qui comprend la zone de culture irriguée dans la plaine alluviale (Vallée du Kou) et les champs réservés aux cultures de saison des pluies ;
- les plans d'eau et les zones inondables ;
- les sols nus ou érodés.



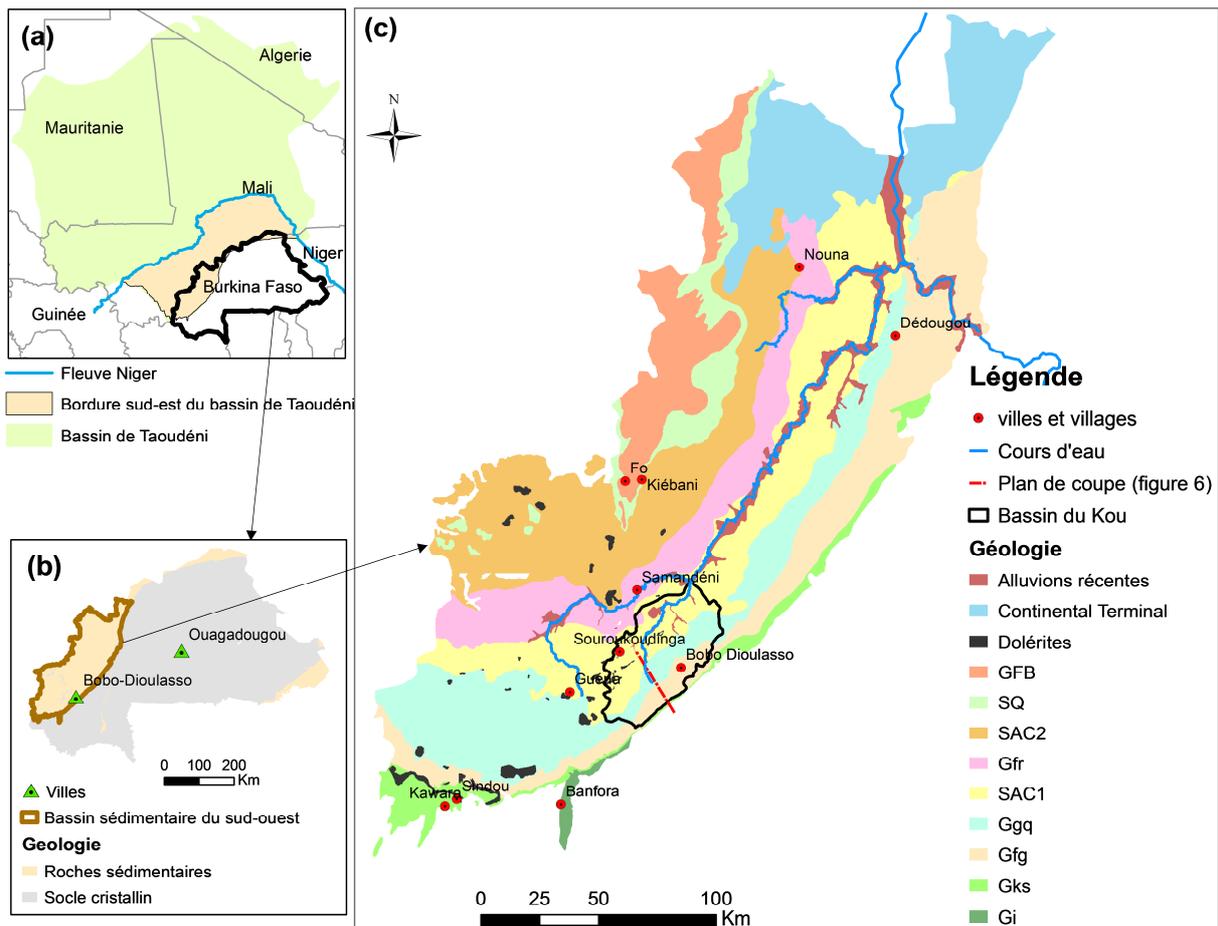
**Figure 4.** La carte d'occupation des terres du bassin du Kou (d'après Traoré, 2012)

## I.5. Contexte géologique

### I.5.1. Géologie régionale

La géologie du Burkina est constituée par deux domaines de formations géologiques ayant des situations géographiques bien distinctes (Castaing *et al.*, 2003) :

- un domaine constitué de formations de socle d'âge Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque sur plus de 80 % du territoire (**Figure 5**),
- un domaine recouvrant de façon discordante aux frontières nord, ouest et sud-ouest du pays les formations géologiques du premier domaine. Il s'agit de sédiments du Néoprotérozoïque et du Cénozoïque (Continental Terminal) du bassin de Taoudéni et sur la frontière sud-est, de ceux de la bordure septentrionale du bassin voltaïen.



**Figure 5.** Carte géologique (a) bassin de Taoudéni (b) géologie simplifiée du Burkina Faso (c) formations sédimentaires du sud-ouest du Burkina Faso, d'après Ouédraogo (2000)

La zone d'étude fait partie de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni situé en rive droite du fleuve Niger. Ce vaste bassin néo-protérozoïque d'environ 2 millions de km<sup>2</sup> qui recouvre en discordance majeure le cœur du craton ouest-africain s'étend sur 6 pays (Mali, Mauritanie, Algérie, Burkina Faso, Niger, Guinée) (**Figure 5**). D'une épaisseur estimée à plus de 3000 m en moyenne, il est en grande partie formé de calcaires et de grès (Trompette, 1973 ; Bronner *et al.*, 1980). La bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (260 000 km<sup>2</sup>) est partiellement recouverte par des formations superficielles du Tertiaire.

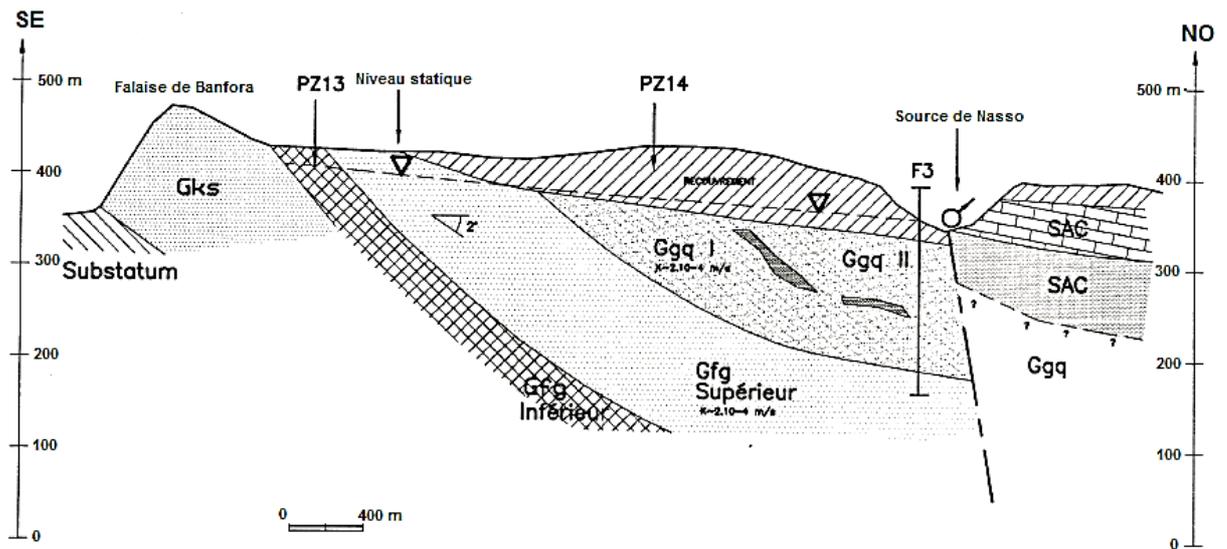
Dans la partie burkinabé du bassin de Taoudéni (45 000 km<sup>2</sup>), la synthèse géologique réalisée sur la base des cartes au 1/500 000<sup>e</sup> et 1/200 000<sup>e</sup> a décrit neuf formations dans la zone sédimentaire subdivisée en quatre groupes (Ouédraogo, 1983, 2006) (**Figure 5**). De la base au sommet :

- le groupe de Banfora qui comporte la formation des Grès inférieurs (Gi) est constitué de grès plus ou moins grossiers contenant des passées très fines, silteuses avec une puissance de l'ordre de 300 m ;
- le groupe de la Falaise, composé des Grès de Kawara-Sindou (GKS) et des Grès fins glauconieux (Gfg), est constitué de grès grossiers (voire conglomératiques) à fins, d'une puissance de l'ordre de 800 m ;
- le groupe de Bobo est composé des Grès à granules de quartz (Ggq), des Siltstones, Argilites et Carbonates de Guéna-Sourou-Koundinga (SAC1), des Grès fins roses (Gfr), des Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiéban (SAC2), des Siltites et des Grès-quartzites de la passe de Fo (SQ II est constitué de formations fines et tendres, épaisses d'environ 1400 m, atteignant 2000 mètres au nord de Bobo-Dioulasso et une épaisseur encore plus grande dans les grès de Bandiagara au Mali ;
- le groupe de Bandiagara composé des Grès de Fo-Bandiagara (GFB) est constitué de grès très grossiers conglomératiques, d'environ 50 m d'épaisseur, plus répandus au Mali.

La géologie du bassin du Kou est composée des formations du groupe de la Falaise et d'une partie des formations du groupe de Bobo-Dioulasso.

### **I.5.2. Géologie locale**

Le bassin du Kou est composé de cinq formations géologiques à dominance gréseuse : les Grès de Kawara-Sindou (GKS), les Grès fins glauconieux (Gfg), les Grès à granules de quartz (Ggq), les Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1) et les Grès fins roses (Gfr). Ces différentes formations géologiques s'empilent régulièrement les unes sur les autres en couches subhorizontales suivant un léger pendage d'environ 2° vers le NO (**Figure 6**). D'après Bronner *et al.* (1980), l'épaississement des sédiments Bobo-Dioulasso dans la région de Dédougou pourrait atteindre 2000 m. La bordure est du plateau est marquée par la falaise de Banfora constituée de Gfg et de GKS et qui surplombe le socle cristallin.

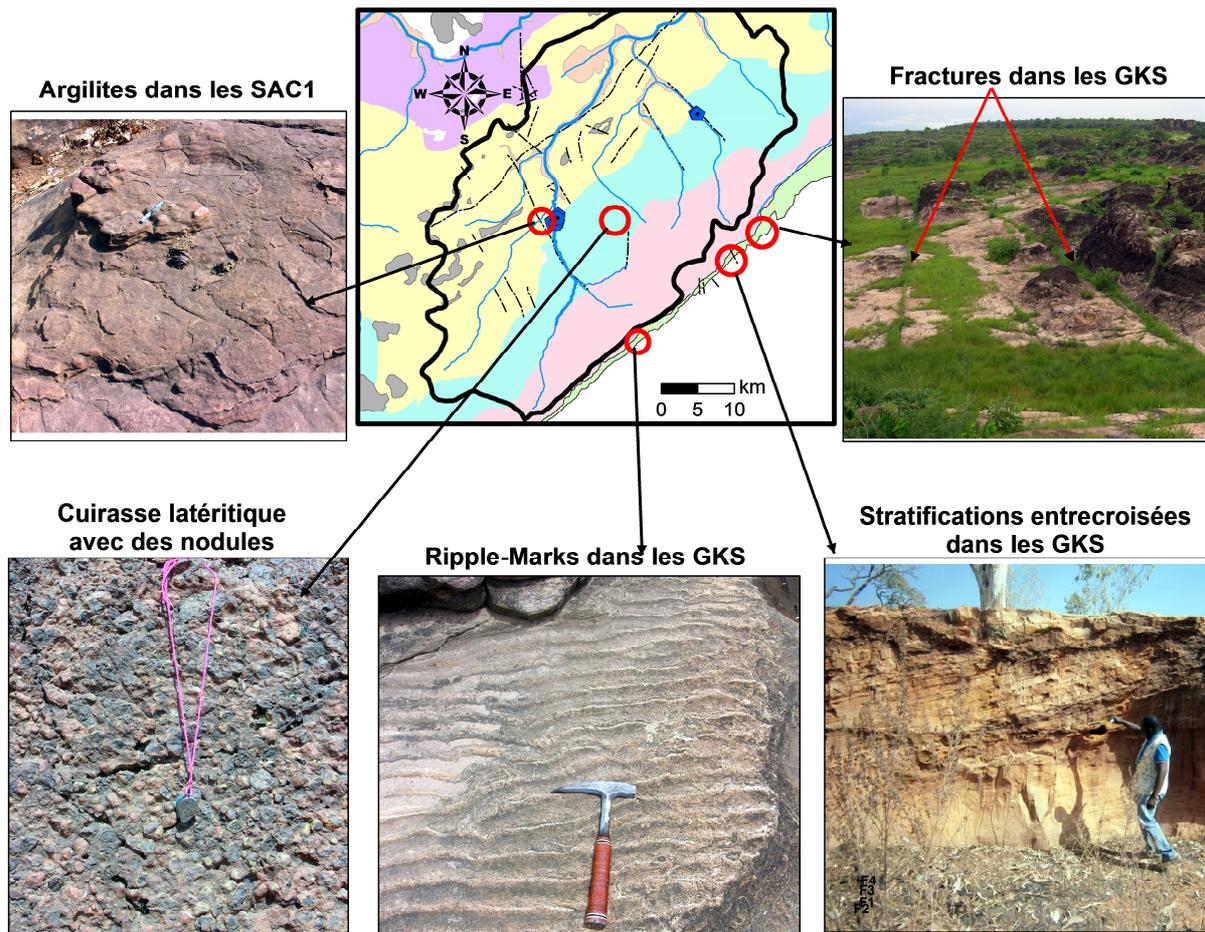


**Figure 6.** Coupe géologique synthétique de la zone de Bobo-Dioulasso (source : Sogreah Ingénierie, 1994)

### I.5.2.1. Description des formations géologiques du bassin du Kou

- **Les Grès de Kawara-Sindou (GKS)**

Cette formation est constituée de grès qui reposent en discordance sur le socle cristallin et dont l'épaisseur varie entre 60 m et 350 m (Ouédraogo, 2006). Elle comporte de nombreuses stratifications obliques tabulaires et ripple-marks (**Figure 7**) et comprend deux faciès : à la base, le faciès grossier de Kawara et au sommet, le faciès de Sindou (Gombert, 1998 ; Ouédraogo, 2006). La formation des GKS est très fracturée suivant deux directions prédominantes : SSE-NNO et SO-NE.



**Figure 7.** Illustration de stratifications obliques tabulaires des GKS, de ripple-marks, de cuirasse latéritique, d'argilites dans les SAC et de fractures.

- **Les Grès fins glauconieux (Gfg)**

Les Gfg forment le rebord supérieur de la falaise de Banfora. Ils s'intercalent entre les GKS et les Ggq avec une épaisseur variant entre 150 et 500 m (Sogreah Ingénierie, 1994). Au contact des GKS, on trouve un niveau continu de grès fins qui passe à des argilites à l'Est, du côté de Darsalamy. La partie inférieure des Gfg est composée d'une alternance de grès grossiers conglomératiques glauconieux et de minces niveaux de grès très fins, silteux à débit schisteux. Elle se termine par des grès fins ou moyens à passées grossières. Au sommet, leur contact avec les Ggq est souvent masqué à l'affleurement par des latérites (Gombert, 1998). La formation est peu ou pas fracturée avec la présence d'une faille d'effondrement SO-NE de faible extension. La base des Gfg présente des épisodes d'émersion alors que l'apparition de glauconie témoigne d'un environnement marin franc de plate-forme épicontinentale (Gombert, 1998).

- **Les Grès à granules de quartz (Ggq)**

La formation des Ggq est composée de grès quartzite fin à moyen avec des passées de grès grossiers à gros galets et est marquée par la présence de granules de quartz. L'épaisseur de la formation varie de 0 à 500 m (Sogreah Ingénierie, 1994). Cette formation est bien fracturée.

La base des Ggq est mal connue à l'affleurement. En forage, on note un contact grès contre grès entre les Gfg et les Ggq, parfois par l'intermédiaire d'un niveau argilo-gréseux apparemment localisé autour de la zone de Nasso. Le sommet des Ggq serait également parfois caractérisé par un niveau de grès plus coloré et plus fin (sauf autour de Nasso) qui passerait à une alternance de grès fin et de SAC.

Les Ggq sont dépourvus de glauconie et sont très hétérogènes indiquant un retour à une sédimentation de type fluviolittoral, témoin de conditions marines peu profondes dans un environnement climatique en détérioration (Gombert, 1998).

- **Les Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1)**

La caractéristique principale de cette formation est son hétérogénéité. Elle est formée de grès, de siltstone avec des niveaux d'argilite parfois épais et de quelques bancs carbonatés. Leur épaisseur totale est estimée à 300 m (Sogreah Ingénierie, 1994).

Au contact des Ggq, elle est constituée de grès fin rose à passées de grès grossier et de minces niveaux d'argilite et de calcaire dolomitique. Ceux-ci sont surmontés par un grès-quartzite très fin, gris cendre à rose ou rouge. Le reste de la formation est constitué par une alternance d'argilite gréseuse verte, de siltstone et de grès fin avec par endroits, des bancs de grès très fin ou des niveaux plus ou moins épais de dolomie et calcaire dolomitique à stromatolites.

Cette formation caractérise un milieu de sédimentation marin peu profond et peu agité, localement et temporairement émergé et soumis à un paléoclimat plutôt chaud et aride.

- **Les Grès fins roses (Gfr)**

La formation des Gfr s'intercale entre les deux formations des Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1 et SAC2) de la série sédimentaire. Epaisse d'une centaine de mètres, la formation des Gfr occupe environ 25 km<sup>2</sup> dans le bassin du Kou et affleure dans de nombreux endroits.

Cette formation géologique est formée de grès-quartzites fins à très fins, micacés et glauconieux, finement lités, à nombreuses ripple-marks symétriques à crêtes ondulées ou linguoïdes (Ouédraogo, 2006). On observe localement des pastilles argileuses ainsi que des figures de charge (load casts). En forage, on trouve des intercalations de calcaires et de schistes. Le contact des Gfr avec le sommet des SAC1 se fait par disparition progressive des intercalations de schistes et de calcaires.

- **Les dolérites**

Elles affleurent abondamment aux extrémités ouest et nord du bassin du Kou et se présentent sous forme de sills grossièrement concordants, de dykes (filons) et de necks (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Gombert, 1998). Ces dykes et sills n'affleurent que très rarement et se retrouvent à différents niveaux de profondeur sous les sédiments.

De nombreux dykes à minéraux magnétiques dont certains sont de très grande extension à l'échelle du bassin sédimentaire (jusqu'à 500 km) ont été mis en évidence. Les orientations sont variées, principalement N105, N45, N130 et plus rarement N60. Deux filons caractéristiques, grossièrement parallèles et de direction N45 environ, prennent naissance au nord de Bobo-Dioulasso et s'étirent presque en continu jusque dans la région de Gassan à environ 50 km au nord de Dédougou (Ouédraogo, 2006). De nombreux sills ont été également mis en évidence à la faveur d'un levé aéroporté réalisé par le BRGM en 2003 dans le cadre du projet Sysmin (Projet 7 ACP BK074) Ces sills sont particulièrement bien développés dans une bande N-S passant à l'ouest de Bobo-Dioulasso.

Dans la zone de Bana, au nord de Nasso, on voit les dolérites allongées sur plusieurs kilomètres dans la direction de Banakéléda. A la faveur de cette roche cristalline ferrugineuse, une épaisse cuirasse latéritique ferrugineuse s'est développée.

- **Les formations superficielles**

Elles sont représentées par les formations latéritiques, les alluvions argileuses ou sablo-argileuses, les formations d'altération et de recouvrement

Les formations latéritiques sont très développées dans le domaine sédimentaire. Elles se présentent sous forme de plateau à surface indurée, horizontale ou pentée ou sous forme de colline à morphologie douce (Ouédraogo, 2000).

Les alluvions argileuses ou sablo-argileuse récentes sont abondantes mais seules celles situées le long de la rivière du Kou, qui sont les plus importantes, ont été étudiées. Leur étendue le long de la rivière du Kou est inférieure à 750 m de large en amont vers Dindéresso

et environ 1000 m de large en aval vers Bama, avec une épaisseur allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres (Sauret *et al.*, 2015)

Les formations d'altération ou de recouvrement sont des formations de décomposition du substratum gréseux. Elles sont constituées de sables plus ou moins argileux, à argiles plus ou moins sableuses avec une épaisseur pouvant atteindre 40 m dans certains endroits (Sogreah Ingénierie, 1994).

### **I.5.2.2. Tectonique**

La tectonique dans la zone sédimentaire est caractérisée par une structure monoclinale à pendage faible (environ 2°) vers le nord-ouest. Avec ce pendage de 2°, les couches s'enfoncent de 35 m par km, ce qui amènerait le GKS à près de 4000 m de profondeur vers la frontière malienne. Bien qu'aucun forage n'ait atteint le socle dans ces endroits, cette profondeur paraît excessive et il est possible que le pendage s'atténue vers le nord-ouest. Des pendages contraires qui sont liés à des accidents tectoniques ou à des intrusions doléritiques ou à des plissements suivant un axe Fô-Sanaba sont rencontrés localement.

Les formations sont en général très fracturées surtout dans les niveaux gréseux où on rencontre des diaclases et des failles. Les diaclases sont particulièrement visibles sur le bord de la falaise, où la roche affleure. Elles suivent deux directions prédominantes : SSE-NNO et SO-NE. Elles affectent toutes les formations, mais surtout les GKS, ce qui est à l'origine de son aspect ruiniforme (aiguilles de Sindou) et les Ggq. Les Gfg et les SAC sont moins diaclasés. Autour de Bobo-Dioulasso, des failles ont été mises en évidence sur le terrain et par les coupes géologiques tracées à partir des données de forage (Sogreah Ingénierie, 1994). Elles sont à rejet vertical, à orientation SSE-NNO. Leur rejet, difficile à estimer, serait de l'ordre d'une centaine de mètres. Une prospection géophysique a montré que la zone des sources de Nasso Guinguette est recoupée par un réseau de failles et diaclases ouvertes qui serait d'ailleurs à l'origine de ces sources (Talbaoui, 2009).

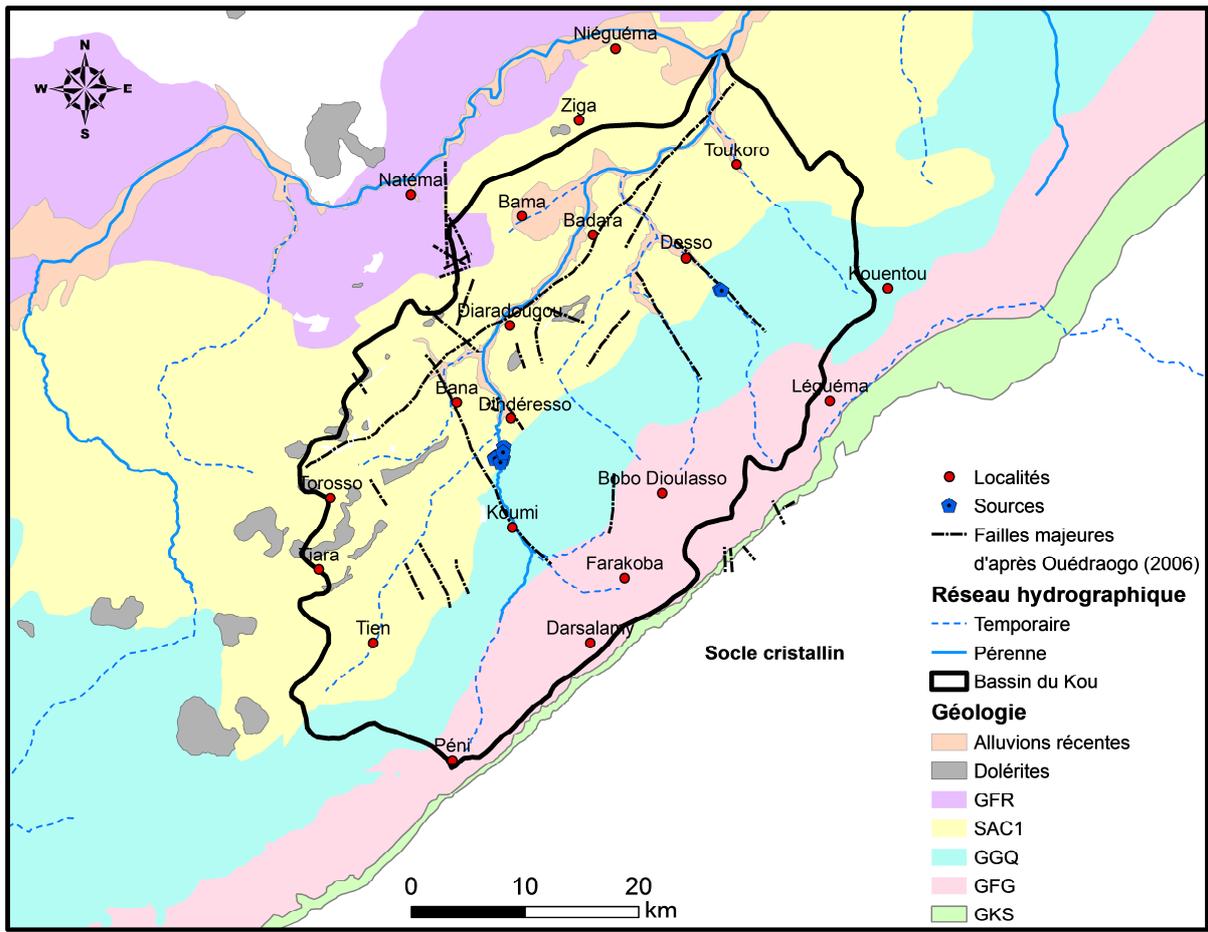
### **I.5.2.3. Schéma structural synthétique de la zone d'étude**

La carte géologique a été réalisée à partir des 3 cartes de Ouédraogo (2006) au 1/500 000<sup>e</sup>, 1/200 000<sup>e</sup> et 1/75 000<sup>e</sup>. La carte au 1/75 000<sup>e</sup> sur 2500 km<sup>2</sup> autour des sources est la plus détaillée mais son extension ne couvre pas toute notre zone. Il en est de même pour la carte au 1/200 000<sup>e</sup> qui est réalisée sur une zone d'environ 14 000 km<sup>2</sup> autour des sources

de la zone de Bobo-Dioulasso et de leur aire d'alimentation. La troisième carte au 1/500 000<sup>e</sup>, qui couvre une superficie de 110 000 km<sup>2</sup>, dont tout le sédimentaire du sud-ouest et une partie du socle, est la moins détaillée.

Pour la partie qui concerne le bassin sédimentaire, ces cartes ont été élaborées sur la base des travaux antérieurs de Ouédraogo (1983, 1992, 2002). La carte au 1/200 000<sup>e</sup> représente la fracturation, le système filonien (dolérites) et sur celle au 1/75 000<sup>e</sup>, les éléments tectoniques et les unités géomorphologiques ont été représentés.

La carte de la zone d'étude a été constituée successivement de la carte la plus détaillée à la moins détaillée : la carte au 1/75 000<sup>e</sup> complétée par la carte au 1/200 000<sup>e</sup> puis la carte au 1/500 000<sup>e</sup> ont été utilisées pour couvrir l'extension de la zone d'étude. La carte géologique obtenue après l'assemblage des trois cartes a été révisée à partir de visites de reconnaissance géologique et de l'interprétation d'une image Landsat (GeoCover Circa 2000) et de photographies aériennes (**Figure 8**). La visite de reconnaissance géologique a permis de lever des points sur la limite entre la zone de socle et la zone sédimentaire, dans les zones d'affleurement de certaines formations telles que les GKS, les Gfg et les SAC1 et sur les formations de recouvrement telles que la latérite. La limite des GKS avec le socle et avec les autres formations du sédimentaire a été réajustée d'après ces observations.



**Figure 8.** Carte géologique de la zone d'étude d'après Ouédraogo (2006) modifiée

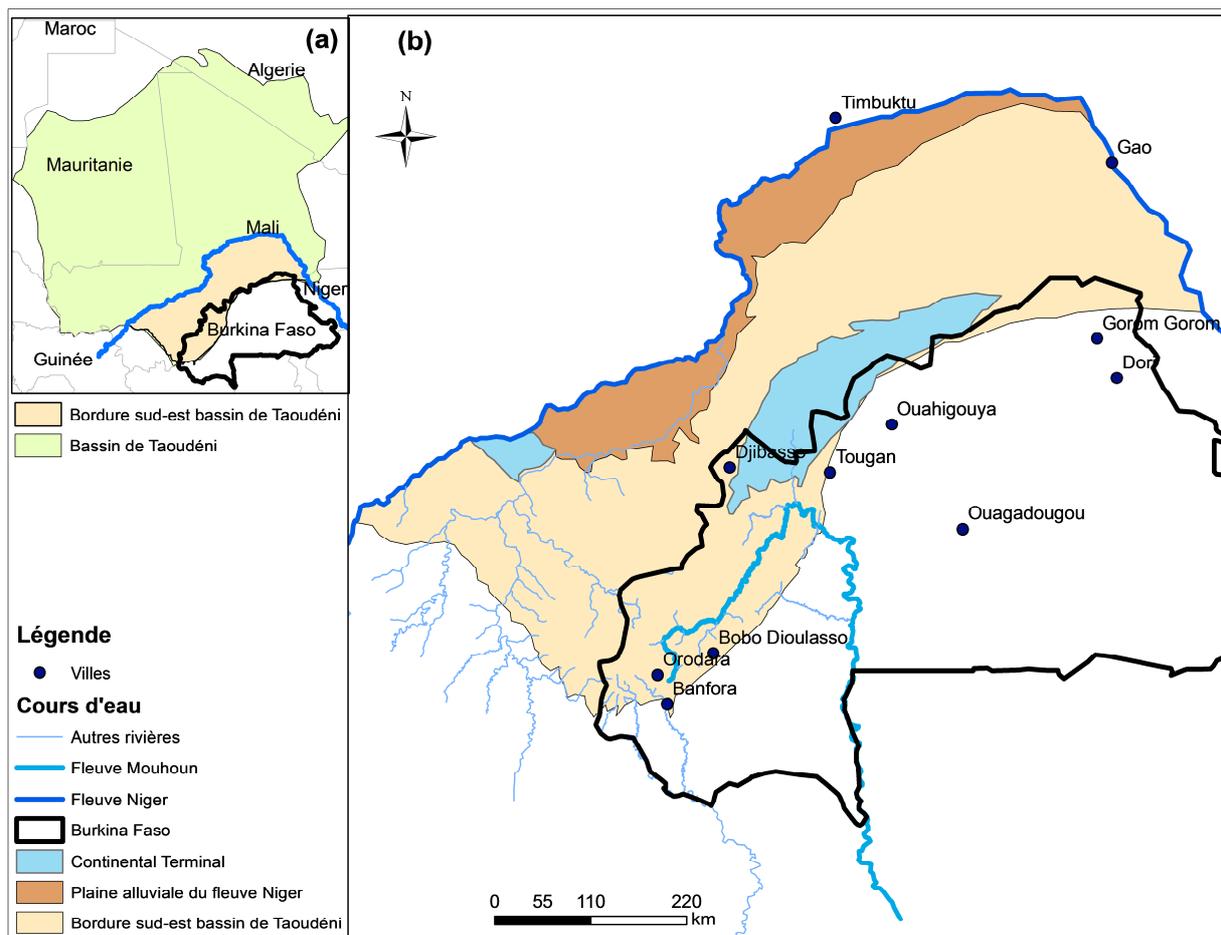
## I.6. Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude

### I.6.1. Contexte hydrogéologique régional

Le grand ensemble sédimentaire du bassin de Taoudéni est composé des aquifères superficiels du Continental Terminal et du Continental intérieur qui sont en continuité hydraulique avec les aquifères poreux ou fissurés qu'ils surmontent (ANTEA, 2012). Il compte trois grands bassins hydrogéologiques qui sont :

- le grand bassin de la partie nord qui s'étend principalement au Mali, en Algérie et en Mauritanie ;
- le bassin moyen du fleuve Niger au centre et à l'est, incluant le delta intérieur du Niger, qui s'étend jusqu'au fossé de Gao, son exutoire, et qui est caractérisé par une forte interaction avec les eaux de surface ;
- le bassin de la Volta au sud-est qui s'étend au Mali et au Burkina Faso et abrite notre zone d'étude.

Le bassin de la Volta (Mouhoun) au sud-est où se trouve un exutoire secondaire du bassin de Taoudéni comprend (**Figure 9**) : (i) les aquifères des formations alluviales d'âge quaternaire en bordure du fleuve Niger, constitués de limons argileux et de lentilles sableuses d'une épaisseur de l'ordre de 20 m, (ii) le système aquifère multicouche du Continental Terminal qui contient une nappe dont l'épaisseur varie entre 10 et 30 m, (iii) les aquifères des formations profondes constitués des aquifères gréseux, silteux et carbonatés qui représentent de très bons aquifères (ANTEA, 2012).



**Figure 9.** Bassin hydrogéologique de la bordure sud-est du bassin de Taoudéni

### I.6.2. Structure et géométrie des aquifères du bassin du Kou

Au niveau de la zone d'étude, on distingue principalement cinq niveaux aquifères de type gréseux, silteux et carbonaté, recouverts par endroit par un aquifère constitué des formations récentes. La description des différents niveaux ci-dessous est tirée des travaux de Sogreah Ingénierie (1994) et de Gombert (1998).

- **Aquifère des GKS**

L'aquifère des GKS, de type multicouche, est composé de grès tendres, de grès grossiers à très grossiers voire conglomératiques. L'aquifère repose en discontinuité sur le socle schisteux ou sur le socle granitique, en fonction de la morphologie du substratum ou de l'érosion. Au niveau de la bordure est du bassin, le toit de l'aquifère est constitué d'une formation imperméable (argilites vertes), ce qui rend la nappe localement captive.

La nappe des GKS est captée jusqu'à plus de 90 m de profondeur et son niveau statique est situé entre 16 et 40 m de profondeur selon les observations faites sur des piézomètres situés dans la bordure est du bassin. L'épaisseur de l'aquifère des GKS est de l'ordre d'une centaine de mètres.

- **Aquifère des Gfg**

La roche réservoir est constituée d'une série gréseuse (grès très fin), située entre deux formations imperméables. Dans sa partie inférieure, on retrouve une épaisse couche imperméable de nature argileuse plus ou moins gréseuse qui la rend peu aquifère à ces endroits (Sogreah Ingénierie, 1994). Son toit est constitué d'argiles ocre-jaune à passées gréseuses. L'aquifère des Gfg a une épaisseur d'environ 100 à 150 m et renferme une nappe captive, sollicitée par l'ensemble des industries de la ville de Bobo-Dioulasso (Sogreah Ingénierie, 1994).

Le débit d'exploitation maximum de la nappe serait de l'ordre de 50 à 80 m<sup>3</sup>/h pour un rabattement de 50 à 100 m et un rayon d'influence de 500 m (Sogreah Ingénierie, 1994). Le niveau statique de la nappe varie de 2 à 30 m de profondeur d'une manière générale.

- **Aquifère des Ggq**

La roche réservoir des Ggq est constituée de grès tendres blanc-crème ou rouge très poreux et perméables. Elle est souvent située entre deux couches imperméables : la base imperméable des SAC1 sus-jacents et le toit des Gfg constitué d'une couche d'argile plus ou moins gréseuse. Les forages n'ont pas permis de distinguer avec précision le toit et le mur de l'aquifère. Son niveau statique est généralement profond à l'amont du bassin (plus de 60 m par endroit) alors qu'autour des sources de Nasso/Guinguette et à l'aval du bassin, il est généralement à moins de 20 m de profondeur voire à l'affleurement.

- **Aquifère des SAC1**

Les SAC1 dans leur partie inférieure renferment une roche réservoir constituée de grès rouges, très grossiers et glauconieux. Le toit de la nappe est constitué par une épaisse couche de calcaires dolomités, imperméables et sans aucun signe de karstification (Sogreah Ingénierie, 1994). Cet aquifère est séparé des Ggq par une série d'argiles rouges ou jaunes d'épaisseur variable (quelques dizaines de mètres à plus de 100 m). Cette série argileuse disparaît au voisinage des sources où une faille d'effondrement NNO-SSE met en contact hydraulique les SAC1 et les Ggq. L'épaisseur moyenne de la nappe est estimée à environ 80 m.

- **Aquifère des Gfr**

De faible extension, l'aquifère des Gfr est constitué de grès quartzites très fins, micacés et glauconieux, de couleur rose dominante. Il serait le réservoir d'une nappe peu épaisse et peu profonde (moins de 20 m).

- **Aquifère alluvial**

Les alluvions se situent le long de la rivière du Kou et sont constituées majoritairement d'argiles et de latérites. Au centre du bassin, elles sont constituées de dépôts argilo-sableux de moins de 15 m d'épaisseur et en aval, elles sont constituées d'argiles, de latérites et de grès altérés avec une épaisseur pouvant atteindre 45 m (Sauret, 2013). En amont, les dépôts argilo-sableux constituent un aquifère peu perméable ( $K=10^{-5}$  m/s) drainé toute l'année par la rivière du Kou. En aval, les alluvions sont plus perméables ( $K=10^{-4}$  m/s) et drainent toute l'année la rivière.

Il existe une connexion hydraulique entre les alluvions et les grès sous-jacents, caractérisée par des échanges de flux de la nappe des grès vers celle des alluvions. Les flux échangés entre ces deux réservoirs en saison sèche (décembre à avril) ont été estimés à environ  $9,3 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup> sur cinq mois dans la zone amont du bassin contre  $2,2 \cdot 10^5$  m<sup>3</sup> dans la zone aval (Sauret, 2013).

### **I.6.3. Paramètres hydrodynamiques**

Les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère ont été déduits d'une vingtaine d'essais de pompage de longue durée interprétés par Dakouré (2003) et par les programmes RESO et VREO (**Tableau 1**). L'interprétation a été faite suivant la méthode semi-logarithmique de Jacob et celle de Theis. L'aquifère le plus testé est celui des Ggq : 8 essais de pompage de

longue durée dont 5 sont regroupés dans la même zone dans un rayon de moins de 2 km. Celui des Gfr ne dispose d'aucune donnée d'essais de pompage de longue durée. Le tableau ci-dessous présente la synthèse des valeurs de transmissivité et de coefficient d'emmagasinement ainsi que les valeurs de conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique est calculée à partir de la transmissivité et de l'épaisseur captée qui est déduite de la position des crépines.

**Tableau 1.** Paramètres hydrodynamiques déduits des essais de pompage de longue durée

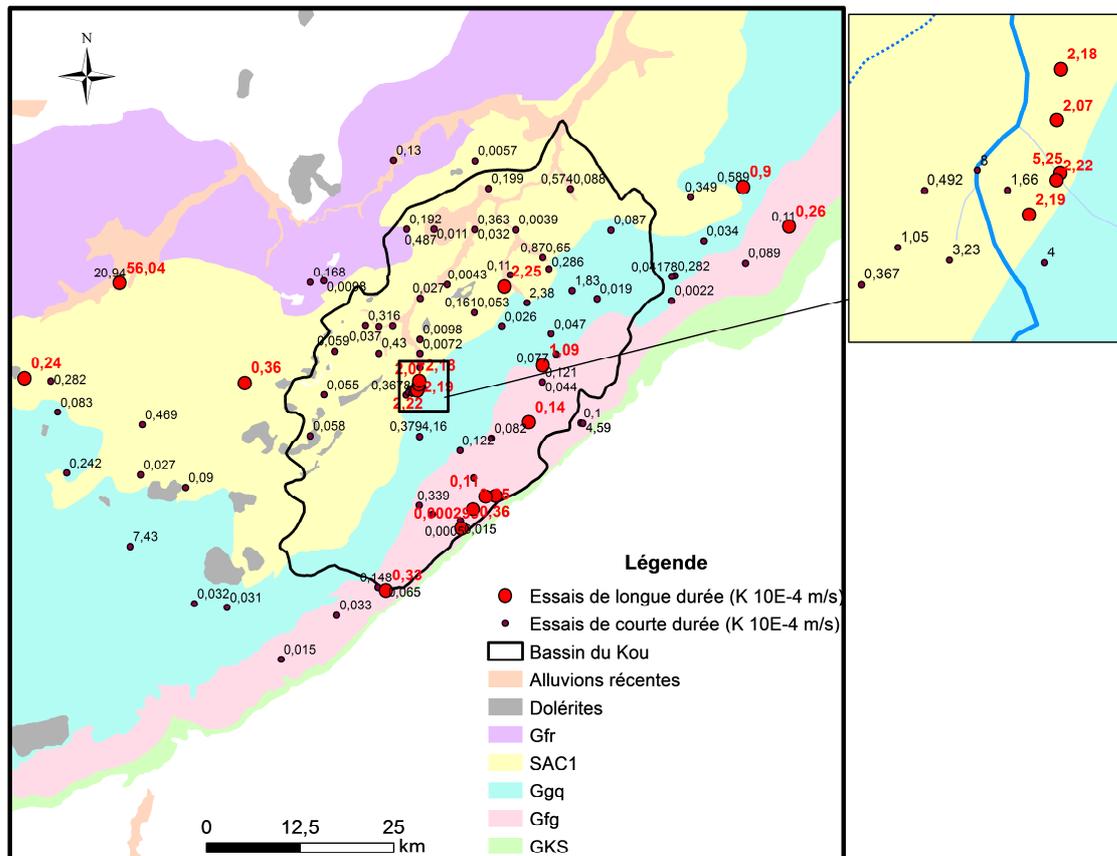
Aquifère	Nombre de forages	T (m <sup>2</sup> /s)		K (m/s)		Coefficient d'emmagasinement	
		Min	Max	Min	Max	Min	Max
GKS	3	4,4E-04	8,0E-04	1,1E-05	3,6E-05	1,5E-04	3,8E-03
Gfg	4	1,6E-06	7,0E-04	2,9E-08	3,3E-05	3,8E-03	
Ggq	8	5,9E-04	7,4E-02	9E-05	5,2E-04	5,5E-04	2,3E-03
SAC1	4	5,4E-05	5,4E-02	3,0E-05	5,6E-03		

- **Transmissivité**

Les données ne sont pas suffisantes (**Figure 10**) pour permettre de cartographier la variabilité spatiale de la transmissivité. A la lecture du **Tableau 1**, on remarque que la transmissivité varie entre  $1,6 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s et  $7,4 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s témoignant de l'hétérogénéité spatiale de la transmissivité de l'aquifère multicouche sédimentaire. Elle est variable d'une couche à l'autre mais aussi au sein d'une même couche. Au niveau des Gfg, on note même la présence de niveaux semi-perméables ( $K < 10^{-6}$  m/s). L'aquifère des Ggq est le plus productif avec une transmissivité moyenne de  $1,7 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et un débit spécifique moyen d'environ 15,6 m<sup>3</sup>/h/m (estimé sur la base des 8 essais). Celui des Gfg semble être le moins productif avec une transmissivité moyenne de  $6,1 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s et un débit spécifique moyen de 0,3 m<sup>3</sup>/h/m.

Les données d'essais de pompage de longue durée étant peu nombreuses, certains travaux ont eu recours aux essais de pompage de courte durée (Gombert, 1998 ; Dakouré, 2003 ; Sauret, 2008). La transmissivité est estimée par interprétation de la courbe de remontée de l'eau après le dernier palier sur papier semi-logarithmique (Dakouré, 2003). Ces essais de pompage, qui ont duré jusqu'à 4h voire 13h pour certains, ne permettent pas de tester suffisamment l'aquifère mais ils pourraient donner une idée des valeurs ponctuelles de transmissivité ainsi que de sa variation dans l'espace (**Figure 10**). La synthèse des données interprétées par Dakouré (2003) circonscrite à la zone que nous étudions est présentée dans le **Tableau 2**. Ces valeurs, bien qu'obtenues à partir d'essais de pompage de courte durée,

reflètent l'ordre de grandeur des paramètres hydrodynamiques déduits des essais de longue durée.



**Figure 10.** Distribution spatiale des essais de pompage de longue durée et de courte durée avec indication de la valeur de conductivité hydraulique (K) en  $10^{-4}$  m/s

**Tableau 2.** Paramètres hydrodynamiques déduits des essais de pompage de courte durée

Géologie	Nombre de forages	T ( $m^2/s$ )		K (m/s)		Profondeur de forage (m)		Epaisseur captée (m)	
		Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
GKS	4	1,3E-04	7,2E-03	1,5E-06	4,6E-04	91,9	186,8	14,8	88,2
Gfg	25	2,0E-06	1,1E-03	5,0E-08	1,0E-04	46,5	195,6	1,8	97,0
Ggq	25	1,4E-05	2,2E-02	1,5E-06	8,0E-04	37,0	113,6	5,7	68,0
SAC1	38	3,0E-06	2,0E-02	3,9E-07	2,1E-03	30,3	80,0	5,7	50,0
Gfr	1		1,5E-04		1,3E-05				11,5

- **Coefficient d'emmagasinement et porosité**

Il n'y a pas suffisamment de données pour définir un coefficient d'emmagasinement par niveau aquifère. Il y a au total 4 valeurs de coefficient d'emmagasinement pour deux couches sur cinq (**Tableau 1**). A l'échelle de tout le sédimentaire du Burkina, cette donnée est

également peu disponible. Généralement compris entre  $10^{-4}$  et  $10^{-3}$  avec une valeur moyenne estimée à  $1,1 \cdot 10^{-4}$  (Gombert, 1998 ; Dakouré, 2003), il est caractéristique d'une nappe captive. A l'échelle de la zone d'étude, les valeurs de coefficient d'emménagement varient entre  $1,5 \cdot 10^{-4}$  et  $3,8 \cdot 10^{-3}$ . Avec seulement 4 forages, ces valeurs ne sont pas représentatives du coefficient d'emménagement de l'aquifère. De plus, les forages testés (F4, F3, Darasalamy, **Figure 10**) sont les forages les plus profonds (environ 200 m). Considérant 551 forages de moins de 80 m de profondeur pour la plupart, le taux de captivité de la nappe du bassin sédimentaire du SO du Burkina, estimé sur la base du nombre de forages déclarés captifs, est de 31 % (Gombert, 1998). Les Gfg et les SAC1 sont les couches où les taux de captivité sont les plus élevés, respectivement 43 % et 41 %. La nappe serait alors libre sur près des deux tiers de l'étendue du bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina. Cela soutient l'hypothèse d'une nappe libre au sein d'un aquifère multicouche avec des niveaux localement captifs.

La porosité a été très peu étudiée dans la zone mais pourrait être similaire à celle des grès fissurés décrits par Castany (1980). La porosité totale de l'aquifère a donc été considérée variable, entre 5 et 15 % et la porosité effective entre 2 et 5 % (Gombert, 1998).

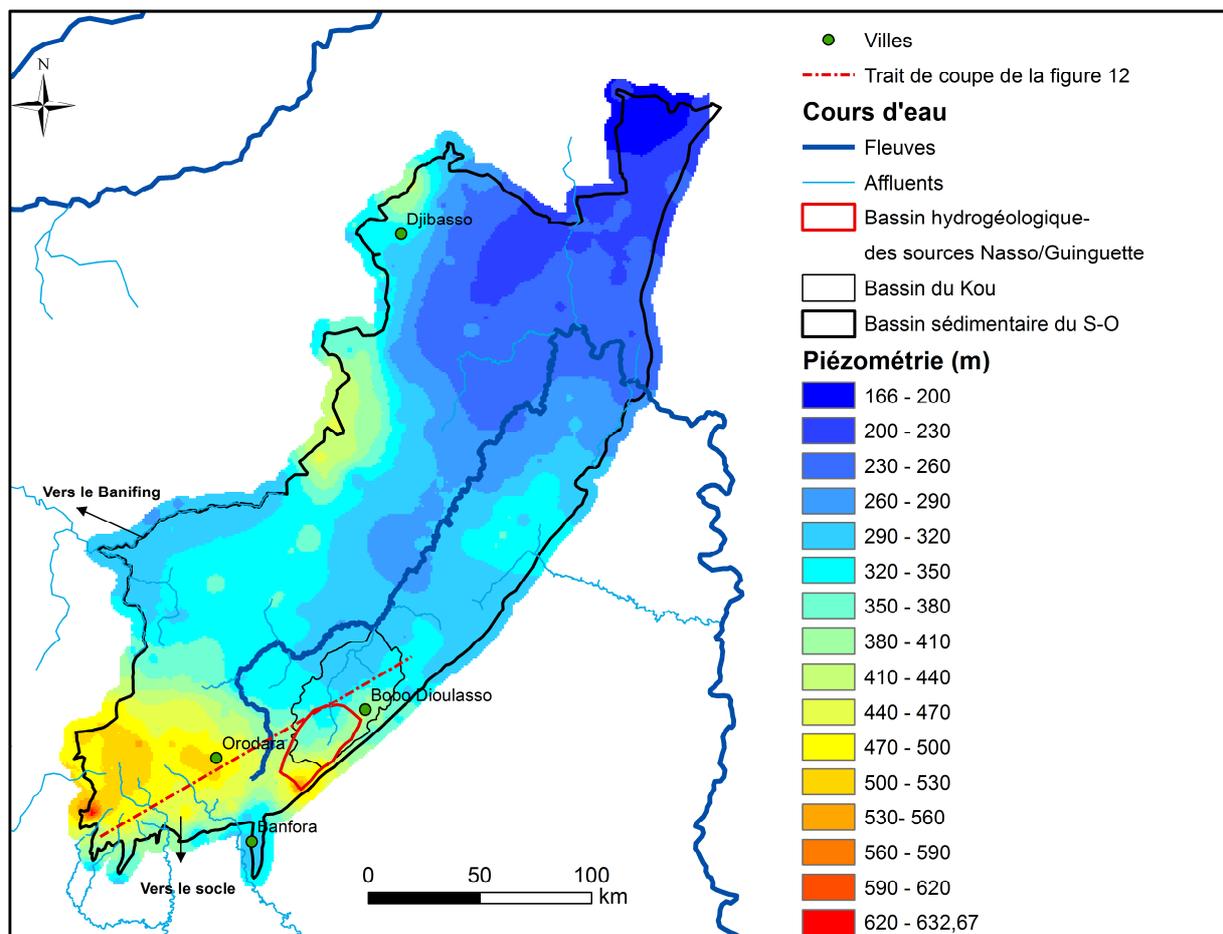
#### **I.6.4. Piézométrie globale de la zone d'étude**

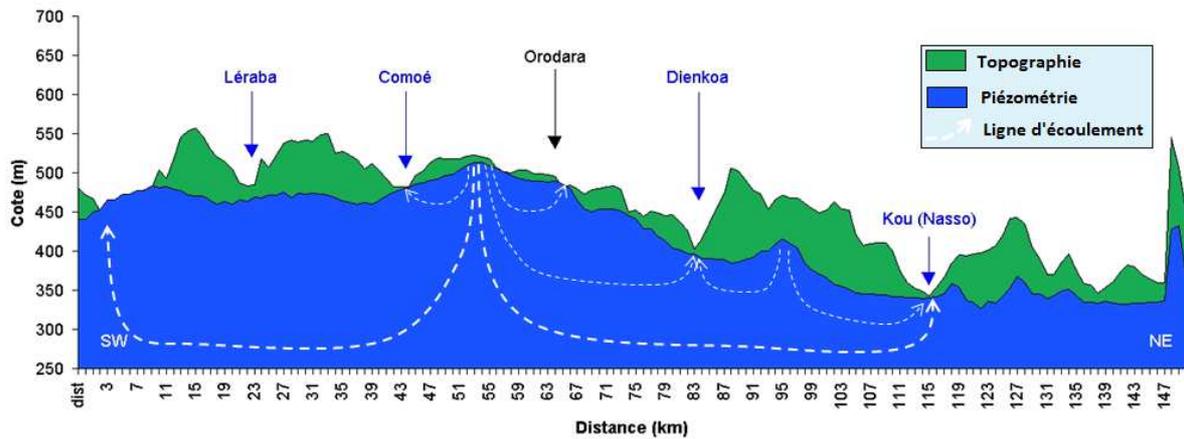
La carte piézométrique de l'ensemble sédimentaire du sud-ouest du Burkina (**Figure 11**) a été tracée à partir de données issues des travaux de Dakouré (2003) et de Derouane (2008). Les données qui ont servi à la réalisation de cette carte proviennent de forages qui captent la nappe à une profondeur inférieure à 200 m donc les horizons superficiels de l'aquifère. Elles tiennent compte de niveaux piézométriques relevés lors de la réalisation de forages implantés après 1995, de niveaux d'eau relevés sur des piézomètres après 1995 et du niveau d'eau des sources (Dedewanou, 2005).

Une seule carte piézométrique est tracée à l'échelle du bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso, ce qui reflète la continuité hydraulique de la nappe d'eau sur toute la surface. L'allure de la carte indique un écoulement qui se fait globalement du sud-ouest vers le nord-est entre les cotes piézométriques 632 m et 166 m. Le principal exutoire semble donc être situé au nord au niveau du Continental Terminal où les eaux s'écoulent vers la partie sédimentaire du Mali. Des directions d'écoulements secondaires se distinguent à l'ouest et au sud-ouest. Il s'agit d'un écoulement vers le nord-ouest en direction de la partie sédimentaire

et passant par la cuvette piézométrique du Banifing à l'ouest du bassin et d'un écoulement en direction du socle cristallin au sud-ouest du bassin.

Une coupe réalisée au droit des sources de Nasso/Guinguette dans la direction SO-NE laisse entrevoir des écoulements à deux niveaux d'échelle (**Figure 12**). Elle comporte, en effet, une composante qui s'apparente à un écoulement local suivant globalement la topographie et une composante qui indique un gradient plus régional orienté SO-NE depuis la zone d'Orodara vers les sources de Nasso/Guinguette. A la faveur de ce constat, la zone d'alimentation des sources est supposée s'étendre jusqu'à la zone d'Orodara (Dakouré, 2003).



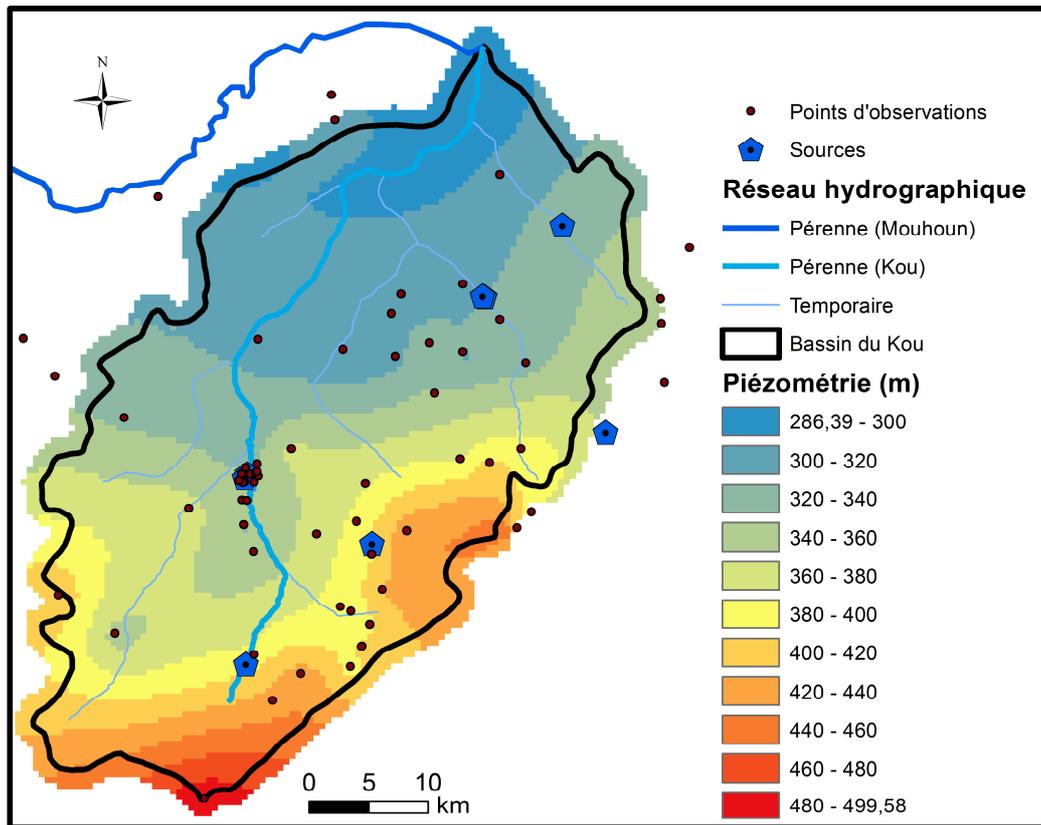


**Figure 12.** Coupe topographique et piézométrique, d'après Derouane (2008)

A l'échelle du bassin du Kou, le sens général de l'écoulement est orienté du sud-est vers le nord-ouest (**Figure 13**) et le niveau piézométrique varie entre 499 m et 286 m avec un gradient d'environ 3 ‰.

En dehors de la limite est du bassin versant hydrologique du Kou qui semble être à proximité d'une ligne de partage des eaux, on note des flux entrants ou sortants le long des autres limites du bassin. A l'est du bassin, la ligne de partage des eaux semble être légèrement décalée vers l'intérieur du bassin et est située sur un dôme piézométrique dans la zone de Bobo-Dioulasso (**Figure 13**). Cette ligne pourrait expliquer la présence des sources qui se déversent le long de la falaise au contact avec le socle (**Figure 14**) et permettre de délimiter un bassin hydrogéologique. Toutefois, les données disponibles ne permettent pas d'apprécier avec précision la position exacte de cette ligne qu'on peut supposer varier en fonction de la recharge.

A l'amont des sources de Nasso/Guinguette, le gradient hydraulique est beaucoup plus fort qu'à l'aval. Ce phénomène est probablement dû au haut relief des parties sud alors qu'à l'aval dans la vallée du Kou, les terrains sont relativement plats. Entre la limite sud ou la limite est (vers Bobo-Dioulasso) et la zone des sources, le gradient hydraulique est de l'ordre de 6 ‰ alors que dans la partie aval, il est de l'ordre de 1 ‰.



**Figure 13.** Carte piézométrique (m) du bassin du Kou construite à partir des données de forages et piézomètres de la période 1995-1999



**Figure 14.** Suintements sur la falaise (GKS) surplombant le socle

### I.6.5. Recharge de la nappe

La nappe unique dans le bassin du Kou est alimentée par la pluie qui varie aussi bien dans le temps que dans l'espace. La part de la pluie qui s'infiltré, estimée par plusieurs

auteurs (IWACO, 1991 ; Gombert & Dakouré, 1998 ; Dakouré, 2003), à différentes périodes serait de l'ordre de 10-15 %. La valeur de la recharge annuelle pourrait ainsi atteindre 240 mm dans les années 1950 où la pluie étant abondante (Sogreah Ingénierie, 1994) alors que sur la période récente, elle ne vaut pas 120 mm/an (Dakouré, 2003 ; Derouane, 2008). La recharge se fait de manière diffuse sur toute l'étendue de la zone ; néanmoins les zones de relief ont été désignées par Dakouré (2003) comme étant les principales aires de recharge du système. Le rôle des affleurements dans la recharge de la nappe est confirmé par le jeune âge des eaux souterraines sur la bordure SE du bassin du Kou où des formations aquifères affleurent particulièrement. A la faveur de la concordance entre l'évolution du temps de séjour des eaux et l'évolution de la piézométrie, le rôle du relief dans la recharge a été montré par Dakouré (2003). En effet, sur l'ensemble du sédimentaire du SO du Burkina, l'écoulement se fait des hautes altitudes depuis les GKS et Gfg où le temps de séjour est de moins de 50 ans vers les basses altitudes dans les SAC1 où le temps de séjour est estimé à 4000 ans (Dakouré, 2003 ; Huneau *et al.*, 2011).

Par ailleurs, les résultats d'analyses isotopiques<sup>1</sup> indiquent une absence de tritium dans les eaux souterraines suggérant une faible contribution de l'eau récente (< 50 ans) aux eaux souterraines de la nappe du bassin du Kou (Dakouré, 2003). Les eaux souterraines du bassin du Kou seraient donc en majeure partie constituées d'eaux anciennes dont le taux de renouvellement est faible. Ainsi, la variation du niveau piézométrique observée dans la zone serait plus liée à une variation de pression due à une recharge qui se fait beaucoup plus au sud dans la zone d'Orodara qu'à une recharge directe par la pluie.

L'hypothèse d'une recharge diffuse n'est cependant pas en contradiction avec les conclusions des analyses isotopiques, en ce qui concerne l'âge des eaux et le taux de renouvellement faible de la nappe, si l'on prend en considération la taille du réservoir (plus de 1000 m d'épaisseur). La réserve totale de l'aquifère du sédimentaire du SO Burkina est ainsi estimée à près de 200 milliards de m<sup>3</sup> contre une réserve renouvelable annuelle d'environ 2 milliards de m<sup>3</sup> (Gombert, 1998). Le taux de renouvellement de la nappe qui avoisine 1 % est très faible. On pourrait considérer que l'aquifère contient un mélange d'eau ancienne et d'eau récente dans une faible proportion pour l'eau récente. Les chemins d'écoulement identifiés dans le paragraphe I.6.4 semblent corroborer cette hypothèse. L'écoulement souterrain dans ce contexte est semblable à celui des grands systèmes dans lesquels on retrouve une large

---

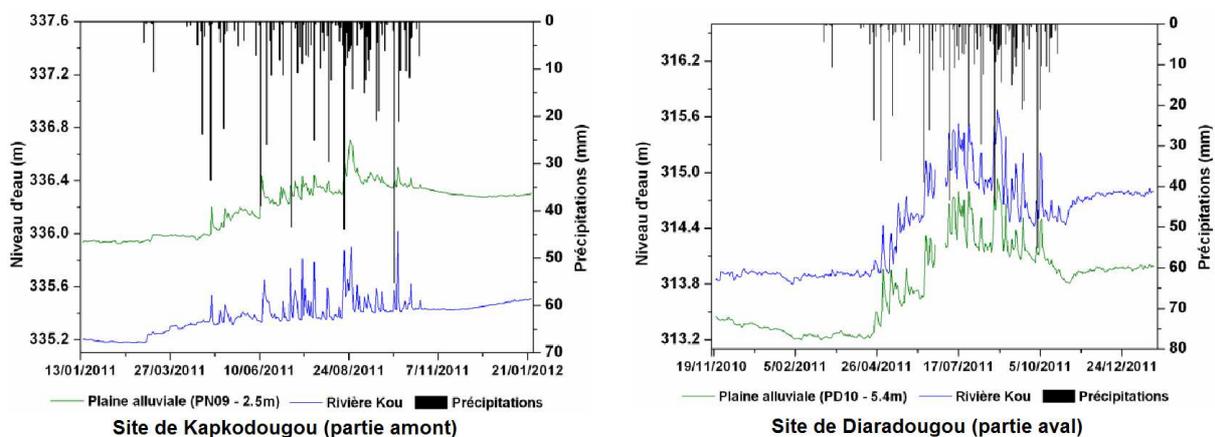
<sup>1</sup> Les échantillons ont été prélevés dans les différents niveaux aquifères à partir de forages dont la profondeur est de l'ordre de 100 m avec une profondeur maximale d'environ 200 m (Dakouré, 2003)

gamme de temps de séjour de l'eau (Maxwell *et al.*, 2016). On pourrait considérer que les eaux anciennes sont celles qui suivent les chemins d'écoulement régionaux et les eaux récentes, celles qui suivent les chemins d'écoulement locaux (**Figure 12**).

## I.6.6. Interactions eaux de surface- eaux souterraines

### I.6.6.1. Echanges nappe-rivière

Les rivières pérennes du Kou et du Mouhoun sont en équilibre avec la nappe sur la majeure partie de leur étendue (Derouane, 2008 ; Sauret, 2008, 2013). Le Mouhoun draine la nappe depuis sa source jusqu'au sud de la zone d'étude vers Dédougou (Derouane, 2008). Concernant la rivière du Kou, Sauret (2013) a montré que sur le tronçon Nasso-Diaradougou la nappe des grès alimente la rivière via la plaine alluviale. Ces flux sont estimés à  $1,15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  de décembre à avril soit environ  $0,09 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les échanges entre la nappe et la rivière se font dans les deux sens. Il montre qu'à l'aval immédiat des sources de Nasso/Guinguette, durant toute l'année, le niveau piézométrique demeure au-dessus du niveau d'eau dans la rivière. Plus à l'aval vers Diaradougou, le niveau de la rivière se situe toujours au-dessus du niveau de la nappe (**Figure 15**).



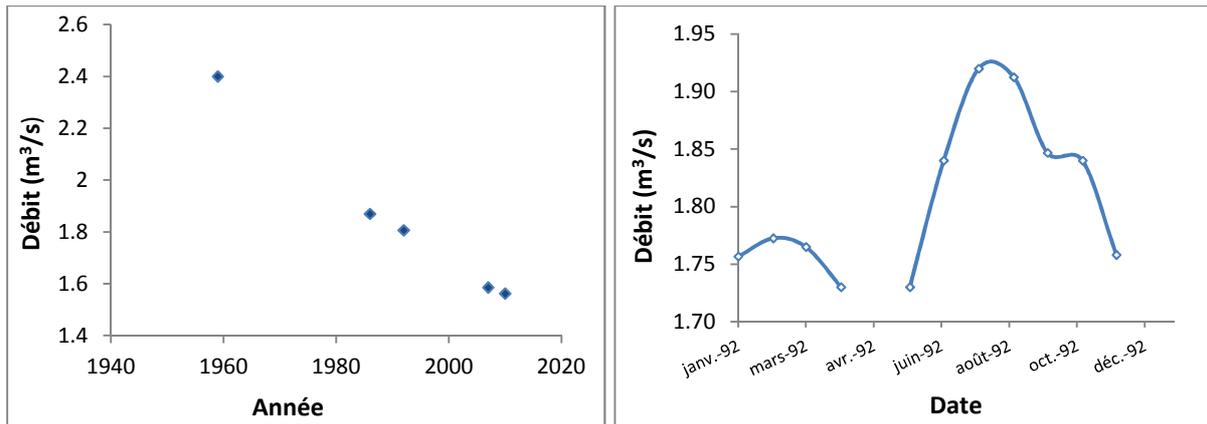
**Figure 15.** Comparaison du niveau piézométrique dans la nappe alluviale avec le niveau d'eau de la rivière du Kou (source : Sauret, 2013).

### I.6.6.2. Sources d'eau de la zone

Les zones d'émergence constituent les exutoires ponctuels de la nappe dont les plus importants sont les sources de Nasso/Guinguette. Situées dans la forêt de Nasso, elles sont scindées en deux par la rivière du Kou. En rive gauche, la source « Guinguette », dont le débit a été estimé à  $1,73 \text{ m}^3/\text{s}$  en 1992, regroupe une dizaine de sources (Gombert & Traoré, 1997). En rive droite, se trouvent les sources « ONEA 1 » et « ONEA 2 » (environ  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  en 1992)

captées par l'Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA). Situées au contact entre l'aquifère des Ggq et celui des SAC1, elles forment un mélange d'eau peu minéralisée (38 mg/L) venant des grès très perméables avec celle plus minéralisée des terrains carbonatés (118 mg/L) (Gombert & Dakouré, 1998).

A partir de la carte piézométrique de la zone (**Figure 11**), l'aire d'alimentation de ces sources peut être estimée à environ 720 km<sup>2</sup>. Considérant la valeur de recharge estimée sur la zone (environ 120 mm durant la décennie de 1981-1990 d'après Dakouré (2003)), cette superficie ne justifie pas cet important débit des sources. La zone d'alimentation pourrait s'étendre plus loin comme le soutient Dakouré (2003) mais on pourrait aussi considérer que ces sources sont alimentées par la nappe profonde dont le taux de renouvellement est faible. Cette hypothèse a été soutenue par plusieurs auteurs à travers des méthodes de géophysique et de géochimie (Talbaoui, 2009 ; Huneau *et al.*, 2011). Le mode de fonctionnement des sources a été expliqué par la discontinuité de l'aquifère mise en évidence par Talbaoui (2009) à travers les sondages de géophysique. Celui-ci a montré l'existence d'un réseau de failles en communication avec les sources de Nasso. Ces discontinuités en relation directe avec les sources jouent un rôle important dans le mouvement ascendant des eaux profondes vers les sources (Talbaoui, 2009). Elles pourraient aussi constituer une zone préférentielle d'infiltration augmentant ainsi la vulnérabilité des sources par rapport à la pollution (Talbaoui, 2009). Les résultats d'analyses isotopiques soutiennent également la résurgence d'eau ancienne. Dakouré (2003) avait estimé l'âge des eaux des sources de Nasso entre 300 et 500 ans avec un faible pourcentage (environ 10 %) d'eau dont l'âge ne dépasse pas 30 ans. L'absence de tritium dans les eaux souterraines corrobore une hypothèse de faible contribution des eaux de surface. Les données de débit disponibles pour la Guinguette indiquent d'ailleurs une baisse continue du débit avec une faible variation saisonnière. D'un débit moyen annuel de l'ordre de 2,4 m<sup>3</sup>/s en 1959 (Gombert & Traoré, 1997), les débits mesurés étaient respectivement de 1,8 m<sup>3</sup>/s et 1,6 m<sup>3</sup>/s en 1992 et en 2011 (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Sauret, 2013) (**Figure 16**). La variation saisonnière (environ 0,2 m<sup>3</sup>/s en 1992) représente moins de 15 % du débit moyen annuel (environ 1,8 m<sup>3</sup>/s en 1992) (**Figure 16**). Toutes ces données tendent à soutenir l'hypothèse d'une faible contribution de la recharge directe au débit de ces sources et donc une résurgence d'eau profonde et ancienne.



**Figure 16.** Evolution du débit d'été de la source de la Guinguette de 1956 à 2011 (à gauche) et évolution saisonnière en 1992 (à droite)

En plus des sources de Nasso/Guinguette qui ont été abordées dans plusieurs études citées ci-dessus, on dénombre plusieurs autres sources pérennes dont les seules informations disponibles sont issues d'un inventaire réalisé en 1996 (**Figure 17**). Il s'agit des sources de Pessou/Dessou ( $550 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Leguéma ( $100 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Panamasso ( $5 \text{ m}^3/\text{h}$ ) au nord, Toukoro-Sambla ( $500 \text{ m}^3/\text{h}$ ) à l'ouest, Samanghan ( $60 \text{ m}^3/\text{h}$ ) à l'est et Kodala ( $15 \text{ m}^3/\text{h}$ ) au sud. Par ailleurs, environ onze autres sources dont la plupart ont un débit inconnu se déversent le long de la falaise de Banfora (**Figure 17**). Les valeurs de débits disponibles sont cependant modestes et varient entre 1 et  $5 \text{ m}^3/\text{h}$  (source : base de données du programme VREO).

En dehors des sources ONEA 1 et 2 qui sont exploitées pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso, la plupart des autres sources y compris la Guinguette se déversent dans le réseau hydrographique où l'eau est exploitée pour l'irrigation dans la partie aval du bassin.

Il n'y a pas un état des lieux exhaustif récent sur le débit des sources mais on constate d'une manière générale une diminution des débits, voire même le tarissement de certaines sources comme celle de Toukoro. L'origine de cette baisse n'est pas encore bien connue mais elle pourrait être liée à plusieurs facteurs tels que la variabilité de la pluie, l'augmentation des pompages ou un épuisement de la ressource si l'on considère qu'il s'agit d'une eau ancienne.

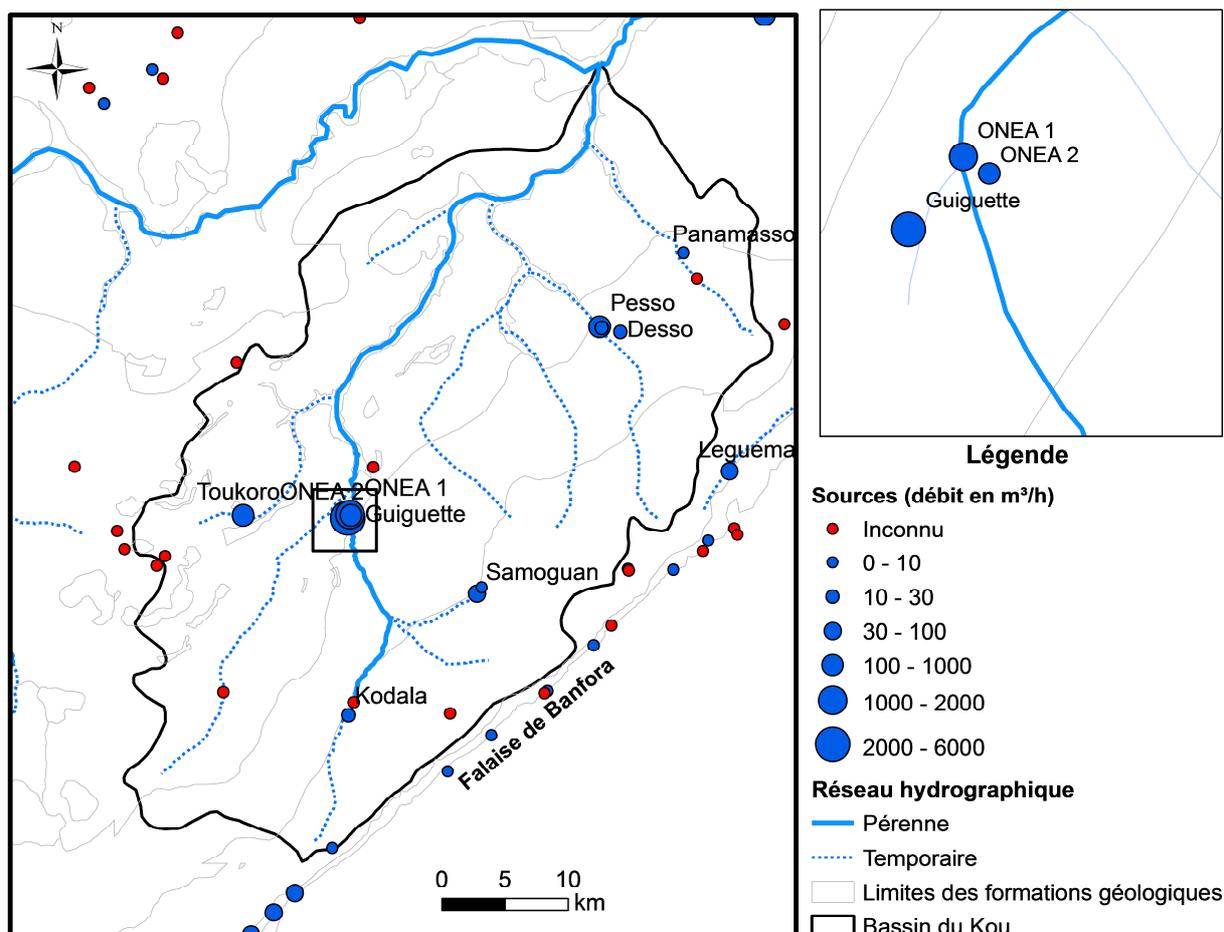


Figure 17. Localisation des sources de la zone d'étude

### I.6.7. Exploitation de la nappe

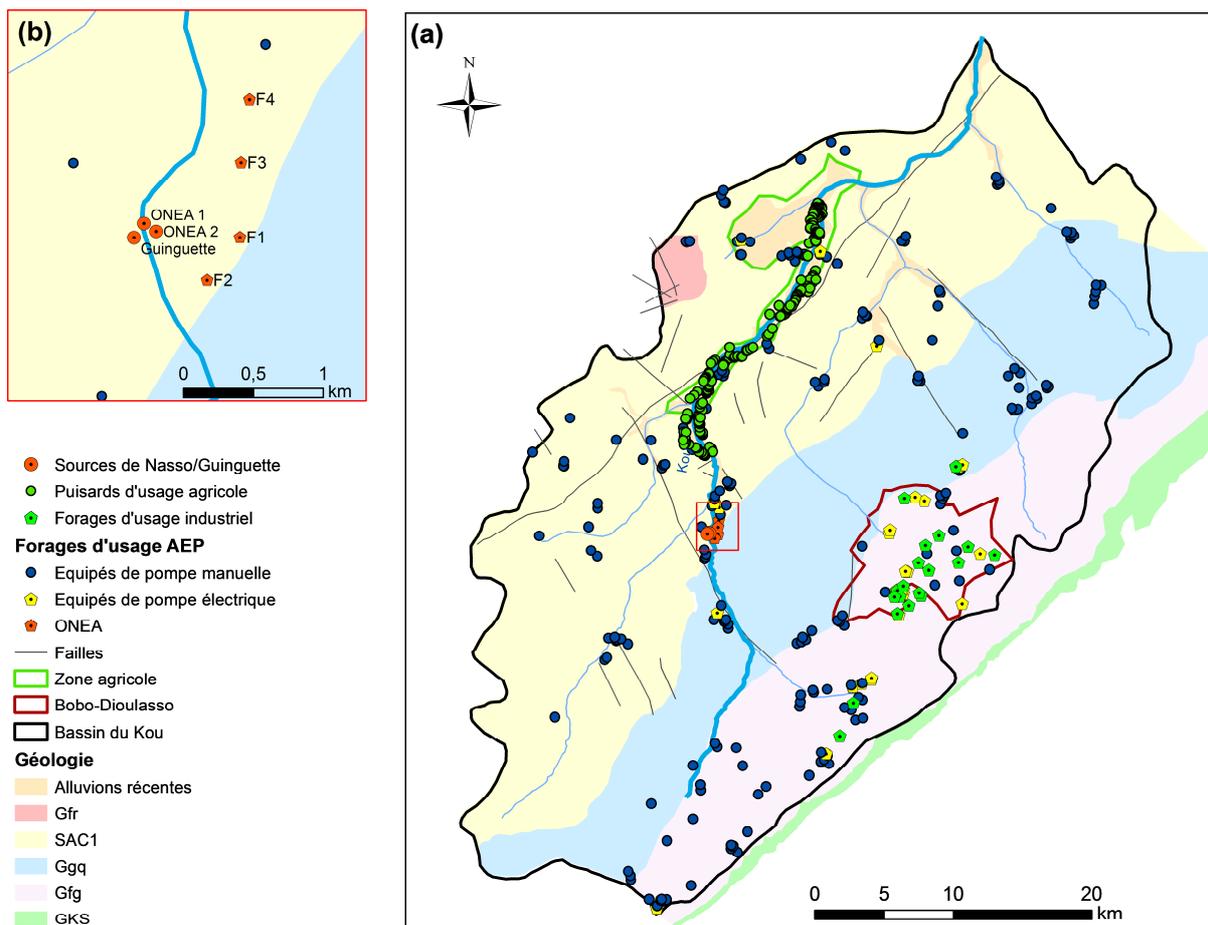
Les ressources en eau souterraine du bassin versant du Kou sont sollicitées par de nombreux usagers (AEP, industrie, agriculture). Exploité à plus de 10 millions de m<sup>3</sup>/an en 2009, le bassin du Kou représente, à l'échelle du bassin de la Volta, de loin la zone où les eaux souterraines sont les plus exploitées (Lemoalle & Devaraj, 2009). Cependant, comparé à la réserve renouvelable, soit environ 223 millions de m<sup>3</sup>/an (pour une recharge de 120 mm/an et une superficie de 1860 km<sup>2</sup>), le volume pompé ne représente que 4 % de cette réserve.

Les volumes pompés n'ont cessé d'augmenter depuis l'installation des premiers ouvrages de captage dans les années 1976. Par exemple entre 1992 et 2014, le volume pompé est passé d'approximativement 20 000 m<sup>3</sup>/j à près de 75 000 m<sup>3</sup>/j au total (détails donnés dans le paragraphe V.5.6). L'ONEA qui assure l'AEP de la ville de Bobo-Dioulasso est le principal exploitant de la nappe. A cela s'ajoutent les prélèvements d'eau des sociétés industrielles (Figure 18) et ceux de l'AEP en milieu rural et semi urbain. En milieu rural, l'approvisionnement en eau potable des populations se fait grâce à des puits ou des forages

équipés généralement de pompes à motricité humaine (**Figure 18**). Les villages de plus de 3500 habitants sont approvisionnés par des ouvrages d'Adduction d'Eau Potable Simplifiée (AEPS) où les forages sont équipés de pompes électriques. Enfin, il faut aussi compter les exploitants agricoles de la plaine alluviale qui prélèvent une quantité d'eau non négligeable à l'aide des puits ou des puisards (**Figure 18**).

Les pompages destinés à l'AEP en milieu rural et semi-urbain se font à travers des forages dont la profondeur dépasse rarement 80 m. Leur débit d'exploitation est estimé entre 0,5 et 20 m<sup>3</sup>/h et les pompes manuelles ne débitent pas plus de 1 m<sup>3</sup>/h. Quant aux forages équipés de pompes électriques, leur profondeur peut atteindre 200 m et leur débit varie de 10 m<sup>3</sup>/h à plus de 200 m<sup>3</sup>/h (forages ONEA). Les puisards à usage agricole, regroupés dans la plaine alluviale, captent la partie superficielle de la nappe à moins de 10 m de profondeur. Ils sont exploités à l'aide de pompes d'un débit maximum de 60 m<sup>3</sup>/h.

Dans le cadre de la modélisation hydrogéologique de la zone, ces prélèvements ont fait l'objet d'une synthèse détaillée et présentée dans le paragraphe V.5.6.



**Figure 18.** (a) Localisation des zones de pompage sur le bassin du Kou (b) zone de pompage ONEA

## **I.7. Synthèse sur le contexte de la zone d'étude**

La zone d'étude est située dans une zone climatique soudanienne soumise à une forte variabilité climatique. Elle est constituée en grande partie de roches réservoirs (grès et carbonates) qui renferment une importante réserve d'eau souterraine du fait de leur nature gréseuse et fissurée.

La présence d'un réseau de failles de différentes directions favorise la circulation de l'eau en grande profondeur et crée des connexions hydrauliques importantes entre les différents aquifères.

Le bassin du Kou renferme un système aquifère complexe qui a fait l'objet de plusieurs études permettant de définir sa structure et son fonctionnement. Du socle jusqu'à la base des SAC, on note un contact grès sur grès sur environ 1000 m (Gombert, 1998) avec une présence de bancs discontinus d'argilites à la base des Grès fins glauconieux dans la bordure est du bassin, rendant localement captifs les Grès de Kawara Sindou. Au sein des Siltstones, Argilites et Carbonates, la présence d'épaisses couches d'argilites localement imperméables pourrait laisser penser à un cloisonnement. Les dolérites présentes dans la zone d'étude pourraient également constituer de véritables écrans imperméables à l'écoulement d'eau souterraine. Leurs extensions verticale et même horizontale restent cependant mal connues. Toutefois, elles ont été interprétées dans des profils de géophysique par tomographie électrique et bruit sismique dans les localités de Diaradougou et Sandimisso (Sauret, 2013). Selon l'auteur, elles favoriseraient l'épaississement de la plaine alluviale mais créeraient localement des discontinuités hydrauliques au sein des matériaux aquifères de la plaine alluviale. A l'échelle de la zone d'étude, en l'état des connaissances actuelles, les données existantes sont insuffisantes pour permettre de définir l'extension de ces hétérogénéités ainsi que leur rôle dans le fonctionnement de la nappe.

Par ailleurs, les résultats disponibles d'analyses isotopiques sont conformes à ce que l'on attendrait d'une nappe unique. Les analyses isotopiques ont montré que le temps moyen de séjour de l'eau passe de moins de 50 ans dans les Grès fins glauconieux (vers Bobo-Dioulasso) à près de 500 ans au toit des Grès à granules de quartz (vers Nasso) et jusqu'à plus de 4 000 ans au sein des SAC1 (vers Fon) (Dakouré, 2003 ; Huneau *et al.*, 2011). Cette évolution corroborerait l'hypothèse d'un écoulement lent et continu globalement dirigé du sud vers le nord. De plus, l'hydrogéochimie indique qu'il n'existe qu'une seule famille d'eau de faciès bicarbonaté calcomagnésien. Cette homogénéité de faciès apporte un argument

supplémentaire qui étaye l'hypothèse de nappe unique. A l'échelle de tout le bassin sédimentaire une seule carte piézométrique est généralement tracée, reflétant ainsi une continuité hydraulique de la nappe d'eau sur toute la surface.

La nappe est libre sur près de deux tiers de sa superficie et est alimentée par la pluie. Cependant son taux de renouvellement est jugé faible au regard de la taille du réservoir. Ses exutoires naturels sont les rivières du Mouhoun et du Kou ainsi que les principales sources de la zone. Elle est beaucoup sollicitée par divers usages (AEP, industrie, agriculture) dont les besoins sont en nette croissance. A côté de cela, on a noté une diminution du débit des sources voire même le tarissement de certaines d'entre elles, une diminution du débit de base des rivières dont les principales causes restent peu connues. L'analyse du fonctionnement hydrodynamique en lien avec ces différentes sollicitations (recharge, pompage) mérite d'être approfondie. Elle pourrait permettre de mieux comprendre la relation qui lie la nappe à la pluie, l'influence des pompages sur la nappe et d'identifier les véritables causes de la dégradation de la ressource en eau.



## **PARTIE II**

---

# **VARIABILITE CLIMATIQUE ET REPONSE HYDROLOGIQUE**

---



## Chapitre II : Variabilité du climat

---

L'Afrique de l'Ouest est une zone soumise à une variabilité climatique importante. Elle a connu au cours du 20<sup>e</sup> siècle une succession de périodes humides et de périodes sèches (Nicholson, 1978, 2000 ; Lamb, 1982 ; Paturel *et al.*, 1998, 2010) avec une rupture nette marquée par un déficit pluviométrique autour des années 1970 (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Servat *et al.*, 1997 ; Paturel *et al.*, 1998 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Conway *et al.*, 2009). A la fin des années 1990, une reprise des précipitations a été observée par plusieurs auteurs (Lebel & Ali, 2009 ; Mahé & Paturel, 2009). Cependant, les pluies moyennes annuelles après 1990 demeurent déficitaires par rapport à celles de la période antérieure à 1970 (L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009).

Dans la zone sahélienne centrale (5° O-10° E) qui comprend le Burkina Faso, la diminution de la pluviométrie depuis les années 1970 serait la résultante d'une diminution du nombre d'évènements plutôt que d'une réduction des hauteurs d'eau, ceci étant plus prononcé en saison pluvieuse (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Lebel & Ali, 2009). Paturel *et al.* (2002), à partir d'une étude sur le Burkina, rapportent que ce sont les mois d'août et de septembre qui ont connu un changement notable avec une forte baisse du nombre de jours de pluie surtout pour les évènements pluvieux compris entre 10 et 50 mm. La reprise des précipitations autour des années 1990, dont plusieurs auteurs font état ne semble pas être une certitude. Pour certains auteurs, cette reprise des précipitations ne marque pas la fin de la sécheresse (Dai *et al.*, 2004) et les années humides, même si leur occurrence a augmenté, restent isolées (L'Hôte *et al.*, 2002). Des travaux récents rapportent que le nombre de jours de pluie n'a pas connu de hausse sur la période récente mais serait compensé par une hausse du nombre d'évènements extrêmes entraînant une augmentation de la pluviométrie (Panthou *et al.*, 2014).

En plus de cette variabilité de la pluviométrie, la zone ouest africaine à l'instar de toute la planète connaît une augmentation de température depuis le siècle passé (IPCC, 2014). La région a connu une hausse de température de l'ordre de 0,5 à 0,8 °C entre les années 1970 et 2010 avec une plus forte amplitude sur les 20 dernières années (Collins, 2011). Cette augmentation de la température serait à l'origine d'une augmentation de l'évapotranspiration (Mahé & Paturel, 2009).

Tous ces changements observés sur le climat ne sont pas sans conséquences sur les ressources en eau. Dans un tel contexte, l'étude des systèmes hydrologiques, et en particulier

des nappes, ne peut se faire sans une bonne connaissance du climat. Dans ce chapitre, nous essayons de comprendre la variabilité du climat dans la zone du bassin du Kou, à travers l'analyse d'un certain nombre d'indices climatiques qui vont aider par la suite à analyser la réponse hydrologique du bassin.

## II.1. Matériel et méthodes

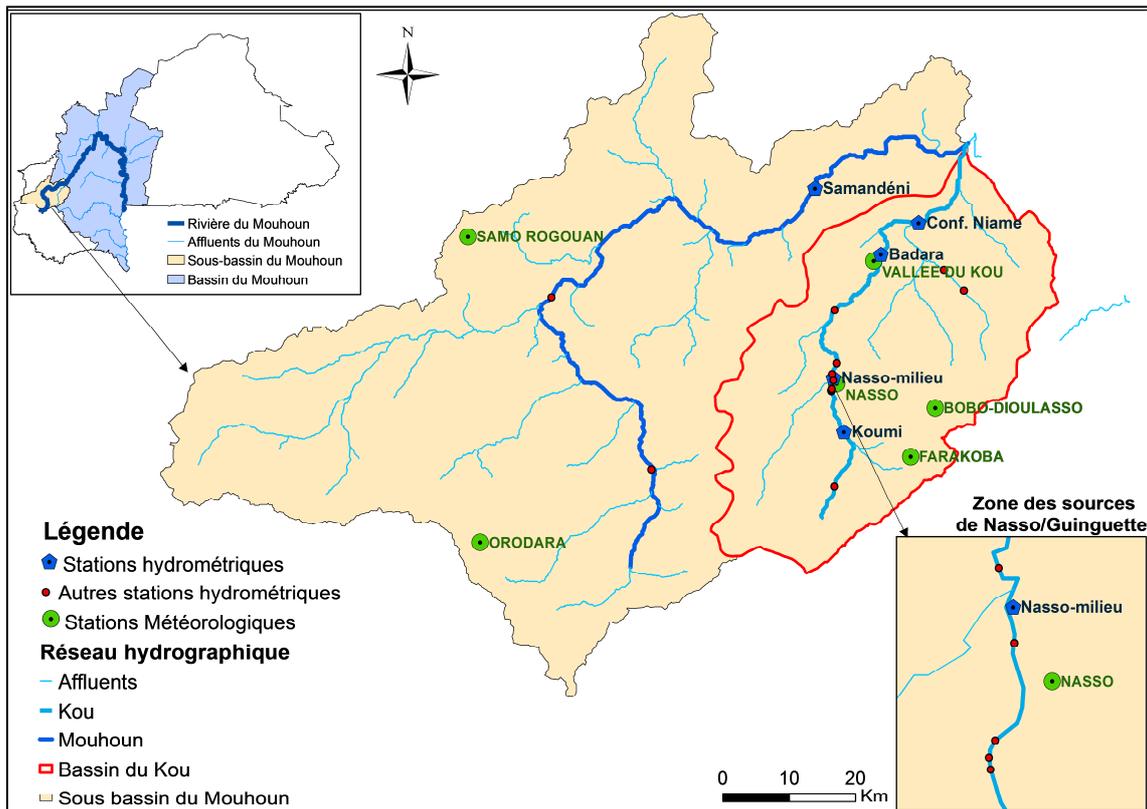
### II.1.1. Données climatiques

Les stations météorologiques choisies pour cette étude sont celles qui contribuent au calcul de la pluie des bassins du Kou et du Mouhoun (**Figure 19**). Nous avons retenu 6 stations dont les données ont été fournies par la Direction Générale de Météorologie du Burkina. Il s'agit de la station synoptique de Bobo-Dioulasso et de cinq stations pluviométriques (Farakoba, Nasso, Vallée du Kou, Orodara, Samorogouan) (**Figure 19**). La station de Bobo-Dioulasso a la série la plus longue et la plus complète en termes de données de pluies journalières (1959-2014) et mensuelles (1950-2014). La durée des observations varie de 29 ans (station de la Vallée du Kou) à 65 ans (station de Bobo-Dioulasso). D'une manière générale, les données comportent peu de lacunes (**Tableau 3**). Des données de température moyenne journalière et d'évapotranspiration potentielle sont disponibles sur la station de Bobo-Dioulasso pour la période allant de 1961 à 2014. L'évapotranspiration potentielle est calculée par la méthode de Penmann-Monteith (Monteith, 1965) dont les détails sont présentés dans le paragraphe II.1.3.3.

**Tableau 3.** Données climatiques utilisées dans cette étude

Nom de la station	Type de données	Fréquence	Période	Taux de lacune (%)	Moyenne annuelle <sup>1</sup>	Ecart-type <sup>1</sup>
<b>Bobo Dioulasso</b>	Evapotranspiration	Journalière	1961-2014	0,4	1958	115
	Température	Journalière	1961-2014	2	27,2	0,5
	Pluie	Journalière	1961-2014	0,2		
Mensuelle		1955-2014	0,3	1065	205	
<b>Farakoba</b>		Mensuelle	1955-2014	5,6	1048	160
<b>Nasso</b>		Mensuelle	1955-2012	4,7	1042	177
<b>Vallée du Kou</b>	Pluie	Mensuelle	1986-2014	7,5	938	142
<b>Samorogouan</b>		Mensuelle	1964-2014	5,4	1031	186
<b>Orodara</b>		Mensuelle	1955-2014	1	1140	186

<sup>1</sup> Les unités : Pluie et Evapotranspiration en mm ; Température en °C



**Figure 19.** Localisation des stations météorologiques

### II.1.1.1. Homogénéité des données pluviométriques

Les données ont fait l'objet d'un contrôle avant d'être utilisées pour des analyses statistiques. En plus des données manquantes, la qualité des chroniques peut être altérée par d'autres sources d'hétérogénéité telles que les valeurs aberrantes ou des erreurs systématiques occasionnées par un changement d'observateur, un défaut d'appareillage, un déplacement de point d'observation, etc. Plusieurs méthodes statistiques et graphiques (Brunet-Moret, 1971 ; Potter, 1981 ; Alexanderson, 1986 ; Bois, 1986 ; L'Hote, 1986) permettent de tester l'homogénéité des séries. Nous avons retenu le test graphique des doubles cumuls pour sa simplicité et sa fiabilité (Brunet-Moret, 1971). Cette méthode, comme tous les tests d'homogénéité dits relatifs pour lesquels une série est dite homogène par rapport à une série synchrone de référence, nécessite une corrélation de plus de 0,82 entre les deux séries (Lamarque & Jourdain, 1994).

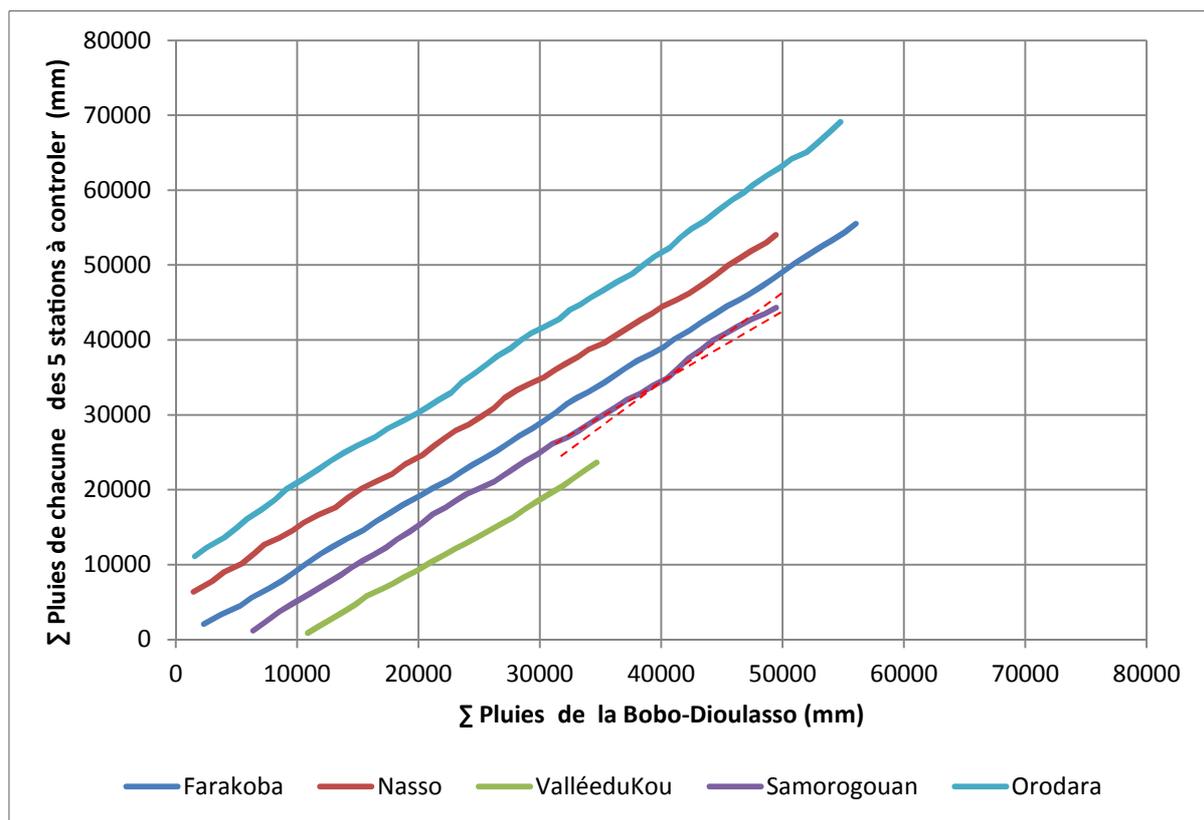
Le principe de la méthode des doubles cumuls consiste à vérifier la proportionnalité des valeurs mesurées à deux stations. L'une des stations (station X) est la station de référence, supposée correcte. L'autre station (Y) est la station à contrôler. Un effet de lissage est obtenu

en comparant, au pas de temps choisi (année, saison, mois, décade), non pas les valeurs observées, mais leur cumul. Il est réalisé à travers le tracé d'un graphe des quantités :

$$X(t) = \sum_{i=0}^t x(i) \quad \text{et} \quad Y(t) = \sum_{i=0}^t y(i) \quad (1)$$

La station de Bobo-Dioulasso est choisie comme station de référence. La qualité de ses données a été prouvée par les nombreuses études qui les ont utilisées (IWACO, 1989 ; Sogreah Ingénierie, 1994 ; Dakouré, 2003 ; Sauret, 2013) et ses données mensuelles sont bien corrélées à celles des autres stations ( $r^2 = 0,94$  pour Farakoba,  $0,90$  pour Nasso,  $0,90$  pour la Vallée du Kou,  $0,87$  pour Orodara,  $0,87$  pour Samorogouan).

Le test de double cumul réalisé sur les données annuelles des différentes stations a révélé que les données sont assez homogènes (**Figure 20**) hormis quelques irrégularités peu significatives (Samorogouan en 2000 et en 2008 et la Vallée du Kou en 1994 et 2006). Aussi n'avons-nous pas jugé nécessaire de corriger les données.



**Figure 20.** Test de double cumul sur les stations de Farakoba (1953-2014), Nasso (1955-2012), Vallée du Kou (1986-2014), Samorogouan (1964-2014) et Orodara (1955-2014) avec la station de Bobo-Dioulasso comme station de référence

### II.1.1.2. Comblement des séries pluviométriques

Pour analyser la variabilité du climat, nous avons sélectionné une longue période (1955-2014 pour les cumuls annuels de pluie et 1961-2014 pour les autres indices) sur laquelle les données sont disponibles sur la plupart des stations (4 sur 6). Les stations de Samorogouan et de la Vallée du Kou nécessitent une extension de série. La variabilité du climat n'a pas été étudiée sur ces deux stations ainsi que sur la station de Nasso dont les données sont manquantes sur les deux années récentes. Les données de ces stations contribuent cependant à calculer la pluie moyenne des différents bassins (Kou, Mouhoun) utilisée dans la suite du travail. Pour cela, la longueur des séries a été homogénéisée sur la période de 1955 à 2014 par une extension des séries courtes et un comblement des données manquantes à partir des données mensuelles de la station de Bobo-Dioulasso. Tout cela a été fait à partir d'une méthode de régression linéaire servant à l'extension des séries dont le principe est décrit ci-après.

L'estimation des données manquantes d'une série Y de longueur K en se basant sur une série complète X de longueur A se fait sur la base de la formule suivante (Roche, 1963 ; Dubreuil, 1974) :

$$y = \bar{y}_k + r_k \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}_k) \quad (2)$$

Dans laquelle on a :

y la moyenne conditionnelle de Y liée à x ;

$\bar{x}_k$  et  $\bar{y}_k$  moyennes mensuelles de x et y calculées à partir des k valeurs des séries correspondantes ;

$r_k$  le coefficient de corrélation entre x et y estimé à partir des k couples de valeurs observées simultanément ;

$\sigma_y$  et  $\sigma_x$  les écarts-types de x et y estimés à partir des k valeurs.

Les lacunes ont ainsi été comblées pour l'ensemble des stations et les séries étendues sur la période de 1955 à 2014 pour les stations de la Vallée du Kou et de Samorogouan. Les moyennes annuelles et écarts-types comparés entre données brutes et séries comblées ont peu variés sauf bien évidemment pour les stations de la Vallée du Kou et Samorogouan dont les séries ont été complétées (**Tableau 4**).

**Tableau 4.** Pluie moyenne annuelle et écart-type sur les pluies annuelles avant et après comblement des lacunes et extension des séries (1955-2014)

Stations	Données brutes		Après comblement des lacunes et extension des séries	
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
Bobo	1050	182	1053	184
Farakoba	1044	155	1038	151
Nasso	1031	175	1034	171
Vallée du Kou	986	166	938	143
Samorogouan	1046	189	1029	179
Orodara	1134	180	1135	186

### II.1.2. Méthodes d'analyse

La variabilité du climat dans la zone a été étudiée à travers les trois variables climatiques, pluie, température et évapotranspiration. Les pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba et d'Orodara ainsi que celles du bassin du Kou ont été analysées afin de décrire la variabilité pluviométrique en ces différents points de l'espace et de manière globale sur le bassin. A partir des données de la station de Bobo-Dioulasso, il a été possible d'analyser la variabilité pluviométrique à l'aide d'un certain nombre d'indices basés sur les pluies journalières.

La pluviométrie, considérée comme une caractéristique forte du climat tropical (Paturel *et al.*, 2002) est généralement étudiée à partir d'un certain nombre d'indices liés à la fréquence, à la durée, à l'intensité ou aux valeurs extrêmes des événements dans le but de caractériser la variabilité du climat. Pour la plupart des études menées dans la zone ouest africaine, la variabilité climatique a été analysée sur la base du cumul annuel de pluies (Paturel *et al.*, 1998 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Conway *et al.*, 2009 ; Mahé & Paturel, 2009), du nombre de jours de pluie, de la hauteur moyenne journalière de pluie (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009), du cumul de pluies supérieures à un certain seuil (généralement supérieures à 10 mm/jour) (Albergel, 1987 ; Paturel *et al.*, 2002 ; Descroix *et al.*, 2013). Elle a souvent été analysée à travers les changements observés sur toute l'année (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009) ou sur quelques mois représentatifs de la saison des pluies (Paturel *et al.*, 2002).

Dans cette étude, nous nous sommes intéressés à des indices que nous avons jugés pertinents pour la compréhension des tendances observées sur les systèmes hydrologiques que nous étudions. Nous avons tenu à distinguer les données de la période de juillet à septembre car c'est au cours de ces trois mois que la pluie efficace est non nulle et que la recharge de la

nappe se produit (voir paragraphe II.2). Ainsi, nous avons analysé les cumuls annuels de pluie mais aussi les cumuls durant ces trois mois de juillet à septembre, l'année étant considérée comme allant de janvier à décembre. Pour les deux indices (année et période de trois mois), les analyses ont été effectuées en appliquant trois seuils sur les pluies journalières (10 mm, 30 mm, 50 mm) afin d'identifier les événements pluviométriques importants qui influent le plus sur les écoulements et la recharge des nappes. Les pluies journalières d'une hauteur relativement faible peuvent constituer une source potentielle d'alimentation des systèmes hydrologiques lorsqu'elles sont consécutives sur plusieurs jours, contribuant à former une hauteur d'eau importante. C'est pourquoi, aux indices cités ci-dessus, nous avons associé le cumul des pluies qui contribue à former en 3 jours consécutifs une hauteur d'eau supérieure à 30 mm. Cet indice permet d'écarter les pluies d'une hauteur relativement faible et isolées qui sont peu contributives aux écoulements.

Ces différents indices ont été analysés à l'aide de méthodes statistiques telles que les indices pluviométriques de Nicholson (Nicholson *et al.*, 1988) et les tests statistiques non paramétriques de détection de rupture et de tendance.

#### **II.1.2.1. Indice pluviométrique de Nicholson**

Les indices pluviométriques de Nicholson ou variables centrées réduites traduisent un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à la période de référence choisie (1955 à 2014). Ils sont calculés à partir de l'expression suivante (Nicholson *et al.*, 1988) :

$$I_p = \frac{X_i - X_m}{\sigma} \quad (3)$$

$I_p$  : indice pluviométrique

$X_i$  (mm) : hauteur de pluie totale pour une station pendant une année  $i$

$X_m$  (mm) : moyenne interannuelle de la pluie à la station sur toute la période étudiée

$\sigma$  : écart-type de la pluie annuelle

Par rapport à la période de référence choisie, les valeurs négatives de l'indice pluviométrique indiquent une année déficitaire et les valeurs positives indiquent une année excédentaire.

#### **II.1.2.2. Test de détection de rupture**

Les tests de rupture permettent de détecter d'éventuelles ruptures liées à une non-stationnarité dans une série. Une rupture peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité de la série chronologique à un instant donné, le plus

souvent inconnu. Le test de Pettitt (1979) et la méthode de segmentation de Hubert *et al.* (1989), réputés pour leur robustesse, ont été beaucoup utilisés dans la sous-région ouest africaine (Servat *et al.*, 1997, 1999 ; Paturel *et al.*, 1998 ; Mahé & Paturel, 2009 ; Descroix *et al.*, 2012). L'hypothèse nulle de ces tests est l'absence de rupture dans la série. Une date de rupture est estimée si cette hypothèse nulle est rejetée. La méthode de segmentation de Hubert permet de détecter plusieurs ruptures lorsqu'elles existent alors que le test de Pettitt n'en détecte qu'une seule dans une série chronologique. Dans cette analyse, nous nous intéresserons à la rupture la plus significative dans les séries et avons retenu le test de Pettitt.

Ce test repose sur une variable  $U_{t,N}$  considérée pour les valeurs de  $t$  comprises entre 1 et  $N$ .

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N \text{signe}(x_i - x_j) \quad (4)$$

Considérant  $X = x_i - x_j$ ,  $\text{signe}(X)$  est définie par :

$$\begin{cases} \text{si } X > 0, \text{signe}(X) = 1 \\ \text{si } X = 0, \text{signe}(X) = 0 \\ \text{si } X < 0, \text{signe}(X) = -1 \end{cases} \quad (5)$$

Pour tester l'hypothèse nulle  $H_0$ , Pettitt propose d'utiliser la variable :

$$K_N = \text{Max} |U_{t,N}| \quad (6)$$

A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si  $k$  désigne la valeur de  $K_N$  prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur  $k$  est donnée approximativement par :

$$p = \text{Prob}(K_N > k) \approx 2 \exp(-6k^2 / (N^3 + N^2)) \quad (7)$$

Les résultats de ce test sont analysés à travers la date de rupture et la valeur de probabilité ( $p$ ). Si  $p$  est inférieure à  $\alpha$ , seuil de significativité choisi, l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment  $t$  où est observée  $K_N$ . La valeur de  $p$  ( $p$ -value) indique si la rupture est statistiquement significative par rapport au seuil  $\alpha$  (**Tableau 5**).

**Tableau 5.** Niveau de significativité du test de Pettitt.

Probabilité associée	Classe
$\alpha < 1 \%$	Rupture très significative
$1 \% < \alpha < 5 \%$	Rupture significative
$5 \% < \alpha < 20 \%$	Rupture peu significative
$\alpha > 20 \%$	Série homogène

### II.1.2.3. Test de détection de tendance

Le test non paramétrique de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1975) est couramment employé pour détecter les tendances monotones sur des séries de données environnementales, climatiques ou hydrologiques (Yue & Wang, 2004 ; Beaulieu *et al.*, 2007 ; Hamed, 2008 ; Aguiar *et al.*, 2010 ; Ahmad *et al.*, 2015 ; Chen *et al.*, 2016). L'hypothèse nulle  $H_0$  est que les données sont indépendantes et identiquement distribuées. L'hypothèse alternative  $H_A$  est que les données suivent une tendance monotone. Pour une série temporelle de  $n$  éléments avec  $X_i$  et  $X_j$  deux valeurs qui se suivent, le test statistique  $S$  est calculé comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signe}(X_j - X_i) \quad (8)$$

$$\text{Avec } \text{Signe}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } (X_j - X_i) > 0 \\ 0 & \text{si } (X_j - X_i) = 0 \\ -1 & \text{si } (X_j - X_i) < 0 \end{cases} \quad (9)$$

La variance  $\sigma^2$  de  $S$  est calculée selon l'équation suivante :

$$\sigma^2 = \frac{1}{18} \left[ n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (10)$$

Où  $t_p$  est le nombre de liens pour la  $p^{\text{ième}}$  valeur et  $q$  le nombre de valeurs liées.

Si  $n$  est supérieur à 10, la variable aléatoire  $Z$  de Mann Kendall est donnée par (Douglas *et al.*, 2000) :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0, \\ \frac{S+1}{\sigma} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (11)$$

La statistique  $S$  est très liée au coefficient de corrélation  $\tau$  de Kendall. Ce coefficient de corrélation est une mesure robuste de la corrélation entre le temps et la variable analysée avec une bonne résistance aux biais dus à quelques valeurs exceptionnelles ou incohérentes. Il est donné par :

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} \quad (12)$$

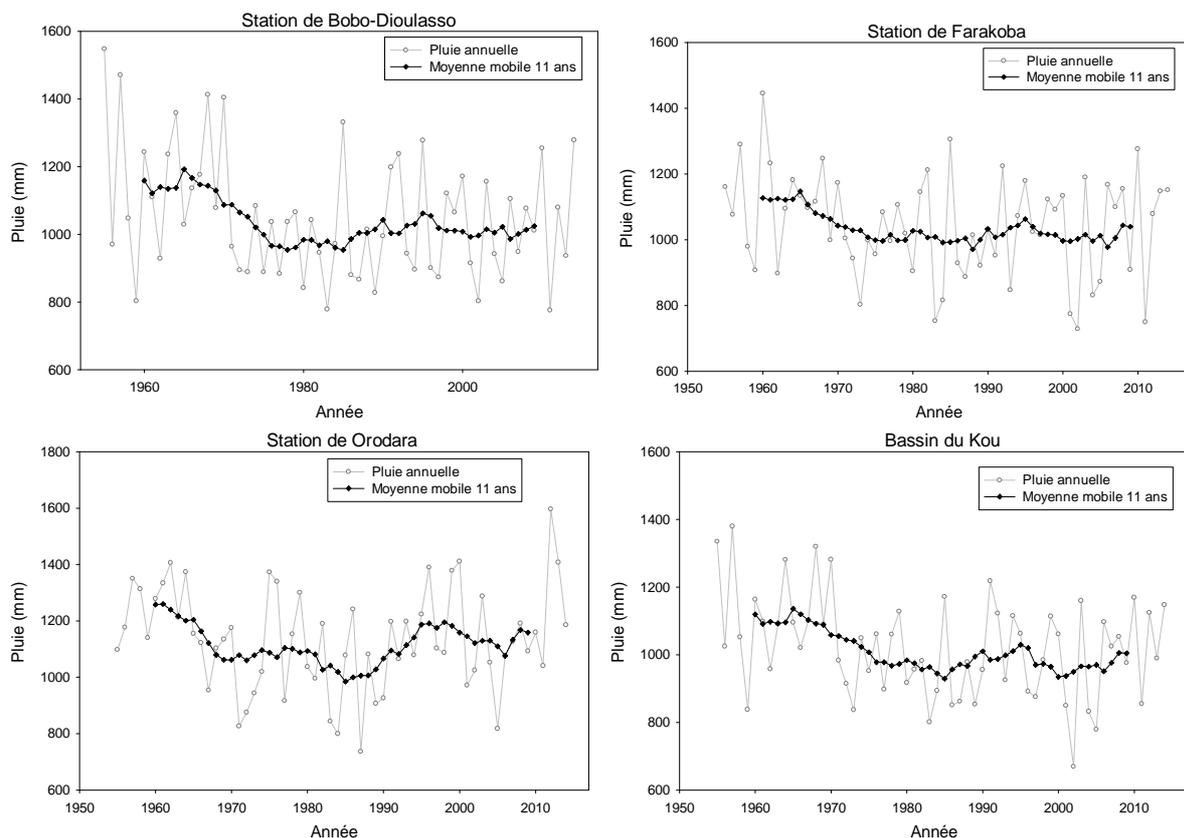
Les résultats de ce test sont analysés à travers les valeurs standardisées  $Z$  qui suivent une loi normale centrée réduite. Les valeurs positives de  $Z$  indiquent une tendance à la hausse dans la série et les valeurs négatives indiquent une tendance à la baisse. L'hypothèse nulle  $H_0$  est rejetée, et une tendance statistiquement significative est détectée dans la série si la valeur

absolue de Z est supérieure à 1,96 (valeur de la table de loi normale réduite pour une p-value de 0,05, seuil de significativité du test). Le coefficient de corrélation  $\tau$  mesure le degré de liaison entre le temps et la variable analysée. Lorsque la valeur absolue du coefficient de corrélation est proche de 1, cela indique que la corrélation entre le temps et la variable analysée est élevée.

## II.2. Analyse de la variabilité des précipitations

### II.2.1. Variabilité interannuelle des précipitations

La pluviométrie de la zone du bassin du Kou connaît des fluctuations interannuelles importantes (**Figure 21**). A travers la représentation des pluies annuelles et des moyennes mobiles sur 11 ans, on remarque que sur ces variations de court terme (échelle annuelle) se superpose une tendance à plus long terme (échelle décennale dans le cas présent) (**Figure 21**).



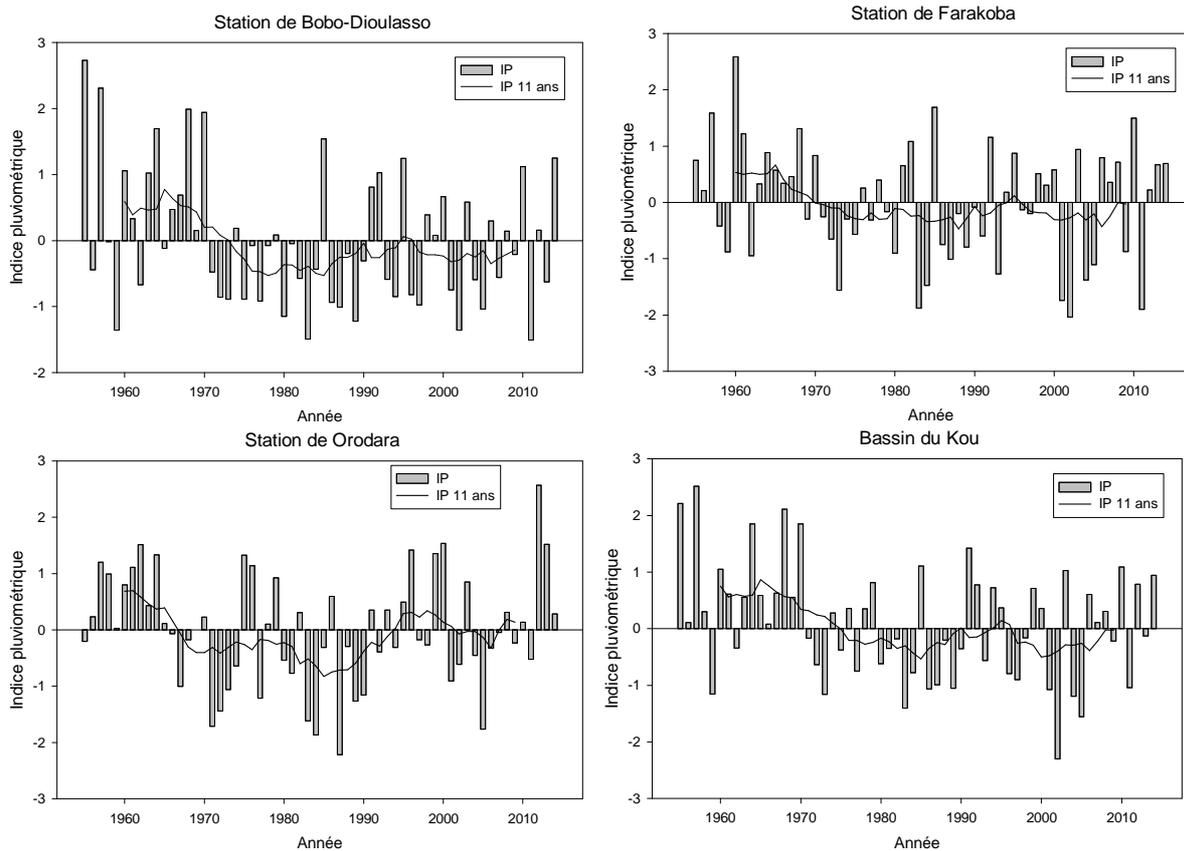
**Figure 21.** Moyenne annuelle et moyenne mobile sur 11 ans des pluies de 1955 à 2014 aux stations de Bobo-Dioulasso, Farakoba et Orodara et de la pluie moyenne du bassin du Kou

A partir des indices pluviométriques de Nicholson, on remarque que la variabilité interannuelle de la pluie, se caractérise par une alternance d'années humides, normales et sèches. La moyenne mobile sur 11 ans permet d'évaluer les fluctuations de ces indices pluviométriques à l'échelle décennale (**Figure 22**).

Pour toutes les séries, la période avant 1970 comporte un grand nombre d'années très humides comparée à toutes les autres décennies. Elle marque une période humide et sans doute la plus humide de 1955 à 2014. Cette période humide est suivie d'une période sèche dont la date de début et la durée sont variables suivant les séries. A Bobo-Dioulasso et à Farakoba, la période sèche a démarré autour des années 1970 et on compte environ deux décennies très sèches (1971-1990). Cette observation est également faite sur la pluie moyenne du bassin du Kou. A la station de Orodara, en revanche, la sécheresse a démarré plus tôt (vers l'année 1965) et a duré pratiquement trois décennies.

Après les années 1990, sur l'ensemble des séries pluviométriques étudiées, le nombre d'années humides a augmenté, par rapport à la période sèche que nous venons de décrire, mais cette période après 1990 demeure marquée par un nombre important d'années déficitaires. La moyenne mobile sur 11 ans indique d'ailleurs un déficit sur les décennies récentes avec une période intermédiaire (1991-2000) entre la sécheresse des années 1971-1990 et la décennie la plus récente qui semble être une décennie normale. En effet, la pluviométrie a connu amélioration au cours de la décennie de 1991-2000 (+6 à +11 % par rapport à la décennie précédente) en particulier à la station d'Orodara (+24 %) avant de retourner à nouveau à une situation de nouveau déficitaire.

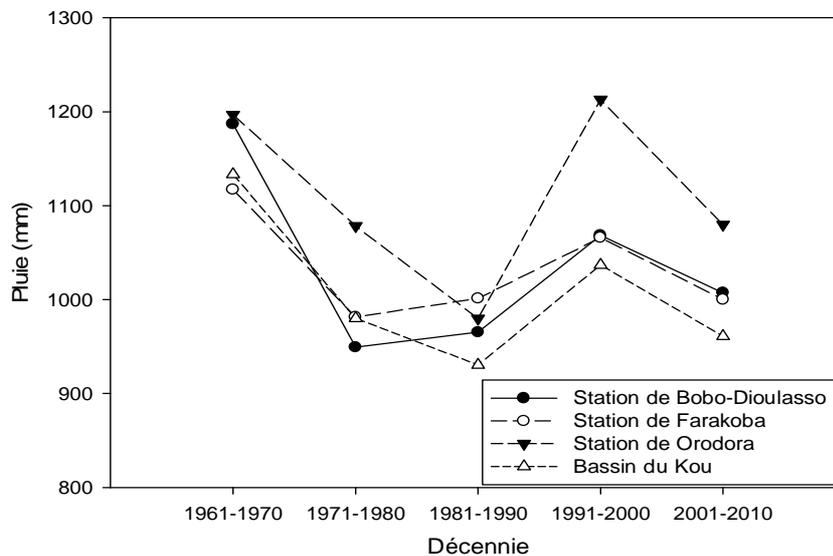
De ces observations, on distingue assez clairement une période humide avant les années 1970 suivie d'une période sèche jusqu'aux années 1990. Pour la période récente, il semble y avoir un équilibre entre années sèches et années humides. Elle indique une légère amélioration des conditions climatiques mais ne marque pas clairement la fin de la sécheresse.



**Figure 22.** Indices pluviométriques (IP) des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d’Orodara et du bassin du Kou pour la période de 1955 à 2014

L’alternance entre période excédentaire et déficitaire que nous venons de décrire semble bien suivre les variations de la pluie à l’échelle décennale. Les moyennes des pluies annuelles par décennie ont ainsi été visualisées (**Figure 23**) pour permettre de mieux apprécier cette variabilité inter-décennale. Sur la **Figure 23**, on remarque que la période avant 1970 est la période la plus humide pour les différentes stations pluviométriques. La décennie la plus sèche est celle de 1981 à 1990. Au cours de la décennie 1991-2000, la pluviométrie a effectivement connu une hausse par rapport à celle de la décennie qui la précède, comme nous venons de le voir à travers les indices pluviométriques. Elle reste cependant plus faible que celle d’avant le début de la sécheresse (1970) sauf au niveau de la station d’Orodara où on retrouve pratiquement la même pluviométrie. Au cours de la décennie 2000-2010, la pluviométrie a de nouveau connu une baisse comme expliqué au paragraphe précédent. La pluie moyenne sur cette dernière décennie se rapproche de celle de la décennie la plus sèche (1981-1990) pour les pluies du bassin du Kou. Au regard de cette variabilité, on ne peut affirmer avec certitude que la sécheresse est terminée. Les résultats d’une analyse de 20 stations en Afrique de l’Ouest (précipitations entre 100 et 1100 mm/an) dont Bobo-Dioulasso

(L'Hôte *et al.*, 2002) avaient d'ailleurs révélé que jusqu'en 2000, la sécheresse n'était pas encore terminée.



**Figure 23.** Pluie moyenne par décennie pour les stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et pour le bassin du Kou pour la période de 1961 à 2010

## II.2.2. Stationnarité des séries pluviométriques sur la période de 1955 à 2014

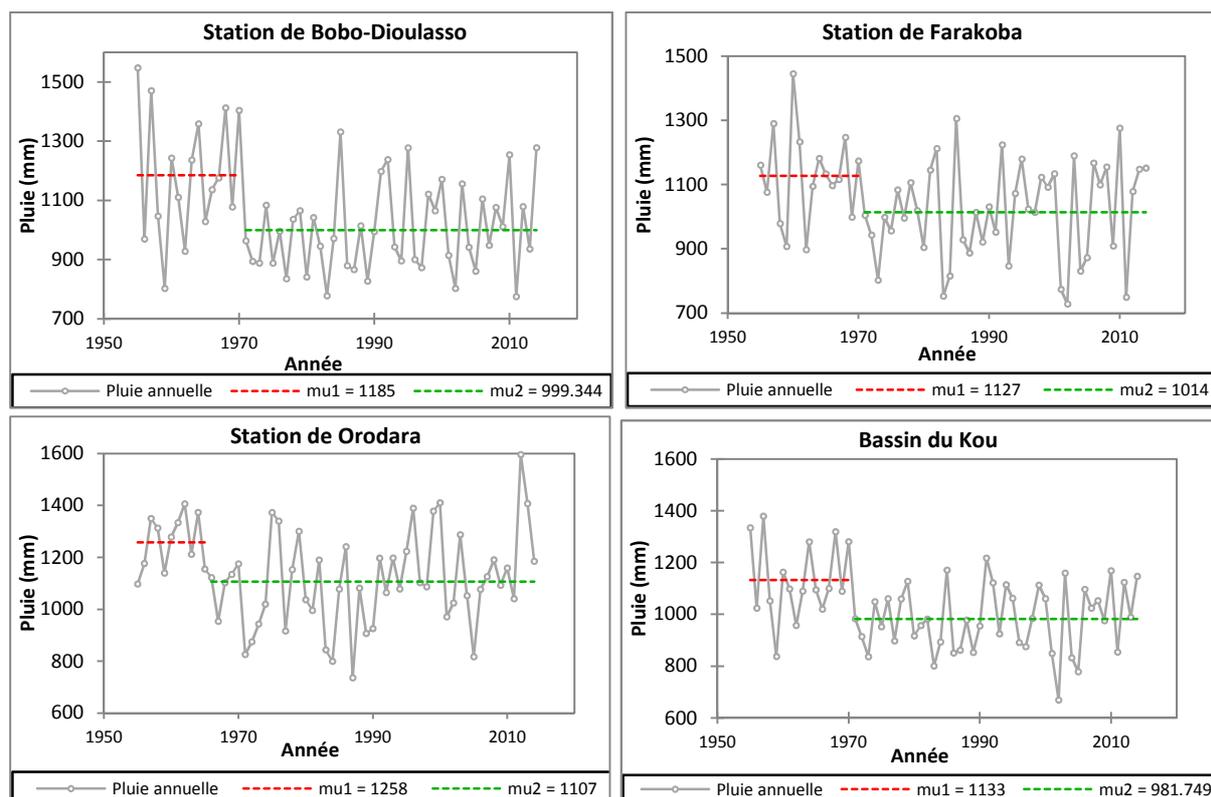
### II.2.2.1. Analyse de la stationnarité des pluies annuelles

L'analyse de la stationnarité des séries par des tests statistiques robustes vient compléter les précédentes analyses sur la variabilité de la pluie. Par le test de Pettitt, une rupture a été détectée sur l'ensemble des séries analysées. Les ruptures les plus significatives sont observées sur les pluies de la station de Bobo-Dioulasso et la pluie moyenne du bassin du Kou. Les dates de rupture se situent entre 1965 et 1970 (**Tableau 6** et **Figure 24**) et sont cohérentes avec ce qui a été observé sur les indices pluviométriques. La différence dans la significativité et dans les dates de rupture témoigne de l'hétérogénéité spatiale de la pluviométrie.

Les ruptures ont entraîné une diminution de 10 % à 16 % de la pluie moyenne annuelle. Ces pourcentages se situent dans l'ordre de grandeur des déficits pluviométriques observés dans la zone soudanienne. Le déficit y est généralement de l'ordre de 15 % contre 20 %, voire plus, en zone sahélienne (Bricquet *et al.*, 1997 ; Mahé *et al.*, 2005 ; Descroix *et al.*, 2009).

**Tableau 6.** Résultats du test de Pettitt sur les pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période 1955-2014

Station ou bassin	p-value	Niveau de significativité	Date de rupture	Pluie moyenne annuelle (mm)		Déficit (%)
				Avant rupture	Après rupture	
Bobo-Dioulasso	2,8	Significative	1970	1185	999	16
Farakoba	19,0	Peu significative	1970	1127	1014	10
Orodara	14,4	Peu significative	1965	1258	1107	12
Bassin du Kou	3,3	Significative	1970	1133	981	13



**Figure 24.** Résultats du test de détection de rupture sur les pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période 1955-2014

### II.2.2.2. Analyse de la stationnarité des indices pluviométriques

Sur les indices pluviométriques de la station de Bobo-Dioulasso de 1961 à 2014, le test de Pettitt indique une rupture, la plus significative entre 1970 et 1971. Elle nous révèle que le déficit pluviométrique est d'autant plus important que le seuil appliqué sur les pluies est fort (**Tableau 7**). Il l'est encore plus dans la période des trois mois les plus pluvieux qui contribue à la recharge de la nappe. On a également noté une rupture très significative sur les cumuls de pluies de 3 jours consécutifs supérieurs à 30 mm avec un déficit plus important que celui de la pluie annuelle. Ces résultats suggèrent que les pluies qui contribuent le plus aux

écoulements et à la recharge ont été les plus affectées par la baisse de la pluviométrie. Des études ont déjà montré que la baisse de la pluviométrie est principalement liée à une baisse de la pluviométrie au cours des mois les plus pluvieux à travers une diminution du nombre d'évènements (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Paturel *et al.*, 2002).

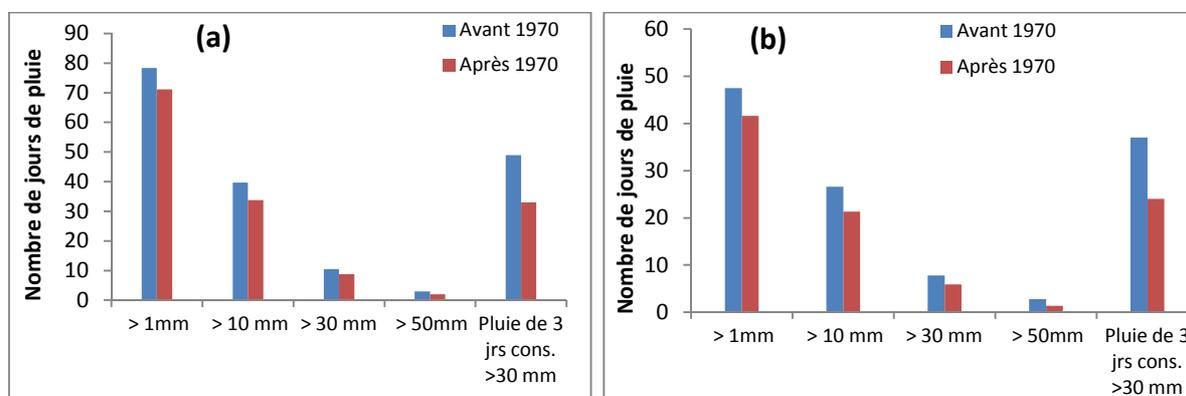
**Tableau 7.** Application du test de Pettitt sur les indices pluviométriques de la station de Bobo-Dioulasso sur la période 1961-2014. (a) : pluies annuelles, (b) : pluies de juillet à septembre

Indices	Test de Pettitt			Pluie moyenne (mm)		Déficit <sup>1</sup> (%)	
	p-value (%)	Date de rupture	Niveau de significativité	Avant rupture	Après rupture		
(a)	P0	9,0	1970	Peu significatif	1187	999	16
	P10	9,8	1971	Peu significatif	996	831	17
	P30	15,2	1971	Peu significatif	496	377	24
	P50	18,1	1970	Peu significatif	209	123	41
	P3j	1,2	1970	Significative	917	648	29
(b)	P0	4,6	1970	Significatif	814	637	22
	P10	6,1	1970	Peu significatif	717	544	24
	P30	5,9	1971	Peu significatif	381	259	32
	P50	5,4	1970	Peu significatif	193	86,8	55
	P3j	0,8	1970	Très significative	702	459	35

P0 : Pluie >0 mm, P10 : Pluie >10 mm, P30 : Pluie >30 mm, P50 : Pluie >50 mm, P3j : cumul de pluie supérieur à 30 mm sur trois jours consécutifs

Le déficit est le ratio (en %) entre la différence de la pluie avant et après rupture

On remarque que le nombre de jours de pluie a connu une baisse entre la période avant la sécheresse et la période après la sécheresse, quel que soit le seuil choisi (**Figure 25**). Cette baisse est encore plus prononcée sur le nombre de jours de pluie contribuant à former un seuil de 30 mm au bout de 3 jours consécutifs : de 7 jours de pluies en moins après la sécheresse sur l'ensemble des jours pluvieux de l'année, on passe à 16 jours de pluie en moins. Cela suggère qu'il y a plus de pluies isolées qui pourraient ne pas contribuer aux écoulements.



**Figure 25.** Comparaison entre le nombre de jours de pluie avant et après 1970 à la station de Bobo-Dioulasso pour les différents seuils : (a) pour toute l'année et (b) pour la saison des pluies

### II.2.3. Tendance observée sur la période après 1970

Sur la période allant de 1971 à 2014, selon le test de Pettitt, les chroniques de pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, Farakoba et du bassin du Kou n'indiquent aucune rupture (p-value compris entre 33 et 59 % ; **Tableau 8**). Il n'y a que la série pluviométrique d'Orodara, station située au sud du bassin versant du Mouhoun, qui présente une rupture significative avec une hausse de 14 % sur la pluviométrie entre la période de 1971 à 1990 et celle de 1991 à 2014. Elle est aussi marquée par une tendance significative à la hausse sur la période de 1971 à 2014. Cette analyse corrobore l'observation déjà faite sur les indices pluviométriques de Nicholson (**Figure 22**) pour lesquels seule la série d'Orodara présentait une nette augmentation de la pluviométrie à partir des années 1990.

Pour tous les indices pluviométriques de la station de Bobo-Dioulasso également, on ne détecte aucune rupture et la p-value du test de Pettitt varie entre 30 % et 69 %. Cela montre que la période après 1970 n'a pas connu de changement significatif.

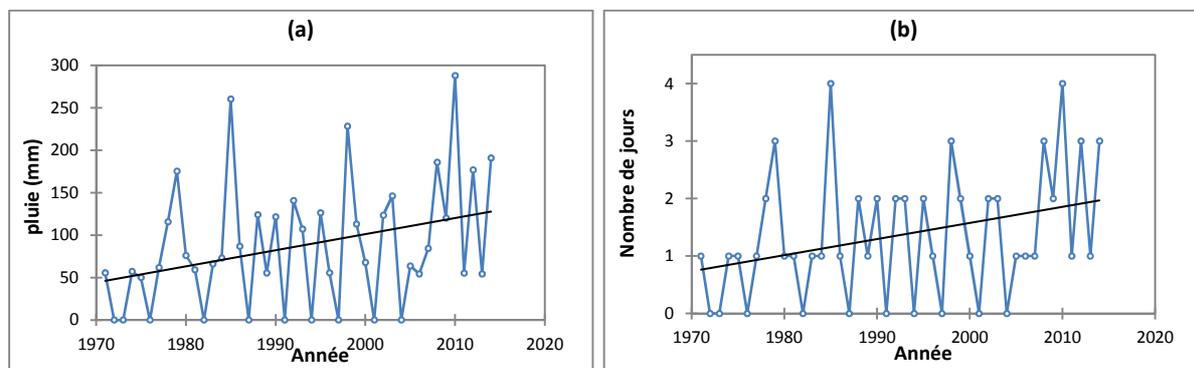
**Tableau 8.** Résultats des tests de Pettitt et de Mann Kendall sur les pluies annuelles des stations de Farakoba, d'Orodara et celles du bassin du Kou, ainsi que sur les indices pluviométriques du bassin du Kou (période 1971-2014) (a) pour les pluies annuelles, (b) pour les pluies de juillet à septembre

Station	Indice	Test de Pettitt		Test de Mann Kendall			Pluie moyenne (mm)		Excédent (%)
		p-value	Significativité	p-value	$\tau$	Tendance <sup>1</sup>	1971-1990	1991-2014	
Farakoba		59,8	Pas de rupture	18	0,14	0	991	1033	4
<b>Orodara</b>		<b>4,0</b>	<b>Significatif</b>	<b>2,6</b>	<b>0,23</b>	<b>+</b>	<b>1029</b>	<b>1173</b>	<b>14</b>
Bassin du Kou		49,7	Pas de rupture	40,3	0,09	0	955	1004	5
	P0	33,5	Pas de rupture	23	0,12	0	957	1034	8
	P10	56,8	Pas de rupture	40,3	0,09	0	797	861	8
	(a) P30	48,6	Pas de rupture	12,7	0,16	0	343	412	20
	P50	42,3	Pas de rupture	15	0,15	0	98	144	47
	P3j	34,1	Pas de rupture	11,7	0,16	0	612	680	11
Bobo-Dioulasso	P0	57,9	Pas de rupture	22,3	0,13	0	622	650	4
	P10	68,9	Pas de rupture	33,9	0,1	0	531	555	4
	(b) P30	44,7	Pas de rupture	30,9	0,11	0	250	270	8
	<b>P50</b>	29,5	Pas de rupture	<b>3,0</b>	<b>0,23</b>	<b>+</b>	<b>72</b>	<b>99</b>	<b>38</b>
	P3j	46,0	Pas de rupture	35,9	0,1	0	444	473	6

P0 : Pluie >0 mm, P10 : Pluie >10 mm, P30 : Pluie >30 mm, P50 : Pluie >50 mm, P3j : cumul de pluie supérieur à 30 mm sur trois jours consécutifs

<sup>1</sup>Conclusion sur le test de tendance de Mann Kendall : " + " pour tendance positive, " - " pour tendance négative, " 0 " pas de tendance significative

Les tests de tendance de Mann Kendall confirment que la période après 1970 n'a pas connu de changement notable, car aucune tendance significative au seuil de 5 % n'a été détectée en dehors du cumul des pluies supérieures au seuil de 50 mm sur les mois de juillet à septembre. Cette tendance significative à la hausse du cumul des pluies journalières supérieures à 50 mm pendant la saison des pluies est liée à une tendance à la hausse du nombre de jours sur lesquels on enregistre ces fortes pluies (**Figure 26**). On remarque que cette hausse est bien plus marquée au cours de ces 10 dernières années. Descroix *et al.* (2013) et Panthou *et al.* (2014) avaient montré que la décennie de 2000 à 2010 avait connu une hausse des événements de fort cumul pluviométrique qui serait à l'origine de l'augmentation de la pluviométrie sur la période postérieure à 1990. C'est aussi ce que relève Sighomnou *et al.* (2013) comme l'une des causes probables des crues exceptionnelles de ces dernières années.



**Figure 26.** (a) Cumuls de pluies et (b) nombre de jours de pluie journalière supérieure à un seuil de 50 mm sur la période de 1971 à 2014 à la station de Bobo-Dioulasso de juillet à septembre

De nombreux auteurs ont observé, en Afrique de l'Ouest, une reprise des précipitations après les années 1990 (L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009 ; Mahé & Paturel, 2009 ; Panthou *et al.*, 2014), même si elles demeurent déficitaires par rapport à la période précédant la rupture de 1970. Selon Lebel & Ali (2009), cette augmentation ne dépasse pas 10 % et n'a pas montré de rupture nette comme dans les années 1970. D'après le **Tableau 8**, on remarque que même si aucune tendance ni rupture n'est détectée sur la période de 1971 à 2014, la pluviométrie de la période après 1990 est légèrement plus humide que la période de 1971 à 1990. Elle a connu une légère hausse de 4 à 8 % sur les pluies annuelles de Bobo-Dioulasso, Farakoba et du bassin du Kou et est plus importante sur les pluies supérieures au seuil de 30 mm ou 50 mm. Alors que le déficit pluviométrique des années 1970 a été plus importante sur les mois de juillet à septembre que sur toute l'année (**Tableau 7**), l'augmentation de la

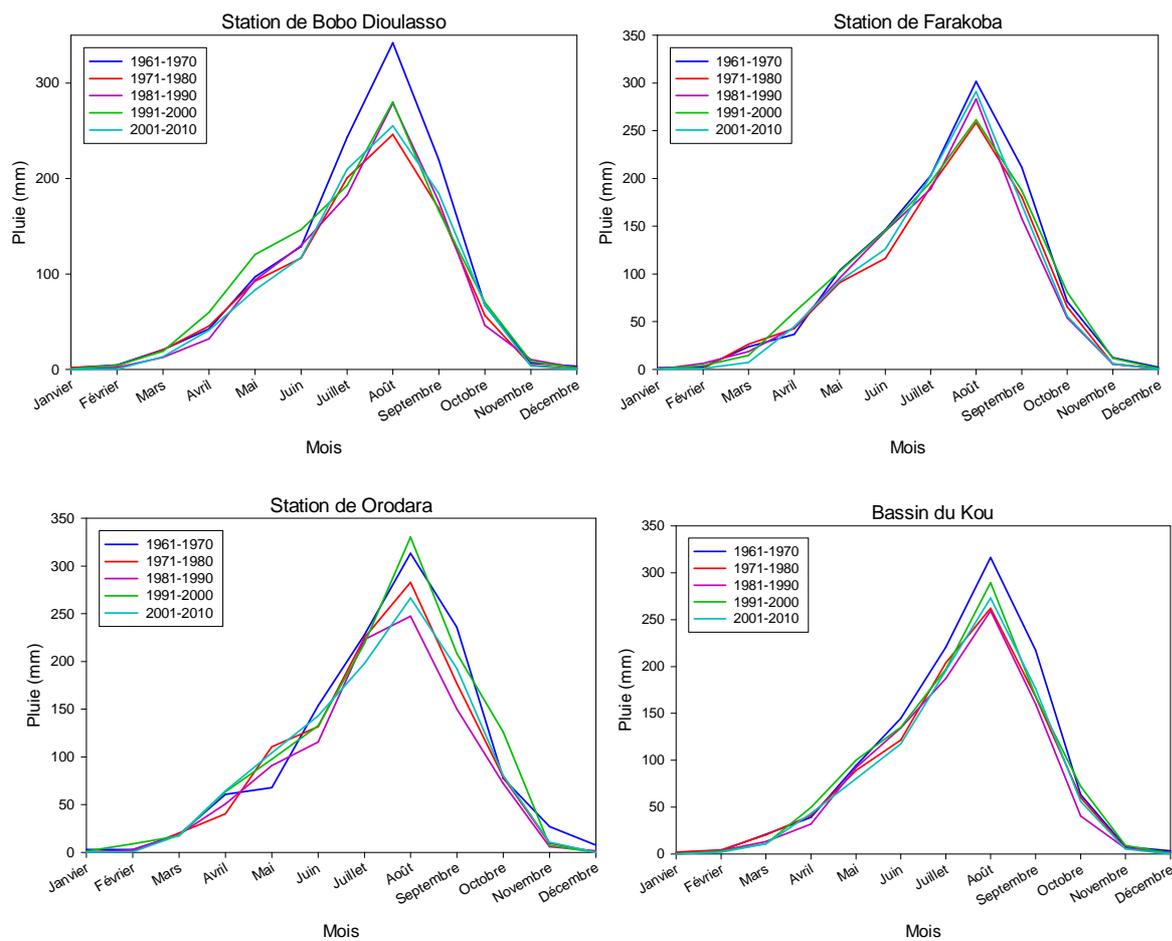
pluviométrie après 1990 est plus faible sur ces 3 mois comparée à ce que l'on observe sur toute l'année (**Tableau 8**). Il y a donc une plus forte persistance du déficit sur ces trois mois.

#### **II.2.4. Evolution du cycle saisonnier**

Au cours de l'année, la période la plus humide s'étend de juin à septembre où l'on enregistre près de 80 % de la pluviométrie annuelle. Cette distribution de la pluviométrie annuelle n'a pas beaucoup évolué sur la période que nous étudions (1961-2014).

On remarque sur l'ensemble des séries que les variations de la pluie sont plus marquées dans la période très humide (juillet à septembre) (**Figure 27**). D'une manière générale, on note une diminution du pic des mois de juillet à septembre après la décennie 1961-1970 (**Figure 27**). Cette baisse est bien marquée sur la station de Bobo-Dioulasso et sur la pluie du bassin du Kou où l'on note que le pic sur les décennies après 1970 reste nettement inférieur à celui de 1961-1970. Lebel & Ali (2009) avaient noté une disparition du pic de pluie du mois d'août depuis les années 1970 et aucune augmentation significative jusqu'à la période récente (1990-2007). Au cours de la décennie 1991-2000, relativement plus humide que les deux qui la précèdent, le pic saisonnier a connu une hausse et a même dépassé celui de la décennie 1961-1970 pour la station d'Orodara.

Ces observations confirment les analyses des paragraphes précédents. Ce sont en effet les changements sur les mois de juillet à septembre et surtout celui du pic du mois d'août qui semblent déterminer la variabilité de la pluie, en accord avec les résultats des études antérieures (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Paturel *et al.*, 2002 ; Lebel & Ali, 2009).



**Figure 27.** Pluie moyenne mensuelle par décennie pour les stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période de 1961 à 2014

### II.3. Température et évapotranspiration potentielle de 1961 à 2014

La température moyenne annuelle et l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la formule de Penman-Monteith montrent une tendance continue à la hausse (**Figure 28**) contrairement à la pluie qui connaît des fluctuations (hausse et baisse) (**Figure 21**). Cette tendance à la hausse est confirmée par le test de tendance de Mann Kendall qui s'est avéré très significatif pour les deux variables avec un coefficient de corrélation  $\tau$  relativement élevé (**Tableau 9**). Entre 1961 et 2014, la température a connu une hausse d'environ 1 °C et la période après 1990 a été plus intense en changements (**Figure 28**). Le test de Pettitt indique une rupture très significative entre 1994 et 1995, aussi bien sur la température que sur l'évapotranspiration potentielle.

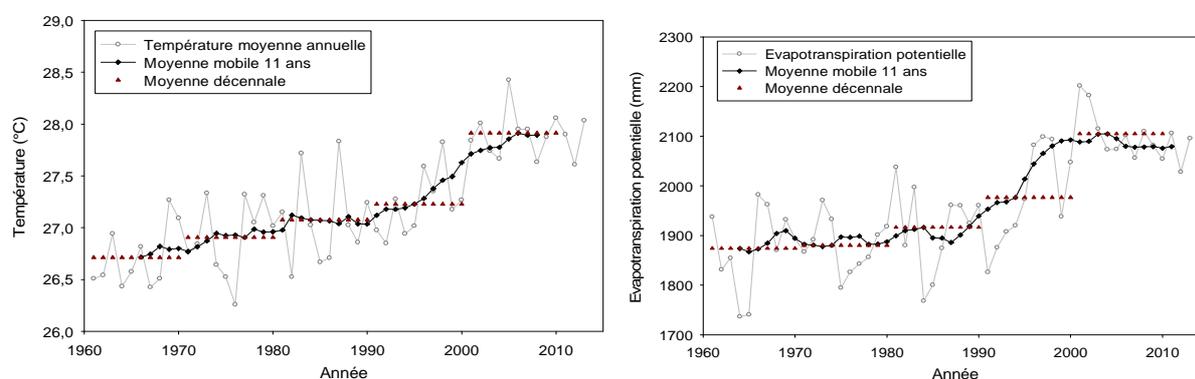
Des tendances similaires ont été détectées à l'échelle globale et dans la zone ouest africaine. Selon le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (IPCC,

2007), la température à la surface de la Terre a augmenté d'environ 0,74 °C entre 1906 et 2005 avec une plus forte intensité entre 1998 et 2005. Plus récemment, Collins (2011) rapporte qu'en Afrique de l'Ouest, sur la période de 1970 à 2010, la température a augmenté d'environ 0,5-0,8 °C avec une plus forte amplitude sur les 20 dernières années.

Cette hausse de la température a entraîné une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Ce phénomène risque de se poursuivre au cours des prochaines années étant donné que la température montre une tendance continue à la hausse. Les prochaines décennies seront encore plus chaudes car l'IPCC (2014) rapporte que la hausse de la température à la fin du 21<sup>e</sup> siècle dans la région ouest africaine pourrait atteindre 3 à 6 °C par rapport à celle de la fin du 20<sup>e</sup> siècle.

**Tableau 9.** Résultat des tests de tendance et de rupture sur les chroniques d'évapotranspiration potentielle et de température de 1961 à 2014 pour la station de Bobo-Dioulasso

Station	Test de Mann Kendall			Test de Pettitt		
	p-value (%)	$\tau$	Tendance	p-value (%)	Significativité	Date de rupture
Température	0,01	0,6	+	0,01	Très significative	1995
ETP	0,01	0,5	+	0,01	Très significative	1994



**Figure 28.** Variation interannuelle de la température moyenne annuelle (à gauche) et de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de Penman-Monteith (à droite) pour la station de Bobo-Dioulasso

## II.4. Conclusion partielle

Cette étude a montré que la pluviométrie du bassin versant du Kou a subi les épisodes critiques de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest. On note une rupture significative entre 1965 et 1970 sur les séries pluviométriques. Cette rupture est marquée par un déficit pluviométrique de l'ordre de 10 à 16 % sur les pluies annuelles qui s'est révélé plus important sur les pluies dépassant un certain seuil (10 mm, 30 mm, 50 mm). Cette baisse a été plus intense sur les mois de juillet à septembre qui sont d'ailleurs les plus représentatifs des

changements sur la pluviométrie. Sur la période de 1990 à 2014, il n'y a pas de changement notable sur la pluviométrie hormis la tendance significative à la hausse observée sur les pluies annuelles d'Orodara et sur les pluies supérieures à 50 mm entre juillet et septembre pour la station de Bobo-Dioulasso. Sur les autres séries, même si les tests statistiques ne détectent aucune rupture ni tendance, on remarque que d'une manière générale après 1990, la pluviométrie a connu une légère augmentation. La décennie de 1991 à 2000 connaît une nette augmentation de la pluviométrie permettant de passer de la situation déficitaire de 1971-1990 à une situation quasi normale. Cependant au cours de la décennie 2000-2010, la pluviométrie a connu à nouveau une baisse, la ramenant à une situation proche de celle des décennies sèches. Cette situation introduit une ambiguïté sur la fin de la sécheresse. Il faudra encore plusieurs années d'observations pour affirmer avec certitude que la sécheresse est terminée. A la variabilité observée sur la pluviométrie, se greffent des conditions de température défavorables. En effet, la température connaît depuis 1961 une nette augmentation qui a été plus forte après 1990 entraînant une hausse importante de l'évapotranspiration potentielle. Les effets combinés de toutes ces tendances entraînent nécessairement une dégradation des conditions d'écoulement.



## Chapitre III : Bilan hydrologique du bassin du kou

---

L'élaboration du bilan hydrologique a pour but d'aider à comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin par l'estimation des différents termes du bilan. Il a également pour but d'aider à comprendre les effets induits par la variabilité de la pluviométrie et de la température sur le bilan hydrologique du bassin au cours de ces 5 dernières décennies. Dans ce bilan, nous nous intéressons particulièrement l'évolution de la pluie efficace et de la recharge dans le temps. Ces variables vont servir à analyser la réponse des systèmes hydrologiques à la variabilité climatique tant par des analyses statistiques que par la modélisation.

Le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant comprend les précipitations qui se partagent ensuite entre l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration. L'eau qui s'infiltré dans le sol se partage entre l'écoulement hypodermique, écoulement horizontal dans les couches supérieures du sol jusqu'à leur exfiltration à la surface, et la recharge qui est l'eau qui s'infiltré jusqu'à la nappe. La pluie efficace constitue la part des précipitations totales qui n'est pas évaporée et qui va contribuer aux écoulements et à la recharge (Wheater *et al.*, 2008 ; Beven, 2012). Elle a servi à analyser l'évolution des écoulements du bassin du Kou, d'autant plus qu'au sein de ce bassin, il existe une forte interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

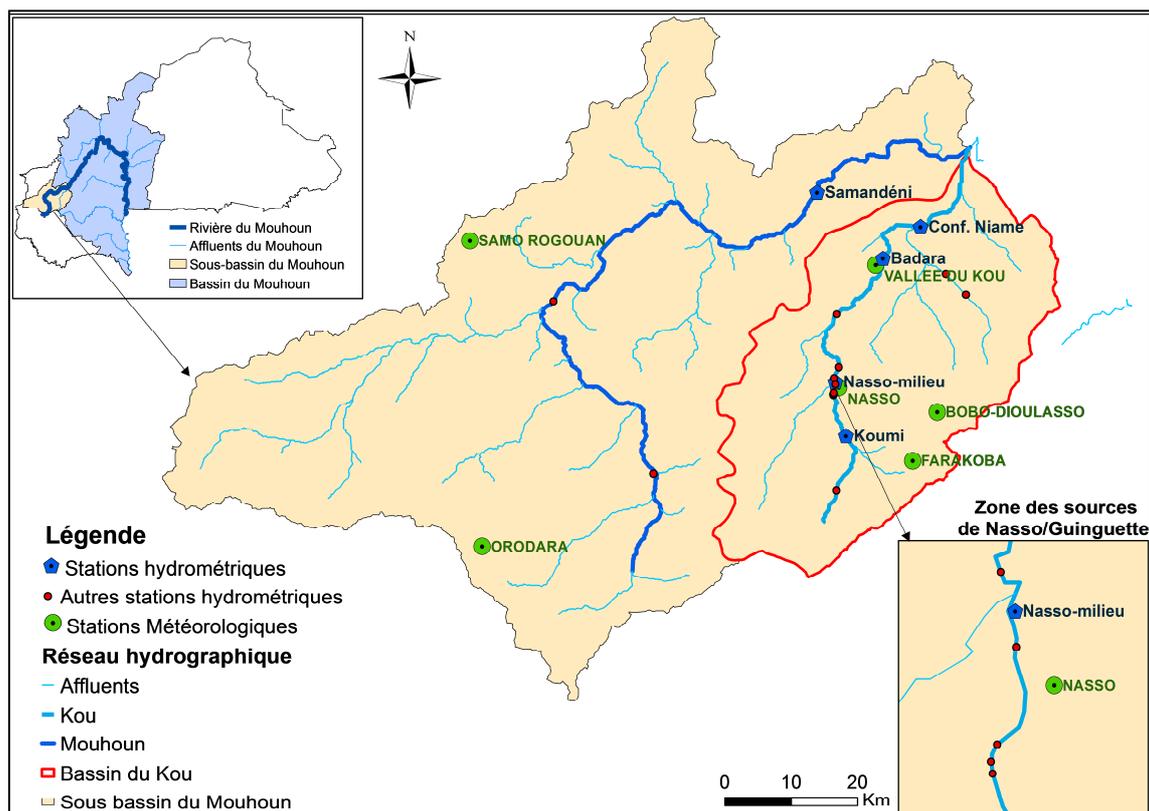
Le bilan hydrologique est établi sur le bassin du Kou sur la période de 1961 à 2014.

### II.1. Matériel et méthodes

#### II.1.1. Données

En plus des données climatiques (pluie et évapotranspiration potentielle) présentées dans le chapitre II, nous avons aussi utilisé dans le présent chapitre les débits mesurés en différents points des rivières du Kou et du Mouhoun.

On dénombre une quinzaine de stations hydrométriques sur la rivière du Kou et trois stations sur la rivière Mouhoun (**Figure 29**). Les quinze stations du Kou ont connu des jaugeages entre décembre 1991 et mai 1993 (1 à 5 mesures par mois). Quelques mesures ponctuelles entre 2005 et 2011 ont eu lieu ensuite. Les chroniques de données à pas de temps journalier sont disponibles à six stations sur le Kou et à trois stations sur le Mouhoun (**Tableau 10**).



**Figure 29.** Bassins versants du Kou et du Mouhoun avec localisation des stations de mesures météorologiques et hydrométriques

Les premières mesures hydrométriques ont été réalisées à Badara sur le Kou et à Samendéni sur le Mouhoun en 1955. Ce sont les rares stations sur lesquelles on dispose de longues séries chronologiques jusqu'à nos jours. Globalement les données présentent beaucoup de lacunes et la longueur des séries est très variable d'une station à l'autre. Pour les six stations du bassin du Kou, la longueur des séries varie entre 9 ans pour Koumi à 41 ans pour Badara avec des taux de lacune allant de 14 % pour la station de Nasso-milieu à 69 % pour la station de Nasso-amont (**Tableau 10**).

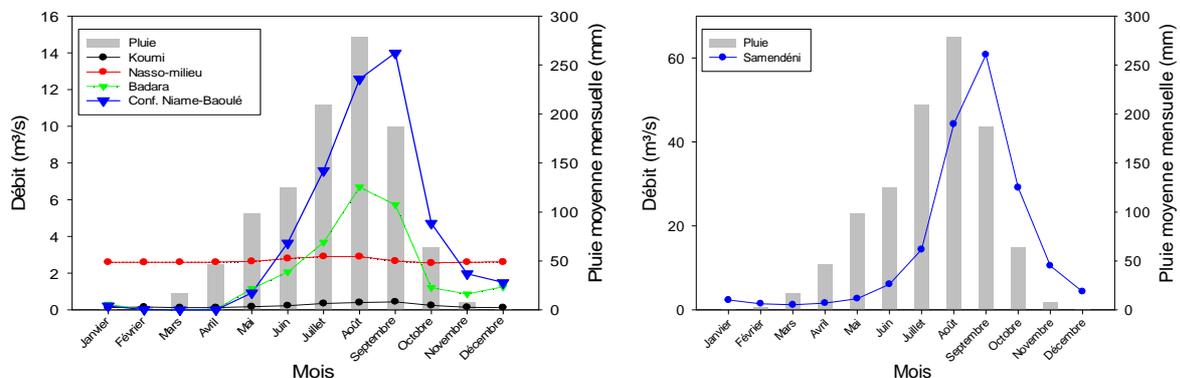
**Tableau 10.** Données hydrométriques disponibles

Rivière	Stations	Superficie du bv (km <sup>2</sup> )	Période d'obs.	Nombre d'années manquantes	Longueur de la série (année)	% lacunes
Kou	Koumi	335	1987-1995	0	9	21
	Nasso-amont	390	1961-1979	0	19	69
	Nasso-milieu	405	1961-1997	8 (1971-1973 ; 1975-1979)	29	29
	Nasso-aval	646	1961-1997	19 (1971-1988 ; 1994)	18	31
	Badara	964	1955-2014	19 (1971-1984 ; 1994-1995 ; 2002-2004)	41	42
	Confluence Niamé-Baoulé	1600	1980-2009	4 (1981-1984)	26	34
Mouhoun	Guéna	826	1962-2014	15 (1964-1976 ; 1978 ; 1997 ; 2004)	38	42
	Banzon	2794	1959-2014	5 (1961 ; 1980 ; 2004 ; 2008 ; 2010)	51	50
	Samendéni	4425	1955-2014	0	60	32

Les stations ont été sélectionnées suivant un critère de qualité de données. Ainsi, les séries qui ont plus de 50 % de lacunes ont été écartées (Nasso-amont, 69 %). Les données des stations de Banzon et Guéna sur le Mouhoun ainsi que celles de la station de Nasso-aval sur le Kou ont également été écartées pour qualité douteuse. En effet, sur la station de Nasso-aval, le débit journalier ( $4,4 \text{ m}^3/\text{s}$ ) est quasi invariant durant la période de 1989 à 1997 (**Annexe 2**) et non justifié au regard du débit des stations situées à moins de deux kilomètres de celle-ci (à l'amont  $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$  à Nasso-milieu en amont et  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  pour Dindéresso en aval). Les données des stations de Guéna et de Banzon, en plus d'être très lacunaires (42-50 %), font état de variations irrégulières et aberrantes du débit (**Annexe 2**).

Les données de Badara (1955-2014), sont partiellement prises en compte car à partir des années 1980, le régime du cours d'eau semble être modifié par les nombreux prélèvements estimés entre 2 et  $3,2 \text{ m}^3/\text{s}$  de janvier à mai 1985 (Wallens & Compaoré, 2003).

Les stations retenues sont celles de Koumi, Nasso-milieu, Badara, Confluence Niamé-Baoulé sur le Kou et Samendéni sur le Mouhoun, avec 1987 à 1993 comme seule période relativement complètes et fiables pour l'ensemble de ces stations (**Figure 30**). Pour les analyses portant sur le long terme, les données de Nasso-milieu, Badara et Samendéni ont été utilisées.



**Figure 30.** Débit moyen mensuel du Kou (à gauche) et du Mouhoun (à droite) de 1987 à 1993 et pluie moyenne mensuelle sur la même période.

### II.1.2. Description de la méthode

Le bilan hydrologique du bassin du Kou a été élaboré à partir de la méthode du bilan de Thornthwaite (1948), déjà utilisée dans plusieurs études dans la zone d'étude et qui a fourni des résultats satisfaisants (IWACO, 1989, 1993, 2001 ; Dakouré, 2003 ; Sauret, 2013). Le schéma conceptuel du bilan hydrologique (**Figure 31**) pour un calcul au pas de temps mensuel se traduit par la relation :

$$P = ETR + R + I + \Delta S \quad (13)$$

P : précipitation (mm)

ETR : évapotranspiration réelle (mm)

R : écoulement de surface (mm)

I : infiltration profonde ou recharge (mm)

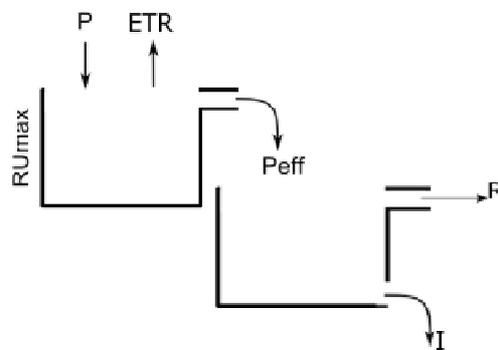
$\Delta S$  : variation du stock d'eau dans le sol (mm).

Le principe de la méthode du bilan de Thornthwaite dont le détail est présenté en annexe 2 repose sur l'hypothèse que l'ETR est toujours inférieure ou égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP). La méthode consiste à estimer dans un premier temps la pluie efficace en retranchant de la pluie brute l'évapotranspiration réelle (**Figure 31**). La pluie efficace se partage ensuite entre l'écoulement de surface et l'infiltration profonde (**Figure 31**). On admet donc que la satisfaction de l'ETR est prioritaire au remplissage de la réserve en eau du sol, qui est lui aussi prioritaire sur l'écoulement et la recharge.

L'équation de la pluie efficace peut donc s'écrire comme suit :

$$P_{eff} = R + I = P - ETR \quad (14)$$

A partir de la pluie efficace, on peut déduire l'infiltration profonde si la quantité de pluie transformée en écoulement de surface est connue. Elle est généralement tirée des débits mesurés sur les cours d'eau. Cependant, ce partage n'est pas toujours aisé car généralement le débit mesuré au niveau des stations hydrométriques prend en compte l'eau qui provient de la nappe. C'est d'ailleurs le cas de la rivière du Kou, alimentée par des sources d'eau souterraine importantes et également directement par la nappe. Il s'agira ici de retrancher de ce débit mesuré la part d'eau souterraine pour pouvoir estimer cet écoulement de surface.

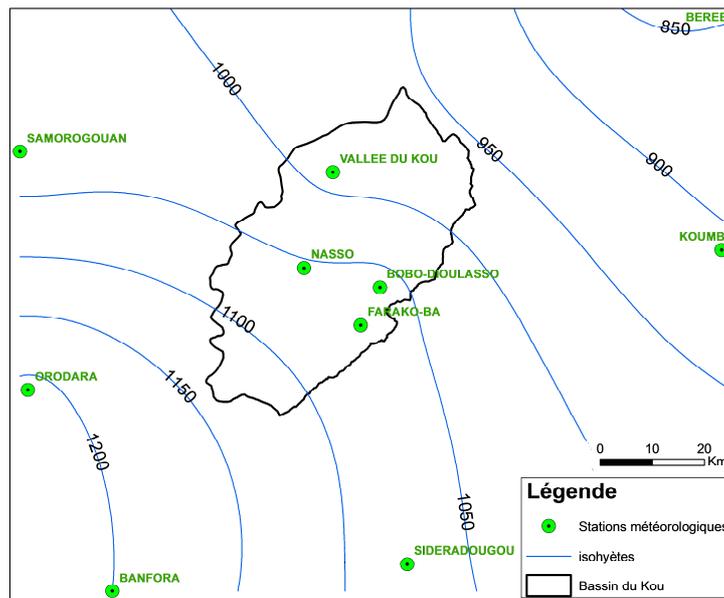


**Figure 31.** Schéma du modèle conceptuel utilisé pour le calcul du bilan hydrologique

## II.1.3. Termes du bilan

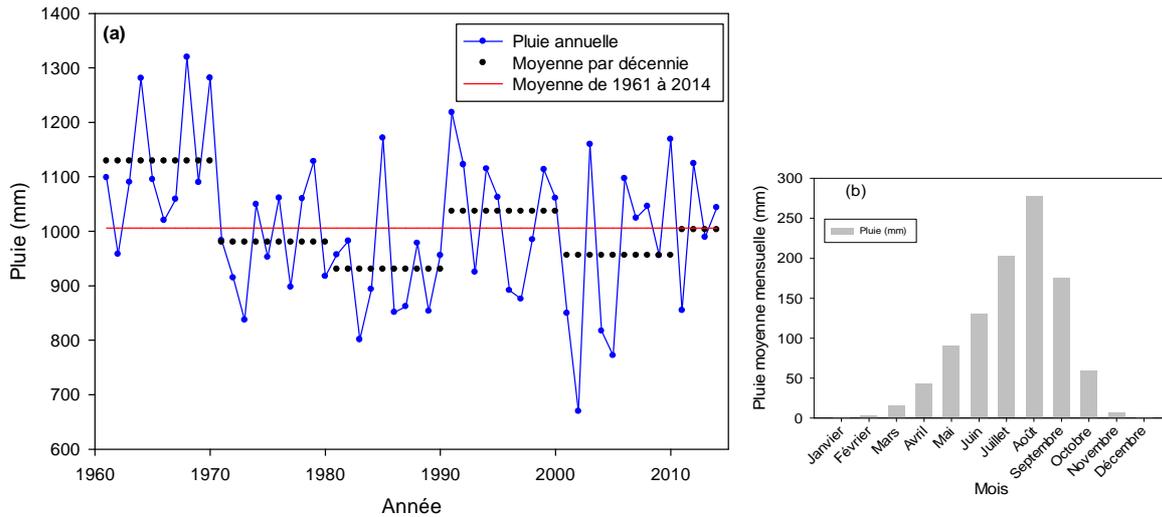
### II.1.3.1. Précipitations

Les précipitations du bassin du Kou sont variables aussi bien dans le temps que dans l'espace. A partir des pluies moyennes de 1991-2000 des stations voisines du bassin du Kou, une interpolation par krigeage a permis de montrer que la pluie varie entre 1150 et 950 mm/an de l'amont vers l'aval (**Figure 32**) avec un gradient d'environ 3 mm par kilomètre.



**Figure 32.** Variabilité spatiale de la pluie (mm/an) du bassin du Kou pour la décennie de 1991 à 2000

Pour tenir compte de la variabilité spatiale de la pluie dans le calcul du bilan hydrologique, nous avons utilisé une pluie moyenne de bassin calculée par la méthode des polygones de Thiessen. Elle prend en compte les pluies des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, de Nasso et de la Vallée du Kou. La forte variabilité interannuelle ainsi que les variations saisonnières de ces séries pluviométriques ont été largement décrites dans le chapitre II. La pluie moyenne annuelle la période 1961-2014 est de 1010 mm (**Figure 33a**). Les mois de juillet, août et septembre concentrent près de 65 % de la pluviométrie annuelle et le pic est observé au mois d'août (**Figure 33b**).

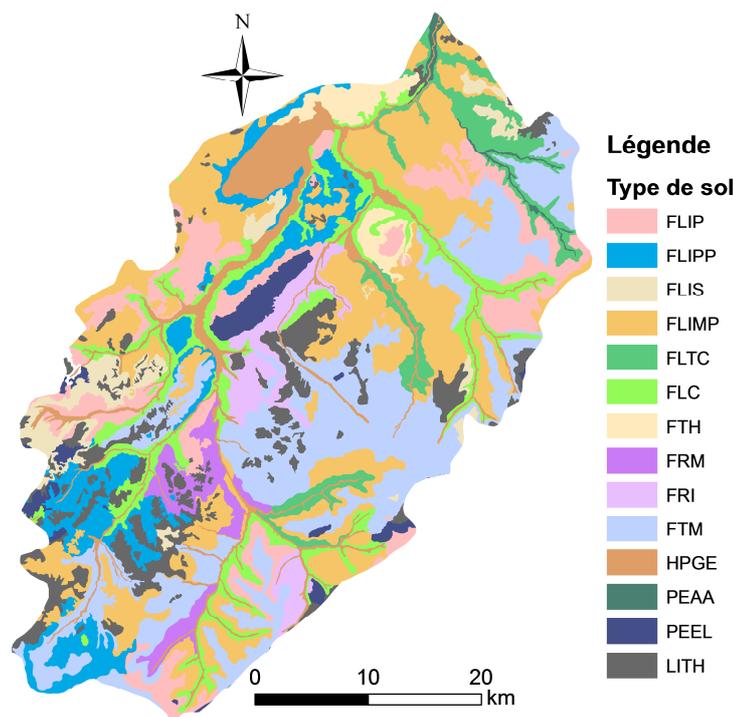


**Figure 33.** (a) Pluie annuelle et pluie moyenne par décennie du bassin du Kou calculées par la méthode des polygones de Thiessen pour la période de 1961 à 2014 et (b) pluie moyenne mensuelle du bassin du Kou pour la même période

### II.1.3.2. Réserve en eau utile du sol

La méthode du bilan de Thornthwaite est basée sur la notion de réserve utile (RU) du sol. On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau en fonction de sa texture et de sa profondeur. Une partie de cette eau peut être reprise par évaporation et transpiration des plantes. La quantité d'eau stockée dans la RU est bornée par 0 et par la réserve utile maximale ( $RU_{max}$ ) qui constitue la quantité d'eau maximale disponible pour l'évapotranspiration.

A l'échelle du bassin du Kou, les valeurs de la réserve en eau utile maximale tirées des données du Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB) varient entre 10 mm et 240 mm (Wallens *et al.*, 2007). Environ 13 % de la surface du bassin du Kou est couverte de sols à très faible capacité de rétention (**Figure 34, Tableau 11**), parmi lesquels les lithosols sur grès ou sur cuirasse et les sols peu profonds (moins de 10 cm) avec des réserves utiles maximales inférieures à 25 mm. Le reste de la surface du bassin est couvert de sols majoritairement de type ferrugineux ou ferrallitique dont les réserves utiles varient entre 80 mm et 240 mm (**Tableau 11**), et sont réparties comme suit : 45 % à 120 mm, 13 % à 150 mm, 21 % à 180 mm, 7 % à 80 mm et 1 % à 240 mm. On remarque que la majeure partie du bassin (plus de 80 % de sa superficie) est couverte de sols ayant une bonne capacité de rétention.



**Figure 34.** Distribution des types de sols sur le bassin du Kou

**Tableau 11.** Réserves utiles maximales selon les types de sol extrait de (Wallens *et al.*, 2007)

Sols		Profondeur moyenne (cm)	RU <sub>max</sub> (mm/m)	RU <sub>max</sub> (mm)	Superficie <sup>1</sup> (km <sup>2</sup> )
Sol ferrugineux tropical lessivé induré profond	FLIP	120	150	180	178
Sol ferrugineux tropical lessivé induré peu profond	FLIPP	40	200	80	131
Sol ferrugineux tropical lessivé induré superficiel	FLIS	10	100	10	59
Sol ferrugineux tropical lessivé induré moyennement profond	FLIMP	80	150	120	385
Sol ferrugineux tropical lessivé à tache et concrétions	FLTC	120	150	180	82
Sol ferrugineux tropical lessivé à concrétions	FLC	120	125	150	151
Sol ferrallitique tropical hydromorphe	FTH	120	125	150	38
Sol ferrallitique faiblement désaturé remanié modal	FRM	120	125	150	41
Sol ferrallitique faiblement désaturé remanié induré	FRI	100	125	125	57
Sol ferrallitique faiblement désaturé typique modal	FTM	120	100	120	380
Sol hydromorphe peu humifère à pseudogley de surface	HPGS	120	150	180	125
Sol peu évolué d'apport fluvial hydromorphe	PEAA	120	200	240	8
Sol peu évolué d'érosion lithique	PEEL	20	125	25	40
Lithosol sur cuirasse ou sur grès	LITH	-	-	-	140

<sup>1</sup>Superficie couverte par type de sol dans le bassin du Kou

Dans le calcul du bilan, les valeurs mensuelles de la RU ont été déterminées en supposant que la RU est à 0 au mois d'avril, mois le plus sec. Dans le calcul du bilan hydrologique du bassin du Kou, la  $RU_{\max}$  est supposée égale à la moyenne des réserves utiles pondérées par la surface des sols et est de l'ordre de 130 mm. L'analyse de sensibilité de la valeur de la recharge à la  $RU_{\max}$  sera établie pour des valeurs de  $RU_{\max}$  variant entre 100 mm et 200 mm.

### **II.1.3.3. Evapotranspiration potentielle et réelle**

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. Penman (1956) la définit comme « l'évaporation d'une pelouse rase suffisamment étendue, en bon état et convenablement alimentée en eau ». Elle dépend principalement du type de végétation, des propriétés physiques du sol, de la température et du taux d'humidité dans l'air.

Il existe des formules empiriques permettant d'estimer l'évapotranspiration potentielle. Une des formules les plus connues et la plus largement utilisée est celle de Thornthwaite (1948), du fait de sa simplicité, car ne tenant compte que de la durée d'éclairement et de la température ; elle n'utilise aucun coefficient régional ou cultural déterminé empiriquement. Les formules de Penman ou Penman-Monteith (Monteith, 1965) et de Turc (1961), qualifiées de formules géographiques par excellence, sont considérées comme étant les formules les plus précises. Celle de Penman-Monteith, basée sur la physique de l'atmosphère et l'étude des processus au niveau de la surface évaporante, est considérée comme la plus rigoureuse et la plus satisfaisante sur le plan théorique. Elle souffre le moins de restrictions et fournit des résultats plus conformes aux données issues de mesures de toutes les zones et domaines climatiques. Elle sert même quelquefois de référence pour l'étalonnage de formules plus simples (Lecarpentier, 1975).

Les chroniques d'évapotranspiration utilisées dans cette étude sont celles de la station de Bobo-Dioulasso, fournies par la Direction Générale de la Météorologie du Burkina pour la période de 1961 à 2014. Elles ont été calculées avec la formule FAO de Penman-Monteith (Equation 15) au pas de temps journalier. Cette formule recommandée par la FAO est l'équation simplifiée de Penman-Monteith avec des paramètres constants basés sur un certain nombre d'hypothèses (Allen *et al.*, 1998 ; <http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e06.htm>).

Elle est basée sur une surface herbeuse de référence d'une hauteur de 0,12 m ayant une résistance de surface de 70 s/m et un albedo de 0,23.

La formule de FAO Penmann Monteith s'écrit :

$$ETP = \frac{0,408 \Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)} \quad (15)$$

- Rn : est le rayonnement net en surface [ $\text{MJ m}^{-2} \text{t}^{-1}$ ];
- G est le flux de chaleur dans le sol [ $\text{MJ m}^{-2} \text{t}^{-1}$ ] (négligé au pas de temps journalier),
- $\gamma$  est la constante psychrométrique [ $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ ], estimée en fonction de la pression atmosphérique,
- T est la moyenne de la température de l'air à 2 m [ $^\circ\text{C}$ ],
- $U_2$  est la vitesse du vent à 2 m [ $\text{ms}^{-1}$ ],
- $e_s$  est la pression de vapeur d'eau à saturation [ $\text{kPa}$ ], donnée à partir de la température par la relation de Clausius-Clapeyron,
- $e_a$  est la pression de vapeur d'eau à 2 m [ $\text{kPa}$ ],
- $\Delta$  est la pente de la relation de Clausius-Clapeyron [ $\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$ ], approximée en fonction de la température.

L'évapotranspiration réelle (ETR) désigne la quantité d'eau réellement perdue sous forme de vapeur par évaporation du sol et par transpiration des plantes. Le principe du bilan de Thornthwaite basé sur l'évolution de la réserve du sol mois par mois a été utilisé pour estimer l'évapotranspiration réelle sur la période de 1961 à 2014. Pour un mois j donné, la quantité d'eau perdue par évaporation ou transpiration dépend de la demande atmosphérique en eau que représente l' $ETP_j$  et de l'eau réellement disponible pour répondre à cette demande composée des précipitations tombées dans le mois ( $P_j$ ) et du stock d'eau disponible dans le sol ( $RU_{j-1}$ ). Le principe de calcul de l'ETR peut se traduire comme suit :

$$Si P_j + RU_{j-1} > ETP_j \text{ alors } ETR_j = ETP_j \quad (16)$$

$$Si P_j + RU_{j-1} \leq ETP_j \text{ alors } ETR_j = P_j + RU_{j-1} \quad (17)$$

#### II.1.3.4. Ecoulement de surface

L'estimation de la recharge est l'un des objectifs de l'établissement de ce bilan hydrologique. Pour se faire, il faut arriver à scinder la pluie efficace en deux composantes qui sont : l'écoulement de surface ou écoulement rapide et la recharge. L'écoulement rapide ou

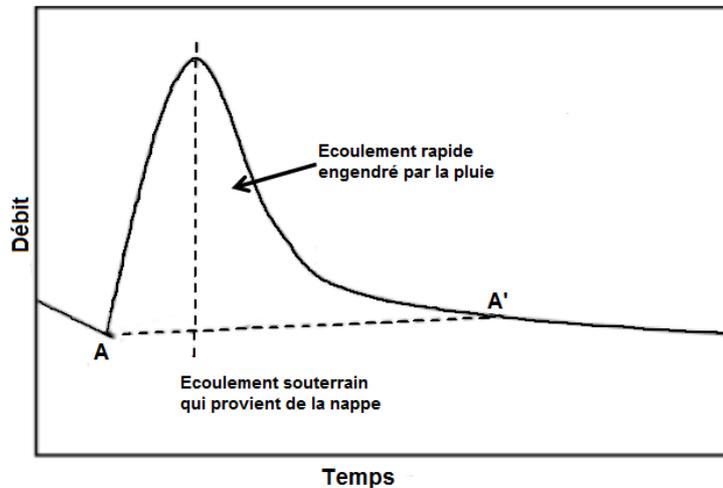
écoulement de surface est composé du ruissellement et de l'écoulement hypodermique. Il constitue, le volume d'eau résultant d'un événement pluvieux qui provoque le gonflement de l'hydrogramme (Merot, 1988 ; Cosandey, 1990).

Etant donné que le débit à l'exutoire du bassin n'est pas connu sur toute la période d'établissement du bilan, le volume d'eau qui contribue à l'écoulement de surface a été calculé en utilisant un coefficient d'écoulement ( $C_r$ ). Ce coefficient d'écoulement a été estimé à partir des données disponibles et en prenant en compte les données de plusieurs stations sur une période commune (1987-1993) afin d'apprécier sa variabilité dans l'espace. Le débit spécifique ( $Q_s$ ) qui renseigne sur l'intensité de l'écoulement (Roche, 1963) a été également utilisé pour apprécier l'hétérogénéité spatiale de l'écoulement afin de fixer un coefficient d'écoulement qui reflète le mieux possible l'écoulement dans le bassin.

Pour l'estimation du volume d'eau qui contribue aux écoulements, nous avons utilisé deux méthodes pour estimer le débit de base afin de le soustraire du débit total. Il s'agit de la méthode graphique (Blavoux, 1978) et de la méthode du Base Flow Index (BFI) (Arnold *et al.*, 1995). A Nasso-milieu (405 km<sup>2</sup>) par exemple, le débit de base calculé entre 1987 et 1993 reste dans le même ordre de grandeur pour les deux méthodes. A Samendéni (4425 km<sup>2</sup>) en revanche, où nous sommes en présence d'un grand bassin marqué par un écoulement retardé, l'écart entre le débit de base calculé par les deux méthodes est grand. Pour la période 1987-1993, le débit de base est de l'ordre de 1 m<sup>3</sup>/s par la méthode graphique et d'environ 8 m<sup>3</sup>/s par le BFI soit environ 75 % du débit total. Ce résultat du BFI donne un coefficient d'écoulement de 3 % alors que la littérature le situe entre 6 et 8 % (Lemoalle & Devaraj, 2009). Derouane (2008) et Sauret (2008) avaient trouvé avec un hydrogramme moyen sur la période 1955-1998 un débit de base d'environ 4 m<sup>3</sup>/s (20 % du débit total) par la méthode graphique. Cet écart pourrait être dû au fait que les paramètres utilisés dans le code du BFI (Gustard & Demuth, 2009) sont fixes alors que les bassins hydrologiques ne fonctionnent pas tous de la même façon. Pour un écoulement retardé comme celui de Samendéni, les apports du réservoir souterrain pourraient être surestimés par le BFI parce qu'il prend en compte les apports des réserves de surface. Cette méthode présente pourtant un avantage pour l'analyse de tendance parce qu'elle permet de traiter rapidement un grand nombre de données avec les mêmes paramètres. C'est pour cela qu'elle a été privilégiée dans le chapitre IV.

Pour l'estimation du bilan, nous avons en revanche utilisé la méthode graphique plus simple citée par Blavoux (1978) qui consiste à tracer une droite entre le point (A) qui marque

le début de la courbe de concentration jusqu'à l'intersection (A') avec la courbe de tarissement (**Figure 35**).



**Figure 35.** Méthode graphique de séparation des écoulements (Blavoux, 1978)

Les résultats du calcul du débit spécifique et du coefficient d'écoulement montrent que l'écoulement est de plus en plus important vers l'aval du bassin, en témoigne le bassin intermédiaire entre Badara et la confluence Niamé-Baoulé dont le débit spécifique est de 2,2 L/s/km<sup>2</sup> à l'aval contre 0,4 L/s/km<sup>2</sup> en tête de bassin (**Tableau 12**). Ce résultat concorde avec l'observation générale faite pour les zones humides où la lame d'eau écoulee par unité de surface augmente avec la surface du réseau de drainage contrairement aux zones arides où les pertes d'eau en réseau entraînent une diminution de l'écoulement à l'aval. Sur la période de 1987-1993, les valeurs obtenues pour la station de Samendéni, dernière station sur le Mouhoun avant la confluence avec le Kou sont comparables à celles de la partie aval du bassin du Kou (**Tableau 12**). A l'échelle du bassin versant le coefficient d'écoulement est très variable entre l'amont et l'aval.

**Tableau 12.** Débit spécifique et coefficient d'écoulement du bassin du Kou et du Mouhoun sur la période de 1987 à 1993 (QMA : débit moyen annuel,  $Q_e^1$  : débit d'écoulement de surface, H : lame d'eau écoulée,  $Q_s$  : débit spécifique,  $C_r$  : coefficient d'écoulement)

Rivière	Bassin	Superficie (km <sup>2</sup> )	Pluie (mm/an)	QMA (m <sup>3</sup> /s)	$Q_e$ (m <sup>3</sup> /s)	H (mm)	$Q_s$ (L/s/km <sup>2</sup> )	$\sigma Q_s^2$ (L/s/km <sup>2</sup> )	$C_r$ (%)	$\sigma C_r^3$ (%)
Kou	Koumi	335	984	0,2	0,1	11	0,4	0,1	1	0
	Nasso	405	985	2,7	0,2	17	0,5	0,1	2	0
	Badara	945	986	1,7	1,6	54	1,7	0,5	5	2
	<b>Badara - Conf Niamé Baoulé<sup>2</sup></b>	<b>633</b>	<b>993</b>	<b>2,0</b>	<b>1,5</b>	<b>70</b>	<b>2,2</b>	<b>0,6</b>	<b>7</b>	<b>2</b>
	Conf. Niamé-Baoulé	1578	989	3,7	3,1	62	2,0	0,2	6	1
Mouhoun	Samendéni	4425	995	11,1	10,4	74	2,4	0,8	7	2

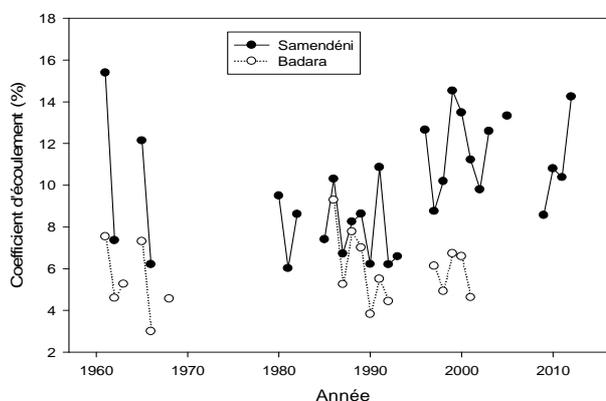
<sup>1</sup>  $Q_e$  est égal au débit moyen auquel il a été retranché le débit de base estimé par la méthode graphique

<sup>2</sup> Bassin intermédiaire situé entre Badara et la confluence Niamé-Baoulé

<sup>3</sup> Ecart-type calculé par rapport aux valeurs annuelles de  $Q_s$  et de  $C_r$  sur la période 1987-1993

Les chroniques de Samendéni et de Badara ont permis d'apprécier les variations du coefficient d'écoulement dans le temps. On constate que le coefficient d'écoulement est assez variable dans le temps pour la station de Samendéni (entre 6 % et 16 %) (**Figure 36**). Les valeurs les plus fortes sont enregistrées pendant la période la plus humide avant 1970 et après les années 1990, et les plus faibles au cœur de la sécheresse entre les années 1980 et 1990. Pour la station de Badara, il existe peu de données pour analyser cette variabilité et les valeurs obtenues sont comprises entre 3 % et 9 % avec une valeur moyenne de 5 % (**Figure 36**).

Fort de ce constat, pour le calcul de la quantité d'eau écoulée à l'exutoire du bassin du Kou de 1961 à 2014, nous avons retenu un coefficient d'écoulement de 7 %, qui serait plus proche de celui du fonctionnement global du bassin que traduit ici le Mouhoun à Samendéni.



**Figure 36.** Coefficient d'écoulement pour Samendéni (Mouhoun) et Badara (Kou) de 1961 à 2014

## II.2. Résultats du bilan hydrologique

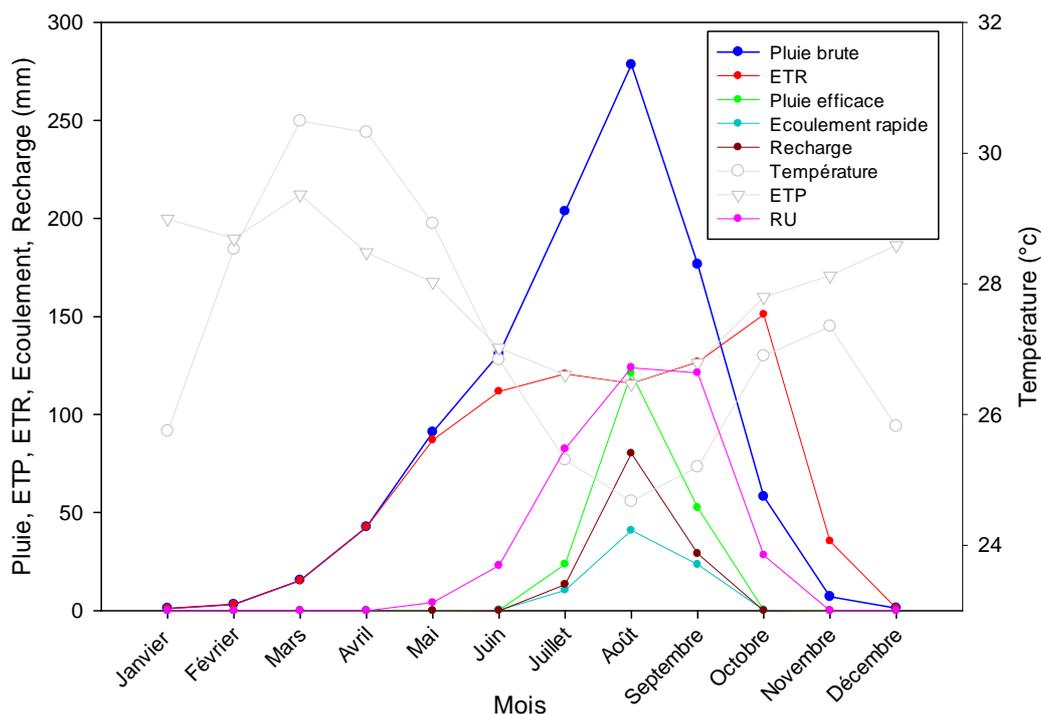
### II.2.1. Terme du bilan et variation saisonnière

Le bilan est établi au pas de temps mensuel et nous avons ensuite calculé les moyennes mensuelles ainsi que les moyennes annuelles de chaque terme du bilan sur toute la période de 1961 à 2014. Ces moyennes ont permis d'analyser de manière globale la répartition des termes du bilan ainsi que leur variation saisonnière. Les résultats du bilan nous révèlent qu'une grande partie de la pluie est reprise par l'évapotranspiration. Elle représente en moyenne 81 % de la pluie brute sur la période de 1961 à 2014. Sur la même période, à l'échelle annuelle, les termes du bilan se répartissent comme suit :

- En mm,  $P (1010) = ETR (812) + R (75) + I (123)$
- En pourcentage,  $P (100 \%) = ETR (81 \%) + R (7 \%) + I (12 \%)$

La pluie efficace ne représente que 19 % de la pluie totale et est concentrée sur les trois mois de la pleine saison des pluies (juillet à septembre) (**Figure 37**). En dehors de cette période, la pluie brute est presque entièrement reprise par l'évapotranspiration, due aux fortes températures durant ces périodes. En effet, les mois secs sont aussi les mois où la demande en évaporation est importante (**Figure 37**). Au cours des premiers mois où l'on commence à enregistrer des quantités de pluies importante (juin-juillet), l'excédent de pluie non repris par l'évapotranspiration contribue à reconstituer la réserve utile du sol qui a été complètement vidée durant les mois secs (novembre-avril). C'est donc après le remplissage de cette réserve en eau que la pluie efficace devient non nulle (**Figure 37**). Cela se produit à partir du mois de juillet. Ce mode de fonctionnement du système hydrologique est proche du processus hewlettien (ruissellement par excès de saturation) qui est d'ailleurs considéré comme étant le processus dominant dans les bassins de la zone soudanienne (Amogu *et al.*, 2010 ; Descroix *et al.*, 2015). Ainsi, les premières pluies servent à la saturation du sol avant tout écoulement.

Le sol atteint sa capacité maximale de rétention généralement à partir du mois de juillet et la conserve généralement jusqu'au mois d'octobre. Les valeurs maximales de pluie efficace (121 mm), d'écoulement (41 mm) et d'infiltration profonde (80 mm) sont enregistrées au cours du mois d'août. A partir du mois de septembre, les pluies ne suffisent plus à satisfaire l'évaporation et le sol se vide très vite de sa réserve pour combler ce déficit. Son stock se vide généralement dès le mois de novembre.



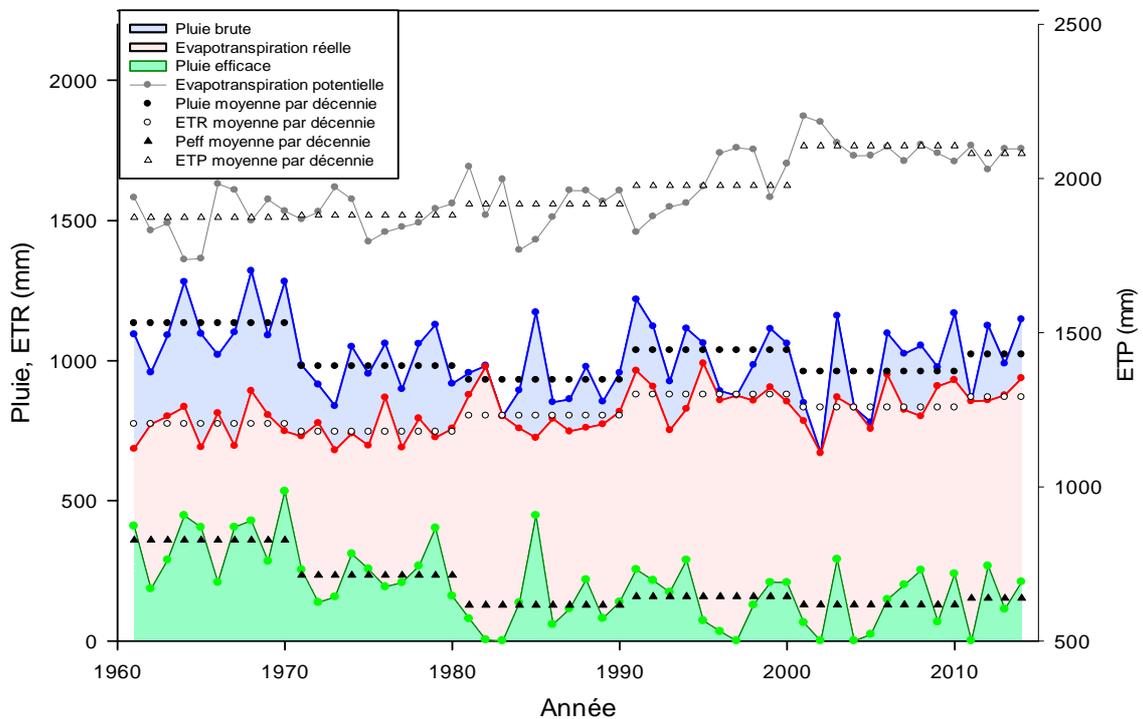
**Figure 37.** Valeurs moyennes mensuelles des termes du bilan hydrologique du bassin du Kou pour la période de 1961 à 2014 et températures moyennes mensuelles de la même période.

### II.2.2. Variation de long terme et stationnarité des termes du bilan

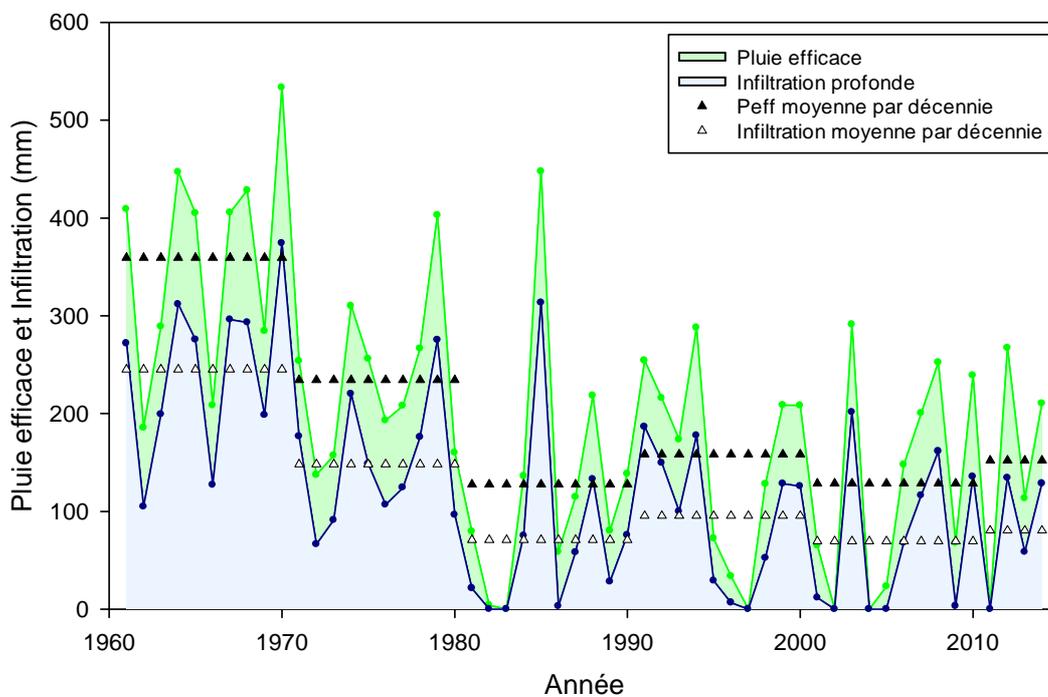
Sur la période de 1961 à 2014, dans le précédent chapitre, nous avons montré que l'évapotranspiration potentielle avait une tendance continue à la hausse alors que la pluie connaît des fluctuations. Ce sont ces tendances qui déterminent l'évolution de l'évapotranspiration réelle. En effet, l'ETR a tendance à suivre l'évolution de l'évapotranspiration potentielle mais est quelquefois limitée par la disponibilité en eau (**Figure 38**). C'est notamment le cas pour la décennie de 2000 à 2010 durant laquelle la pluie a connu une baisse par rapport à la précédente décennie entraînant une baisse de l'évapotranspiration réelle tandis que l'évapotranspiration potentielle augmentait de 60 mm entre ces deux décennies (**Figure 38**).

La pluie efficace suit les tendances observées sur la pluie avec une baisse plus accentuée du fait de l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle (**Figure 39, Tableau 13**). Par exemple entre les décennies 1971-1980 et 1981-1990 la pluie a diminué de 5 % (50 mm) et la pluie efficace de 46 % (106 mm). De même, lorsque la pluie connaît une légère hausse, l'impact sur la pluie efficace est atténué par l'évapotranspiration en hausse. C'est le cas de la décennie 1991-2000 où la pluie augmente de 12 % (107 mm) tandis que la pluie

efficace augmente de 24 % (31 mm). L'infiltration profonde suit quasiment la même tendance que la pluie efficace (**Figure 39**).



**Figure 38.** Résultat du bilan : évapotranspiration réelle et pluie efficace



**Figure 39.** Résultat du bilan : pluie efficace et infiltration profonde

**Tableau 13.** Valeur moyenne des termes du bilan par décennie de 1961 à 2010

Décennie	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2010
<b>Pluie brute (mm)</b>	1133	980	930	1037	961
<b>ETR</b>	68 % (773 mm)	76 % (746 mm)	86 % (803 mm)	85 % (879 mm)	87 % (832 mm)
<b>Pluie efficace</b>	32 % (360 mm)	24 % (234 mm)	14 % (127 mm)	15 % (158 mm)	13 % (129 mm)
<b>Infiltration profonde</b>	22 % (245 mm)	15 % (148 mm)	8 % (71 mm)	9 % (96 mm)	7 % (70 mm)

Sur les séries pluviométriques, les ruptures détectées étaient, peu significatives à significatives autour des années 1970. Sur les séries d'ETR, de pluie efficace et d'infiltration profonde, elles sont systématiquement très significatives respectivement en 1989, en 1979 et également en 1979 (**Tableau 14**). Ces ruptures sont aussi bien liées à la variabilité de la pluie qu'à celle de l'évapotranspiration potentielle. Aussi, la date des ruptures ne coïncide-t-elle pas avec celle de la pluie ni avec celle de l'ETP. La date de rupture de l'ETR est probablement due à une ETP plus forte à compter de cette date combinée à une meilleure disponibilité en eau après les années 1990. La rupture sur la pluie efficace s'est produite plus tard par rapport à celle de la pluie pour des raisons certainement similaires à celles de l'ETR. En effet, la pluie a connu une forte baisse vers 1970 mais ce n'est qu'à partir des années 1980 que l'évapotranspiration réelle a connu une augmentation sensible (**Figure 38**, **Figure 39**, **Tableau 13**). On note une tendance à la hausse très significative de l'ETR pendant que la pluie efficace et la recharge connaissent une tendance très significative à la baisse (**Tableau 14**, **Annexe 4**). Ces différents résultats indiquent une diminution des conditions de renouvellement des ressources en eau depuis les années 1970.

**Tableau 14.** Rupture et tendance sur les termes du bilan (ETR, pluie efficace, recharge de 1961 à 2014)

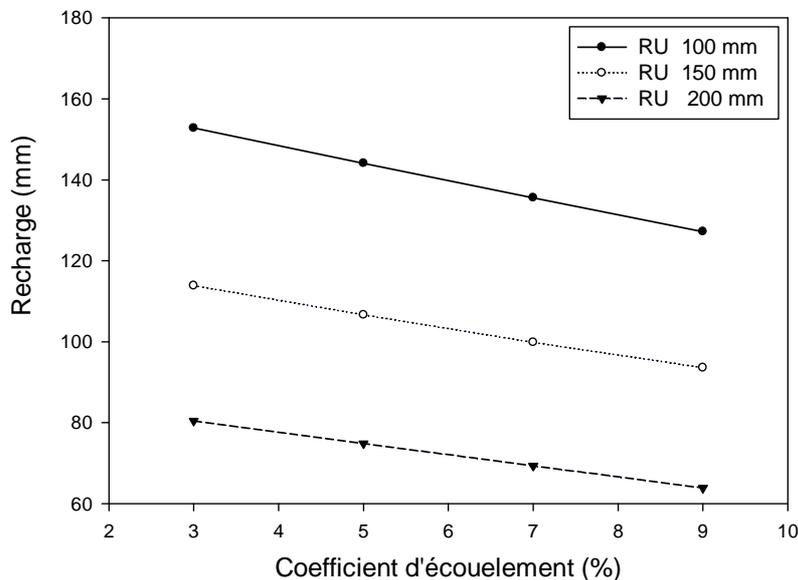
	Test de Pettitt			Test de Mann Kendall			Valeur moyenne (mm)		Variation (%)
	p-value	Date de rupture	Significativité	p-value	$\tau$	Tendance <sup>1</sup>	Avant <sup>2</sup> rupture	Après <sup>2</sup> rupture	
ETR	0,03	1989	Très significative	0,03	0,3	+	772	858	11
Pluie efficace	0,02	1979	Très significative	0,07	-0,3	-	304	140	-54
Recharge	0,04	1979	Très significative	0,06	-0,3	-	202	79	-61

<sup>1</sup>Conclusion sur le test de tendance de Mann Kendall : " + " pour tendance positive, " - " pour tendance négative, " 0 " pas de tendance significative.

### II.2.3. Analyse de sensibilité de la recharge

Les valeurs de  $RU_{\max}$  varient entre 80 mm et 240 mm et les coefficients d'écoulement calculés sur la station de Badara varient entre 3 % et 9 % pour quelques années entre 1955 et 2000 dont les données journalières sont complètes. Etant donné les incertitudes liées au choix de ces paramètres, nous avons analysé leur influence sur les résultats de la recharge. La recharge est calculée pour des valeurs de  $RU_{\max}$  variant entre 100 et 200 mm et un coefficient d'écoulement de 3 % à 9 %.

Les résultats de ces calculs montrent qu'entre la  $RU_{\max}$  de 100 mm et celle de 200 mm la recharge varie du simple au double, avec un écart de 60 à 70 mm de recharge entre une  $RU$  de 100 mm et une  $RU_{\max}$  de 200 mm (**Figure 40**). Pour une erreur de 10 mm sur la valeur de la  $RU$ , on pourrait se tromper d'environ 7 mm sur la valeur de la recharge. L'influence de la valeur de la  $RU_{\max}$  sur la recharge est plus importante que celle du coefficient d'écoulement dont l'écart entre les deux valeurs extrêmes est seulement de 5 %. Entre les bornes de valeurs du coefficient d'écoulement estimé (3 % et 9 %), la recharge pourrait varier entre 17 et 26 mm. Une erreur de 1 % sur la valeur du coefficient d'écoulement pourrait donc entraîner une incertitude d'environ 4 mm sur la recharge.



**Figure 40.** Valeurs de recharge obtenues pour une  $RU_{\max}$  variant entre 100 et 200 mm et un coefficient d'écoulement variant entre 3 et 9 %

Le coefficient d'écoulement pourrait être considéré égal à la moyenne des valeurs estimées ici sans que la valeur de la recharge ne soit entachée d'une grande erreur. En revanche la valeur de la  $RU_{\max}$  doit être fixée avec beaucoup de précaution. Sa variation dans

l'espace induit des variations de recharge qui peuvent aller du simple au double. Dans la perspective de l'analyse de l'impact du climat sur la nappe, une valeur moyenne de recharge a été calculée en considérant une valeur moyenne de  $RU_{max}$  mais une estimation plus rigoureuse voudrait que la recharge puisse être estimée par zone suivant les fortes variations de la réserve du sol.

Etant donnée l'incertitude liée à l'estimation de la recharge par la méthode du bilan de Thornthwaite, nous avons comparé les valeurs de la recharge obtenues par ce bilan à celles qu'on pourrait attendre en considérant les variations du niveau piézométrique. A cet effet, nous avons considéré des piézomètres assez représentatifs des différents comportements observés sur la nappe à divers endroits du bassin (vallée, plateau, crête). Les détails de ces données ainsi que le comportement de la nappe sont présentés dans le chapitre IV.

L'estimation de la recharge à travers les fluctuations du niveau piézométrique suppose que ces variations sont dues à une recharge ou une décharge de la nappe. Elle se base sur la variation du niveau piézométrique ( $\Delta h$ ) entre deux pas de temps – ici nous avons considéré le mois – et la porosité efficace ( $\eta_e$ ). Pour une valeur de porosité efficace comprise entre 2 et 5 %, la recharge estimée indique une forte variation spatiale de la recharge et des valeurs quelque peu différentes de celles calculées par la méthode du bilan.

Considérant l'année 1995, pour une porosité efficace de 5 %, la recharge calculée à partir des fluctuations piézométriques varie entre 4 mm/an et 105 mm/an et celle du bilan de Thornthwaite est de 55 mm/an pour les valeurs moyennes de  $RU_{max}$  et de coefficient d'écoulement. Les valeurs obtenues par l'analyse des fluctuations piézométriques sont plus élevées dans les hautes altitudes comparées à celles du plateau et de la vallée. Dans les hautes altitudes, dans la zone de Bobo-Dioulasso, elles varient entre 50 et 105 mm/an alors que sur le plateau et dans la vallée, elles varient entre 3 et 73 mm/an avec 13 valeurs sur 17 inférieures à 25 mm/an. Ces valeurs témoignent de la forte variabilité spatiale de la recharge et rendent mieux compte de la réalité car elles tiennent compte des conditions d'infiltration du milieu. A la lecture de ces valeurs, la valeur de la recharge obtenue par la méthode du bilan de Thornthwaite pourrait être surestimée à plusieurs endroits dans le bassin. Cependant, les chroniques piézométriques ne sont pas suffisamment longues et spatialement bien distribuées (paragraphe IV.1.1, p84) pour permettre d'estimer la recharge, surtout qu'il s'agit d'analyse portant sur des variations à long terme. Ces analyses permettent de se donner une idée des incertitudes liées au calcul de la recharge mais dans la suite du travail, ce seront les recharges calculées à partir du bilan de Thornthwaite qui seront considérées.

### II.3. Discussion et conclusion sur le bilan hydrologique

Le fonctionnement hydrologique du bassin du Kou est marqué par la prédominance de l'évapotranspiration sur les autres composantes du bilan surtout pour les trois dernières décennies. De 68 % dans les années 1960, l'évapotranspiration dépasse les 85 % au cours des décennies récentes. Ce changement important s'explique par le paradoxe entre la variation de la pluie et celle de l'évapotranspiration. Les plus faibles valeurs de l'évapotranspiration potentielle sont enregistrées durant la décennie de 1961-1970 où la pluviométrie est la plus élevée tandis que les fortes valeurs sont enregistrées sur les décennies récentes où la pluviométrie a connu une baisse. Ces résultats sont confirmés par les travaux d'autres auteurs sur le bilan hydrologique. Sogreah Ingénierie (1994), qui a élaboré un bilan sur la période humide antérieure à 1970 (1930 à 1940) sur le bassin du Kou, a montré que les termes du bilan étaient repartis comme suit : pluie (100 %) = ETR (65 %) + R (12 %) + I (23 %). Les estimations de Lelong (1966), cité dans IWACO (1993), pour une période antérieure à 1966, indiquaient que pour des pluies moyennes annuelles de 1100 à 1200 mm, la recharge pouvait atteindre 21 à 24 % de la pluie brute. Entre 1990 et 2000, Lemoalle & Devaraj (2009) estiment que la part de l'évapotranspiration réelle sur le bassin de la Volta varie entre 78 % et 87 % des pluies brutes du nord au sud. Ils estiment ainsi que l'évapotranspiration du bassin du Kou est de l'ordre de 82 % sans prendre en compte l'évapotranspiration des cultures. En prenant en compte cette dernière, elle serait de l'ordre de 88 % (Lemoalle & Devaraj, 2009). Selon les mêmes auteurs, le coefficient d'écoulement est croissant de l'amont au nord vers l'aval au sud entre 5 % et 11 %. Dans ce contexte, le bassin du Kou aurait un coefficient compris entre 5 et 8 %.

Concernant la valeur de la recharge, certains auteurs pour le bassin du Kou ou dans des contextes proches de celui du bassin du Kou ont trouvé des résultats similaires à ceux obtenus dans la présente étude (Filippi *et al.*, 1990 ; Dakouré, 2003 ; Sauret, 2013).

On peut retenir que l'évapotranspiration qui représente la plus importante des composantes du bilan est en hausse depuis les années 1960. Combiné à une diminution de la pluviométrie, l'évapotranspiration contribue à réduire la part d'eau disponible pour les écoulements et la recharge qui connaît en effet une forte tendance à la baisse.



## Chapitre IV : Réponse hydrologique du bassin face à la variabilité du climat

---

La réponse des systèmes hydrologiques (de surface et souterrains) face à la grande variabilité climatique qu'a connue la zone ouest africaine au cours du 20<sup>e</sup> siècle, est contrastée entre la région du Sahel (pluie annuelle < 700 mm) et la région soudanienne (pluie annuelle > 700 mm). Dans la plupart des petits et moyens bassins versants situés dans la zone sahélienne, les écoulements ont augmenté (au moins le coefficient d'écoulement) en dépit d'une baisse de la pluviométrie depuis les années 1970, et cela pourrait être dû à des modifications de l'état de la surface du sol (Albergel, 1987 ; Descroix *et al.*, 2009 ; Amogu *et al.*, 2010, 2015 ; Descroix *et al.*, 2015). Cette augmentation est reliée à la hausse observée du niveau des nappes dans des bassins endoréiques comme dans le sud-ouest du Niger, du fait de l'accumulation des eaux de ruissellement dans les dépressions (Leduc *et al.*, 2001 ; Favreau *et al.*, 2009). Cependant, les grands systèmes tels que ceux des fleuves Niger et Sénégal, dont le débit provient essentiellement de la région soudanienne, ont été fortement impactés par la sécheresse et ont vu leurs débits nettement diminuer (Mahé & Olivry, 1995 ; Mahé *et al.*, 2011 ; Descroix *et al.*, 2015).

Dans la zone soudanienne, les débits ont clairement diminué dans une proportion plus élevée que les précipitations (Bricquet *et al.*, 1997 ; Descroix *et al.*, 2009, 2015 ; Mahé, 2009). Plusieurs auteurs font valoir que cette baisse significative est principalement due à une diminution significative du débit de base, suite à une baisse du niveau de la nappe. Cependant peu d'études ont été menées pour montrer comment le niveau des eaux souterraines a réagi à la variabilité du climat. Les quelques études qui se sont penchées sur la question (Mahé *et al.*, 2000 ; Kouakou *et al.*, 2014 ; Lutz *et al.*, 2014) ont été confrontées au manque de données et ont eu du mal à appliquer des méthodes appropriées.

En effet, la réponse des systèmes hydrologiques et en particulier celle des eaux souterraines est complexe, car, elle ne dépend pas seulement du climat mais aussi d'autres facteurs tels que la végétation, l'utilisation des terres, les types de sols et la géologie (Scanlon *et al.*, 2006 ; Green *et al.*, 2011). De plus, la réponse des eaux souterraines à la variabilité du climat est retardée. Grâce à certaines méthodes d'analyse statistiques telles que les analyses corrélatoires, analyses spectrales ou analyses en ondelettes (Mangin, 1984 ; Hanson *et al.*, 2004 ; Holman *et al.*, 2011 ; Kuss & Gurdak, 2014), l'analyse de la relation entre les eaux

souterraines et la variabilité du climat peut facilement être effectuée. Sur la base de ces méthodes, de nombreuses études caractérisant la relation entre la variabilité du climat et la fluctuation du niveau des eaux souterraines ont été réalisées en divers endroits du monde (Hanson *et al.*, 2006 ; Gurdak *et al.*, 2007 ; Slimani *et al.*, 2009 ; Gong *et al.*, 2012 ; Hayashi & Farrow, 2014). Néanmoins ce type d'études reste limité dans le contexte africain où l'application de ces méthodes est confrontée à des défis énormes en raison du déficit de séries d'observations qui sont souvent très courtes et de mauvaise qualité (Howard & Griffith, 2009 ; Taylor *et al.*, 2009).

Dans le contexte du bassin du Kou, nous avons tenté de comprendre comment les systèmes hydrologiques d'une manière générale, et les eaux souterraines en particulier, ont réagi à la variabilité climatique. Cela a été fait à travers diverses analyses statistiques appliquées à différents types de données telles que les précipitations, les débits des cours d'eau et les niveaux piézométriques. Le travail s'est focalisé sur l'analyse des changements significatifs du climat sur le long terme (1961-2014) et de leur impact sur les eaux souterraines en utilisant les débits des rivières du Mouhoun et du Kou. Les données piézométriques disponibles en différents points au sein du bassin, sur une courte période (1995-2014), nous ont permis d'examiner la variation spatiale et temporelle du comportement des eaux souterraines en général et en particulier sa réponse à la variation des précipitations.

#### **IV.1. Matériel et méthodes**

##### **IV.1.1. Données**

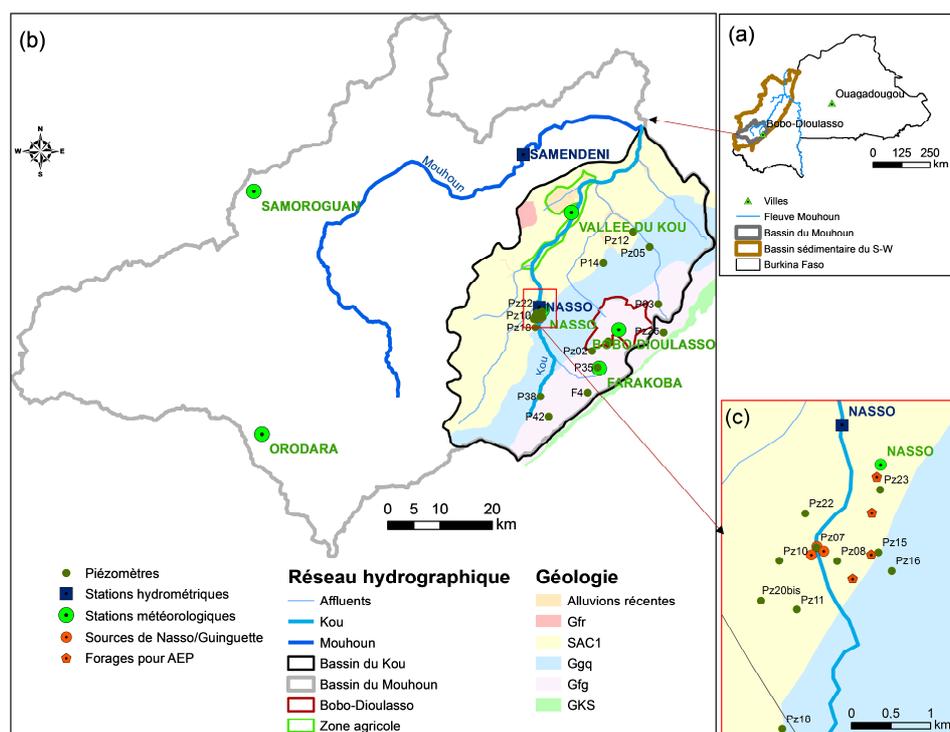
Pour étudier la réponse hydrologique du bassin du Kou face à la variabilité du climat, nous avons analysé les données pluviométriques, hydrométriques et piézométriques.

Les données pluviométriques des 6 stations météorologiques (Bobo-Dioulasso, Farakoba, Nasso, Vallée du Kou, Orodara et Samorogouan) ont servi à calculer la pluie moyenne des bassins du Mouhoun à Samendéni et du Kou à Nasso.

Concernant les données hydrométriques, la station de Nasso-milieu sur le Kou, peu influencée par les prélèvements agricoles et dont la chronique de données journalières est relativement longue (1961-1997) et fiable, a été retenue pour cette analyse. Elle ne mesure que le débit d'une surface de 405 km<sup>2</sup> mais, étant située à une centaine de mètres à l'aval des sources de Nasso/Guinguette, elle représente un point intéressant pour l'étude de la variabilité des apports souterrains. La station de Samendéni sur le Mouhoun (superficie du bassin,

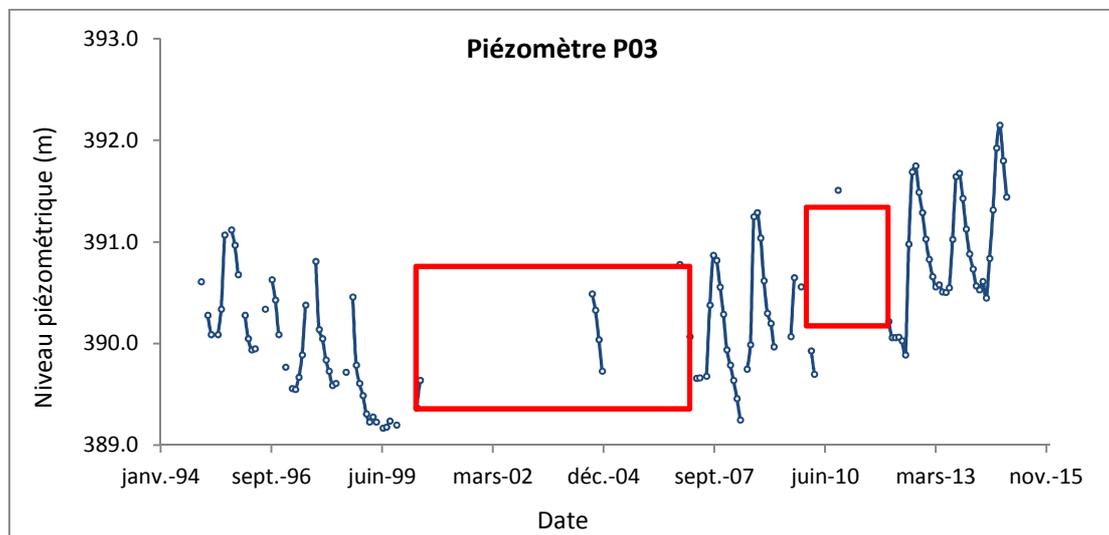
4425 km<sup>2</sup>), qui a la chronique la plus longue (1961-2014) et la plus fiable dans la zone, permet de caractériser le fonctionnement hydrologique dans un contexte plus régional. En outre, la station étant soumise aux mêmes conditions climatiques et géologiques que le bassin du Kou, le fonctionnement du Mouhoun à l'amont de Samendéni devrait être proche de ce dernier, d'autant plus que ses débits moyens mensuels sur la période de 1987-1993 sont corrélés à ceux du Kou (le coefficient de corrélation  $R^2$  est de 0,81 avec Badara et de 0,82 avec Confluence Niamé-Baoulé).

Sur le bassin du Kou, les données mensuelles de 53 piézomètres ont pu être collectées, tous situés dans la partie ouest du bassin. Elles ont été fournies par le projet PADI/Eau souterraine basé à Bobo-Dioulasso. Ce sont des données collectées généralement dans le cadre de projets à court terme, d'où la brièveté des chroniques (moins de 5 années consécutives). L'ensemble des chroniques comporte beaucoup de lacunes. Après le traitement et l'analyse de l'ensemble des données, sur la base des critères de longueur de série et de fiabilité des données, certains piézomètres ont été écartés (séries trop courtes, données douteuses). Seulement 21 piézomètres ont été retenus pour cette étude (**Figure 41** et **Tableau 15**). Les 21 chroniques retenues couvrent la période de 1995 à 2014 avec des lacunes sur plusieurs années consécutives (2000-2007 ; 2010-2011) (**Figure 42**). On note que l'année 2000 correspond à l'année de mise en service des pompages à gros débit dans la zone des sources de Nasso/Guinguette.



**Tableau 15.** Description des 21 piézomètres retenus

Nom	Aquifère	Topographie (m)	Profondeur du piézomètre (m)	Profondeur du niveau d'eau en 1995 (m)	Niveau piézométrique (m)
Pz26	GKS	416	139	37,8	378,2
F4	GKS	422	200	18,6	403,4
P03	Gfg	394	25	3,5	390,5
P42	Gfg	451	30	19,9	431,1
P35	Gfg	434	30	14,0	420,0
P31	Gfg	456	35	20,6	435,4
P38	Gfg	394	37	17,6	376,4
Pz02	Gfg	406	182	6,3	399,7
Pz07	Ggq	340	37	1,7	338,3
Pz16	Ggq	346	52	6,9	339,1
Pz12	Ggq	332	58	19,8	312,2
Pz05	Ggq	345	60	12,1	332,9
Pz18	Ggq	360	61	19,3	340,7
Pz08	Ggq	346	76	0,4	345,6
P14	Ggq	400	102	85,4	314,6
Pz15	Ggq	346	156	5,6	340,4
Pz20bis	SAC	352	40	12,0	340,0
Pz22	SAC	351	68	9,3	341,7
Pz10	SAC	348	78	4,3	343,7
Pz11	SAC	350	86	9,0	341,0
Pz23	SAC/GGQ	346	37	3,9	342,1



**Figure 42.** Exemple type d'une chronique piézométrique disponible dont les deux plus grandes périodes de lacune sont encadrées en rouge

## **IV.1.2.Méthodes**

### **IV.1.2.1. Prétraitement des données**

Pour comprendre l'influence du climat sur les eaux souterraines, nous avons analysé les débits qui, d'une certaine manière, reflètent l'évolution du niveau de la nappe. Le débit mesuré à la station hydrométrique est considéré comme étant composé d'une réponse rapide, ou écoulement de surface, et d'une composante lente. Cette composante lente du débit, que nous avons appelée débit de base, est alimentée par les eaux souterraines mais pourrait aussi contenir les écoulements hypodermiques retardés (Tallaksen & Van Lanen, 2004). Nous avons retenu ces trois indices pour caractériser l'écoulement à savoir, le débit moyen annuel mesuré à la station, le débit de surface et le débit de base.

Le débit de base a été estimé à partir des hydrogrammes de crue par la méthode du Base Flow Index (BFI) qui a l'avantage d'être automatique, permettant ainsi de traiter un grand nombre d'informations avec les mêmes paramètres. La séparation de l'hydrogramme se fait à l'aide d'un filtre numérique (Arnold *et al.*, 1995). La procédure de séparation du débit de base est présentée par Tallaksen & Van Lanen (2004) et Gustard & Demuth (2009). Le calcul a été fait à l'aide d'un programme exécuté avec le logiciel "R".

### **IV.1.2.2. Analyse corrélatoire**

Principalement utilisées dans les milieux karstiques pour analyser la corrélation pluie - débit des sources (Mangin, 1984 ; Padilla & Pulido-Bosch, 1995 ; Gárfias-Soliz *et al.*, 2009) ou la corrélation pluie - niveau d'eau souterraine (Larocque *et al.*, 1998 ; Slimani *et al.*, 2009 ; Delbart *et al.*, 2014), les analyses corrélatoires sont également utilisées dans d'autres contextes pour analyser les relations entre la variabilité climatique et les fluctuations dans les chroniques hydrologiques (Lee & Lee, 2000 ; Hanson *et al.*, 2004, 2006 ; Gurdak *et al.*, 2007 ; Kuss & Gurdak, 2014). Les aspects théoriques de ces méthodes sont bien décrits de manière détaillée par Mangin (1984) et Box *et al.* (1994).

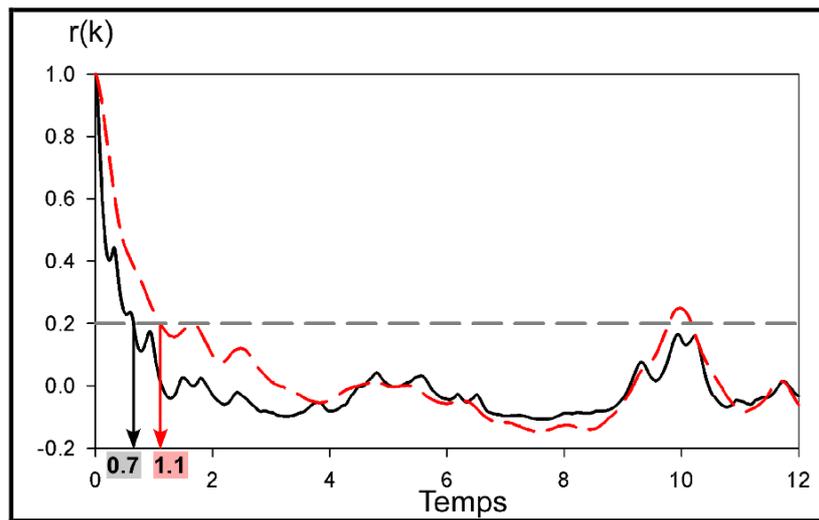
- **La fonction d'autocorrélation**

L'autocorrélation permet d'analyser l'inertie d'une variable au cours du temps. Elle traduit la dépendance entre les évènements hydrologiques lorsque le temps qui les sépare augmente. Le corrélogramme  $C(k)$  traduit l'effet mémoire du système et le coefficient d'autocorrélation  $r(k)$ , obtenu par discrétisation de la série temporelle diminue lentement avec le temps. La fonction d'autocorrélation est définie comme suit pour  $k > 0$  :

$$r(k) = \frac{C(0)}{C(k)} \quad (18)$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (19)$$

Où  $n$  est la longueur de la chronique,  $x_t$  la valeur au temps  $t$ ,  $\bar{x}$  la moyenne des événements et  $k$  le décalage temporel qui varie entre 0 et  $m$ . Le point de troncature  $m$  détermine l'intervalle dans lequel l'analyse est effectuée. Pour  $m \leq n/3$ , les résultats sont optimum et la valeur usuelle de  $m$  est  $n/3$  (Mangin, 1984). L'effet mémoire, qui est le temps d'influence d'un événement sur la chronique, permet de quantifier l'inertie du système. Afin de comparer l'inertie entre différents systèmes, Mangin (1984) propose de considérer le temps de réponse qui correspond à la valeur 0,2 du corrélogramme (**Figure 43**).



**Figure 43.** Exemples d'autocorrélogramme et effet mémoire associé (Valdès, 2005)

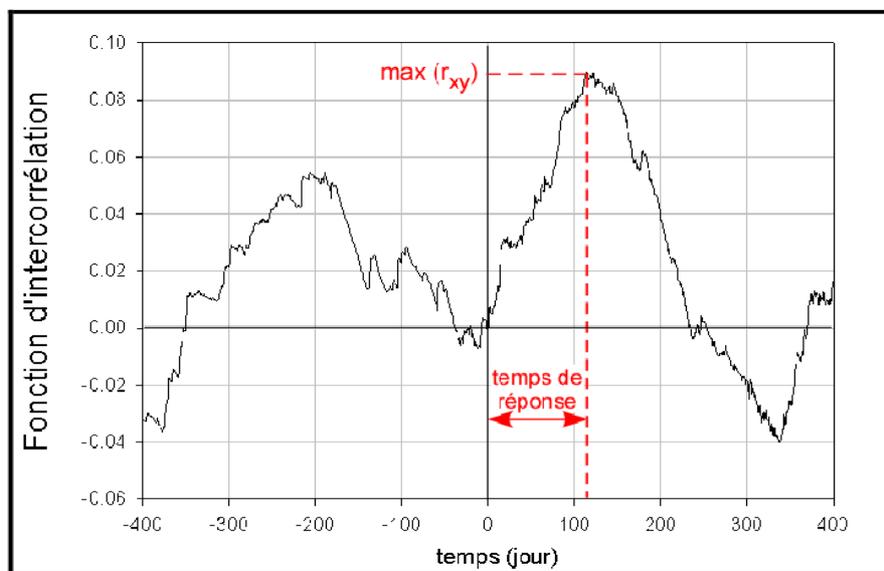
- **La fonction de corrélation croisée**

La fonction de corrélation croisée est utilisée pour analyser la relation entre une chronique d'entrée  $x_t$  et une chronique de sortie  $y_t$ . Si la chronique d'entrée est aléatoire, la fonction de corrélation croisée  $r_{xy}(k)$  correspond à une réponse impulsionnelle du signal d'entrée (Box *et al.*, 1994). La fonction de corrélation croisée est asymétrique [ $r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$ ]. Elle fournit des informations sur la relation de causalité entre les deux séries étudiées (Larocque *et al.*, 1998). Pour  $k > 0$ , la fonction de corrélation croisée  $r_{xy}(k)$  est définie par :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (20)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (21)$$

Où  $n$  est la longueur de la chronique,  $\bar{x}$  et  $\bar{y}$  sont respectivement la moyenne des événements d'entrée et de sortie,  $k$  est le décalage temporel,  $C_{xy}(k)$  est l'intercorrélogramme croisé et  $\sigma_x$  et  $\sigma_y$  sont les écarts-types des deux chroniques. La fonction de corrélation croisée (ou intercorrélogramme) permet de déterminer le temps de réponse du système (lag) ainsi que l'intensité de la corrélation entre l'entrée et la sortie. Le temps de réponse est le temps auquel la fonction de corrélation croisée atteint sa valeur maximale (**Figure 44**).



**Figure 44.** Exemple d'intercorrélogramme et de temps de réponse estimé (Valdès, 2005).

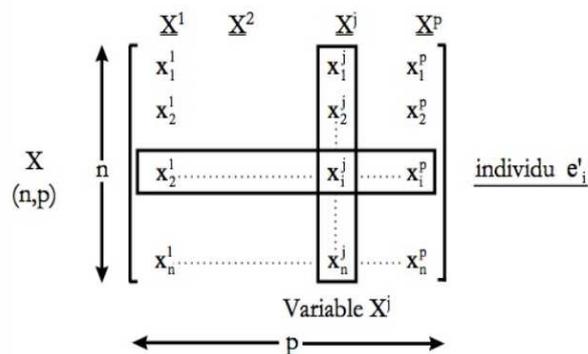
#### IV.1.2.3. Analyse en Composantes Principales

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode statistique couramment utilisée pour une représentation simplifiée des variations temporelles et spatiales des données en lien avec les systèmes hydro-climatiques. Dans cette étude, elle a été utilisée pour rechercher les facteurs qui expliqueraient au mieux le comportement de la nappe. Les variables analysées sont aussi bien des caractéristiques du comportement hydrodynamique de la nappe que des facteurs potentiels qui pourraient l'influencer (variabilité du climat, caractéristiques physiques du milieu). Elle nous permettra de dégager les liaisons entre variables et les ressemblances entre les individus que sont les piézomètres.

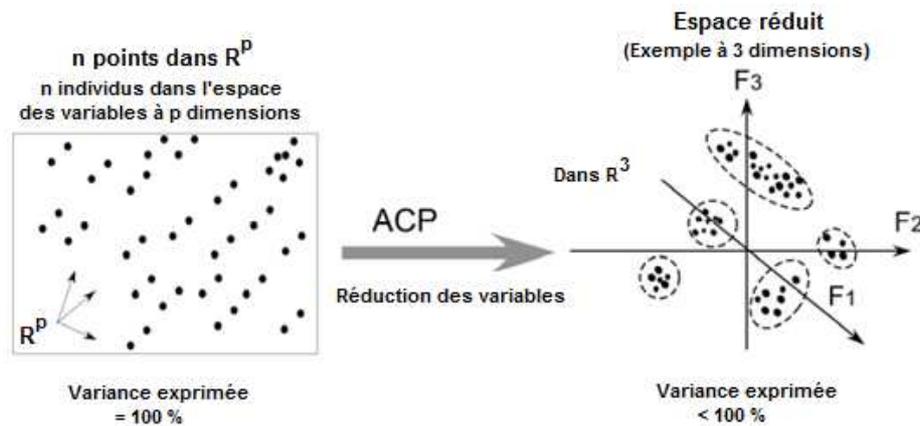
Le principe de la méthode présenté ci-dessous est inspiré de Lebart *et al.* (2006) et de la présentation simplifiée proposée par Valdès (2005). L'ACP est une méthode d'analyse de tableau de données comportant  $n$  individus et  $p$  variables quantitatives associées (**Figure 45**).

Les  $n$  individus décrits par  $p$  variables peuvent être représentés comme un nuage de  $n$  points dans un espace à  $p$  dimensions appelé espace des individus. Pour un nombre de variables supérieur à 3 (espace de dimension supérieure à 3), le nuage de points est difficilement visualisable. L'ACP, par un changement de repère (changement de l'espace des variables), recherche une représentation simplifiée de l'ensemble des données dans un sous espace de dimension  $k$  ( $k < n$ ). Cette représentation simplifiée conduit nécessairement à une perte d'informations mais le but visé est de perdre le moins d'informations possible. La réduction des dimensions de l'espace des variables est basée sur les corrélations linéaires qui peuvent exister entre variables. De manière très schématique, deux variables ayant une bonne corrélation linéaire seront réduites à une seule variable appelée facteur  $F$ . Le sous-espace  $F^k$  de dimension  $k$  est choisi afin que le nuage projeté ait une inertie maximale. On arrive ainsi à diminuer la dimension du nuage de points jusqu'à un espace réduit permettant la visualisation des données et des regroupements d'individus (**Figure 46**)

Les nouvelles variables obtenues sont appelées composantes principales et les axes qu'elles déterminent sont les axes principaux. Dans ce nouveau système de représentation, le premier axe apporte le plus possible de l'inertie totale du nuage, le deuxième axe le plus possible de l'inertie non prise en compte par le premier axe et ainsi de suite. L'ACP permet de dégager les liaisons entre variables et les ressemblances entre individus.



**Figure 45.** Représentation d'une matrice de  $n$  individus et de  $p$  variables



**Figure 46.** Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdès, 2005).

#### IV.2. Impact de la sécheresse des années 1970 sur les écoulements

L'analyse des séries hydrométrique sur la période (1961-1997), commune aux deux stations Nasso et Samendéni, a montré une rupture dans les années 1970, comme celle détectée précédemment dans les séries pluviométriques. Cependant, cette analyse a révélé une rupture systématiquement significative avec un déficit trois fois plus grand que celle des pluies annuelles (**Tableau 16**). Le déficit pluviométrique influence aussi bien l'écoulement de surface que le débit de base mais avec une plus grande intensité sur l'écoulement de surface. Etant donné que l'écoulement de surface représente la réponse rapide du système hydrologique à la pluie, ce résultat semble logique.

**Tableau 16.** Résultats du test de rupture sur les stations de Samendéni et de Nasso sur la période de 1961 à 1997

		Test de Pettitt			Calcul du déficit		
		p-value (%)	Date de rupture	Significativité de la rupture	Avant rupture <sup>1</sup>	Après rupture <sup>1</sup>	Déficit <sup>2</sup> (%)
Samendéni	Pluie de bassin	2,55	1970	Significative	1177	1017	14
	Débit total	1,12	1970	Significative	19,3	11,4	41
	Débit de base	0,47	1970	Très significative	14,2	8,7	39
	Débit de surface	3,45	1970	Significative	5,1	2,6	49
Nasso	Pluie de bassin	8,16	1970	Peu significative	1122	1002	11
	Débit total	0,01	[1970-1974] <sup>3</sup>	Très significative	4,8	2,7	43
	Débit de base	0,01	[1970-1974] <sup>3</sup>	Très significative	3,7	2,6	31
	Débit de surface	0,01	[1970-1974] <sup>3</sup>	Très significative	1,1	0,1	88

<sup>1</sup>Unité des pluies "mm" et unité des débits "m<sup>3</sup>/s".

<sup>2</sup>Déficit entre les périodes de 1961-1970 et de 1971-1997.

<sup>3</sup>La date de rupture est située dans cette période mais n'est pas précise à cause des lacunes.

La diminution plus significative des écoulements par rapport au déficit pluviométrique traduit la non linéarité de la relation pluie-débit. Ce déficit plus important du débit a été constaté dans des études antérieures en zone humide et a été relié à une baisse du niveau des nappes qui a entraîné une baisse importante du débit de base (Bricquet *et al.*, 1997 ; Orange *et al.*, 1997 ; Mahé *et al.*, 2005). Dans la présente étude, les résultats montrent que le déficit d'écoulement de surface est proportionnellement plus important que le déficit du débit de base.

Dans le chapitre II portant sur la variabilité climatique, il a été montré que le déficit observé sur les pluies journalières supérieures au seuil de 30 et 50 mm (24 et 42 %), surtout dans le cas des trois mois les plus humides (juillet-septembre) (32 et 55 %), est plus important que celui des pluies annuelles (10-16 %). On remarque ici que le déficit observé sur les débits est plus proche de celui des fortes pluies et des trois mois pluvieux. Les résultats du chapitre III montrent que ce sont les pluies de ces trois mois qui contribuent à la pluie efficace donc à la pluie qui va réellement recharger les aquifères et finalement qui va contribuer aux écoulements. Olivry (2002), communication personnelle citée dans Descroix *et al.* (2012), soutient également que les régions soudaniennes sont dominées par un processus de ruissellement par excès de saturation (hewlettien) plutôt que par le refus d'infiltration (hortonien) comme dans les régions sahéliennes (arides et semi-arides). Ce comportement suppose que le sol atteint sa capacité de saturation avant qu'il n'y ait écoulement. La capacité de rétention d'eau du sol étant quasi constante, la saturation du sol nécessitera autant d'eau en période humide qu'en période sèche. Ainsi, le déficit d'écoulement est encore plus grand en période sèche parce qu'une grande partie de l'eau retenue par le sol est transpirée par la végétation (Descroix *et al.* 2015). L'augmentation de l'évapotranspiration accentue l'effet de la baisse de la pluie sur les débits. Le système hydrologique est soumis à un régime dans lequel l'évapotranspiration est limitée par la disponibilité de l'eau comme dans la plupart des régions arides ou semi-arides (Bruin, 1988 ; Whitley *et al.*, 2011 ; Villarreal *et al.*, 2016). Dans le cas présent, les mois les plus chauds pour lesquels l'évapotranspiration potentielle est élevée sont aussi les mois avec la plus faible pluviométrie. Il y a seulement quelques mois (juillet à septembre) pour lesquelles la pluie est supérieure à l'évapotranspiration.

Au regard de tout cela, la prise en compte de l'effet de l'évapotranspiration est importante pour l'analyse de l'impact du climat sur les systèmes hydrologiques (Chen *et al.*, 2004 ; Kouakou *et al.*, 2014). Tallaksen & Van Lanen (2004) soulignent également que l'impact de l'évapotranspiration est significatif pour les zones de moyenne ou haute

température avec une grande capacité de rétention du sol. Dans un tel contexte, l'analyse de l'impact de la variabilité du climat sur les écoulements et la recharge de la nappe à travers la pluie efficace est pertinente. En effet, la pluie efficace intègre non seulement les aspects distribution et variabilité de la pluie et de l'évapotranspiration dans le temps mais aussi la capacité de rétention du sol. Nos résultats ont montré que la pluie efficace des bassins associés à Nasso (Kou) et à Samendéni (Mouhoun) a baissé respectivement d'environ 48 % et 51 % entre la période de 1961-1970 et celle de 1971-1997. Ces valeurs se situent dans l'ordre de grandeur du déficit observé sur les écoulements (**Tableau 16**).

### IV.3. Tendances observées sur la période après 1970

Sur la période de 1971 à 2014, le test de rupture a montré que la série de pluies annuelles du bassin à Nasso est homogène mais est marquée par une légère hausse d'environ 4 % entre la période de 1971-1990 et celle de 1991-2014 (6 % entre la période de 1971-1990 et celle de 1991-1997). Sur celle du bassin de Samendéni (Mouhoun) en revanche, il y a une rupture peu significative en 1990 (**Tableau 17**) avec une hausse de 8 % entre la période 1971-1990 et celle de 1991-2014. Cette rupture pourrait être liée à celle de la station d'Orodara située au sud du bassin du Mouhoun, seule station pour laquelle une rupture significative a été détectée, avec une hausse de 14 % sur les pluies moyennes annuelles (**Tableau 8**, p56).

**Tableau 17.** Résultat du test de rupture sur les stations de Samendéni de 1971 à 2014 et de Nasso<sup>1</sup> de 1971 à 1997

		Test de Pettitt			Calcul du déficit/excédent		
		p-value (%)	Date de rupture	Significativité de la rupture	Avant rupture <sup>2</sup>	Après rupture <sup>2</sup>	Déficit ou excédent <sup>3</sup> (%)
Samendéni	Pluie de bassin	13,8	1990	Peu significative	993	1075	8
	Débit total	0,05	1993	Très significative	10,2	15,8	55
	Débit de base	0,11	1993	Très significative	8,1	12,4	53
	Débit de surface	0,17	1990	Très significative	2,1	3,4	63
Nasso	Pluie de bassin	74,1	Pas de rupture				
	Débit total	0,46	1989	Très significative	3,01	2,63	13
	Débit de base	0,97	1983	Très significative	2,99	2,58	14
	Débit de surface	0,01	1988	Très significative	0,22	0,09	59

<sup>1</sup>Les résultats de Nasso sont donnés uniquement à titre d'information. En raison de la brièveté de la série chronologique (jusqu'en 1997), les résultats ne peuvent pas être considérés comme reflétant la tendance des dernières années.

<sup>2</sup>Unité des pluies "mm" et unité des débits "m<sup>3</sup>/s".

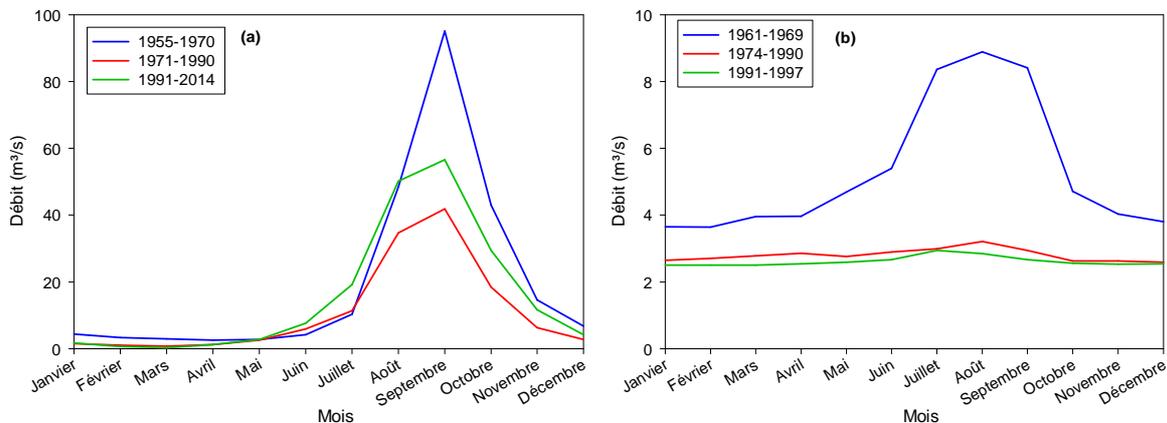
La réponse hydrologique à cette légère hausse de la pluviométrie à partir des années 1990 n'a pas été la même à Nasso et Samendéni. A Samendéni, la rupture peu significative détectée sur la pluie annuelle a donné lieu à une rupture très significative sur les écoulements. La rupture sur le débit total est détectée 3 ans après celle de la pluie (en 1993) (**Tableau 17**). Sur l'écoulement de surface, elle a immédiatement suivi la rupture des précipitations (en 1990) tandis que celle du débit de base a connu un retard de 3 ans (**Tableau 17**). Ce décalage peut être dû à la réponse lente des eaux souterraines, qui a dépassé le pas de temps annuel, comme l'ont souligné Olivry *et al.* (1993).

À Nasso, après 1990, le débit a continué de baisser malgré une légère hausse des précipitations, comme décrit plus haut. Les trois indices hydrologiques ont encore diminué de plus de 10 % par rapport aux débits de la période de 1971 à 1990. Cette diminution du débit sur toute la période de 1971 à 1997 est confirmée par le test de Mann-Kendall (valeur  $p = 0,01$  % et  $\tau = 0,7$ ) qui a détecté une tendance à la baisse très significative. L'hypothèse d'une augmentation des prélèvements d'eau ne justifie pas pleinement cette baisse : tandis que le débit total mesuré sur le cours d'eau a diminué de  $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$  entre 1971 et 1997, les principaux prélèvements qui sont ceux de l'ONEA ont seulement augmenté d'environ  $0,13 \text{ m}^3/\text{s}$ , (environ  $5700 \text{ m}^3/\text{j}$  en 1971 et  $16\,600 \text{ m}^3/\text{j}$  en 1997, source ONEA). L'explication de la majeure partie de la diminution doit être fondée sur d'autres facteurs tels que les précipitations et/ou l'évapotranspiration. La légère augmentation des précipitations (6 %, soit environ 62 mm, entre les deux périodes 1971-1990 et 1991-1997), dont l'effet a été atténué par l'évapotranspiration potentielle croissante (57 mm), est insuffisante pour induire une augmentation sensible des écoulements. En outre, compte tenu de la petite taille du bassin versant entraînant une faible contribution du débit de surface par rapport à celle des eaux souterraines (77 %, via les sources) dans le débit total (**Tableau 16**), le retour à une situation similaire à celle avant les années 1970 implique une augmentation du débit de base, alors que celui-ci a une réponse plus lente à la pluie. La reconstitution des aquifères, essentielle pour un retour aux conditions hydrologiques précédentes, dépasse l'échelle d'une année et pourrait nécessiter une succession de plusieurs années humides (Olivry *et al.*, 1993). L'hypothèse selon laquelle le temps de réponse des eaux souterraines pourrait dépasser plusieurs années, conduisant à une reprise retardée de l'écoulement, peut être posée mais pas confirmée étant donné le manque de données.

#### IV.4. Evolution du régime hydrologique sur la période de 1961 à 2014

Pour les deux stations étudiées, on observe une baisse très sensible du pic de débit respectivement aux mois d'août et de septembre à Nasso et à Samandéni, entre la période avant 1970 et celle d'après (**Figure 47**). A Nasso, on remarque de plus que même durant les mois secs, le débit a nettement diminué (de  $3,7 \text{ m}^3/\text{s}$  avant 1970 à  $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$  après 1970).

Après 1990, à Samandéni, on remarque une légère hausse du débit en saison pluvieuse mais en saison sèche, il demeure aussi faible que celui de la période comprise entre 1971 et 1990. A Nasso, en saison sèche comme en saison pluvieuse, le débit n'a pas augmenté et le pic de débit du mois d'août a pratiquement disparu. Ces variations semblent être en cohérence avec celles de la pluviométrie, d'ailleurs plus sensible aux changements pendant les mois de juillet à septembre. La diminution du débit moyen mensuel à Nasso en saison sèche semble être plus liée à une baisse des apports de la nappe (assèchement ou diminution du débit des sources) qu'à une augmentation des prélèvements car ceux-ci n'ont pas augmenté de plus de  $6000 \text{ m}^3/\text{j}$  ( $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$ ) entre les deux périodes.



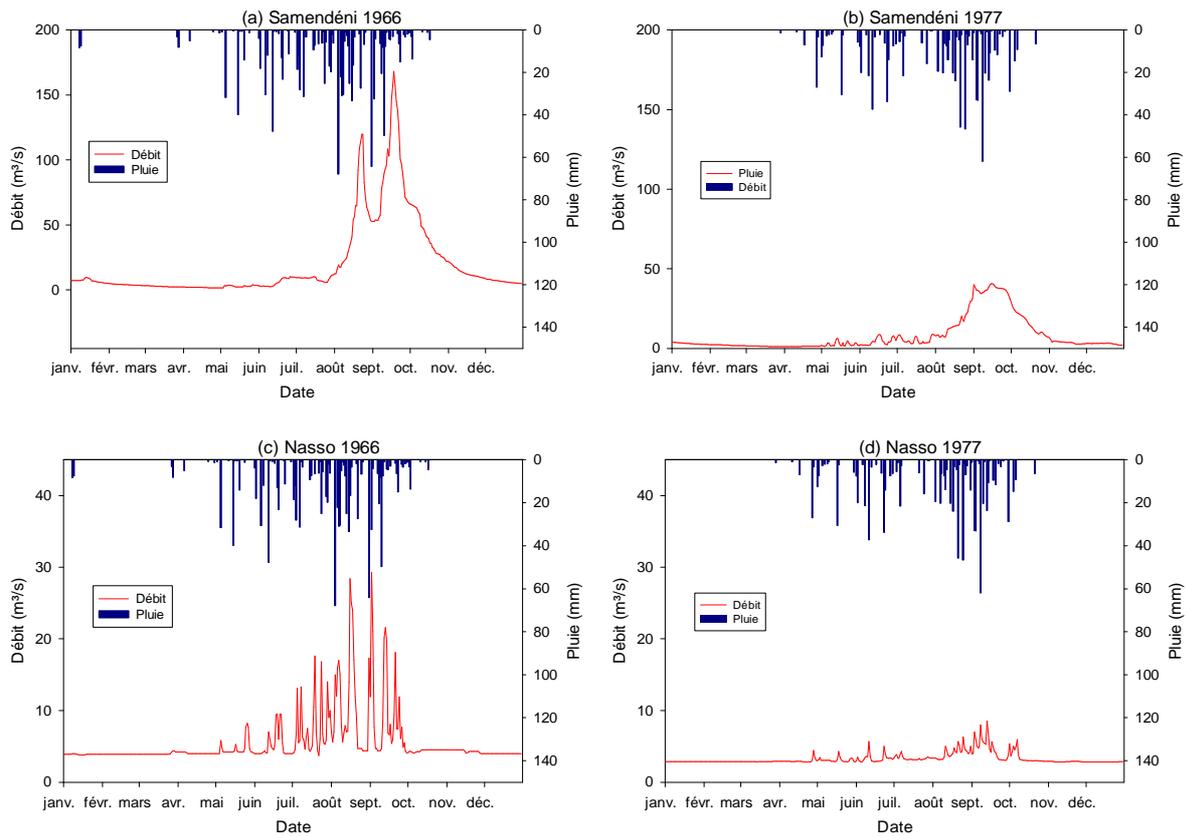
**Figure 47.** Débits moyens mensuels sur les périodes d'avant 1970, de 1971 à 1990 et de 1991 à 2014 à la station de (a) Samendéni et à (b) Nasso sur ces trois périodes en fonction de la disponibilité des données

Pour mieux comprendre l'évolution du régime hydrologique, nous avons fait des analyses corrélatoires à partir des chroniques journalières de débit de Nasso et de Samendéni (**Figure 48**). Ces analyses ont mis en évidence des différences dans les processus hydrologiques et fournissent ainsi plus d'éléments pour analyser leur réaction respective aux changements dans les précipitations.

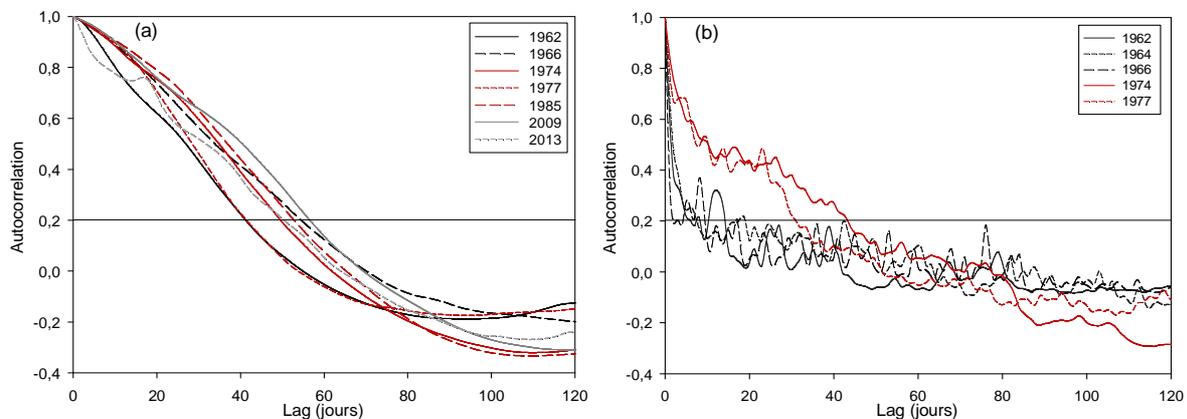
Le corrélogramme de la station Samendéni (**Figure 49a**) décroît lentement (décalage temporel ou lag à 0,2 entre 40 et 60 jours). Il ne montre pas de différence significative entre

les périodes pré et post-année 1970. Ce bassin se comporte comme un système régional caractérisé par une réponse lente (Tallaksen & Van Lanen, 2004), comme on peut le voir sur l'hydrogramme de crue (**Figure 48a** et **Figure 48b**). La lente diminution de la corrélation met en évidence la grande inertie du grand bassin du Mouhoun. Cette grande inertie peut résulter de la grande capacité de stockage du système (Gárfias-Soliz *et al.*, 2009) qui s'est traduit par la prédominance de l'écoulement de base dans le débit total de cette station (**Tableau 16**) (Pulido-Bosch *et al.*, 1995). La capacité de stockage du bassin versant est décrite comme étant la caractéristique la plus importante influençant le développement de la sécheresse et le retour à une situation normale (Van Loon, 2015). Cela pourrait en effet être le principal facteur qui influe sur la réponse du bassin à la variabilité climatique.

A Nasso, le système a un effet mémoire relativement faible (moins de 10 jours) avant la sécheresse (**Figure 49b**). Il fonctionne comme un système local dominé par un écoulement rapide (Tallaksen & Van Lanen, 2004) comme le montrent les hydrogrammes de crue (**Figure 48c** et **Figure 48d**). Après la sécheresse, l'effet mémoire du système est devenu relativement élevé (plus de 30 jours) (**Figure 49b**). Ce changement ne peut être lié à un changement dans la relation pluie-débit parce que la corrélation croisée entre pluie et débit est forte, typiquement au-dessus de 0,7 (**Tableau 18**) et n'a pas beaucoup changé au fil du temps. Il pourrait refléter une modification du processus hydrologique due à une influence des eaux souterraines. En effet, après la sécheresse, le système est dominé par les écoulements souterrains qui représentent plus de 96 % du débit total, au lieu de 77 % avant la sécheresse (**Tableau 16**). A ce sujet, Saft *et al.* (2016) ont également suggéré des processus liés à l'eau souterraine comme une explication possible du changement dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants dans le contexte d'une période de sécheresse prolongée. Les apports souterrains de cette station, étant alimentés par la nappe profonde via les sources, ont une réponse plus retardée et lissée aux variations du climat par rapport aux écoulements de surface et souterrains peu profonds (Van Loon, 2015). Stoelzle *et al.* (2014) soutiennent aussi que la sensibilité du déficit lié à la sécheresse et le temps nécessaire à un retour à la normale dépendent de la répartition par âge de l'eau dans le débit de base. Dans le cas du Kou à Nasso, la majeure partie du débit provient des sources alimentées par les eaux anciennes.



**Figure 48.** Echantillon des chroniques de débit utilisées pour l'analyse corrélatoire



**Figure 49.** Autocorrélation de débit mesurés à la station de (a) Samendéni et de (b) Nasso pour différentes années

La relation pluie-débit a été analysée avec des données mensuelles du fait de l'indisponibilité des données journalières en continu sur toutes les stations pluviométriques. De plus, la pluie utilisée ici étant une pluie de bassin du fait de l'absence de données sur certaines stations comme la Vallée du Kou, il n'est pas possible d'avoir des valeurs sur la période avant la sécheresse. Sur la base des données mensuelles, la corrélation croisée entre la pluie et le débit est forte (**Tableau 18**) et n'a pas beaucoup changé au fil du temps à Nasso

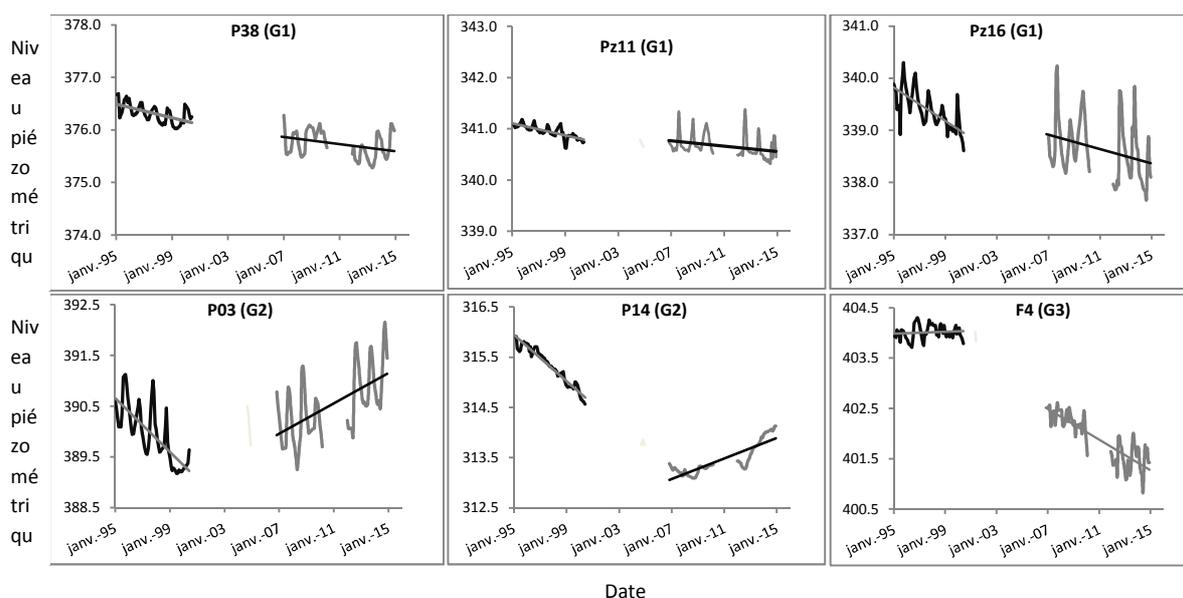
comme à Samendéni. Malgré le changement du régime hydrologique montré pour Nasso à travers l'autocorrélation, le débit est resté fortement lié aux précipitations après les années 1970.

**Tableau 18.** Résultats des corrélations croisées entre pluie et débit sur des périodes de 4 ans sur la base de données mensuelles

Période	Lag (mois)		Corrélation maximum	
	Samendéni	Nasso	Samendéni	Nasso
1965–1969	1	0	0,82	0,74
1974–1977	1	0	0,82	0,88
1985–1989	1	0	0,79	0,80
2010–2013	1		0,88	

#### IV.5. Caractérisation des variations du niveau de la nappe sur la période récente

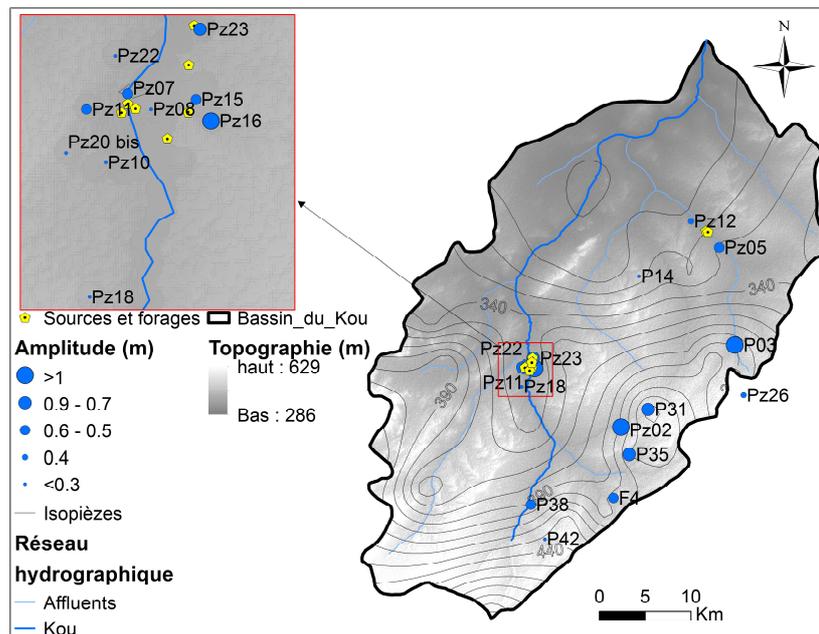
Compte tenu des nombreuses lacunes dans les données des 21 piézomètres, la dynamique de la nappe a été analysée sur deux périodes (1995-1999 et 2007-2014). Sur l'ensemble des chroniques, on distingue une tendance interannuelle à laquelle se superposent des fluctuations saisonnières (**Figure 50**). Les périodes de basses eaux et de hautes eaux varient selon les piézomètres et se situent respectivement entre avril-juin et septembre-novembre. Nous avons donc analysé les deux composantes – interannuelles et saisonnières – du signal piézométrique.



**Figure 50.** Variations interannuelles des niveaux piézométriques (m) de 1995 à 2014, pour un échantillon représentatif de piézomètres

#### IV.5.1. Variation saisonnière

Sur la période 1995-2014, l'amplitude des fluctuations saisonnières varie de quelques centimètres à environ 2 m. Les plus fortes amplitudes sont généralement mesurées dans la zone près de Bobo-Dioulasso où l'altitude est relativement élevée et les plus faibles amplitudes sont mesurées dans la zone des sources de Nasso Guinguette. La variabilité de l'amplitude des fluctuations saisonnières reflète l'hétérogénéité spatiale de la réaction des eaux souterraines à la pluviométrie (**Figure 51**). Dans la période récente (2007-2014), les amplitudes ont généralement augmenté par rapport à la période précédente (1995-1999) de quelques centimètres à environ 70 cm (**Figure 50**, Pz16, Pz11, P03).



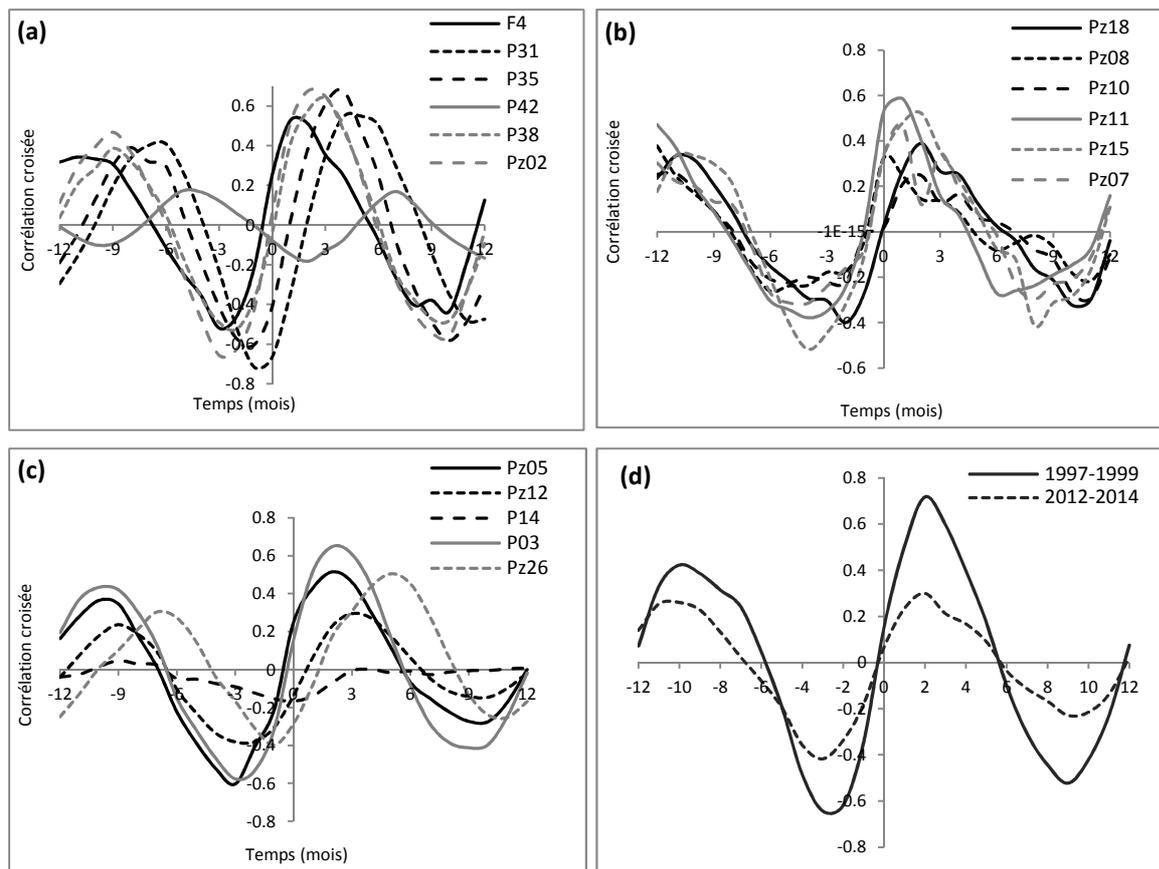
**Figure 51.** Distribution spatiale de l'amplitude des fluctuations saisonnières du niveau piézométrique

#### IV.5.2. Relation pluie - niveau piézométrique

La corrélation croisée entre la pluie et le niveau d'eau a été analysée afin de mieux caractériser la réponse du niveau piézométrique au forçage de la pluie. La fonction de corrélation croisée analysée avec des données mensuelles a permis d'estimer le décalage temporel de la réponse ou lag (mois) et l'intensité de la corrélation. Le décalage temporel de la réponse fournit une information sur la vitesse de transfert au sein du système tandis que l'amplitude de la corrélation indique le degré de conservation de l'impulsion pluie au cours du transfert (Lee & Lee, 2000). Du fait des lacunes dans les données, cette analyse a été effectuée sur deux périodes de 3 ans (de 1995 à 1997 et de 2012 à 2014) afin que les résultats soient comparables. La **Figure 52 (a, b et c)** montre les résultats de la période 1995-1997.

La relation pluie - niveau d'eau n'a pas changé de façon significative entre 1995-1997 et 2012-2014, à l'exception de Pz23 (**Figure 52d**) où la corrélation maximale a diminué de 0,7 à 0,3. Pz23 étant très proche d'un pompage à gros débit (environ 100 m), cette baisse pourrait s'expliquer par la perturbation du signal pluie par le pompage.

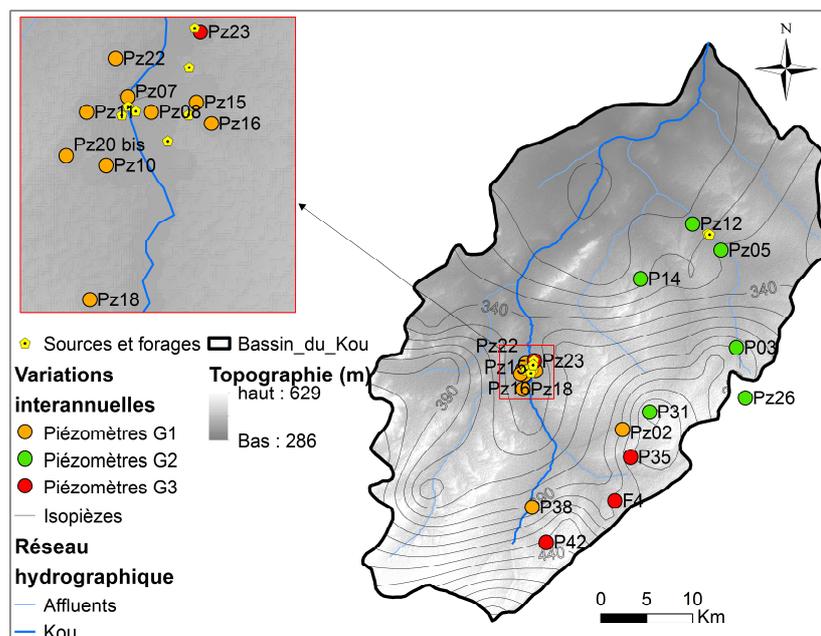
A travers ces résultats, on remarque que la plupart des piézomètres sont significativement corrélés à la pluie. D'une manière générale, la réponse des eaux souterraines à la pluie est retardée de 1 à 4 mois. Le décalage atteint 7 mois (avec une faible corrélation) sur certains piézomètres tels que P42. Les corrélations les plus fortes sont de l'ordre de 0,6 et les plus faibles de l'ordre de 0,2. Seuls quelques piézomètres, dont P42 et P14, ne semblent pas être en corrélation avec la pluie. P42 pourrait être situé dans une zone où la nappe est localement captive (Sogreah Ingénierie, 1994). P14 a le niveau d'eau le plus profond (environ 85 m), ce qui pourrait être l'explication de la faible corrélation entre la pluie et le niveau d'eau. Le transfert du signal pluie à la nappe est donc plus long (7 mois).



**Figure 52.** Corrélation croisée entre les pluies et les niveaux piézométriques avec des données au pas de temps mensuel pour la période de 1995 à 1997 : (a) piézomètres de la partie amont du bassin du Kou ; (b) piézomètres de la zone des sources de Nasso/Guinguette ; (c) piézomètres de la partie aval du bassin du Kou ; (d) piézomètre Pz23 pour la période de 1997-1999 et de 2012-2014

### IV.5.3. Variation interannuelle du niveau piézométrique

Sur la période 1995-1999, tous les piézomètres étudiés ont montré un niveau piézométrique en baisse avec une pente allant de  $-26$  cm/an à  $-2$  cm/an. Seul le niveau piézométrique de F4 est stable durant cette période et indique même une légère tendance à la hausse de  $1$  cm/an. Après la longue période de lacune entre 2000 et 2006 (**Figure 50**), on note une réduction de la pente de la baisse du niveau d'eau sur l'ensemble des piézomètres. Les piézomètres ont été regroupés en trois groupes (G1, G2 et G3) en fonction de leur comportement et la **Figure 50** montre des piézomètres représentatifs de chaque groupe. Selon la diminution de la pente, deux comportements différents peuvent être identifiés. Pour les piézomètres de la partie amont du bassin (G1), le niveau d'eau a continué de baisser après 2007, mais avec une pente légèrement inférieure à celle de 1995 à 1999 (**Figure 50 et Figure 53**). Pour les piézomètres situés dans la partie aval du bassin versant (G2), après 2007, le niveau d'eau remonte avec une pente assez remarquable ( $5-28$  cm/an). Certains piézomètres (P42, F4, P35, Pz23) ont un comportement particulier (G3). Par exemple, F4, qui avait un niveau d'eau stable jusqu'en 1999, a montré une tendance à la baisse avec une pente importante ( $-16$  cm/an) à partir de 2007. La diminution de la pente de la baisse, ou la remontée du niveau d'eau, suggère une meilleure recharge après 2007. Cette hypothèse est soutenue par la bonne corrélation entre la pluie et le niveau de l'eau (voir **Figure 52** et section IV.5.2).

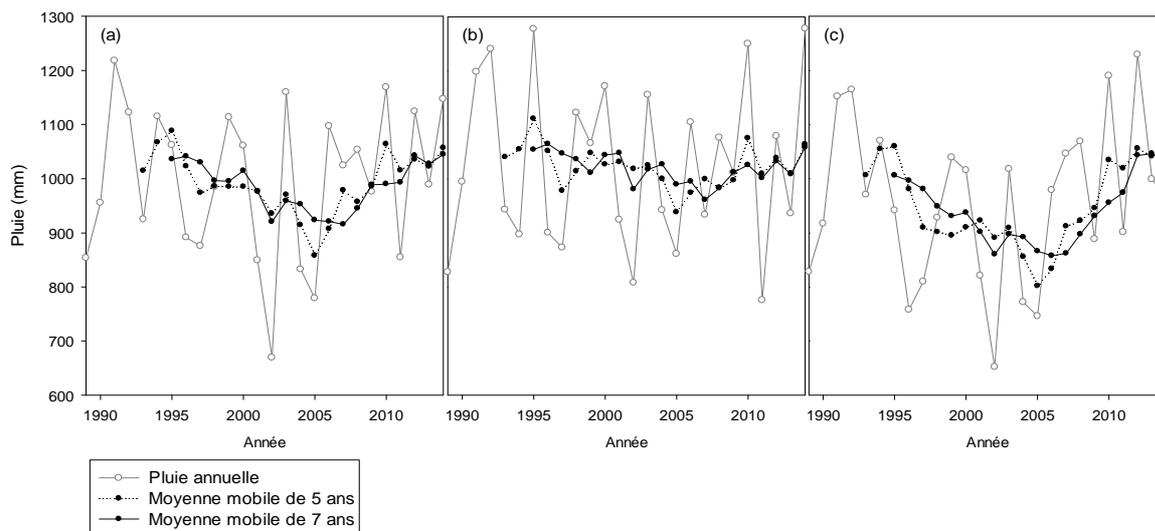


**Figure 53.** Distribution spatiale de la variation interannuelle du niveau piézométrique selon les groupes G1, G2 et G3 mentionnés ci-dessus

La tendance interannuelle observée sur le niveau piézométrique semble être liée à la variabilité interannuelle de la pluie. Les données pluviométriques sur cette courte période (1995-2014), à travers les moyennes mobiles des pluies sur 5 ans et 7 ans, indiquent une tendance à la baisse jusqu'en 2005, puis la pluie a commencé à augmenter (**Figure 54**). Cette tendance reflète ce qui est observé sur le niveau piézométrique. La similitude entre la variation interannuelle du niveau piézométrique et les moyennes mobiles de la pluviométrie sur plusieurs années traduit une réponse lente et à long terme des eaux souterraines. La réponse lente du système souterrain a été rapportée par plusieurs auteurs qui soutiennent que le signal pluie est filtré et décalé à travers le sol et le système souterrain (Dickinson *et al.*, 2004 ; Gurdak *et al.*, 2007). L'aquifère réagit comme un filtre passe-bas qui lisse les fluctuations de haute fréquence du signal pluie (Duvert *et al.*, 2015). Le système souterrain, lorsqu'il est soumis à une perturbation (changement dans les conditions aux limites), prend un certain temps (quelques secondes à des millions d'années), en fonction de sa taille et de ses caractéristiques hydrodynamiques, pour retrouver son équilibre (Domenico & Schwartz, 1998 ; Walker *et al.*, 2015). Ce temps de réponse peut être estimé à partir de l'équation de Domenico & Schwartz (1998) qui s'applique à un aquifère homogène, isotrope et captif avec un flux purement horizontal :

$$\tau = L^2 \times S_s / K_h = L^2 \times S / T \quad (22)$$

Où  $\tau$  est le temps de réponse,  $L$  est la longueur caractéristique de l'aquifère [L],  $S_s$  le coefficient d'emménagement spécifique [ $L^{-1}$ ],  $K_h$  la conductivité hydraulique horizontale [ $LT^{-1}$ ],  $S$  le coefficient d'emménagement [-] et  $T$  la transmissivité [ $L^2T^{-1}$ ]. Les valeurs moyennes des paramètres hydrodynamiques des couches sédimentaires étudiées (transmissivité de  $4.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, coefficient d'emménagement de  $10^{-4}$ ) (Gombert, 1998) et une longueur de 30 km (taille moyenne du bassin du Kou) donnent un temps de réponse de l'ordre de 7 ans. Ceci est en accord avec les conclusions de Stoelzle *et al.* (2014) qui ont montré que les systèmes poreux tels que les grès ont une sensibilité de long terme aux changements dans les précipitations et une réponse plus forte aux variations multi-annuelles de la recharge. Cette réponse lente du système a été décrite plus haut dans les paragraphes IV.3 et IV.4.



**Figure 54.** Pluies moyennes annuelles et moyennes mobiles de 5 ans et 7 ans sur les 25 dernières années. (a) Pluie moyenne du bassin du Kou calculée par la méthode de Thiessen ; (b) pluies de la station Bobo-Dioulasso ; (c) pluie de la station de la Vallée du Kou (station la plus en aval)

En plus d'une réponse de long-terme à la variabilité climatique que l'on peut lier aux paramètres hydrodynamiques, la variabilité spatiale de ces paramètres peut être à l'origine de réponses différentes du niveau de la nappe dans l'espace (Dickinson *et al.*, 2004 ; Bhuiyan, 2010). Une forte hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques, liée à une différence dans la nature de la roche ou dans sa fracturation, pourrait justifier la différence de comportement entre les zones en amont et en aval. En effet, une zone aval plus capacitive et/ou moins transmissive que la zone amont pourrait être à l'origine de la différence de comportement de la nappe observée entre l'amont et l'aval du bassin du Kou.

D'autres facteurs tels que les prélèvements d'eaux souterraines, l'utilisation des terres, la végétation, la topographie (Gurdak *et al.*, 2007 ; Gong *et al.*, 2012) peuvent également contribuer à créer une hétérogénéité spatiale dans la réponse de la nappe. Étant donné que les pompages en amont ne sont pas sensiblement plus élevés que ceux en aval (19 800 m<sup>3</sup>/j sur un total de 40 700 m<sup>3</sup>/j à l'échelle du bassin versant) que ceux en aval, l'hypothèse de taux de pompage plus élevés n'est pas un argument solide pour justifier la différence de comportement entre l'amont et les zones en aval.

La faible pente du terrain à l'aval du bassin pourrait être une condition favorable à la rétention d'eau en surface et ainsi constituer des zones préférentielles de recharge. Favreau *et al.* (2009) ont montré au sud-ouest du Niger que l'accumulation d'eau dans les dépressions a occasionné une augmentation de la recharge qui est à l'origine d'une remontée du niveau de la nappe depuis les années 1950. Dans le cas du bassin du Kou, les faibles pentes à l'aval et le couvert végétal plus abondant (exploitation agricole) dans cette partie du bassin pourraient en

effet retarder l'écoulement de surface ou même favoriser une accumulation de l'eau en surface. Cette hypothèse d'une recharge plus élevée dans la zone en aval à travers l'eau de surface, en lien avec l'utilisation des sols, la végétation et la topographie, a également été explorée pour tenter d'expliquer la différence de comportement mais est discutable étant donné que certains piézomètres aval sont situés dans une zone de niveau topographique élevé. Les piézomètres P31 et Pz26 sont situés dans des zones où le niveau topographique est le plus élevé et les sols peu couverts mais indiquent une remontée du niveau d'eau comme la plupart des piézomètres de la partie aval du bassin.

Les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du bassin versant et leur variabilité spatiale semblent être les facteurs sous-jacents de la variation interannuelle du niveau des eaux souterraines. Une telle hypothèse ne pourrait être testée sans la modélisation hydrogéologique, surtout dans ce contexte où les caractéristiques de l'aquifère ne sont connues qu'en un nombre de points réduit.

#### **IV.5.4. Facteurs explicatifs de la variation spatiale et temporelle du niveau de la nappe**

L'analyse des données piézométriques a révélé que la réponse hydrodynamique de l'aquifère du bassin versant varie dans l'espace (21 piézomètres) et dans le temps (11 années, 1995-1999, 2007-2009, 2012-2014). Nous avons testé les corrélations entre divers facteurs environnementaux pour expliquer ces différences.

Les variables potentiellement explicatives des différences de comportement sur les 21 piézomètres sont : l'épaisseur de la zone non saturée, l'épaisseur de la nappe, l'altitude du terrain et la distance à la rivière qui reflètent sa position géomorphologique (plateau, vallée), la formation géologique de la zone saturée et la variation spatio-temporelle des précipitations. La variable pluie a été prise en compte à travers trois variables différentes (pluies annuelles, pluies efficaces annuelles et moyennes mobiles des pluies sur un certain nombre d'années).

Pour étudier les variations spatiales et temporelles du comportement de la nappe, nous avons utilisé les 21 piézomètres sur les 11 années. La réponse de la nappe est caractérisée par plusieurs variables à savoir :

- la variation interannuelle du niveau piézométrique représentée par la différence des niveaux piézométriques moyens annuels entre deux années consécutives. Le niveau

piézométrique moyen annuel correspond à la moyenne des niveaux piézométriques mensuels sur les 12 mois de l'année (janvier à décembre) ;

- l'amplitude des fluctuations saisonnières est la différence entre le niveau piézométrique le plus haut (hautes eaux) et le niveau piézométrique le plus bas (basses eaux) en considérant les données d'une année ;
- le temps de réponse estimé par la corrélation pluie - niveau piézométrique ;
- la corrélation maximale pluie - niveau piézométrique ( $R_k$ ) qui traduit l'intensité de la relation entre la pluie et le niveau piézométrique et est estimée par les corrélations croisées.

Une analyse spatiale en composante principale a été réalisée en utilisant 21 individus représentant les piézomètres et 10 variables ou paramètres : les quatre caractéristiques de la réponse des eaux souterraines mentionnées ci-dessus, la moyenne de la variation interannuelle de la pluie brute et la moyenne de la variation interannuelle de la pluie efficace sur les 11 ans, la position géomorphologique, la lithologie de l'aquifère, l'épaisseur de la zone non saturée et l'épaisseur de la nappe. Cette analyse spatiale a montré que la géomorphologie, la lithologie de l'aquifère et son épaisseur saturée ne sont pas des paramètres discriminants du comportement de la nappe. En effet, la lithologie de l'aquifère décrite à travers les 5 formations géologiques, ne reflète pas bien la variabilité spatiale de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement (Gombert, 1998). Des valeurs des paramètres hydrodynamiques en chaque point auraient pu être un facteur explicatif des réponses hétérogènes comme l'ont démontré Dickinson *et al.* (2004). En outre, les variations interannuelles de la pluie brute et de la pluie efficace sont aussi des paramètres non discriminants du comportement de la nappe. Comme décrit dans la section IV.5.3, la réponse du niveau des eaux souterraines à la variabilité interannuelle des précipitations est complexe. En effet, le signal de pluie est retardé et lissé par le système de sorte qu'il ne peut être corrélé directement à la variation du niveau piézométrique. Ainsi, ces cinq variables ont été écartées des analyses suivantes.

Une ACP spatio-temporelle a été réalisée sur 231 individus (21 piézomètres  $\times$  11 ans) et six variables décrivant le comportement de la nappe et le contexte de l'étude (**Tableau 19**) :

- la variation interannuelle du niveau piézométrique ( $\Delta P_z$ ) et l'amplitude saisonnière (AS) définies pour chaque année,

- le temps de réponse (Lag) et la corrélation maximale pluie-niveau piézométrique (Rk) définis pour les deux périodes (1995-1999, 2007-2014),
- la profondeur de la zone non saturée (ZNS) pour chaque année,
- et la variation de pluie définie par la différence de la moyenne mobile de pluie sur 7 ans entre deux années consécutives ( $\Delta P$ ), calculée pour chaque année.

En général, toutes ces variables indiquent des valeurs différentes d'un piézomètre à un autre. Seule la pluie est définie par zone suivant la méthode du polygone de Thiessen.

**Tableau 19.** Exemple d'un piézomètre (Pz05) utilisé pour l'ACP spatio-temporelle

Année	$\Delta Pz$ (m/an)	AS (m)	Lag (mois)	Rk	ZNS (m)	$\Delta P$ (mm/an)
1995	0,0	0,64	2,00	0,6	11,5	0,0
1996	-0,2	0,35	2,00	0,6	11,7	-10,0
1997	-0,2	0,73	2,00	0,6	11,8	-15,3
1998	-0,2	0,36	2,00	0,6	12,0	-32,0
1999	-0,1	0,49	2,00	0,6	12,1	-17,9
2007	-0,5	0,47	2,00	0,5	12,6	-69,0
2008	0,0	0,79	2,00	0,5	12,6	35,5
2009	0,2	0,18	2,00	0,5	12,5	33,8
2012	0,1	0,61	2,00	0,5	12,4	112,2
2013	0,2	0,22	2,00	0,5	12,2	2,9
2014	0,0	0,40	2,00	0,5	12,2	-11,5

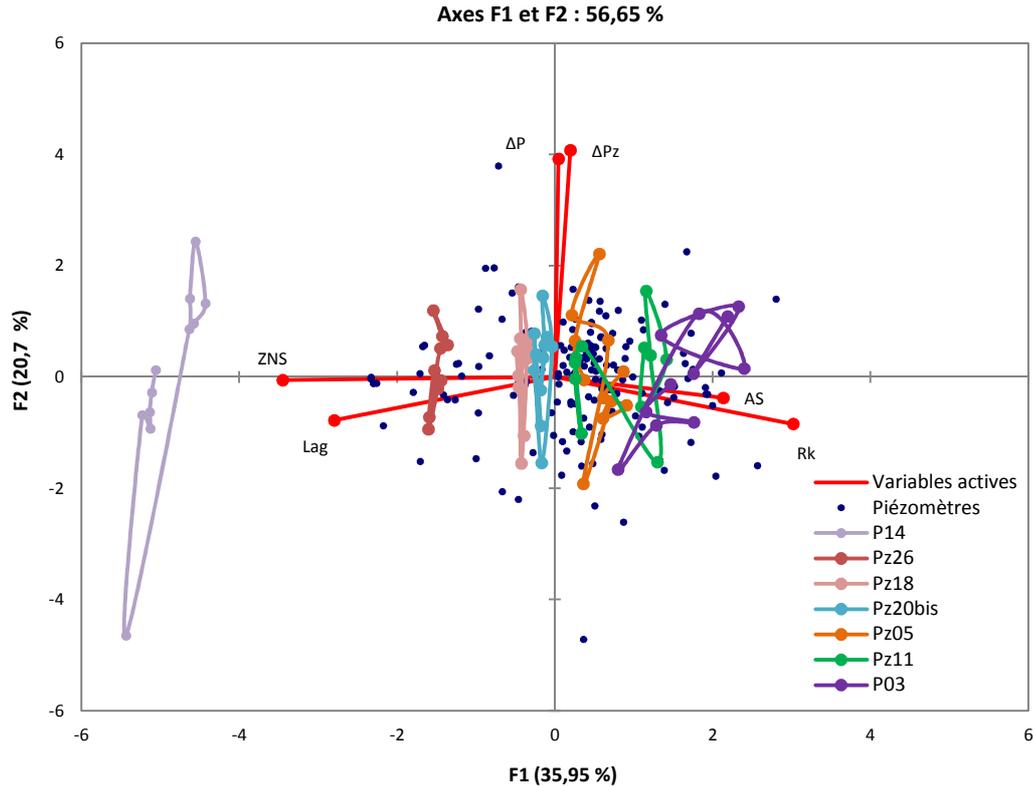
Des résultats de cette dernière ACP, nous avons retenu les deux premiers axes factoriels (56 % de la variance expliquée) pour expliquer le comportement spatio-temporel de la nappe (**Figure 55**). Le premier axe factoriel (F1) est positivement représenté par l'amplitude saisonnière et la corrélation maximale. Ces deux variables s'opposent à l'épaisseur de la zone non saturée et au lag. Plus la zone non saturée est épaisse, plus le temps de réponse de la nappe à la pluie est long et moins elle est corrélée à la pluie. Dans ce cas, la nappe réagit avec une faible amplitude. Le deuxième axe (F2) est principalement représenté par la variation temporelle de la pluie et du niveau de la nappe. Ces résultats sont obtenus avec une pluviométrie moyenne sur plusieurs années (7 ans), ce qui suggère que la variation interannuelle du niveau de la nappe est le résultat de la réponse lente des eaux souterraines aux fluctuations des précipitations interannuelles. Les changements dans les précipitations affectent les eaux souterraines avec un retard dont la durée dépend des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères (voir le paragraphe IV.5.3).

D'après ces résultats, la variation de la pluie explique la variation temporelle du niveau de la nappe sur l'axe des ordonnées tandis que la variation spatiale de la réponse du système

est représentée sur l'axe des abscisses. Les piézomètres sont globalement représentés de deux manières. Pour certains d'entre eux (par exemple, Pz26 ou P14) dont le niveau piézométrique est profond, les individus sont alignés sur l'axe F2, montrant une faible réponse du système souterrain (**Figure 55**). Pour les autres piézomètres (par exemple, P03 ou PZ11), les individus sont dispersés aussi bien suivant l'axe F1 que suivant l'axe F2, ce qui montre une sensibilité aux changements dans les précipitations et une réponse sensible du système souterrain (**Figure 55**). On peut donc retenir que tous les piézomètres sont sensibles aux variations de la pluie et que ceux dont le niveau d'eau est assez profond sont peu sensibles à la réponse du système.

Les résultats de l'ACP sont en accord avec les analyses précédentes dans la section IV.5.2 et IV.5.3. En effet, les variations saisonnières du niveau de la nappe sont fortement liées à sa profondeur (Lee & Lee, 2000) et expliquent dans une certaine mesure la variabilité spatiale du comportement des eaux souterraines. Slimani *et al.* (2009) soutiennent également que plus les formations superficielles sont épaisses, plus les variations de haute fréquence (inférieures à la variabilité annuelle) sont atténuées en faveur des variations de basses fréquences. Pour P14 qui a le niveau d'eau le plus profond, alors que la variation interannuelle du niveau piézométrique est bien marquée, il est peu sensible aux variations saisonnières (**Figure 50 et Figure 55**). Les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères contribuent à retarder et à lisser le signal pluie (Dickinson *et al.*, 2004) et donc à créer une sensibilité à long terme à la variabilité des précipitations (Stoelzle *et al.*, 2014).

L'analyse des facteurs qui régissent le comportement des eaux souterraines pourrait être approfondie si des données spatialisées sur l'utilisation des terres, les prélèvements d'eaux souterraines, les sols, la transmissivité, le coefficient d'emmagasinement étaient disponibles. A ce stade, on peut considérer que les résultats fournissent des pistes de réflexion pour identifier les causes de la variabilité spatiale et temporelle des fluctuations du niveau de la nappe.



**Figure 55.** ACP de l'hétérogénéité spatiale et temporelle du comportement de l'aquifère avec un échantillon représentatif de piézomètres. Analyse avec six variables actives (Lag, ZNS, Rk, AS,  $\Delta P$ ,  $\Delta Pz$ )

#### IV.6. Conclusion partielle

Les travaux présentés dans ce chapitre ont permis d'analyser l'impact de la variabilité du climat sur les systèmes hydrologiques et de caractériser la réponse des eaux souterraines au forçage climatique.

La sécheresse détectée sur la pluie dans les années 1970 a eu des conséquences importantes sur les ressources en eau. Comme la plupart des bassins versants dans la zone soudanienne, cette rupture dans les séries pluviométriques a donné lieu à un déficit encore plus grand sur les écoulements. Ce déficit est cependant du même ordre de grandeur que celui des fortes précipitations, ainsi que celui des précipitations au cœur de la saison des pluies. Il reflète également le déficit de la pluie efficace qui est également influencé par l'augmentation de l'évapotranspiration. Malgré la légère hausse qu'a connue la pluviométrie à partir des années 1990, au sein du bassin du Kou les écoulements ont continué à diminuer jusqu'en 1997 et le fonctionnement hydrologique du bassin semble avoir changé. En effet, bien que déjà alimenté en grande partie par les eaux souterraines avant la rupture (77 %), il est devenu presque entièrement alimenté par les eaux souterraines après la rupture (96 %) et l'effet

mémoire du système est devenu plus long. Son fonctionnement hydrologique diffère de celui du Mouhoun, un système régional dont l'effet mémoire a toujours été long. Le fonctionnement hydrologique du Mouhoun est fortement lié à son débit de base, comme en témoigne le retard dans la reprise du flux par rapport à la reprise de la pluie en 1990.

L'analyse des chroniques piézométriques, en dépit de leur brièveté, a montré que les eaux souterraines ont une réponse positive à la pluviométrie avec un retard de 1 à 4 mois, lié au trajet de l'eau dans la zone non saturée. Les tendances à la hausse ou à la baisse observées sur le niveau de la nappe sont les effets à long terme des variations interannuelles de la pluie. En effet, les eaux souterraines ont une réponse lente aux variations interannuelles de la pluie et cela est fortement lié aux caractéristiques physiques du milieu (transmissivité, coefficient d'emmagasinement). Compte tenu de l'hétérogénéité spatiale de ces caractéristiques, l'utilisation d'outils tels que la modélisation est nécessaire pour mieux comprendre les processus physiques qui régissent les différences spatio-temporelles du comportement de la nappe.



## **PARTIE III**

---

# **ETUDE DU FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE PAR LA MODELISATION**

---



## Chapitre V : Construction du modèle hydrogéologique de la zone d'étude

---

### V.1. Généralités sur la modélisation hydrogéologique

#### V.1.1. Modèles mathématiques en hydrogéologie

La modélisation est de plus en plus utilisée en hydrogéologie pour analyser les écoulements et prédire la réponse des systèmes aux variations de stress (Scibek & Allen, 2006 ; Woldeamlak *et al.*, 2007 ; El Alfy, 2014 ; Ertürk *et al.*, 2014 ; Knowling *et al.*, 2015). Les caractéristiques de cette ressource qui a la particularité d'être invisible sont souvent connues de manière ponctuelle. Au moyen de ces modèles, toutes les données ponctuelles disponibles sur une zone donnée peuvent être utilisées pour approximer de façon logique et fiable les données manquantes et fournir une réponse globale des tendances de la nappe (Dassargues, 1991). Les modèles représentent de manière simplifiée des systèmes aquifères très souvent complexes (hétérogénéité, anisotropie).

Il existe deux approches de modélisation mathématique : déterministe et stochastique. L'approche stochastique suppose que le milieu étudié est parfaitement représenté par les fonctions de probabilité des paramètres et des sollicitations (Dassargues, 1991), ce qui n'est pas souvent le cas. L'approche déterministe se base sur le principe de causalité liant, par une relation unique, la cause et le résultat. Dans le cas de l'écoulement souterrain, la nappe représentée par ses caractéristiques et recevant une sollicitation extérieure représentée par des variables indépendantes réagit d'une seule manière et les variables dépendantes fournissent une mesure de cette réaction. Cette dernière approche est celle qui correspond le mieux au type de problème que nous voulons traiter.

Selon le degré de conceptualisation du système, on peut distinguer deux catégories de modèle au sein des modèles déterministes (Ledoux, 1989 ; Dassargues, 1991) :

- les modèles boîtes noires et les modèles à réservoir qui considèrent les écoulements de manière globale et fournissent des résultats calculés par une relation empirique. Pour une analyse du comportement des nappes visant à prendre en compte les variations spatiales des caractéristiques de l'aquifère ainsi que l'effet des pompages, ce type de modèle présente peu d'intérêt.
- les modèles phénoménologiques basés sur les lois de l'écoulement en milieu poreux et qui tiennent compte de la complexité de l'aquifère (hétérogénéité, variations spatiales, anisotropie). Ce type de modèle est adapté à la simulation des écoulements

souterrains, de leurs interactions avec les eaux de surface ainsi que des impacts des phénomènes naturels (climat) et anthropiques (pompage) sur la nappe en prenant en compte la variation spatiale des caractéristiques de l'aquifère et des stress auxquels il est soumis.

Pour des systèmes aquifères complexes, ce type de modèle déterministe se base en général sur une approche numérique qui est réalisée en deux grandes étapes dont la plus critique est la conceptualisation du système. Cette étape vise à simplifier le système complexe modélisé en se basant sur des hypothèses fondamentales. Elle exige la compréhension des caractéristiques des aquifères. Le degré de simplification du système dépend de l'échelle d'étude (locale, intermédiaire, régionale) (Toth, 1963) et de l'objectif de la modélisation.

La géométrie des frontières et la dimensionnalité du modèle sont deux des aspects à définir pour conceptualiser le modèle. En effet, dans le modèle, les systèmes aquifères peuvent être représentés en système monocouche (1D ou 2D), multicouche (quasi 3D) ou en trois dimensions réelles. Les grands bassins sédimentaires constitués généralement de couches perméables intercalées de couches imperméables ou semi-perméables sont souvent représentés en systèmes multicouches (Zhou & Li, 2011). Dans ce type de représentation, les semi-perméables peuvent être réels ou fictifs dès lors que l'on différencie deux aquifères de comportement hydraulique distinct (Roche *et al.*, 2012). La modélisation de tels systèmes suppose alors que l'écoulement est essentiellement bidimensionnel horizontal dans les aquifères et monodimensionnel dans les semi-perméables (de Marsily, 1986 ; Roche *et al.*, 2012). Pour un modèle en 3D, les trois composantes de l'écoulement sont prises en compte au sein des couches et le modèle conceptuel tient compte des caractéristiques de chaque couche (de Marsily, 2004).

Le modèle conceptuel est traduit en modèle mathématique basé sur les lois qui régissent l'écoulement dans ces milieux.

### **V.1.1. Equations de l'écoulement**

L'équation qui régit les écoulements d'eau souterraine est obtenue en associant la loi de conservation de masse et la loi de Darcy. Le principe de continuité qui traduit la conservation de la masse de fluide au sein d'un volume demeurant fixe dans l'espace s'écrit :

$$\operatorname{div}(\rho q) + \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \rho q' = 0 \quad (23)$$

La loi de Darcy permet de calculer le flux  $q$  d'un fluide à travers 'un milieu poreux. Les causes de l'écoulement sont le gradient de pression et la gravité soit le gradient de charge hydraulique. Selon la loi de Darcy, le débit spécifique (débit par unité de surface) pour un fluide incompressible s'écrit :

$$\vec{q} = -K \overrightarrow{\text{grad}} h \quad (24)$$

La charge  $h$  est définie par la relation :

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} \quad (25)$$

$K$  est la conductivité hydraulique qui dépend du fluide et du milieu :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (26)$$

L'équation de diffusivité qui découle de ces deux lois pour une nappe captive s'écrit :

$$\text{div} (K \overrightarrow{\text{grad}} h) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - q' \quad (27)$$

où  $\rho S_s \frac{\partial h}{\partial t}$  représente la variation temporelle de la masse du fluide emmagasiné dans un volume élémentaire. Cette équation définit entièrement l'écoulement en permettant de déterminer le champ de charge  $h$ .

$K$  : conductivité hydraulique [ $\text{LT}^{-1}$ ]

$S_s$  : coefficient d'emmagasinement spécifique [ $\text{L}^{-1}$ ]

$q$  : débit spécifique de l'écoulement à travers le milieu poreux ou vitesse de Darcy [ $\text{LT}^{-1}$ ]

$q'$  : somme algébrique des débits prélevés et apportés par unité de volume [ $\text{T}^{-1}$ ]

$k$  : perméabilité intrinsèque du milieu poreux [ $\text{L}^2$ ]

$h$  : charge hydraulique [ $\text{L}$ ]

$t$  : temps [ $\text{T}$ ]

$n$  : porosité du milieu [-]

$\mu$  : viscosité dynamique [ $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$ ]

$\rho$  : masse volumique du fluide [ $\text{ML}^{-3}$ ]

$p$  : pression du fluide [ $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$ ],

$g$  : accélération de la pesanteur [ $\text{LT}^{-2}$ ]

$z$  : altitude [ $\text{L}$ ]

### **V.1.2. Méthodes de résolution de l'équation de diffusivité**

La résolution de l'équation de diffusivité peut se faire par une méthode analytique ou une méthode numérique (Pinder & Celia, 2006). Pour des conditions géologiques et hydrogéologiques complexes, la méthode analytique est difficilement applicable. En effet, la complexité et l'irrégularité de la géométrie du domaine, la variabilité de certaines propriétés dans le temps et dans l'espace rendent difficile voire impossible la résolution analytique du problème. Les méthodes numériques telles que les différences finies et les éléments finis sont couramment utilisées dans la résolution de l'équation de diffusivité (Wang & Anderson, 1982 ; Pinder & Celia, 2006). Le choix de l'une ou l'autre de ces méthodes dépend en général du problème à résoudre mais aussi de la préférence de l'utilisateur. La méthode des différences finies est souvent préférée à celle des éléments finis pour sa simplicité. Le choix de la méthode est fait de sorte à pouvoir décrire le plus précisément possible et à moindre coût le système d'écoulement (Dassargues, 2000).

#### **V.1.2.1. Méthode des différences finies**

Le domaine est discrétisé en cellules le plus souvent rectangulaires. Les paramètres sont introduits par moyenne, équivalente et représentative de chaque cellule. L'approximation de la solution de l'équation par cette méthode consiste à remplacer les dérivées spatiales et temporelles par des différences finies. L'utilisation de la méthode des différences finies est plus difficile pour des géométries très complexes, totalement en 3D et très hétérogènes. L'anisotropie n'est habituellement prise en compte que parallèlement aux côtés des cellules.

#### **V.1.2.2. Méthode des éléments finis**

Dans la méthode des éléments finis, le domaine peut être décomposé en cellules de forme triangulaire, quadrilatérale ou autre. Elle est plus difficile à comprendre et à programmer que la méthode des différences finies mais elle est beaucoup plus flexible géométriquement. En effet, cette méthode admet toute forme et toute taille d'éléments. De ce fait, la complexité des formes aux frontières, l'hétérogénéité et les sollicitations externes sont représentées de façon plus précise. Elle admet toutes les directions d'anisotropie et les hétérogénéités très marquées.

## **V.2. Bref aperçu sur les modèles existants dans la zone du bassin du Kou**

Au total, quatre auteurs ont développé un modèle d'écoulement souterrain incluant la zone du bassin du Kou. Ces modèles, réalisés à différentes échelles (**Tableau 20**), visaient

d'une manière générale à comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère et de manière spécifique à estimer les paramètres hydrodynamiques de la nappe (Dakouré, 2003), à quantifier les différents flux (Derouane, 2008 ; Sauret, 2008) et à simuler le comportement de la nappe sous différents scénarii d'exploitation (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Dakouré, 2003). Les premiers modèles de la zone (Sogreah Ingénierie, 1994), calés en régime permanent et en régime transitoire sur une partie du bassin, étaient très sommaires. Celui de Dakouré (2003), qui a permis de comprendre le fonctionnement global en régime permanent de la partie sud-est du bassin de Taoudéni et le fonctionnement en régime transitoire de la zone d'alimentation des sources de Nasso/Guinguette, a été limité par le manque de précision des données (géologiques, topographiques). Partant des travaux de Dakouré (2003), le modèle de Derouane (2008) réalisé sur la partie sédimentaire du Burkina Faso a bénéficié de données plus détaillées (géologie, piézométrie, topographie). Sauret (2008) qui s'est intéressé au fonctionnement du système aquifère du bassin du Kou a réalisé un modèle monocouche calé en régime permanent sur le bassin.

**Tableau 20.** Synthèse sur les modèles existants

Titre	Zone d'étude	Superficie (km <sup>2</sup> )	Outil utilisé	Période	Discrétisation	Régime
Sogreah Ingénierie, 1994	Bassin du Kou Nappe Gfg-Ggq-SAC	861	MONA (régime permanent) et ESTRA (régime transitoire)	1990-1993	2 km x 1 km  500 m x 500 m (zone des sources)	Régimes permanent et transitoire
	Bassin du Kou Nappe GKS	810			1 km x 1 km	Régime permanent
Dakouré, 2003	Bassin de Taoudéni (1/3 au Burkina Faso + 2/3 au Mali)	180000	Processing-MODFLOW	1995-1999	5 km x 5 km	Régime permanent
	Sous-modèle Burkina (régime permanent) + Sous-modèle dans la zone des sources de Nasso (régime transitoire)	-	Processing-MODFLOW		2 km x 2 km  Pas de temps de 10 jours	Régimes permanent et transitoire
Sauret, 2008	Bassin du Kou étendu jusqu'à la rivière du Mouhoun	3000	GSM (Modflow)	2006-2007	1 km x 2 km  500 m x 1000 m (zone des sources)	Régime permanent
Derouane, 2008	Bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina	40000	GSM (Modflow)	Après 1995	1 km x 1 km	Régime permanent

## - **Hypothèses de base**

La plupart des travaux précédents ont été réalisés en se fondant sur les hypothèses suivantes : (i) une nappe unique contenue dans un aquifère multicouche à l'échelle de l'ensemble de la série sédimentaire – Sauret (2008) introduit une simplification de l'hypothèse en considérant une structure monocouche pour les besoins particuliers de ses travaux ; (ii) deux types d'écoulement sont pris en compte, un écoulement lent et continu dans les zones non fracturées et un écoulement rapide et concentré dans les zones de fractures ; (iii) des perméabilités plus élevées sont affectées à ces zones de fractures ; (iv) le sens général de l'écoulement est orienté du sud vers le nord.

## - **Modèles conceptuel et numérique**

La géométrie des modèles les plus récents intègre la base des GKS comme base des formations du bassin sédimentaire (Derouane, 2008). Cela a été rendu possible grâce aux travaux de Ouédraogo (2006) qui ont permis d'estimer la profondeur du toit du socle sur lequel reposent en discordance les GKS. Les modèles à grande échelle prennent en compte l'ensemble des couches du bassin sédimentaire. Dans la modélisation de Sauret (2008), la limite GKS/Gfg, au bord de la falaise, a été considérée comme une limite à flux nul. De ce fait, l'aquifère des GKS n'est pas pris en compte dans la modélisation. Cela suppose donc que les échanges entre l'aquifère des GKS et les autres aquifères qui le surmontent sont limités. La même considération est faite dans la modélisation de Sogreah Ingénierie (1994) où la nappe des Gfg-Ggq-SAC et celle des GKS ont été modélisées séparément, supposant qu'elles sont isolées par une couche imperméable. Cependant, en l'état actuel des connaissances, des niveaux imperméables ont été localement identifiés à la base des Gfg (schistes et argilites) et au niveau du toit des SAC (calcaires imperméables) (Sogreah Ingénierie, 1994). Leur extension sur l'ensemble de la zone n'a pas été prouvée et il n'existe pas de données suffisantes pour justifier de l'isolement de l'aquifère des GKS. En outre, à grande échelle, tous les aquifères du bassin sédimentaire sont considérés comme formant un aquifère multicouche au sein duquel il y aurait une nappe unique. Les hétérogénéités liées aux niveaux imperméables ne sont pas représentées dans les différents modèles. Elles sont généralement prises en compte de manière implicite par une variation des paramètres hydrodynamiques (Derouane, 2008). Les principales fractures sont représentées et prises en compte dans les modèles par un facteur d'anisotropie (Derouane, 2008 ; Sauret, 2008).

Tous les modèles ont utilisé la méthode des différences finies pour la discrétisation spatiale. L'écoulement dans la zone du bassin du Kou est simulé par un maillage 2D de taille variant entre 2 km (à l'échelle de tout le bassin sédimentaire du SO) et 500 m (à l'échelle du bassin du Kou).

#### - **Principaux résultats et recommandations de ces travaux**

Ces différents travaux ont permis de simuler l'écoulement général de la nappe et de quantifier les flux entrants et sortants des différents domaines définis. Ces travaux ont montré le caractère drainant des cours d'eau du Mouhoun et du Kou (de Koumi à Nasso) et la convergence des lignes d'écoulement vers la zone des sources de Nasso/Guinguette (Derouane, 2008 ; Sauret, 2008). Les flux d'eau souterraine simulés sortant du bassin sédimentaire vers le socle cristallin sont relativement faibles confortant l'hypothèse conceptuelle prise par Derouane (2008) qui consistait à limiter la zone modélisée aux terrains sédimentaires. Le modèle de Dakouré (2003) a permis de caler les paramètres hydrodynamiques et a montré une forte sensibilité de la charge simulée aux valeurs du coefficient d'emménagement. Cela témoigne d'une forte hétérogénéité des propriétés du réservoir ( $T$  variant entre  $10^{-3}$  et  $4.10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et  $S$  entre  $10^{-4}$  et  $8.10^{-2}$ ). Sur la question de la réaction de la nappe vis-à-vis de l'exploitation, Dakouré (2003) montre qu'une augmentation des débits d'exploitation dans la zone Nasso/Guinguette entraîne une augmentation des rabattements plus importante à l'ouest (vers Bobo-Dioulasso) qu'au sud. Par ailleurs, il conclut que les pompes semi-urbains de 700 à 8000 m<sup>3</sup>/jour ont une faible influence sur la nappe. D'une manière générale, l'effet des pompes a toujours été considéré comme négligeable vis-à-vis du fonctionnement global de la nappe, surtout dans les modèles à grande échelle. Le pompage annuel est estimé à moins de 1% du potentiel de la nappe.

Ces précédents travaux ont relevé un certain nombre de limites et ont formulé des recommandations qui ont servi à baliser la présente étude. Les premiers modèles étaient sommaires et ont manqué de données précises sur la géométrie de l'aquifère et sur la piézométrie (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Dakouré, 2003). Ce manque de données a introduit beaucoup d'incertitude dans le calage des modèles. Pour Sauret (2008), le modèle en monocouche ne permet pas de prendre en compte certains détails du fonctionnement de la nappe. Comme il a été spécifié dans le document, ce modèle mérite d'être amélioré en prenant en compte l'épaisseur réelle de chaque couche dans un modèle multicouche calé en régime transitoire pour permettre de mieux simuler le comportement de la nappe. Le modèle de

Derouane (2008), le plus récent et le mieux élaboré, a bénéficié d'une description détaillée de la géométrie du bassin sédimentaire sur la base de coupes géologiques (Ouédraogo, 2006). Ces données supplémentaires ont permis de construire pour une première fois un modèle géologique en 3D du bassin sédimentaire avec des résultats assez satisfaisants. De plus, le nivellement de l'ensemble des points d'observations du niveau piézométrique utilisés dans cette étude a permis de tracer une carte piézométrique plus précise (Dedewanou, 2005). Ces travaux nous ont servi de base dans l'élaboration d'un modèle à échelle plus réduite qui a pour but de simuler le fonctionnement de la nappe du bassin du Kou.

### **V.3. Objectif de la présente modélisation du système aquifère du bassin du Kou**

La présente étude se base sur les acquis des travaux de modélisation antérieurs, surtout en terme de schéma conceptuel, pour élaborer un modèle qui va à la fois permettre de simuler le comportement hydrogéologique global de l'aquifère et permettre de tester l'influence de la variation climatique et des pompages. Le but visé à terme est qu'il puisse servir à la mise en place d'un système de télégestion pour un suivi en temps réel et quasi permanent du niveau de la nappe.

De manière spécifique, l'objectif visé dans cette modélisation est de représenter le mieux possible le fonctionnement de l'aquifère afin de pouvoir tester sa réponse aux diverses sollicitations. C'est pourquoi il a été retenu de réaliser un modèle en 3D prenant en compte les différentes couches de l'aquifère et de le caler en régime permanent et en régime transitoire.

Le régime permanent a été calé à partir des données en période de basses eaux entre 1995 et 1999, période sur laquelle on dispose d'un plus grand nombre de données piézométriques. Une validation a été effectuée à partir des données de la période des basses eaux de l'année 2014 puis celles de la période des hautes eaux de la même année. Le calage en régime permanent devra permettre de quantifier les différents flux qui transitent dans le domaine ainsi que les échanges entre aquifère et rivière. Le régime transitoire est calé sur la période de 1995 à 2014 à un pas de temps mensuel pour permettre de simuler la réaction de la nappe vis-à-vis de la variation de la recharge et des pompages des divers usagers (agricoles, industriels, eau potable). Une simulation a été faite sur la période de 1961 à 2014 à un pas de temps annuel afin de tester la réaction de la nappe face à la variabilité du climat de la zone depuis les années 1960.

#### V.4. Code choisi

Le code retenu pour la modélisation est Modflow (McDonald & Harbaugh, 1988 ; Harbaugh *et al.*, 2000). Modflow est développé en Fortran et permet la résolution numérique de l'équation de diffusivité par la méthode des différences finies. Son efficacité a été prouvée par une utilisation mondiale massive et il convient très bien pour des modèles simulés en 2D. Il simule plus difficilement les écoulements en 3D de systèmes complexes. Des travaux récents proposent néanmoins des solutions précises notamment sur la discrétisation du domaine pour une meilleure représentation des conditions d'écoulement de ces types de système (Gao, 2011).

L'écoulement est étudié selon deux régimes : permanent et transitoire.

- En régime permanent, la norme et la direction de l'écoulement sont constantes dans le temps en tout point du milieu. L'équation de diffusivité s'écrit :

$$K_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + q' = 0 \quad (28)$$

- En régime transitoire, la charge hydraulique varie en fonction du temps et l'équation de diffusivité s'écrit :

$$K_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{yy} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_{zz} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - q' \quad (29)$$

$K_{xx}$ ,  $K_{yy}$ ,  $K_{zz}$  : conductivité hydraulique suivant les directions principales d'anisotropie du milieu (X, Y et Z) de l'espace [ $LT^{-1}$ ]

$S_s$  : coefficient d'emmagasinement spécifique [ $L^{-1}$ ]

$q'$  : somme algébrique des débits prélevés et apportés [ $T^{-1}$ ]

$h$  : charge hydraulique [L]

$t$  : temps [T]

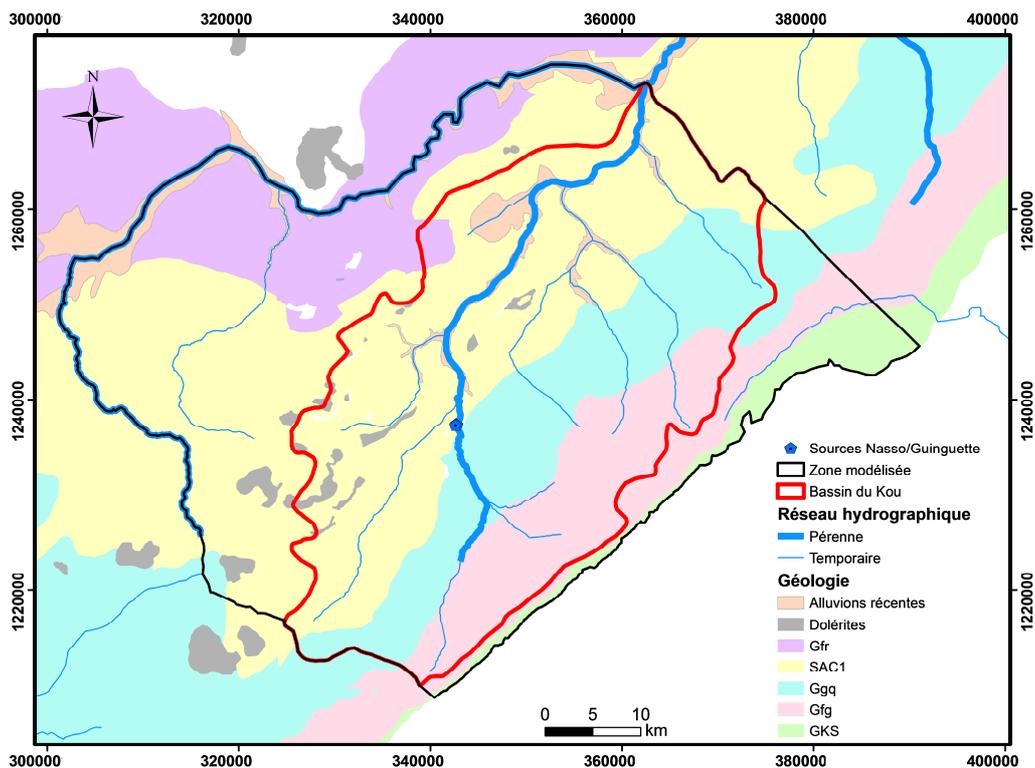
#### V.5. Modèles conceptuel et numérique

##### V.5.1. Géométrie du modèle

##### V.5.1.1. Extension horizontale et verticale

Etant donné que les limites du bassin versant du Kou ne correspondent pas à celles du bassin hydrogéologique (paragraphe I.6.4), le domaine modélisé (**Figure 56**) a été défini de façon à pouvoir définir aisément des conditions aux limites. De ce fait, les limites naturelles ont été privilégiées.

A l'ouest du bassin, en dehors de la piézométrie observée, il n'existe pas d'autres informations permettant de fixer des conditions aux limites. Cependant, cette zone n'est pas bien couverte en points d'observation et la piézométrie n'est pas assez précise pour permettre de définir des conditions aux limites fiables. De plus, il ne serait pas judicieux de fixer des conditions aux limites à charge imposée à partir de la piézométrie observée tout le long des limites du bassin versant. Plus à l'ouest, il y a une frontière naturelle, la rivière du Mouhoun régulièrement suivie, que nous avons retenue comme limite ouest. A l'est, la limite de la zone sédimentaire a été retenue, considérant les échanges entre la zone sédimentaire et la zone de socle limités. Sur les côtés sud et nord, les limites du bassin versant ont été conservées.



**Figure 56.** Extension de la zone modélisée

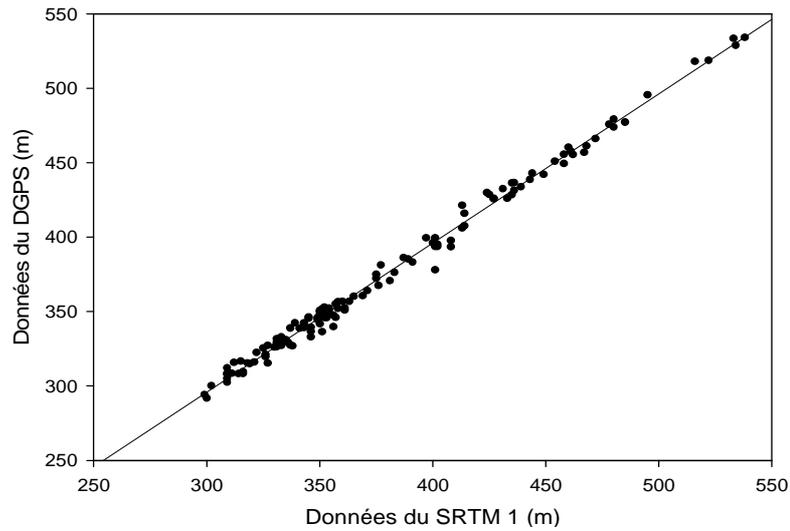
L'extension verticale du domaine modélisé va de la surface topographique jusqu'au toit du socle. Le MNT réalisé (paragraphe V.5.1.2) constitue à cet effet le sommet du modèle. Le mur représenté par le socle sur lequel reposent en discordance les GKS est estimé à partir de données de géophysique aéroportées (Ouédraogo, 2006), des données de forages profonds n'étant pas disponibles pour permettre de définir la profondeur du toit du socle. A l'échelle de la zone sédimentaire du sud-ouest, des remontées de socle ont été identifiées dans certains endroits créant une discontinuité de certaines couches telles que les GKS et les Gfg. Cependant, à l'échelle de la zone modélisée, une telle discontinuité n'a pas été constatée.

Les niveaux aquifères décrits dans le chapitre I sont pris en compte dans le modèle. Des plus anciens aux plus récents, nous avons : les Grès de Kawara-Sindou (GKS), les Grès fins glauconieux (Gfg), les Grès à granules de quartz (Ggq), les Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1), les Grès fins roses (Gfr).

#### V.5.1.2. Modèle numérique de terrain

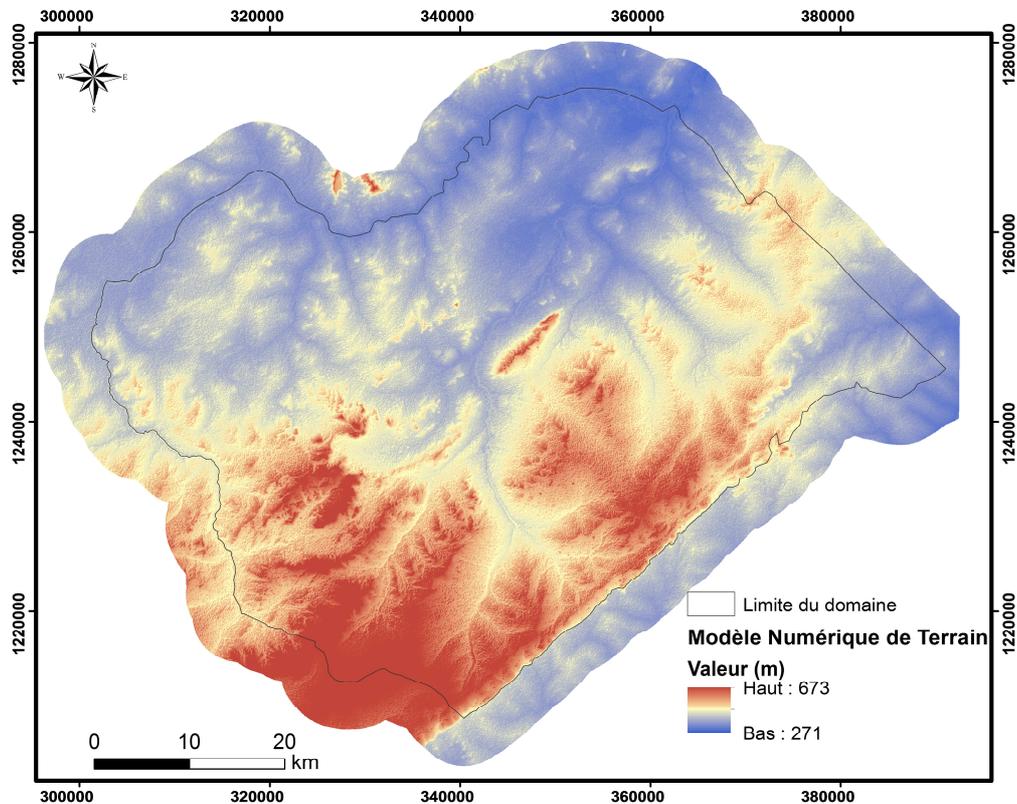
La topographie dans cette étude est très importante parce qu'elle a servi à définir les niveaux stratigraphiques et piézométriques. La topographie de la zone a été réalisée à partir du modèle numérique de terrain produit par la mission de la navette spatiale américaine Endeavour de février 2000. Cette mission de la NASA (Farr *et al.*, 2007) a réalisé un modèle numérique de terrain (MNT) sur près de 80 % de la surface de la Terre (entre 60°N et 56°S). A ce jour, 3 modèles sont gratuitement à la disposition du public : le SRTM30 avec une résolution géométrique de 30 secondes d'arc (environ 900 m) en X, Y, le SRTM 3 avec une résolution géométrique de 3 secondes d'arc (environ 90 m) et le SRTM1 avec une résolution géométrique d'une seconde d'arc (environ 30 m). Pour nos travaux, nous avons utilisé ce dernier modèle.

En plus des altitudes SRTM, des points spécifiques ont été levés au GPS différentiel (DGPS). Il s'agit notamment des piézomètres, des stations de jaugeage, des sources d'eau ainsi que d'un certain nombre de forages qui ont servi de points de mesure du niveau piézométrique. Ce travail a permis d'obtenir des cotes plus précises en ces différents points étant donné que le SRTM a une précision de  $\pm 20$  m en planimétrie et de  $\pm 16$  m en altimétrie (Farr *et al.*, 2007, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/statistics.html>). Une centaine de points levés au DGPS ont donc permis d'analyser la qualité des données SRTM dans la zone. On note une bonne corrélation ( $R^2 = 0,99$ ) entre ces deux sources de données (**Figure 57**) avec des écarts allant de  $-4$  m à  $+16$  m. Pour des zones particulières telles que les cours d'eau ou les zones de forte densité de végétation, les valeurs du SRTM sont plus élevées que celles du DGPS ( $+4$  à  $+16$  m). C'est d'ailleurs dans la forêt du Kou que les plus grands écarts sont observés ( $+10$  à  $+16$  m). Ces écarts ne sont pas à négliger au regard des fluctuations saisonnières du niveau piézométrique qui n'excède pas 2,5 m par an. Des corrections ont été apportées cependant au MNT SRTM dans certaines zones afin de se rapprocher au mieux des cotes mesurées sur le terrain, notamment le long des principaux cours d'eau (Kou et Mouhoun) et dans la zone de la forêt de Nasso.



**Figure 57.** Corrélation entre les données du SRTM1 et celles levées au DGPS

Le modèle numérique ainsi obtenu permet de noter une pente globale sud-nord dans l’emprise du domaine modélisé, avec une altitude du terrain naturel qui varie entre 641 m au sud et 276 m au nord (**Figure 58**). Dans la zone de Bobo-Dioulasso, la limite de la falaise est assez remarquable et marque le rebord du plateau.



**Figure 58.** Modèle Numérique de Terrain de la zone modélisée (m)

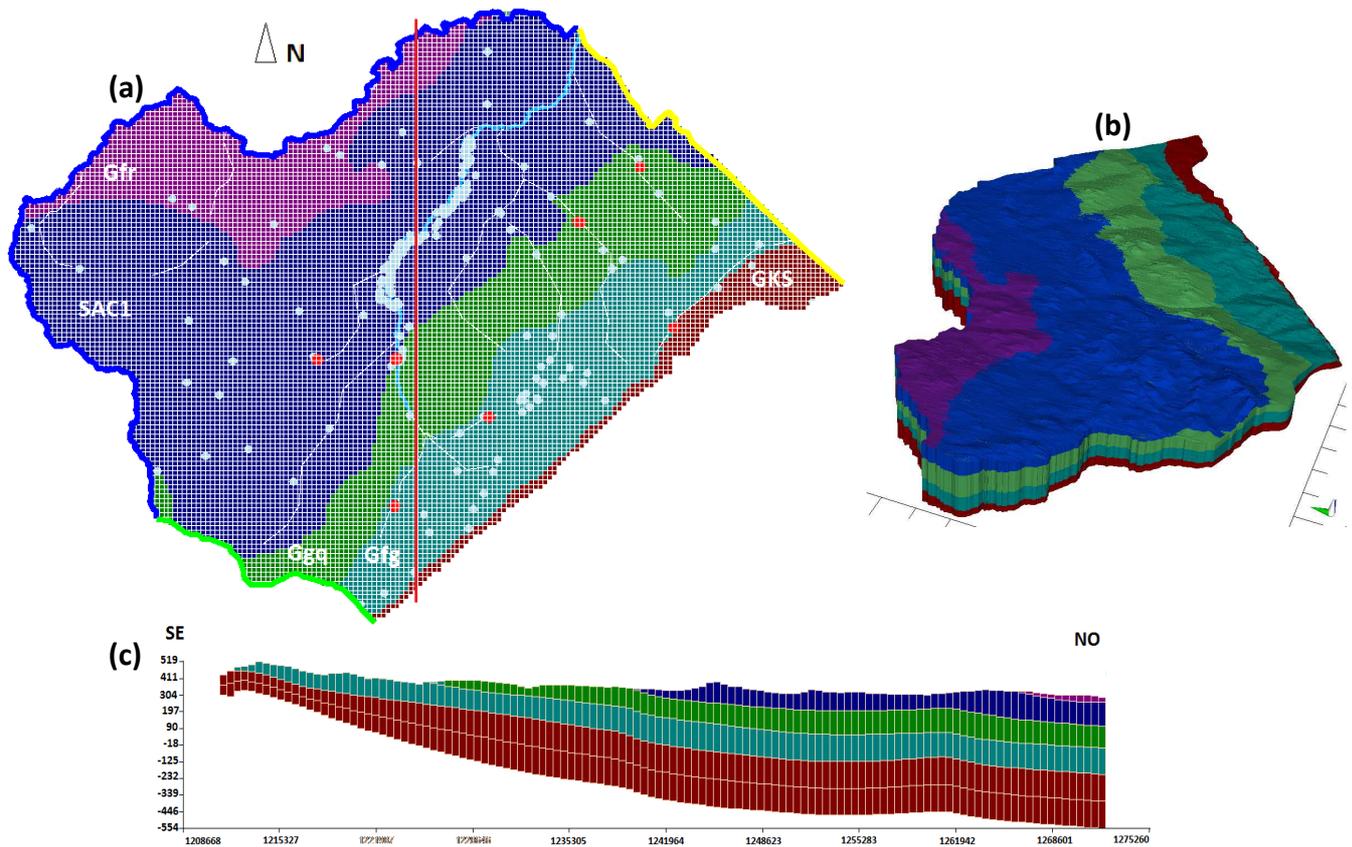
### V.5.2. Modèle géologique en 3D et discrétisation

La géométrie des aquifères a été reconstruite à partir des informations extraites de logs de forage et des données tirées de la construction du modèle régional de Derouane (2008). Dans le cadre des travaux de Derouane (2008), l'épaisseur des couches a été estimée sur la base des observations de forage dont les profondeurs n'excèdent pas 200 m. Au-delà de cette profondeur, les estimations ont reposé sur une extrapolation de la position verticale des différents contacts entre horizons profonds basée sur le pendage moyen observé. Une correction est apportée par la prise en compte de la carte de profondeur du sommet du socle cristallin, obtenue par géophysique aéroportée (Ouédraogo, 2006 ; Derouane, 2008). De ces données, nous avons pu extraire le toit et le mur de chaque couche en 48 points. Ces données ont été complétées par celles des logs de forage dont nous disposions. Parmi 84 logs de forage interprétés, seuls 16 d'entre eux ont atteint le mur d'une couche. Ces différentes données ont permis de constituer cinq jeux de données ayant permis de représenter les différents horizons (toit des SAC, toit des Ggq, toit des Gfg, toit des GKS et mur des GKS). Les surfaces des différents horizons ont été traitées par interpolation sur ARCGIS et ont ensuite été implémentées dans le modèle géologique sur Modflow. Le toit des Gfr ainsi que les zones d'affleurement des 4 autres couches sont représentés par le modèle numérique de terrain.

L'équation générale de l'écoulement est résolue en utilisant un maillage tridimensionnel. Ainsi, toute l'étendue de la zone modélisée a été discrétisée en mailles régulières de 500 m x 500 m. La discrétisation verticale tient compte des cinq couches aquifères décrites ci-dessus. Cette discrétisation a été retenue à l'issue de quelques tests sur trois types de maillage vertical (uniforme, semi-uniforme et déformé). Les maillages semi-uniforme et déformé sont ceux qui permettent de représenter correctement le domaine modélisé. En faisant référence aux recommandations de Gao (2011), le maillage déformé est utilisé ici, parce qu'il n'y a pas de variations abruptes des interfaces entre couches (coupe **Figure 59**) ni forts gradients hydrauliques verticaux et nous n'envisageons pas de faire des simulations d'essai de pompage ou de transport. De plus, il permet de conserver les différentes couches telles qu'elles se présentent ; ce qui a l'avantage de permettre une estimation des flux échangés. Pour tenir compte du niveau relativement peu perméable qui s'intercale entre les GKS et les Gfg et qui serait à l'origine de la captivité d'une partie de la couche des GKS, la couche des GKS est divisée en deux. Dans l'unité supérieure, de faibles perméabilités ont été introduites dans certains endroits pour représenter les niveaux imperméables qui séparent localement les deux couches. Le reste des hétérogénéités verticales

et latérales (dolérites, niveaux imperméables) n'a pas été représentés de manière explicite dans le modèle car leur extension reste inconnue à l'échelle de la zone. Elles sont indirectement prises en compte dans les cinq horizons aquifères du modèle par des variations de valeurs des paramètres hydrodynamiques.

Cette discrétisation en 3D comporte 133 lignes et 180 colonnes sur chacune des 6 couches soit un total de 78 732 mailles actives (**Figure 59**).



**Figure 59.** (a) Modèle numérique en 3D : sources (points rouges), forages (points bleu ciel), rivières et drains (lignes bleu ciel), limites sud, nord, et ouest (lignes verte, jaune et bleu), plan de coupe (ligne rouge), (b) bloc 3D et (c) coupe représentative selon une ligne d'écoulement

### V.5.3. Failles

Les principales discontinuités structurales prises en compte dans le modèle ont été sélectionnées à partir de plusieurs sources de données. Une carte de synthèse des discontinuités a été élaborée sur la base de trois sources de données :

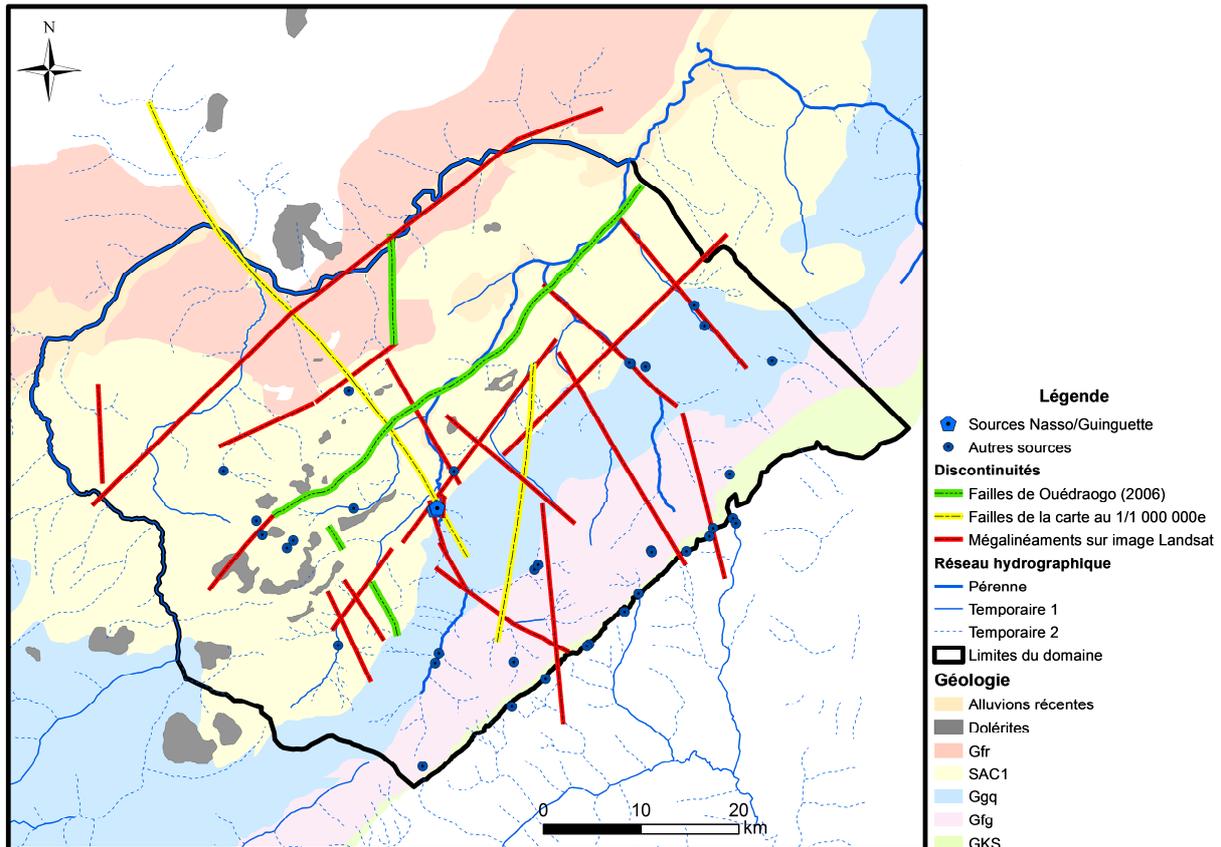
- failles représentées sur la carte au 1/1 000 000<sup>e</sup> du Burkina (Castaing *et al.*, 2003),
- cartographie de failles de la zone des sources de Nasso/Guinguette réalisée par Ouédraogo (2006),

- linéaments identifiés sur l'image satellitaire de Landsat ETM+ (GeoCover Circa 2000).

Nous avons procédé par une classification des différentes discontinuités par ordre d'importance afin d'en ressortir les principales failles à introduire dans le modèle. Deux grandes classes ont été définies : (1) failles déduites par corrélation de logs de forage, dont les failles de la carte au 1/1 000 000<sup>e</sup> ainsi que certaines failles de Ouédraogo (2000), (2) failles correspondant à des méga linéaments satellitaires LANDSAT 7 ou de photographies aériennes.

Ces dernières ont été vérifiées sur le terrain par différents indicateurs indirects tels la présence d'arbres ou leur alignement avec le réseau hydrographique, ce qui a permis de valider certains méga linéaments. Toutes ces données/informations ont permis d'établir une cartographie des discontinuités. La carte validée des discontinuités présente des failles généralement orientées SO-NE, SE-NO et SSE-NNO (**Figure 60**). On remarque que le réseau hydrographique a tendance à s'aligner avec les discontinuités. Cela concerne un nombre non négligeable de cours d'eau dont le Kou. Les sources de Nasso/Guinguette se situent au croisement de plusieurs failles majeures.

Les failles sont prises en compte dans le modèle de manière implicite par un facteur d'anisotropie horizontale. Elles ont été introduites de manière progressive dans le modèle au moment du calage en prenant en compte leur effet sur la piézométrie.



**Figure 60.** Cartographie des discontinuités structurales de la zone modélisée

#### V.5.4. Conditions aux limites

La relation entre le domaine modélisé et le milieu extérieur est décrite à travers trois types de conditions aux limites :

- Condition de charge imposée (condition de Dirichlet) : la hauteur piézométrique est connue le long de la limite.
- Condition de flux imposé (condition de Neumann) : dans le cas où les flux échangés sont connus. Les limites imperméables (limites étanches) ou les limites au travers desquelles le flux qui transite est négligeable sont considérées comme des limites à flux nul.
- Condition mixte de charge et de flux (condition de Fourier ou de Cauchy) : les flux sont dépendants de la hauteur piézométrique. C'est le cas des rivières drainant ou alimentant la nappe. Ce type de condition aux limites permet de simuler les flux échangés entre la nappe et les eaux de surface.

#### V.5.4.1. Conditions aux limites au niveau des frontières

Sur la frontière ouest du domaine modélisé, la rivière du Mouhoun qui est en équilibre avec la nappe depuis sa source jusqu'à l'aval de la confluence avec le Kou (Derouane, 2008) est considérée comme une limite à charge imposée.

Les frontières sud et nord ne constituent pas des limites hydrogéologiques de la zone modélisée. Sur la carte piézométrique (**Figure 13**, p29), on remarque un écoulement entrant à la limite sud du domaine et un écoulement en grande partie sortant à la limite nord. Le long de ces deux frontières, des conditions à charge imposée tirées de la piézométrie observée y ont été définies. Après le calage du régime permanent, ces limites ont été converties en limites à flux imposé pour le calage du régime transitoire de la période de 1961 à 2014, les données piézométriques n'étant pas disponibles sur la période ancienne.

A l'est du domaine, une condition à flux nul a été imposée en supposant les échanges entre le socle et le sédimentaire très limités. Les sources identifiées le long de la falaise en bordure est de la zone au nombre d'une vingtaine ont des débits variant entre 0,5 et 5 m<sup>3</sup>/h. Cette quantité d'eau qui s'échappe de la zone est négligeable au regard des quantités d'eau qui transitent dans le domaine. La modélisation du bassin sédimentaire (Derouane, 2008) soutient également l'hypothèse d'échange négligeable entre le socle cristallin.

#### V.5.4.2. Conditions de rivière et de drain

La rivière du Kou et ses principaux affluents sont représentés par une condition aux limites de Fourier permettant de quantifier les échanges avec la nappe. La rivière du Kou, cours d'eau pérenne (de Koumi jusqu'à la confluence avec le Mouhoun), est représentée par une condition de rivière qui permet de quantifier les échanges qui se font dans les deux sens (nappe vers rivière ou rivière vers nappe). Les affluents du Kou, majoritairement temporaires, sont représentés par une condition de drain (Prudic, 1989 ; Brunner *et al.*, 2010). Considérant les drains, les seuls échanges possibles se font de la nappe vers le drain. Les principales sources de la zone sont également représentées par une condition de drain.

La quantité de flux échangée est régulée par la valeur de la conductance  $C$  (L<sup>2</sup>/T) du lit du cours d'eau qui s'écrit :

$$C = \frac{K_z \cdot l \cdot L}{e} \quad (30)$$

Avec,

$K_z$  : perméabilité verticale des matériaux du lit de la rivière [ $LT^{-1}$ ];

$l$  : largeur de la rivière au sein de la maille [ $L$ ];

$L$  : longueur de la rivière au sein de la maille [ $L$ ];

$e$  : épaisseur du lit de la rivière [ $L$ ].

Les flux échangés entre la nappe et la rivière dépendent de la hauteur d'eau dans la rivière et du niveau d'eau de la nappe. Pour le cas où la nappe est déconnectée de la rivière (**Figure 61a**), la rivière alimente la nappe et le flux échangé dépend de la hauteur d'eau dans la rivière. Il se calcule suivant l'équation :

$$Q = C (R_E - B_E) \quad (31)$$

Si la nappe est en contact avec la rivière (**Figure 61b**), en fonction du niveau d'eau de la nappe, les échanges nappe-rivière se font dans l'un ou l'autre sens :

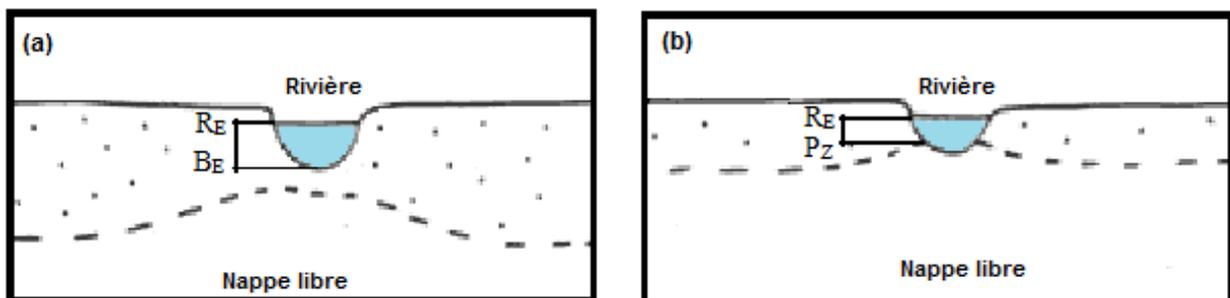
$$Q = C (R_E - P_Z) \quad (32)$$

Avec  $C$ : conductance du milieu [ $M^2T^{-1}$ ]

$R_E$  : niveau de la rivière [ $M$ ]

$B_E$  : altitude du fond de la rivière [ $M$ ]

$P_Z$  : niveau piézométrique [ $M$ ]



**Figure 61.** Calcul d'échange de flux nappe-rivière selon Modflow, (a) nappe déconnectée de la rivière (b) nappe et rivière sont connectées. Le niveau piézométrique correspond à la ligne discontinue

Considérant le drain, il n'y a échange que si la charge de la nappe est supérieure à l'altitude du drain ( $P_z > B_e$ ).

La cote du lit de la rivière du Kou ainsi que celle des drains sont extraites du modèle numérique de terrain qui a subi quelques corrections (paragraphe V.5.1.2). La valeur initiale de la conductance, variant entre  $10^{-4}$  et  $3,5 \cdot 10^{-4}$   $m^2/s$  est inspirée des travaux antérieurs (Sauret, 2008). Elle a été calée dans le modèle pour reproduire au mieux les débits mesurés.

### **V.5.5. Recharge de la nappe**

Les valeurs initiales de recharge introduites dans le modèle sont issues du bilan de Thornthwaite. Elles peuvent être variables spatialement à cause de la pluie qui diminue dans le sens sud-nord et également à cause des différents types de sol. Dans certains travaux des valeurs spatialisées de recharge ont été introduites en tenant compte de la variation spatiale de la pluie. Par exemple, le bilan présenté par Derouane (2008) indique dans la zone du bassin du Kou une variation de la recharge entre 130 mm/an au sud et 90 mm/an au nord. Sauret (2008) avait considéré une recharge annuelle variable entre 42 mm au sud et 26 mm au nord. De ces deux travaux, on peut remarquer un écart de 15 à 40 mm de recharge par an entre le sud (partie amont du domaine) et le nord (partie aval du domaine) et des estimations qui varient du simple au triple. Une forte variation de la capacité maximale de stockage du sol induit également une variation de la recharge estimée. Dakouré (2003) avait trouvé sur le bassin du Kou, une recharge de 127 mm/an pour une  $RU_{\max}$  de 130 mm et 74 mm/an pour une  $RU_{\max}$  de 200 mm. Nos analyses sur la sensibilité de la recharge à la valeur de la réserve utile maximale du sol imposée ou à la valeur du coefficient d'écoulement ont également montré que la recharge peut énormément varier selon le choix de ces paramètres (de 60 à 150 mm/an pour les valeurs extrêmes de ces deux paramètres, paragraphe II.2.3). Ces écarts sont surtout dus à la  $RU_{\max}$  qui varie dans une large gamme (100-200 mm) et dont les variations induisent des variations sensibles sur la recharge. La prise en compte d'une recharge variable dans la zone est donc pertinente si elle prend en compte les variations de  $RU_{\max}$  ainsi que celle de la pluie. Tenant compte des incertitudes associées à l'estimation de la recharge, nous avons initialement défini une seule zone de recharge sur toute la zone modélisée. Une valeur moyenne de recharge a été calculée avec les pluies moyennes de bassin de toute la zone modélisée en considérant une réserve utile de sol ( $RU_{\max}$ ) de 130 mm. De ce calcul, nous avons fixé la valeur moyenne de la recharge de la période 1995-1999 (95 mm/an) comme valeur a priori de recharge sur toute la zone modélisée. Pour l'année 2014, elle est de 70 mm/an. Pour le régime transitoire, nous avons considéré les valeurs de recharge calculées à partir du bilan de Thornthwaite sur la période de 1961 à 2014.

### **V.5.6. Prélèvements**

Une synthèse des prélèvements d'eau a été faite à partir des travaux antérieurs (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Sauret, 2013), des données issues de la base INOH de la DGRE ainsi que des données fournies par l'ONEA. Ces données ont été complétées par une enquête

réalisée auprès de certains usagers (ONEA, industriels, gestionnaires des AEPS). Il a été identifié 4 principaux types d'usagers : l'ONEA pour l'AEP de la ville de Bobo-Dioulasso, l'AEP des milieux ruraux et semi urbains qui se fait principalement à travers les forages, les sociétés industrielles et autres sociétés exploitant la nappe et les exploitants agricoles. Nous nous sommes intéressés à l'ensemble de ces usagers afin d'apprécier la pression réelle qu'ils exercent sur la ressource afin de les prendre en compte dans le modèle. C'est pour cela que nous avons établi la situation des prélèvements d'eau en 2014 (**Figure 18**) ainsi que leur évolution dans le temps en fonction de la disponibilité des données.

- **Approvisionnement en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso**

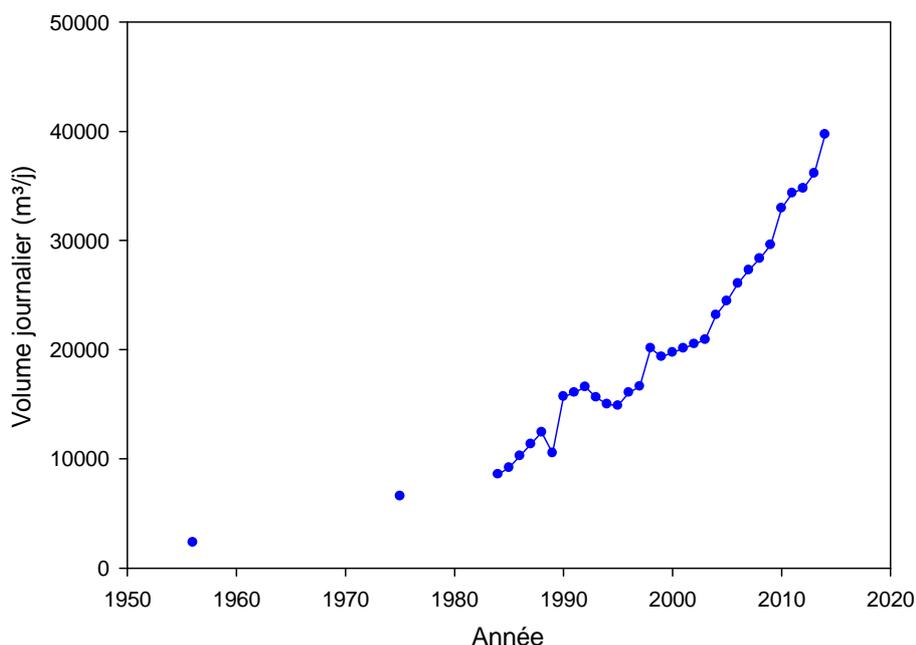
Alimentée jusqu'en 1950 par des puits creusés dans la couche de latérite (Palausi, 1957), la ville de Bobo-Dioulasso est de nos jours alimentée en eau potable par des sources et des forages à gros débit exploités par l'ONEA. L'approvisionnement en eau potable de la ville assuré par l'ONEA a débuté autour des années 1950 par l'exploitation de la source de Nasso dite ONEA1 dont le débit était estimé à  $900 \text{ m}^3/\text{h}$  (Palausi, 1957). Avec une population de 45 000 habitants en 1956 et un taux de croissance estimé à 8 % par an, les prélèvements de l'ONEA étaient de l'ordre de  $2340 \text{ m}^3/\text{jour}$  (Palausi, 1957). Depuis cette date, la quantité d'eau prélevée n'a cessé de croître pour atteindre environ  $40\,000 \text{ m}^3/\text{jour}$  en 2014. De nombreux changements en termes d'infrastructures hydrauliques ont accompagné cette évolution des pompages. Nous avons essayé de synthétiser les principaux changements dans les paragraphes ci-après.

En 1975, l'installation de 4 pompes immergées de  $225 \text{ m}^3/\text{h}$  (ONEA, 1996) sur la source ONEA1 a permis d'augmenter la capacité de production jusqu'à environ  $900 \text{ m}^3/\text{h}$ , soit le débit total de la source. Pour faire face à la pénurie d'eau en période de pointe, la source ONEA2 a été aménagée en 1990 pour fournir un débit d'appoint pouvant atteindre  $220 \text{ m}^3/\text{h}$ . La production journalière est donc passée à  $15\,700 \text{ m}^3/\text{jour}$  environ en 1990 alors qu'en 1989, elle était de l'ordre de  $10\,520 \text{ m}^3/\text{jour}$ . En 1993, la mise en dépression de la source ONEA1 a permis d'estimer son débit maximum à  $1350 \text{ m}^3/\text{h}$  (Sogreah Ingénierie, 1994). La source a ensuite été réaménagée en 1999 avec la délocalisation du point d'exploitation. Trois électropompes immergées de  $750 \text{ m}^3/\text{h}$  dont deux en fonctionnement simultané y ont été installées et le volume moyen produit est passé à  $19\,350 \text{ m}^3/\text{jour}$ . En 2000, deux forages de  $250 \text{ m}^3/\text{h}$  (F1 et F2) ont été réalisés pour accroître la capacité de production en vue de satisfaire la demande en eau de la ville de Bobo-Dioulasso jusqu'à l'horizon 2010. Ils captent

tous les deux les grès fracturés des Ggq. Suite à ces installations, on a enregistré des quantités d'eau prélevées en 2003 et 2010 respectivement de 20 900 m<sup>3</sup>/jour et 32 950 m<sup>3</sup>/jour.

En décembre 2013, deux nouveaux forages (F3 et F4) d'une capacité de 250 m<sup>3</sup>/h, chacun captant les Ggq, ont été mis en service pour pallier l'insuffisance d'eau, la capacité maximale de production ayant été atteinte entre 2010 et 2012. Un troisième forage (F5) d'une capacité de 250 m<sup>3</sup>/h a été réalisé en juin 2014 et est en attente d'être mis en service. Avec la mise en service de ces deux nouveaux forages, l'ONEA a prélevé environ 40 000 m<sup>3</sup>/jour en 2014 et la capacité de production maximale est de 52 000 m<sup>3</sup>/j. Après la mise en service du forage F5, la capacité de production journalière de l'ONEA avoisinera 58 000 m<sup>3</sup>/j. Ces aménagements sont faits pour satisfaire les besoins en eau jusqu'à l'horizon 2025.

On peut remarquer que les prélèvements de l'ONEA ne cessent de croître (**Figure 62**). La pression sur les sources d'eau reste importante et le nombre de forages à gros débit augmente au fil du temps. Considérant la dernière décennie (2004–2013), le taux de croissance annuelle moyen de la production est d'environ 6 %.

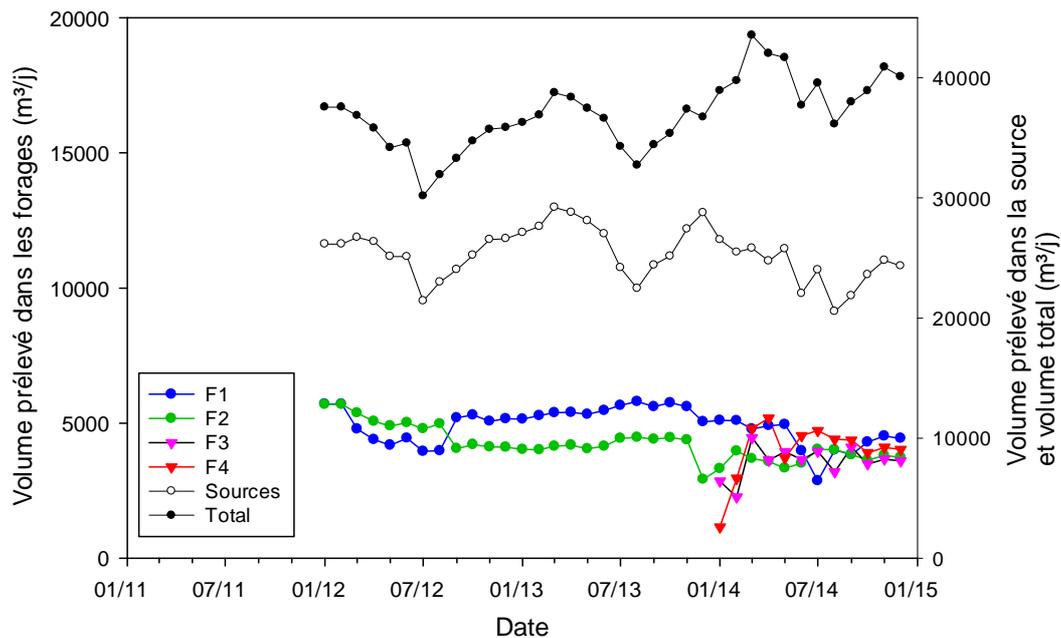


**Figure 62.** Production journalière pour l'AEP de Bobo-Dioulasso de 1956 à 2014

Les volumes prélevés par l'ONEA proviennent en grande partie de la source ONEA1 parfois soutenue par la source ONEA2 en période de pointe. Avant l'année 2014, année de mise en service des deux forages F3 et F4, la proportion des prélèvements était de l'ordre de 70 % pour les sources et 30 % pour les forages F1 et F2. La mise en service des forages F3 et F4 a permis de réduire légèrement la pression sur les sources. Ainsi, les prélèvements moyens

journaliers sur les sources sont passés de 26 540 m<sup>3</sup>/j à 24 090 m<sup>3</sup>/j et représentent environ 60 % des prélèvements actuels.

Le volume prélevé varie au cours de l'année entre mars, mois où le pompage atteint son débit maximum et août où il atteint le minimum. C'est principalement les prélèvements au niveau de la source qui connaissent ces variations au cours de l'année (**Figure 63**). Les pompages au niveau des forages sont quasi constants au cours de l'année (**Figure 63**).



**Figure 63.** Variation saisonnière des prélèvements pour la ville de Bobo-Dioulasso entre 2012 et 2014

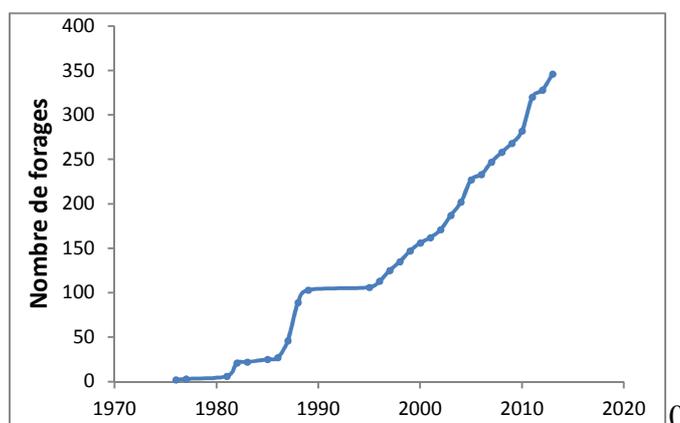
- **Autres pompages pour l'AEP**

Il s'agit des forages équipés de pompe manuelle principalement utilisés en milieu rural et des forages équipés de pompe électrique. La situation des forages utilisés pour l'AEP en milieu rural a été fournie par la DGRE pour l'année 2013. Le premier forage date de 1976 mais le nombre de forages n'a connu une forte augmentation qu'à partir de 1987 avec la mise en œuvre de projets et programmes d'AEP (**Figure 64**). Le nombre de forages a progressivement augmenté jusqu'en 2013 où on dénombre 346 forages sur la zone modélisée dont 212 sont situés dans l'emprise du bassin du Kou. Les forages ont généralement une profondeur comprise entre 40 et 80 m et leur débit varie entre 0,5 m<sup>3</sup>/h et 20 m<sup>3</sup>/h. Nous avons évalué les quantités d'eau pompée en nous basant sur ce débit et le nombre d'heures de pompage estimé lors de l'enquête et sur la base de quelques points d'eau qui sont régulièrement suivis. Le nombre d'heures de pompage varie au cours de l'année entre les

mois les plus chauds (environ 12 h en août) et les mois pluvieux (environ 4 h). En fixant en moyenne 8 h de pompage, pour les 346 forages, le volume est estimé à 2800 m<sup>3</sup>/j.

Les forages équipés de pompes électriques sont au nombre de 29 dont 4 (Péni, Badara, Banakédaga, Darsalamy) régulièrement suivis par des associations. Cela a permis d'estimer le volume journalier prélevé à environ 4500 m<sup>3</sup>/j pour ces 4 forages. Pour le reste des forages dont la plupart sont exploités par des privés, le volume pompé est estimé à environ 2900 m<sup>3</sup>/j en considérant le débit du forage (10-30 m<sup>3</sup>/h) et un nombre d'heures de pompage de 8 h par jour.

L'ensemble de ces pompages correspond à un volume journalier de l'ordre de 10 000 m<sup>3</sup>.



**Figure 64.** Evolution du nombre de forages depuis les années 1976

- **Industries et services publics**

L'activité industrielle à Bobo-Dioulasso est très importante et diversifiée. Elle couvre tous les secteurs : agro-alimentaire, chimique, métallurgique, etc. Une enquête a permis de faire la synthèse de ces usagers. La plupart de ces industries sont localisées dans la zone dite industrielle au secteur 20 de la ville de Bobo-Dioulasso. Dans la politique d'extension de la ville, une deuxième zone industrielle, située à la sortie de Bobo-Dioulasso sur la route de Bama, est en cours de développement et compte actuellement environ cinq industries fonctionnelles en 2014. Parmi ces usagers, nous nous sommes intéressés aux industries qui exploitent directement les eaux souterraines à travers des forages.

Ainsi a-t-on dénombré quatre sociétés industrielles qui prélèvent environ 1500 m<sup>3</sup>/j (**Tableau 21**). En plus de ces usagers, d'autres prélèvements par forages, dont le cumul est estimé à environ 150 m<sup>3</sup>/j, sont effectués par une dizaine de sociétés de production d'eau de

consommation en sachets et en bouteilles sur la quarantaine recensées. Aux côtés de ces deux types d'usagers, on dénombre quatre services publics exploitants de la nappe (SONABHY, SONABEL, Abattoir, BoboInter) qui prélèvent environ 600 m<sup>3</sup>/j.

Le volume d'eau prélevé par l'ensemble de ces usagers est estimé entre 2000-2500 m<sup>3</sup>/j.

**Tableau 21.** Synthèse des pompages pour usage industriel

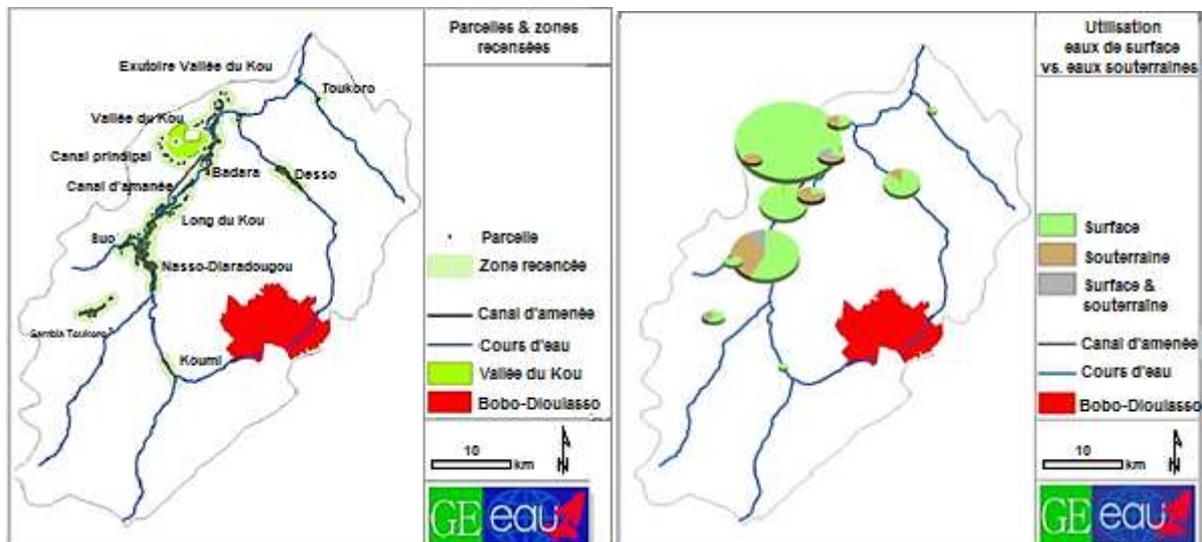
Société d'eau de consommations	Volume (m <sup>3</sup> /j)	Industrie	Volume (m <sup>3</sup> /j)	Services publics	Volume (m <sup>3</sup> /j)
Jirmani	20	SN Citec	900-1000	Bobo-Inter	145
Sougr-Kom	20	BRAKINA	250-300	SONABHY	30
Faso Eau	20	SBFA	50	SANABEL	105
Eau Santé	20	FILSAH	10-20	Abattoir	250
Jourdain	10				
Classico	10				
Idéale	7				
Spéciale Eau	5				
Sababu	2				
Tera	2				
Afrique Eau	2				

- **Usage agricole**

Les surfaces irriguées s'étendent pour la plupart le long du cours d'eau (**Figure 65**) et sont en grande partie alimentées par les eaux de surface. En effet, le débit de base de la rivière du Kou, nourri principalement par les apports des sources de Nasso/Guinguette après prélèvement de l'eau pour l'AEP de Bobo-Dioulasso, est exploité pour des aménagements hydro-agricoles de près de 2000 ha (Wellens, 2014). Les surfaces irriguées à partir des eaux souterraines ont été largement étudiées par Sauret (2013) dont les résultats des travaux ont inspiré la synthèse ci-après.

Les surfaces irriguées à partir des eaux souterraines, estimées à environ 160 ha, sont situées dans la plaine alluviale du Kou et sont alimentées par des puits et puisards qui captent la nappe dans sa partie superficielle (moins de 10 m de profondeur). Le nombre de points de prélèvement exploités par les irrigants a été estimé à 225 (Sauret, 2013). Ces prélèvements s'effectuent par pompage à partir de pompes délivrant un débit maximum de 60 m<sup>3</sup>/h (Sauret, 2013).

Ils sont effectués durant la période de contre saison sur la durée des cycles culturaux entre les mois de novembre et avril. Le volume total prélevé est estimé à 4,15 millions de m<sup>3</sup> soit environ 22 900 m<sup>3</sup>/j sur la période.



**Figure 65.** Localisation des aménagements hydro-agricoles (à gauche) et utilisation eaux de surface vs. eaux souterraines (à droite) (source : Wallens et al., 2007)

En définitive, le volume total prélevé en 2014 peut être estimé à environ 22 millions de m<sup>3</sup>. On retient que l’approvisionnement en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso est l’usage qui sollicite le plus la nappe (environ 65 % du volume total prélevé) suivi des pompages agricoles (18 %). Le reste des pompages (AEP en milieu rural, pompage industriel) représente 16 % du volume total prélevé.

Tous les pompages décrits ci-dessus ont été pris en compte dans la modélisation afin de mesurer ce qu’ils représentent en terme de pression sur la ressource et de tester leur influence sur la nappe. En résumé, il s’agit de 4 forages exploités par l’ONEA, 19 forages exploités par les sociétés industrielles et services publics et 184 puisards à usage agricole, 29 forages équipés de pompe électrique et 346 forages équipés de pompe manuelle. L’ensemble de ces forages a été intégré dans le modèle en considérant la position exacte de chacun dans le domaine à l’exception des forages équipés de pompe manuelle. Ces derniers ont été regroupés par localité et intégrés dans le modèle en substituant chaque regroupement par un forage équivalent de débit égal au cumul de tous les débits pompés. Ainsi, le nombre de points est réduit à 91 au lieu de 346.

En dehors des pompages de l’ONEA dont on dispose de l’évolution depuis les années 1950, la variation des volumes prélevés pour le reste des pompages tient seulement compte de l’évolution du nombre d’ouvrages pour la variation interannuelle. La variation saisonnière est

estimée à partir du nombre d'heures de pompage qui varie entre 4 et 12 h. Les pompages industriels sont supposés constants durant toute l'année. Ainsi, pour l'ensemble des ouvrages hydrauliques, le volume total prélevé est estimé à 84 000 m<sup>3</sup>/j environ en période sèche (basses eaux) et environ 44 000 m<sup>3</sup>/j en période pluvieuse (hautes eaux) pour l'année 2014. Le **Tableau 22** présente la synthèse des volumes considérés pour les trois régimes permanents (1995-1999, basses eaux 2014, hautes eaux 2014).

**Tableau 22.** Synthèse des volumes prélevés par type d'usager

	<b>AEP milieu urbain</b>	<b>Autres pompage AEP</b>	<b>Industrie et services publics</b>	<b>Irrigation</b>	<b>Total</b>
Volume moyen prélevé en 1999 (m <sup>3</sup> /j)	19 300	4 600	2 000	<b>12 000</b>	37 900
Volume prélevé en basses eaux en 2014 (m <sup>3</sup> /j)	43 900	15 100	2 500	22 900	84 400
Volume prélevé en hautes eaux en 2014 (m <sup>3</sup> /j)	36 100	5 200	2 500	-	43 800
Volume moyen prélevé en 2014 (m <sup>3</sup> /j)	39 800	10 100	2 500	22 900	75 300

### **V.5.7. Paramètres hydrodynamiques**

Le domaine modélisé est caractéristique d'un aquifère hétérogène à double porosité (porosité matricielle et de fissure). Il est représenté comme un milieu poreux continu dans lequel les hétérogénéités sont prises en compte à travers les variations des valeurs des paramètres hydrodynamiques. Pour les valeurs a priori des paramètres hydrodynamiques, une valeur moyenne a été fixée par couche. La conductivité hydraulique dans la direction parallèle aux couches ( $K_x$ ,  $K_y$ ) est supposée supérieure à la conductivité dans la direction perpendiculaire aux couches ( $K_z$ ) (Yeh *et al.*, 2004). En s'inspirant des valeurs de ratio d'anisotropie proposées dans la littérature, la perméabilité verticale  $K_z$  est considérée 10 fois plus petite que la perméabilité horizontale (Chapuis & Gill, 1989 ; Todd & Mays, 2005).

Les valeurs a priori de conductivité hydraulique horizontale sont estimées à partir d'une vingtaine d'essais de pompage de longue durée présentés dans le paragraphe I.6.3. Celles des Gfr sont inspirées des essais de pompage de courte durée. Nous en avons déduit une valeur moyenne pour chaque couche :  $2,4 \cdot 10^{-5}$  m/s pour les GKS,  $9,10^{-6}$  m/s pour les Gfg,  $2,1 \cdot 10^{-4}$  m/s pour les Ggq,  $3,6 \cdot 10^{-5}$  m/s pour les SAC1 et pour les Gfr,  $1,3 \cdot 10^{-5}$  m/s.

Les valeurs a priori de coefficient d'emmagasinement s'inspirent de 4 valeurs disponibles pour les GKS, Gfg et Ggq. Ces valeurs sont comprises entre  $10^{-4}$  et  $4.10^{-3}$ . La porosité quant à elle est inspirée de Castany (1980). La porosité efficace de l'aquifère est comprise entre 2 et 5 % (Gombert, 1998). Ces valeurs de coefficient d'emmagasinement pour les parties captives et porosité efficace pour les nappes libres (parties à l'affleurement) ont été converties en coefficient d'emmagasinement spécifique en les divisant par l'épaisseur de l'aquifère. On obtient alors une gamme de valeurs de coefficient d'emmagasinement spécifique variant entre  $10^{-6} \text{ m}^{-1}$  et  $10^{-3} \text{ m}^{-1}$ .

#### **V.6. Piézométrie de référence et d'observations pour le calage du modèle**

Les données qui ont servi à l'établissement de la piézométrie de référence de 1995-1999 ainsi que celles des basses eaux et hautes eaux de 2014 sont issues de plusieurs sources. La base de données qui a été constituée est composée de :

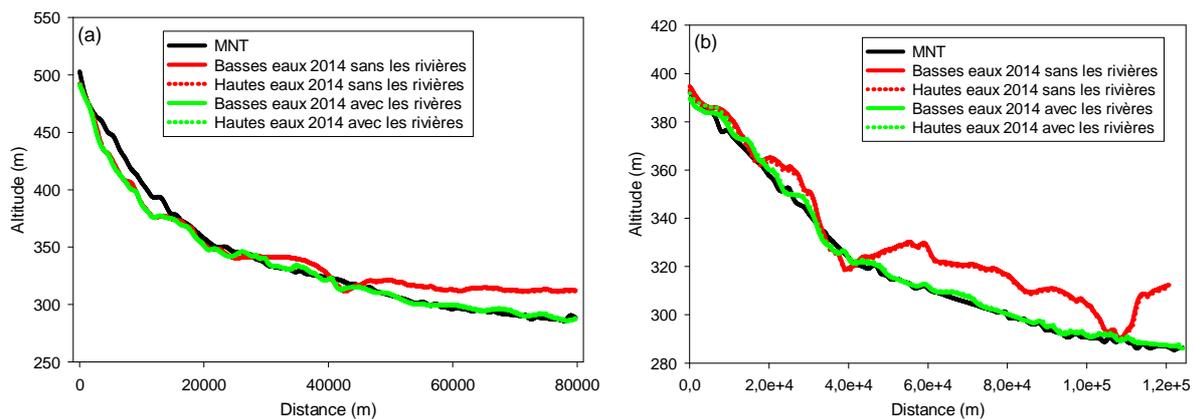
- chroniques piézométriques à pas de temps mensuel couvrant la période de 1993 à 2014,
- données ponctuelles de forages réalisés dans la période de 1995 à 1999 au cours des mois de mars à juin (période correspondant aux basses eaux)
- données ponctuelles de deux campagnes piézométriques réalisées en basses eaux et en hautes eaux en 2014
- niveaux d'eau des sources
- niveaux d'eau le long du Mouhoun et ceux du Kou sur des tronçons supposés en équilibre avec la nappe.

La piézométrie de référence de la période 1995-1999 en basses eaux a été réalisée à partir d'une centaine de points dont : 45 piézomètres régulièrement suivis, 42 forages réalisés dans la période 1995-1999, 13 sources et des points relevés sur les rivières du Kou et du Mouhoun. Pour les périodes de basses eaux et de hautes eaux de l'année 2014, seule les données de 27 piézomètres étaient disponibles. Elles ont été complétées par des niveaux d'eau mesurés sur une vingtaine de forages de la zone au cours des deux campagnes piézométriques, les niveaux d'une dizaine de sources, et les niveaux d'eau relevé sur les rivières du Kou et du Mouhoun.

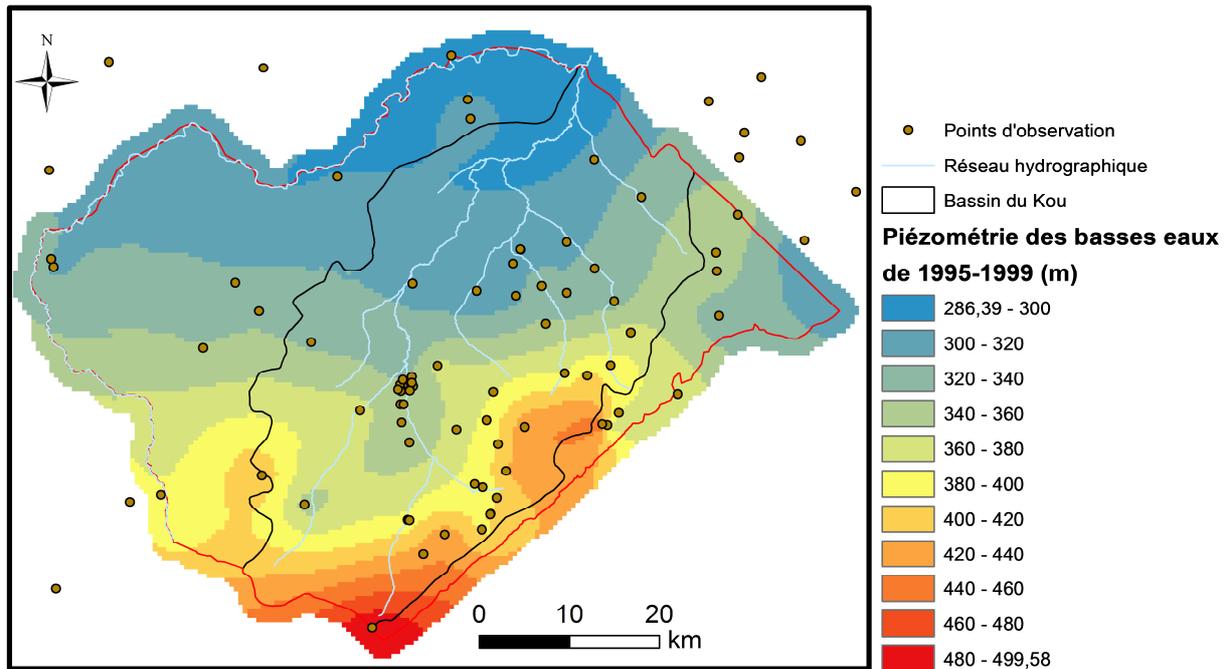
Tous les points d'observation utilisés dans cette étude ont été levés au GPS différentiel. Les piézomètres, les sources et quelques points des rivières ont été levés lors de travaux antérieurs (Dedewanou, 2005 ; Derouane, 2008). Ces levés ont été complétés par

d'autres levés sur les forages et quelques points de la rivière du Kou réalisés dans le cadre de nos travaux. Cela permet de disposer d'une base de données altimétriques des niveaux piézométriques. La multiplicité des sources de données (profondeur de niveau d'eau, données altimétriques) peut introduire des incertitudes dans les niveaux piézométriques calculés.

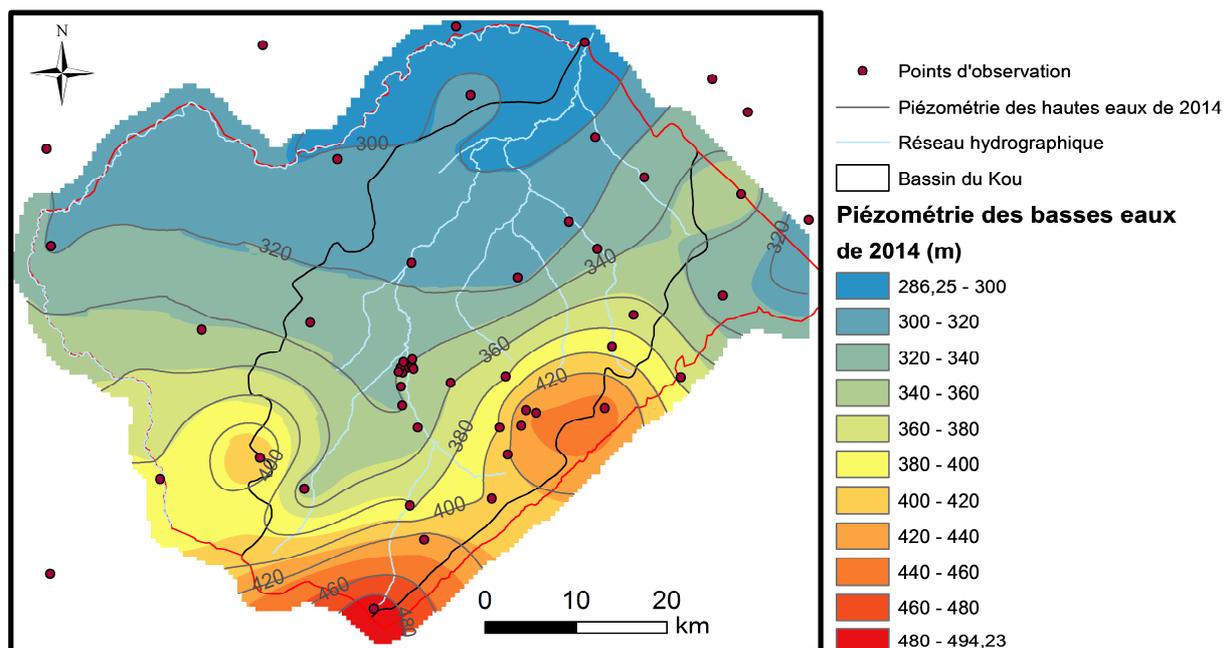
Nous avons choisi de prendre en compte le niveau d'eau des rivières du Kou et du Mouhoun dans l'estimation des niveaux piézométriques de référence car les cartes piézométriques tracées sans ces données ne sont pas satisfaisantes. En effet, sur la carte piézométrique réalisée sans prendre en compte le niveau d'eau des rivières, le niveau de la nappe se retrouve à 10-30 m au-dessus du terrain naturel, sur plusieurs tronçons et en particulier à l'aval du domaine (**Figure 66**). La prise en compte du niveau d'eau des rivières a permis de corriger ce problème lié à l'insuffisance et à la mauvaise distribution des points d'observation notamment à proximité des cours d'eau. Les trois cartes piézométriques de référence (basses eaux de 1995 à 1999, basses eaux et hautes eaux de 2014) ont été réalisées par krigeage des niveaux piézométriques (**Figure 67** et **Figure 68**).



**Figure 66.** Profil en long des rivières (a) du Kou et (b) du Mouhoun avec le MNT (en noir), la piézométrie tracée sans prendre en compte les niveaux d'eau des rivières (en rouge) et la piézométrie tracée en les prenant en compte (en vert)



**Figure 67.** Carte piézométrique de la période de basses eaux de 1995-1999



**Figure 68.** Cartes piézométriques des périodes de basses eaux (couleurs) et de hautes eaux (isolignes) de 2014

Etant donné que certains points utilisés pour la carte piézométrique sont situés hors de la zone d'étude, le nombre de points d'observation qui a servi au calage du modèle est plus réduit. Pour le calage du régime permanent, 68 points ont été utilisés pour la période de 1995-1999 et 39 points pour la période de 2014. Pour le régime transitoire de 1995 à 2014, certaines chroniques parmi les 45 piézomètres utilisés pour la piézométrie de référence du régime permanent de 1995-1999 ont été jugées trop courtes ou peu fiables et seulement 30

points d'observation ont été retenus. Les chroniques ainsi que les variations du niveau piézométrique ont été présentées plus explicitement dans le chapitre IV en prenant en compte les données d'une vingtaine de piézomètres représentatifs et rigoureusement sélectionnés. L'évolution du niveau piézométrique a révélé une différence entre la partie amont et la partie aval. En effet, à l'amont, le niveau de la nappe est globalement en baisse depuis 1995 tandis qu'à l'aval du bassin, il baisse puis remonte à partir d'une date située autour de 2007. Ce comportement de la nappe est étudié à travers le calage en régime transitoire.

Les sources et les rivières sont considérées comme étant les exutoires naturels de la nappe et leurs débits respectifs ont servi de données d'observation pour le calage du modèle. Ainsi, les principales sources représentées par une condition de drain ont été utilisées pour le calage du modèle. Il s'agit de la Guinguette ( $6200 \text{ m}^3/\text{h}$ ), ONEA1 et ONEA2 ( $1800 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Pesso/Desso ( $550 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Leguéma ( $100 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Samanghan ( $60 \text{ m}^3/\text{h}$ ), Kodala ( $15 \text{ m}^3/\text{h}$ ) et Panamasso ( $5 \text{ m}^3/\text{h}$ ). Au niveau de la rivière du Kou c'est le débit de base qui a servi au calage de la conductance. Ce débit est en revanche difficile à estimer. Il ne tient compte que des échanges directs entre la nappe et la rivière alors que dans le cas de la rivière du Kou, le débit mesuré contient aussi les apports des sources dont le débit n'est pas régulièrement suivi. Pour l'année 1992 dont on dispose des débits des sources et de la rivière, les apports directs de la nappe à la rivière ont pu être estimés à  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  sur le tronçon de la rivière situé avant la confluence Niamé-Baoulé. Nous nous sommes également inspirés des travaux précédents qui proposent des valeurs de quantité d'eau échangée entre la nappe et la rivière. Pour la période de 2010-2011, Sauret (2013) a estimé sur le tronçon Nasso-Diaradougou, un flux sortant de la nappe de l'ordre  $0,09 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ces différentes valeurs nous ont permis de fixer l'ordre de grandeur des débits échangés entre la nappe et la rivière à moins de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ .

## **V.7. Conclusion partielle**

Le modèle réalisé vise à tester la réponse de la nappe vis-à-vis des différentes sollicitations en prenant en compte l'hétérogénéité spatiale de ses caractéristiques hydrodynamiques. C'est ainsi qu'un modèle d'écoulement en 3D multicouche a été réalisé pour permettre une meilleure prise en compte des caractéristiques des différents niveaux aquifères. Les limites du modèle sont définies avec les limites naturelles que sont la rivière du Mouhoun à l'ouest et la limite du bassin sédimentaire à l'est. Les principales failles qui jouent un rôle important dans le fonctionnement hydrodynamique ont été cartographiées et seront intégrées dans le modèle au moment du calage. La nappe est alimentée par la recharge

estimée à partir du bilan de Thornthwaite, introduite sur toute l'étendue du domaine. L'ensemble des points d'exploitation de la nappe est pris en compte dans le modèle pour permettre de simuler leur influence sur le niveau de la nappe.

Le calage du modèle sera basé sur les observations piézométriques, de débit des sources et de débit de base de la rivière.



## Chapitre VI : Etude du fonctionnement hydrodynamique de la nappe à l'aide de la modélisation hydrogéologique

---

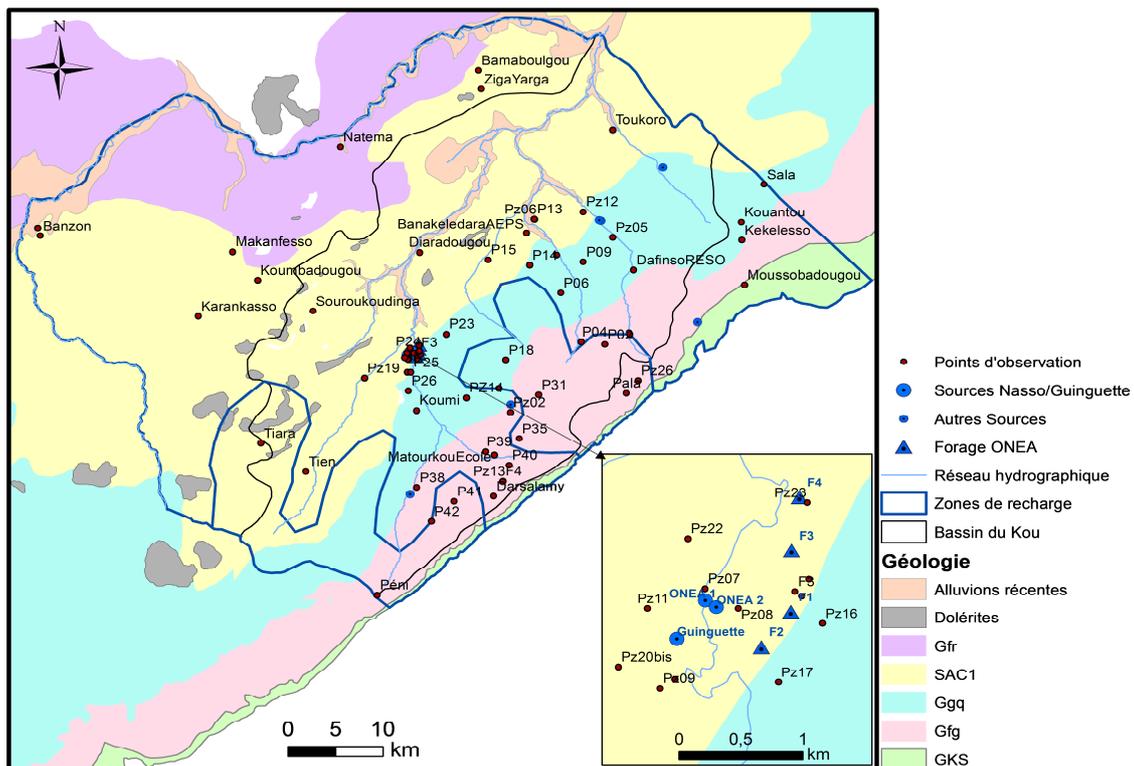
La réponse dynamique du système aquifère aux diverses sollicitations auxquelles il est soumis ne peut être analysée de manière appropriée qu'à travers la modélisation (Bredehoeft, 2002 ; Dong *et al.*, 2012). Dans les grands systèmes sédimentaires comme celui que nous étudions où les stocks d'eau dans l'aquifère sont importants, le régime transitoire, qui seul permet de prendre en compte ces stocks d'eau, est indispensable pour étudier cette dynamique (Howard & Griffith, 2009). De plus, le temps de réponse des systèmes est tel que dans certains cas, le système n'est pas en équilibre avec les conditions aux limites actuelles. Le régime transitoire est alors nécessaire pour simuler le comportement de l'aquifère, surtout dans une perspective de gestion de la nappe. C'est ainsi que dans plusieurs contextes, les modèles en régime transitoire ont été privilégiés pour l'étude du comportement des nappes et de leur réponse aux changements climatiques et aux activités anthropiques du passés ou projetés dans le futur (Scibek & Allen, 2006 ; Woldeamlak *et al.*, 2007 ; El Alfy, 2014 ; Les Landes *et al.*, 2014 ; Knowling *et al.*, 2015). Dans le cas du bassin du Kou, un modèle en régime transitoire pourrait aider à mieux aborder la question de la dynamique de l'aquifère vis-à-vis du climat et des pompages.

Le modèle est calé en régime permanent puis en régime transitoire sur la période de 1995-2014 afin d'estimer les différents flux qui transitent dans le domaine et de simuler la réponse de la nappe. Il est d'autant plus difficile dans ce contexte où les données continues dans le temps sont rarement disponibles. Le modèle est calé en régime permanent, puis en régime transitoire sur la période de 1995-2014, afin d'estimer les différents flux qui transitent dans le domaine et de simuler la réponse de la nappe. A partir de la variabilité de la recharge, et partant du calage du modèle en régime permanent et en régime transitoire, des conditions aux limites basées sur les variations de flux ont permis de faire une simulation de 1961 à 2014. Cette simulation à partir de 1961, a permis d'analyser l'effet de la variabilité du climat sur la nappe, et en particulier l'impact de la grande sécheresse des années 1970. Toutes ces simulations ont aidé à comprendre la dynamique de la nappe vis-à-vis de la recharge et des pompages et d'analyser l'influence de ces sollicitations sur le niveau global de la nappe et sur le débit des sources dans une perspective de gestion durable du système.

## VI.1. Régime permanent

### VI.1.1. Calage du modèle

Les paramètres d'entrée du régime permanent qui ont servi à caler le modèle sont la recharge, la conductivité hydraulique et la conductance. Le calage en régime permanent a donc consisté à ajuster ces différents paramètres afin de reproduire la piézométrie observée et le débit de la rivière du Kou, des drains (affluents temporaires) et des sources. Le modèle conceptuel peut être également ajusté au cours de cette phase de calage, notamment la nécessité de prendre en compte certains semi-perméables, afin de simuler correctement le fonctionnement du système. Le calage de la piézométrie a été fait avec les données de 68 points d'observation en basses eaux de la période de 1995 à 1999 (**Figure 69**). Le calage des débits qui a été effectué après celui de la piézométrie s'est fait sur la base des débits cités dans le paragraphe V.6 par l'ajustement de la valeur de la conductance.



**Figure 69.** Points d'observation et zones de recharge définies pour le calage du régime permanent

Les valeurs de recharge initialement fixées ont été ajustées à la suite des tests de sensibilité du modèle. Ces tests ont porté sur des valeurs de recharge comprises entre 60 mm/an et 150 mm/an, estimées par la méthode du bilan de Thornthwaite pour une réserve utile maximale allant de 100 à 200 mm et un coefficient d'écoulement allant de 3 à 9 %. A l'issue de ces tests, deux autres zones de recharge ont été délimitées autour des zones de haut

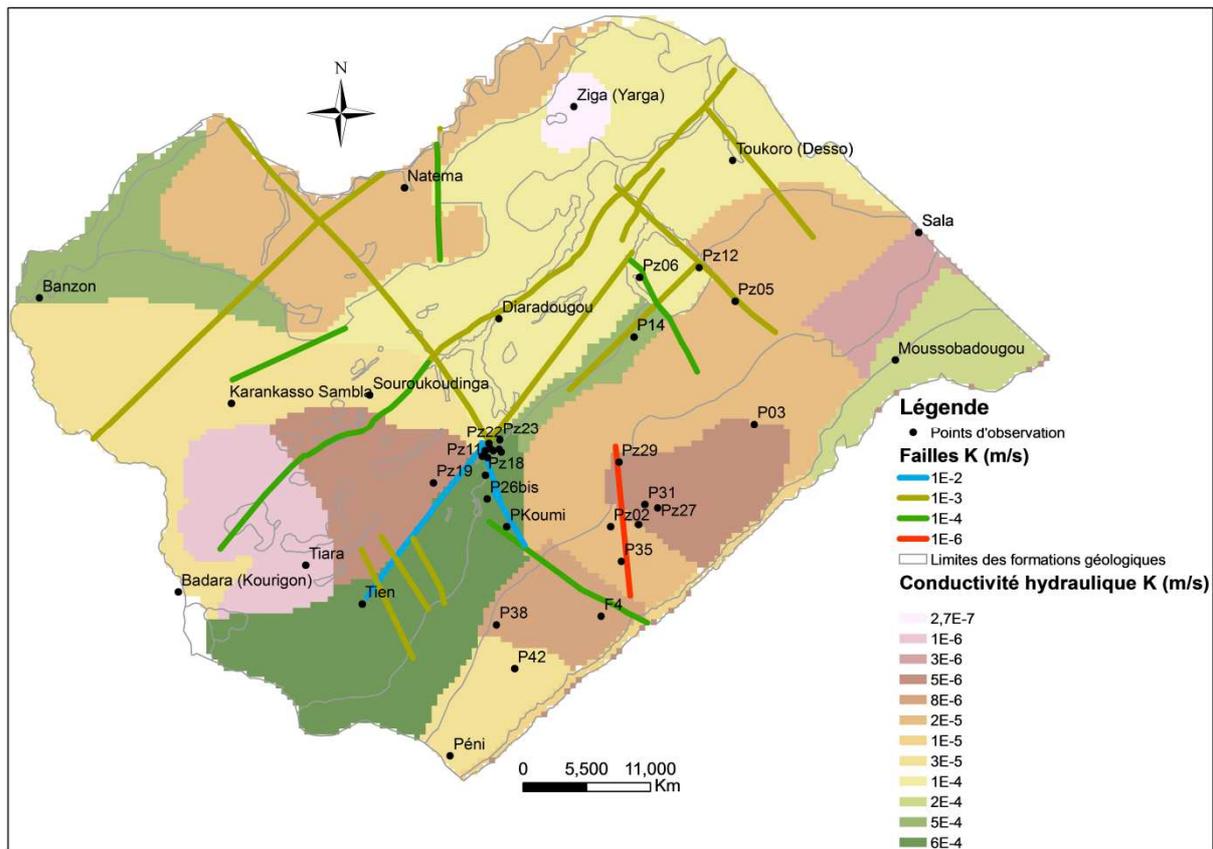
relief, au sud vers Tiara et Péni, et à l'est vers Bobo-Dioulasso (**Figure 69**). La recharge attribuée à ces deux zones est légèrement plus élevée (115 mm/an) que dans le reste du bassin (95 mm/an). Les valeurs ainsi fixées ont permis de stabiliser les valeurs de conductivité hydraulique testées par la suite dans une gamme de valeurs raisonnables qui sont celles obtenues par essai de pompage de longue durée.

Après les tests de sensibilité sur la recharge et les valeurs de K, le calage de la piézométrie au sein des couches des Gfg, SAC et Ggq a été relativement simple. En revanche, dans les Gfg et GKS surtout dans la zone du dôme piézométrique, le calage a nécessité plusieurs ajustements dont la synthèse est présentée ci-après.

Dans cette zone amont, le niveau de la nappe est peu profond, contrairement à ce qui pourrait être attendu. Pour caler la piézométrie il fallait soit introduire des perméabilités très faibles, soit supposer un aquifère plus ou moins perché surmontant un niveau peu perméable. Pour la première option, avec une recharge égale à 95 mm/an, la conductivité hydraulique calée dans les Gfg varie entre  $7.10^{-8}$  et  $1,5.10^{-6}$  m/s. Avec ces valeurs, l'aquifère des Gfg est peu perméable et la nappe est très sensible aux variations de la recharge. Une variation de la recharge de 50 mm/an entraîne à terme une variation du niveau piézométrique de 20 à 60 m entre deux situations d'équilibre, les variations les plus élevées étant situées sur le dôme piézométrique. Ce qui semble peu réaliste au regard de l'évolution de la recharge et de la variation de la piézométrie observée entre 1995-1999 et 2014. Ces valeurs de conductivité hydraulique ne s'apparentent pas non plus aux valeurs obtenues par essais de pompage qui peuvent aller jusqu'à une valeur maximale de  $10^{-4}$  m/s. La deuxième option a été alors retenue et une couche imperméable a été introduite entre les Gfg et les GKS dans la zone d'affleurement des Gfg. En outre, une valeur de recharge plus élevée a été fixée dans ces zones de plus haute altitude. Cela pourrait se justifier par le fait qu'elles représentent des zones préférentielles de recharge. Dakouré (2003) avait émis cette hypothèse sur la base des résultats des analyses isotopiques. Ces ajustements ont permis de caler la valeur de K dans les Gfg entre  $3.10^{-6}$  et  $2.10^{-5}$  m/s et la recharge a été fixée à 115 mm/an dans la zone du dôme piézométrique.

De manière générale, les valeurs initiales de conductivité hydraulique ont été ajustées en s'inspirant des gammes de valeurs obtenues par les essais de pompage (paragraphe I.6.3). Ainsi, dans les zones hors affleurement en général, la valeur initiale de la conductivité hydraulique (K) introduite est maintenue. C'est seulement dans la partie est du bassin, dans la couche GKS supérieure, que les valeurs initiales de K ont été modifiées dans la zone hors affleurement. Comme décrit ci-dessus, entre les Gfg et les GKS, un niveau imperméable ( $10^{-$

$8\text{ m/s}$ ) a été introduit dans cette partie est du bassin où sa présence a déjà été notifiée. Sous les SAC, au niveau de Pz19 et Tiara, il a fallu introduire un niveau peu perméable pour pouvoir caler la piézométrie. Il s'agit ici des Ggq hors affleurement. Dans les zones d'affleurement, les valeurs calées varient généralement au sein d'une même couche de un à deux ordres de grandeur mais restent proches des gammes de valeurs obtenues par essais de pompage (**Figure 73**). Les valeurs de conductivité obtenues par couche sont résumées ci-après (**Tableau 23**).



**Figure 70.** Conductivité hydraulique calée à l'affleurement

**Tableau 23.** Valeurs de conductivité hydraulique obtenues après calage

Niveau aquifère	Valeurs calées (m/s)		Valeurs mesurées (m/s)	
	Minimale	Maximale	Minimale	Maximale
GKS	5,0E-06	2,0E-04	1,5E-06	4,6E-04
Niveau imperméable	1,0E-08	5,0E-08		
Gfg	3E-06	2,0E-05	2,9E-08	1,0E-04
Ggq	2,0E-05	4,0E-04	1,5E-06	8,0E-04
SAC	2,7E-07	5,0E-04	3,9E-07	5,6E-03
Gfr	2,0E-05		1,3E-05	

Les failles ont joué un rôle important dans le calage de la piézométrie et des débits. Elles ont été introduites de manière progressive afin de reproduire au mieux les observations et au total 18 failles ont été introduites dans le modèle. La plupart des failles sont conductrices, surtout celles qui sont en interconnexion avec les sources de Nasso/Guinguette ( $K$  est de l'ordre de  $10^{-2}$  m/s). Dans l'ensemble, les valeurs de la conductivité hydraulique calées au niveau des failles varient entre  $10^{-4}$  et  $10^{-2}$  m/s, soit généralement d'un à deux ordres de grandeur de plus que celles de la couche aquifère. Au niveau des Gfg/GKS, une faille peu conductrice a été introduite. Dans ces grès anciens séparés par endroit par des argilites, le colmatage des failles pourrait en effet rendre certaines failles peu conductrices.

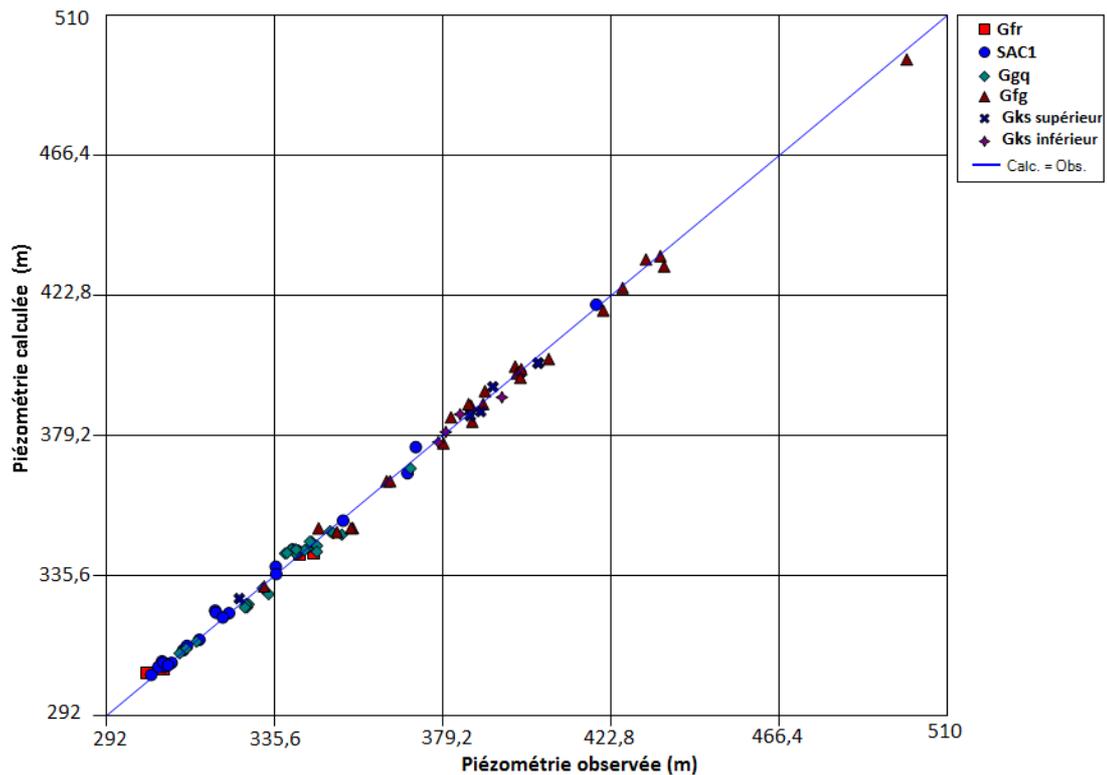
Les débits des sources ont été ajustés à l'aide de la conductance et les valeurs calées sont de l'ordre de  $10^{-1}$  m<sup>2</sup>/s. Ces valeurs, au niveau de la rivière et des drains, se situent entre  $4.10^{-4}$  et  $2.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s.

## **VI.1.2. Résultats du calage en régime permanent**

### **VI.1.2.1. Piézométrie calée**

La piézométrie simulée est bien corrélée avec la piézométrie observée (**Figure 71**). En effet, le coefficient de corrélation entre piézométrie observée et piézométrie simulée est très proche de 1. L'analyse statistique des résultats du calage du modèle dans le **Tableau 24** présente des valeurs acceptables. Le résidu est situé entre  $-5,5$  m et  $0,025$  m. La moyenne de la valeur absolue des résidus est  $1,91$  m pour un niveau piézométrique compris entre  $286$  m et  $499$  m. De plus, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMS) qui est de  $2,35$  m, est inférieure à l'incertitude sur les données topographiques qui pourrait atteindre  $4$  m dans certains endroits. Au regard de ces taux d'erreur relativement faibles, le calage est considéré comme satisfaisant.

Dans la zone des sources de Nasso où, pour quelques piézomètres proches les uns des autres (moins de  $500$  m de distance), les différences de niveaux piézométriques atteignent parfois  $5$  m (cas des piézomètres Pz07 et Pz08), la piézométrie calculée est souvent la même pour plusieurs piézomètres parce qu'ils se retrouvent dans la même maille. Dans cette zone, le maillage aurait par conséquent dû être affiné. Toutefois, par souci d'optimisation du temps de calcul, surtout en régime transitoire, cette option ne fut pas appliquée.



**Figure 71.** Comparaison entre piézométrie calculée et piézométrie observée.

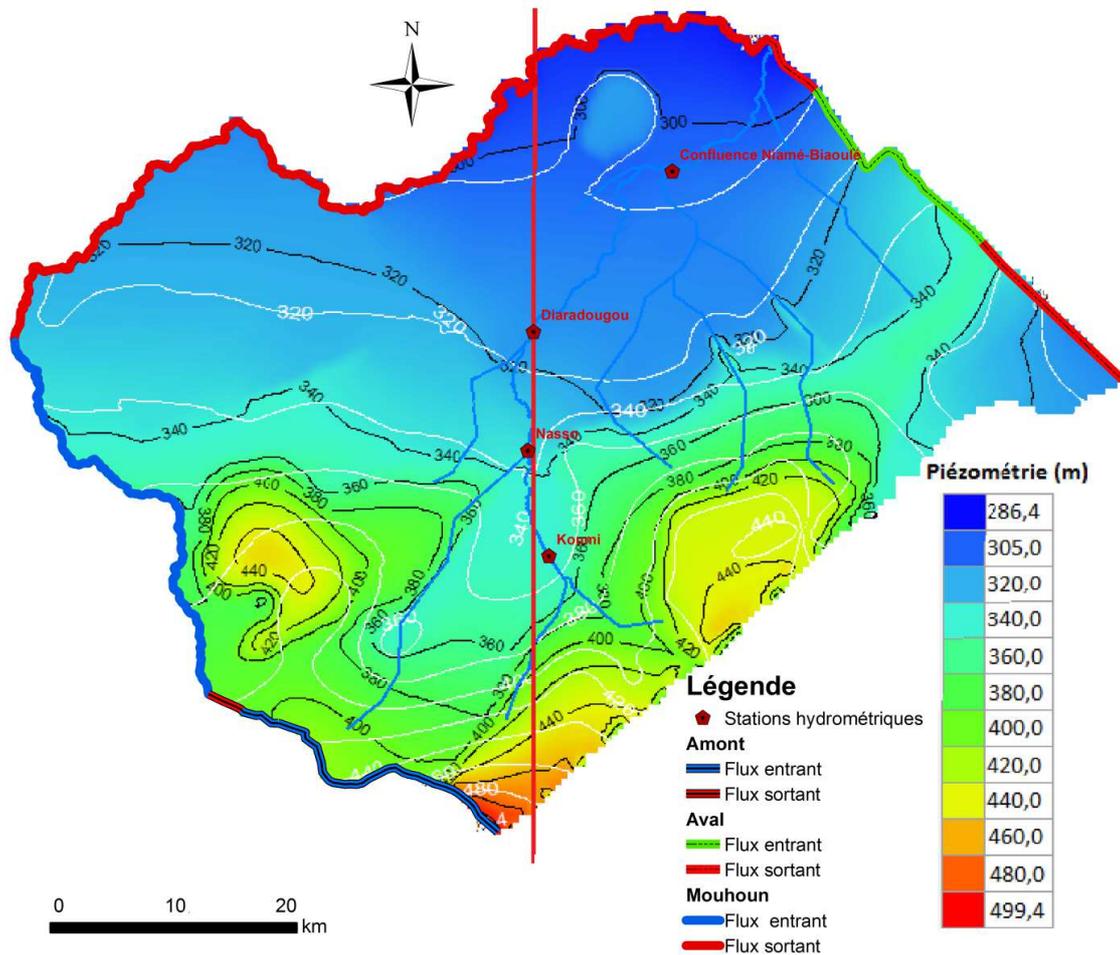
**Tableau 24.** Indices statistiques des résultats du calage du modèle

Résidu min (m)	0,025
Résidu max (m)	-5,5
Erreur absolue moyenne (m)	1,91
RMS (m)	2,35
RMS normalisé (%)	1,19
Coefficient de corrélation	0,99

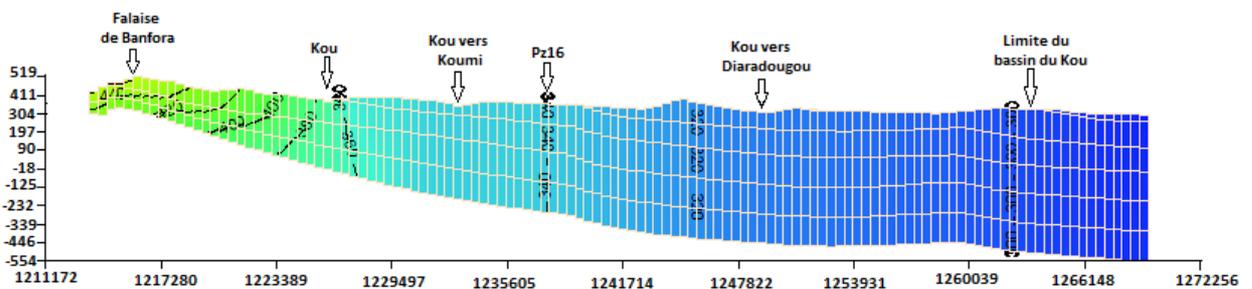
La piézométrie générale de la nappe est reproduite avec un sens global des écoulements du sud vers le nord (**Figure 72**). L'écoulement horizontal se fait avec un gradient plus fort à l'amont qu'à l'aval du domaine. Dans les parties est et sud du bassin, on note localement une différence de charge entre certaines couches due à des niveaux relativement peu perméables (zone de Darsalamy et Pz26 dans les GKS, Tiara et Pz19 dans les SAC1). Dans le reste du domaine, la charge piézométrique est quasiment la même sur toutes les couches (**Figure 73**).

Dans la partie est, où on note une différence de charge entre les Gfg et les GKS, le niveau piézométrique passe de 400-440 m dans les Gfg à 370-395 m dans GKS. Dans la zone de Darsalamy par exemple, la différence de charge varie entre 10 et 30 m et dans la zone de

Pz26, elle atteint 55 m. Dans la partie sud du bassin, le niveau piézométrique est de l'ordre de 420 m dans les SAC1 et 370 m dans les Ggq. En Pz19, il est de 370 m dans les SAC1 et de 345 m dans les Ggq, soit une différence de charge de 50 m autour de Tiara et 25 m autour de Pz19.



**Figure 72.** Carte piézométrique simulée (ligne noire et fond coloré) vs piézométrie observée (ligne blanche) et plan de coupe (ligne rouge)



**Figure 73.** Coupe de la piézométrie simulée (m)

### VI.1.2.2. Bilan des flux

Dans un premier temps, nous nous intéresserons au bilan global qui permet de quantifier les flux entrants et les flux sortants du domaine modélisé. Ensuite, nous nous focaliserons sur le bassin versant du Kou qui est l'objet de cette étude. Les échanges entre les différents niveaux aquifères, ainsi que les échanges nappe-rivière, sont également évalués.

- **Bilan global**

Le bilan global permet de quantifier les flux transitant dans la nappe (**Tableau 25**). A la lecture de ces résultats, nous pouvons dire que la recharge représente près de la moitié (49 %) des apports en eau de l'aquifère. Le reste des apports provient des flux latéraux soit 20 % du sud, 22 % du sud-ouest (Mouhoun) et 9 % du nord. Les flux entrant par la rivière du Kou sont faibles (moins de 1 %) Les principaux points de décharge de l'eau souterraine sont les sources (13 % des flux sortants) et la rivière du Kou et ses principaux affluents (11 %). Les pompages ne représentent que 2 % du total des flux sortants. Les prélèvements effectués dans les sources ne sont pas pris en compte dans les pompages. Ils sont pris en compte dans le débit de la source simulé à travers la condition aux limites de drain. Le reste des flux sort à l'ouest (le Mouhoun) (51 %) et au nord (22 %). Ainsi une grande partie de l'eau qui transite dans le domaine est drainée par le Mouhoun ou s'écoule hors de ses frontières. En effet, comme il a été dit plus haut, la zone d'étude telle que définie ne constitue pas un bassin hydrogéologique. L'écoulement souterrain se poursuit hors du domaine en direction de l'exutoire du grand bassin sédimentaire de la bordure du sud-ouest du bassin de Taoudéni.

Dans la modélisation de Sauret (2008) qui s'étend quasiment sur la même zone que celle que nous étudions mais sans prendre en compte les GKS, il avait été estimé un bilan total des flux de  $34,6 \text{ m}^3/\text{s}$ , pour une recharge variant entre 26 et 42 mm/an. Les apports de la recharge directe (8 %) sont très faibles comparés à l'apport des rivières du Kou et du Mouhoun (65 %) et celle de l'amont (23 %) (Sauret, 2008).

**Tableau 25.** Bilan des flux à l'échelle du domaine modélisé

		<b>Flux entrant (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Flux sortant (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Flux mesuré (m<sup>3</sup>/s)</b>
<b>Frontières</b>	Frontière sud	3,95	0,14	
	Frontière nord	1,77	4,43	
	Mouhoun	4,33	10,16	
<b>Pompages</b>		0	0,35	
<b>Drains (affluents)</b>		0	1,29	
<b>Sources</b>	Guinguette		1,80	1,73
	ONEA 1 et 2		0,54	0,53
	Pesso/Desso		0,17	0,15
	Léguema		0,033	0,028
	Samoghan		0,017	0,014
	Kodala		0,004	0,004
	Panamasso		0,001	0,001
	Total sources		2,56	2,46
<b>Rivière (Kou)</b>		0,05	0,72	
<b>Recharge</b>		9,55	0	
<b>Total</b>		<b>19,65</b>	<b>19,65</b>	

- **Bilan à l'échelle du bassin du Kou**

Au sein du bassin du Kou, les flux entrants proviennent principalement de la recharge (38 %), de la limite sud (20 %) et de la limite ouest (23 %) et la frontière nord (15 %) (**Tableau 26**). La frontière est contribue aux flux entrants dans une moindre proportion, soit environ 4 %. Quant aux flux sortants, les sources en représentent 19 %, la rivière et les autres drains 10 % et les pompages 2 %. Le reste des flux passe par les frontières ouest (49 %) et nord (17 %). Les flux sortant par les frontières est et sud n'en représentent qu'une très faible proportion, respectivement 1 % et 2 %.

**Tableau 26.** Bilan des flux à l'échelle du bassin du Kou

		<b>Flux entrant (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Flux sortant (m<sup>3</sup>/s)</b>
<b>Frontières</b>	Frontière sud	2,69	0,26
	Frontière nord	1,98	2,26
	Frontière ouest	3,09	6,59
	Frontière est	0,58	0,14
<b>Pompages</b>		0	0,32
<b>Drains</b>		0	0,66
<b>Sources</b>		0	2,53
<b>Rivière</b>		0,05	0,72
<b>Recharge</b>		5,09	0
<b>Total</b>		<b>13,48</b>	<b>13,48</b>

La quantité de flux qui entre par les limites latérales représente 62 % des flux entrants dont 45 % proviennent du sud et de l'ouest du bassin. De cette partie amont, le bassin du Kou reçoit de l'eau qui provient d'une surface dont la taille est à peu près égale à celle du bassin, si l'on considère la même valeur de recharge. Cependant, sur la carte piézométrique du bassin sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina, on a pu délimiter un bassin hydrogéologique dont la surface se prolonge seulement d'environ 500 km<sup>2</sup> au sud et à l'ouest du bassin hydrologique du Kou (**Figure 11**, p27). Pour une telle superficie, il faudrait une recharge de plus de 300 mm/an pour justifier la quantité de flux entrant. Il est vrai que le sud du bassin du Kou est relativement plus humide mais cette recharge paraît excessivement élevée. Il faut noter que la faible distribution des données piézométriques, ainsi que la multitude des sources de données, constituent des sources d'incertitude dans l'estimation du bassin hydrogéologique. La surface d'alimentation pourrait donc s'étendre plus en amont et elle pourrait aussi bénéficier d'une recharge plus importante que celle du bassin du Kou. L'analyse de la variabilité du climat a fait ressortir que la pluviométrie à la station d'Orodara a une variabilité légèrement différente de celle du bassin du Kou et montrait une nette amélioration des conditions pluviométriques après 1990. Alors que la recharge est de l'ordre de 95 mm/an dans le bassin du Kou, la recharge calculée pour la même période à partir des pluies de la station d'Orodara est d'environ 150 mm/an, avec la même réserve utile maximale du sol et le même coefficient d'écoulement. D'ailleurs, Dakouré (2003) rapporte que cette zone de haut relief est une zone potentielle de recharge. Dans cette zone, la recharge pourrait donc être substantiellement plus élevée que celle du bassin du Kou. Si l'on considère que la zone d'alimentation du bassin s'étend jusqu'à Orodara, la surface de cette partie sud et ouest pourrait atteindre 1100 km<sup>2</sup> et il faudrait une recharge de l'ordre de 170 mm/an pour justifier les flux entrants. Cette dernière hypothèse semble plus plausible pour expliquer le bilan obtenu. Le bilan pourrait aussi comporter des erreurs liées aux incertitudes d'estimation de la recharge et de la conductivité hydraulique partant d'un nombre limité d'essais de pompage.

Dans ce bilan, on remarque que les pompages sont très faibles au regard de la recharge de la nappe et des différents flux latéraux que reçoit l'aquifère. La décharge naturelle de la nappe via les sources et la rivière (29 %) est bien plus importante que ces pompages. En considérant le volume d'eau pompé qui ne représente qu'une proportion infime du total des flux, on pourrait dire que l'influence des pompages sur le fonctionnement global de l'aquifère du bassin du Kou est négligeable. Toutefois, cette perspective globale peut occulter

l'importance de leur influence sur le niveau de la nappe au niveau local surtout dans ce contexte où il y a des pompages à gros débit très rapprochés.

- **Echange nappe-rivière**

L'analyse de la rivière du Kou s'est faite par tronçon en tenant compte des stations hydrométriques de Koumi jusqu'à la confluence avec le Mouhoun. Les résultats du bilan indiquent que, dans la partie amont de Nasso, la rivière alimente la nappe. De Nasso à Diaradougou, ce tronçon reçoit plus d'eau provenant de la nappe qu'il n'en perd. Il reçoit environ  $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$  de la nappe, ce qui est dans l'ordre de grandeur des flux calculés par Sauret (2013) sur ce tronçon ( $0,09 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A partir de Diaradougou jusqu'à la confluence avec le Mouhoun, les échanges se font dans un seul sens, de la nappe vers la rivière. Dans cette partie située à l'aval du Kou, le terrain est plat et la piézométrie est très proche du sol, en témoigne le niveau d'eau dans les puisards de la plaine alluviale (0 à 5,3 m).

Globalement, la rivière du Kou draine la nappe et le flux sortant de la nappe est estimé à environ  $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$  dont  $0,34 \text{ m}^3/\text{s}$  à l'amont de la confluence Niamé-Baoulé. Ce flux est comparable au débit mesuré sur le Kou ( $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$  à l'amont de la confluence Niamé-Baoulé).

**Tableau 27.** Quantification des échanges nappe-rivière

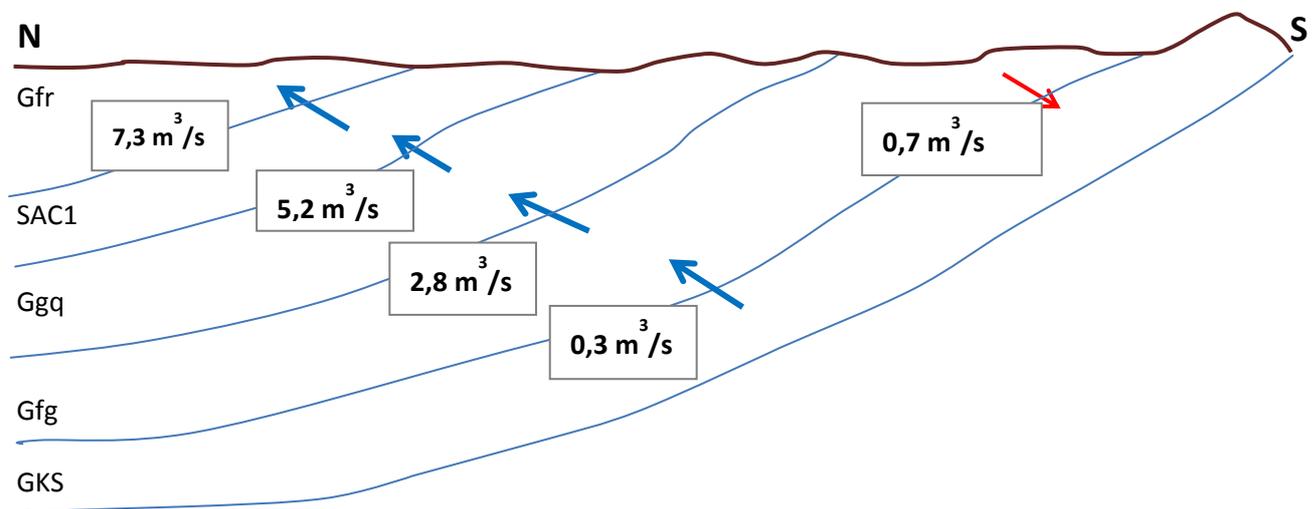
	<b>Flux entrant (<math>\text{m}^3/\text{s}</math>)</b>	<b>Flux sortant (<math>\text{m}^3/\text{s}</math>)</b>	<b>Total flux échangé (<math>\text{m}^3/\text{s}</math>)</b>
Koumi- Nasso	0,04	0,00	+0,04
Nasso-Diaradougou	0,01	0,07	-0,06
Diaradougou-Confluence Niamé-Baoulé	0,00	0,32	-0,32
Confluence Niamé- Baoulé- Confluence Kou et Mouhoun	0,00	0,33	-0,33

- **Echanges entre niveaux aquifères**

Les échanges se font globalement des couches inférieures vers les couches supérieures sauf entre les Gfg et les GKS où dans les zones d'affleurement, l'échange est orienté vers la couche sous-jacente (**Figure 74**). L'analyse de la piézométrie avait révélé que le niveau piézométrique dans les GKS était inférieur à celui dans les Gfg dans ces zones où on note la présence d'une couche imperméable intercalaire. On remarque également qu'entre la couche des Gfg et celle des GKS dans la zone hors affleurement, les échanges sont faibles ( $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ )

comparés aux échanges entre les autres couches (2,8 à 7,3 m<sup>3</sup>/s). Pour mémoire, la couche des GKS, séparée de la couche des Gfg par endroits par des argilites, contient une nappe localement captive. Dans le modèle de Sauret (2008), l'aquifère des GKS n'avait pas été représenté en supposant les échanges limités entre ce dernier et les couches sus-jacentes. Dans l'étude de Sogreah Ingénierie (1994) également, deux modèles avaient été réalisés en considérant l'aquifère des GKS comme étant un aquifère isolé.

Des résultats du bilan, nous retenons que les échanges entre les GKS et la couche des Gfg sont plus faibles que les échanges entre les autres couches à l'échelle de la zone étude. Cependant, ils représentent une quantité d'eau non négligeable. En conséquence, bien que faibles, ces échanges de par leur existence suggèrent que la couche des GKS a un lien avec les autres couches.



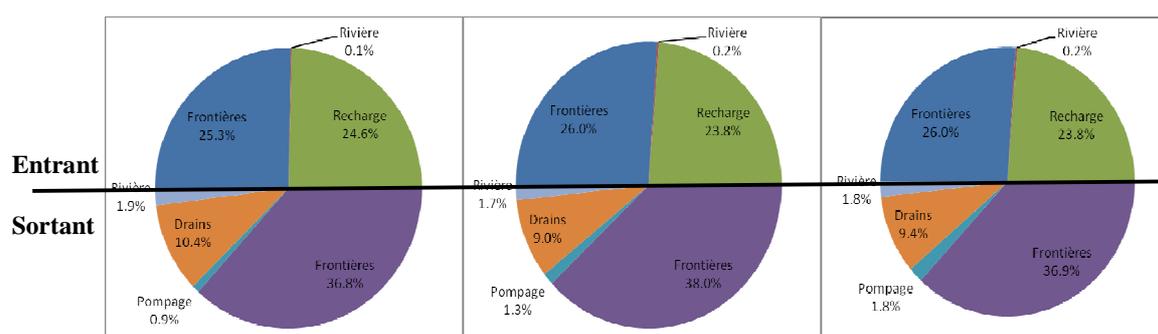
**Figure 74.** Synthèse schématique des échanges de flux entre niveaux aquifères

### VI.1.3. Evaluation et étude de sensibilité du modèle calé

Les jeux de paramètres qui ont permis de caler le modèle en régime permanent de la période 1995-1999 ne sont pas figés. Plusieurs combinaisons du paramètre inconnu qu'est la conductivité hydraulique et du forçage inconnu qu'est la recharge peuvent permettre d'obtenir de bonnes performances du modèle. Or, la modification de ces paramètres pourrait entraîner en particulier une modification du bilan. C'est ce qu'on a pu constater entre le bilan obtenu ici et celui de Sauret (2008). L'analyse de sensibilité du modèle permet de tester l'influence de ces paramètres sur les résultats du modèle. L'évaluation du modèle consiste à tester la qualité du calage avec d'autres données qui sont celles des hautes eaux et basses eaux de

l'année 2014. Entre 1995-1999 et 2014, la recharge moyenne estimée sur la zone a diminué d'environ 20 mm/an et la piézométrie a connu globalement une baisse allant de 0,3 à 3 m. Dans la zone aval en revanche, où il avait été montré que le niveau piézométrique est en hausse à partir des années 2006, la piézométrie a donc légèrement augmenté entre ces deux périodes (entre 0,5 et 2 m).

Partant des paramètres calés pour la période 1995-1999 (conductivités hydrauliques et conductances), deux simulations ont été lancées avec respectivement les conditions aux limites des périodes de basses eaux et de hautes eaux de l'année 2014. Entre la période 1995-1999 et l'année 2014, la recharge a diminué d'environ 20 %. Le sens général de l'écoulement ainsi que son gradient restent pratiquement les mêmes en basses eaux comme en hautes eaux et ils n'ont pas significativement changé par rapport aux valeurs de la période 1995-1999. Le bilan demeure bouclé et la répartition des flux reste pratiquement la même que celle de la période de 1995-1999 (**Figure 75**).



**Figure 75.** Proportion des différents flux dans le bilan global du domaine modélisé pour la période de 1995-1999 (à gauche), les basses eaux de 2014 (au milieu) et les hautes eaux de 2014 (à droite). Le total des flux entrants et sortants représente, chacun 50 % de la surface du camembert.

**Tableau 28.** Indices statistiques des résultats du calage et de l'évaluation du modèle

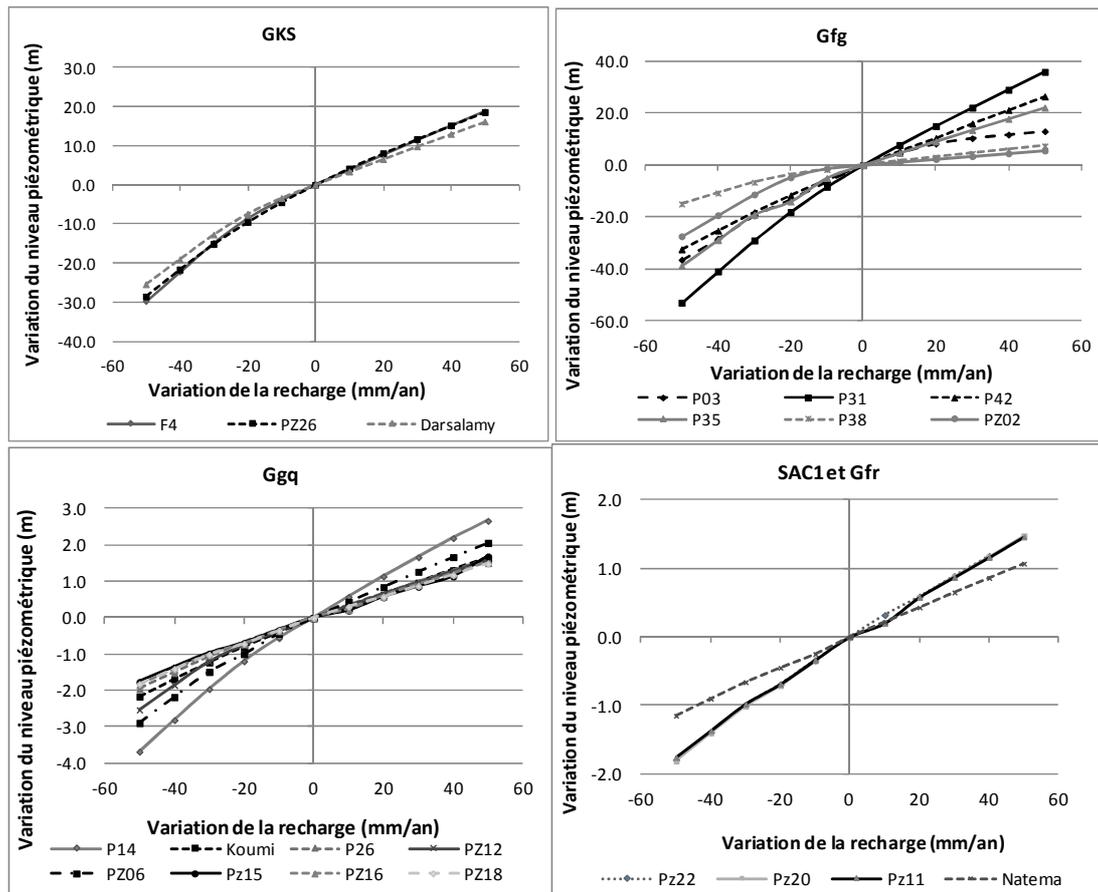
Période	1995-1999 <sup>1</sup>		Basses eaux 2014		Hautes eaux 2014	
	Ggq, Gfr	GKS, Gfg	Ggq, SAC1, Gfr	GKS, Gfg	Ggq, SAC1, Gfr	GKS, Gfg
Résidu min (m)	-0,29	0,27	0,27	-1,2	-0,14	0,53
Résidu max (m)	4,55	3,36	-6,68	<b>-10,9</b>	-4,9	<b>-10,6</b>
Moyenne absolue des Résidus (m)	1,66	2,00	2,08	5,14	1,85	4,88
RMS (m)	2,08	1,53	2,75	<b>6,36</b>	2,2	<b>6,05</b>
Coefficient de corrélation	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99

<sup>1</sup> L'erreur est calculée en considérant seulement les points d'observation que l'on retrouve en 2014

Pour ces deux régimes permanents, la piézométrie reste bien calée sur tout le domaine, sauf dans la partie est du bassin au niveau des Gfg et des GKS.

L'erreur estimée sur les résultats du calage est acceptable pour la couche des Ggq, SAC1 et Gfr (**Tableau 28**). Au sein des Gfg et des GKS, l'erreur est relativement élevée (**Tableau 28**). Pour la piézométrie simulée, le niveau piézométrique au sein des Gfg a connu une baisse allant de 1,6 m à 12,2 m entre les basses eaux de 1995-1999 et celles de 2014 tandis que les observations n'indiquent qu'une baisse comprise entre 0,7 m et 2,7 m. Pour les couches des Ggq, SAC1 et Gfr, la piézométrie calculée a baissé d'environ 0,34 m à 1,2 m alors que la piézométrie observée a baissé de 0,4 m à 2,2 m. On pourrait lier la baisse sensible du niveau piézométrique dans les Gfg et les GKS à une forte sensibilité aux variations de la recharge.

Des tests de sensibilité ont été effectués en ce sens sur des valeurs de recharge intégrant les valeurs obtenues à partir du bilan de Thornthwaite (60 à 150 mm/an) pour une réserve utile maximale du sol variant de 100 à 200 mm et un coefficient d'écoulement qui varie entre 3 et 9 %. Les variations de la recharge ont été imposées à  $\pm 50$  mm/an autour de la valeur moyenne de 95 mm/an. Les résultats de ce test indiquent que les Gfg et les GKS sont plus sensibles aux variations de la recharge que les Ggq, SAC1 et Gfr (**Figure 76**). Lorsque la recharge annuelle baisse de 10 mm, le niveau piézométrique baisse de 0,58 à 1,14 m dans les Ggq et de 0,43 à 0,59 m dans les SAC1 et Gfr. Dans les GKS et les Gfg, lorsque la recharge annuelle baisse de 10 mm, le niveau piézométrique baisse respectivement de 3,31 à 4,17 m et de 1,12 m à 7,75 m. Pour une augmentation de 10 mm/an, les variations sont légèrement inférieures à celles obtenues pour une diminution de 10 mm/an. La sensibilité à la recharge est naturellement beaucoup plus marquée au niveau du dôme piézométrique situé dans la zone de Bobo Dioulasso. Pour P31 par exemple, le niveau piézométrique varie entre -53 m et +36 m pour une variation de recharge de  $\pm 50$  mm/an autour de la valeur de 95 mm/an.



**Figure 76.** Résultats des tests de sensibilité du modèle en différents points d'observation pour une recharge variant entre  $-50$  mm/an et  $+50$  mm/an autour de la valeur de  $95$  mm/an

A l'issue de ces différents tests, nous avons déduit que ce phénomène local est lié au fait que le fonctionnement de ces niveaux aquifères est difficile à simuler en régime permanent. L'évaluation du modèle en régime permanent suppose en effet que le système est en équilibre avec ses conditions aux limites. Ce qui ne semble pas être le cas ici, car le modèle calé en régime permanent de 1995-1999 ne permet pas de reproduire les niveaux piézométriques de 2014 dont il surestime la baisse associée à une diminution globale de la recharge d'environ  $20$  mm/an sur toute la zone.

Plusieurs auteurs ont montré que les changements de conditions aux limites induisent un fonctionnement en transitoire dont la durée dépend du temps de réponse  $\tau$  du système (Rousseau-Gueutin *et al.*, 2013 ; Currell *et al.*, 2016). Les systèmes dont le temps de réponse est long ont un comportement transitoire à long terme. Dans ces cas de figure, les conditions climatiques passées peuvent continuer à influencer l'hydrodynamique actuelle de l'aquifère et le système se trouve alors en déséquilibre avec les conditions aux limites actuelles (e.g. Jost *et al.*, 2007). Les Gfg étant la couche la moins perméable selon les résultats des essais de pompage, leur temps de réponse, estimé à partir de l'équation de Domenico & Schwartz

(1998), est plus long que celui des autres couches. Le temps de réponse minimal pour les Gfg et les GKS est de plusieurs années (**Tableau 29**) et dans cette étude, nous voulons tester sur le long terme l'influence des variations interannuelles des forçages anthropiques et climatiques de la nappe. Ce long temps de réponse du système rend inadéquate une simulation en régime permanent compte tenu de l'évolution des forçages, d'où la nécessité d'un régime transitoire pour mieux simuler le comportement de la nappe. Dans le chapitre IV, le long temps de réponse du système avait déjà été évoqué pour expliquer les variations du niveau de la nappe. Ces variations montraient que la réaction de la nappe était en déphasage avec les variations annuelles de la pluie. Suite au calage du régime permanent, ce temps de réponse se révèle également être important pour l'analyse du comportement de la nappe via la modélisation.

**Tableau 29.** Temps de réponse des différents niveaux aquifères estimés à partir des paramètres obtenus par essai de pompage de longue durée et pour une longueur d'écoulement considérée égale à la distance moyenne entre les zones de recharge et l'exutoire (environ 30 km).

Aquifère	L (km)	S <sub>min</sub>	S <sub>max</sub>	T <sub>min</sub> (m <sup>2</sup> /s)	T <sub>max</sub> (m <sup>2</sup> /s)	τ <sub>max</sub> (année)	τ <sub>min</sub> (année)
GKS	30	1,50E-04	3,81E-03	4,40E-04	8,00E-04	247	5
Gfg	30	1,00E-04	3,81E-03	1,60E-06	7,00E-04	67958	4
Ggq	30	5,50E-04	2,26E-03	5,90E-04	7,40E-02	109	0,2
SAC1	30	1,00E-04		5,40E-05	5,40E-02	52	0,1
Gfr	30	1,00E-04		1,50E-04		19	

L : longueur caractéristiques de l'aquifère, S : coefficient d'emmagasinement, T : transmissivité, τ : temps de réponse

## VI.2. Régime transitoire

A travers les simulations en régime transitoire nous avons essayé de répondre principalement à trois questions :

- Quelle est l'influence des pompages sur le niveau de la nappe et le débit des sources ?
- Comment la nappe réagit-elle à la recharge ?
- Comment la nappe a-t-elle subi les variations du climat depuis les années 1960 ?

Pour y répondre des tests ont été effectués sur le modèle calé en transitoire sur la période 1995-2014 à un pas de temps mensuel. Une simulation sur la période 1961-2014 a été faite en définissant des conditions aux limites évoluant en fonction de la recharge de la nappe.

### VI.2.1. Conditions aux limites et condition initiale

Les types de conditions aux limites définis pour le régime permanent sont les mêmes pour le régime transitoire de 1995 à 2014, à savoir des charges imposées sur le Mouhoun à

partir du niveau d'eau de la rivière et des charges imposées sur les frontières nord et sud à partir de la piézométrie observée. Au niveau de ces frontières, les charges imposées à chaque pas de temps ont été définies en partant de la piézométrie de référence de 1995-1999 et en reproduisant les variations piézométriques observées sur les piézomètres les plus proches de ces frontières. La charge initiale correspond à la piézométrie simulée en régime permanent pour la période 1995-1999.

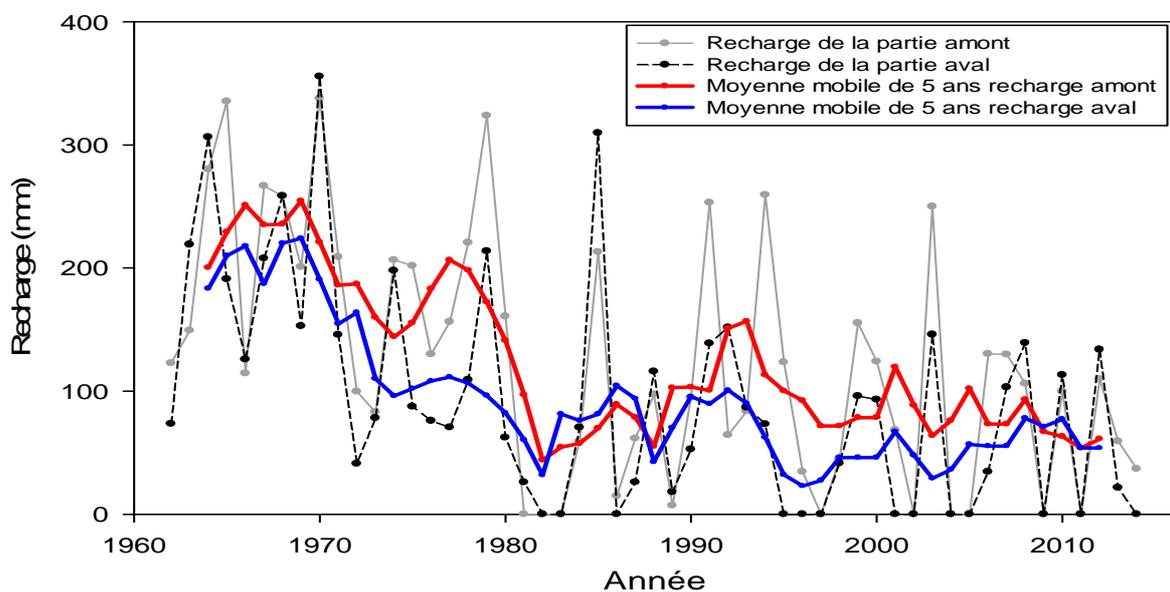
Pour le régime transitoire de la période 1961-2014, à partir du régime permanent simulé pour la période 1995-1999, les conditions aux limites des frontières nord et sud ont été transformées en limites à flux imposé. Les flux calculés à partir des régimes permanents de 1995-1999 et de 2014 ont servi de base de calcul pour estimer la variation des flux sur les autres années, compte tenu d'une variation d'environ 20 mm/an de la recharge entre ces deux situations de référence. Se fondant ensuite sur ces conditions aux limites, une simulation en régime permanent a été effectuée pour l'année 1961. La piézométrie résultant de cette simulation correspond aux conditions initiales du régime transitoire de 1961-2014

### **VI.2.2. Calage**

Les paramètres ajustés pour le régime permanent, notamment la conductivité hydraulique et la conductance, restent inchangés au cours du calage du régime transitoire. La recharge introduite correspond à celle obtenue par le bilan de Thornthwaite (**Figure 39**, p77). Les valeurs de coefficient d'emménagement et de porosité efficace présentées dans le paragraphe V.5.7 ont été introduites comme valeurs a priori dans le modèle. Elles ont été ajustées afin de reproduire la piézométrie de 30 points d'observation, dont seulement une vingtaine ont des données qui couvrent toute la période de 1995 à 2014, quoique parsemées de lacunes (paragraphe IV.1.1). Parmi les 10 autres chroniques, certaines d'entre elles s'arrêtent plus tôt en 1999-2000 et d'autres commencent plus tard en 2007.

Le calage du modèle a été fait de manière à reproduire le comportement hétérogène de la nappe que nous avons étudié dans le chapitre IV. Il s'agit notamment de la tendance générale à la baisse des niveaux piézométriques avant 2005 et de la différence de comportement observée entre l'amont et l'aval du bassin après 2005. Pour approcher au mieux la diversité de ces comportements, il a été nécessaire de délimiter de nouvelles zones de recharge dans le domaine modélisé. Ajoutée à la différence déjà marquée entre la zone de haute altitude autour de Bobo-Dioulasso et le reste du domaine, une distinction a également été faite entre la partie amont et la partie aval aux sources de Nasso/Guinguette, qui présentent une variabilité interannuelle de la recharge différente. La zone modélisée a donc été

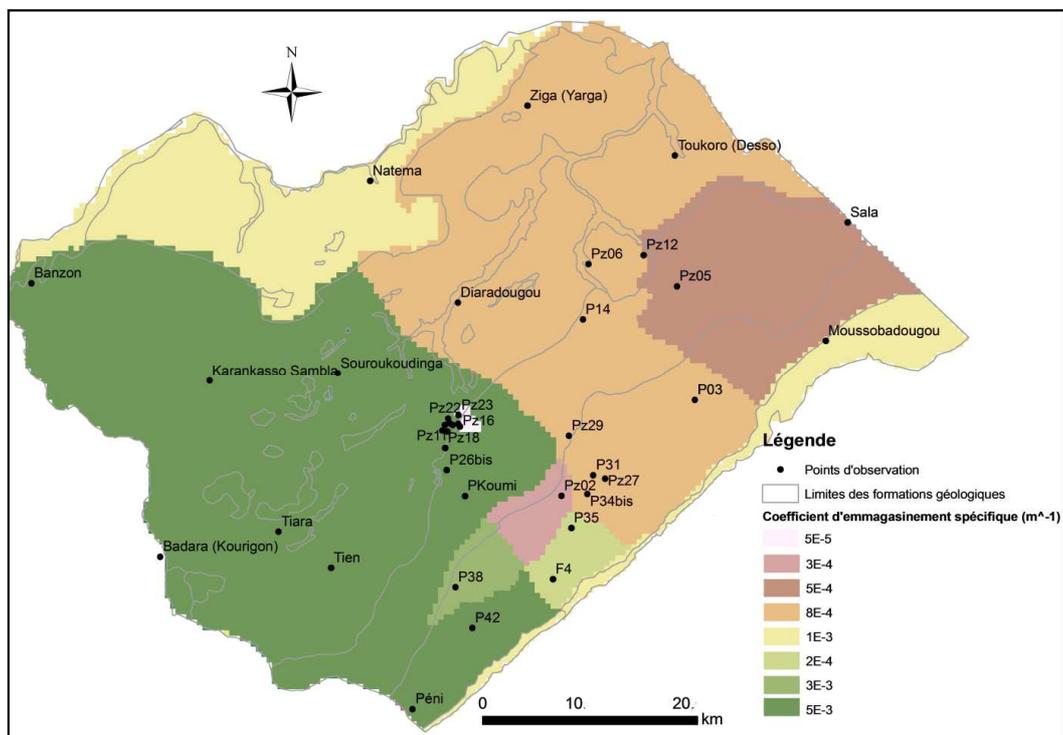
subdivisée en deux zones en se servant des isohyètes. Les pluies qui ont servi à l'estimation de la recharge sur ces deux zones ont été calculées par la méthode des polygones de Thiessen. Les résultats obtenus pour la recharge (**Figure 77**) montrent que la tendance générale de long terme est la même pour la recharge de ces deux zones mais les fluctuations de court terme sont quelque peu différentes entre ces deux zones. La piézométrie de la nappe semble pourtant sensible à ces fluctuations. Sur la période simulée (1995-2014), à partir des moyennes mobiles sur 5 ans de la recharge, on remarque que la recharge a tendance à diminuer dans la partie amont tandis que dans la partie aval, elle augmente. A l'amont, la recharge passe de 92 mm/an autour de 1995 à environ 70 mm/an autour de 2012, alors qu'à l'aval, elle passe de 30 mm/an à environ 70 mm/an pour la même période.



**Figure 77.** Recharge des parties amont et aval de la zone modélisée

La délimitation des zones de recharge telle que nous venons de la décrire a permis de caler le coefficient d'emmagasinement spécifique (**Figure 78**). Les valeurs de ce coefficient d'emmagasinement spécifique ( $S_s$ ) calées sont comprises entre  $10^{-5}$  et  $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ . Elles sont très variables dans l'espace, en témoigne le comportement hétérogène de la nappe observé sur des piézomètres parfois très proches. C'est le cas d'une dizaine de piézomètres situés dans un rayon de 1 km dans la zone de Nasso, dont les fluctuations en réponse à la recharge de la nappe diffèrent (0,2 à 1 m). Des coefficients d'emmagasinement spécifique ont dû être définis parfois localement afin de reproduire le plus fidèlement possible le comportement de la nappe. C'est le cas en Pz23 et Pz16 dont le niveau d'eau peut augmenter de près de 1 m entre les basses eaux et les hautes eaux alors que, pour d'autres piézomètres situés à proximité, le

niveau d'eau varie seulement de 0,2 à 0,5 m. La différence entre les niveaux aquifères (GKS, Gfg, Ggq, SAC), pour ce qui concerne les valeurs de coefficient d'emmagasinement spécifique, n'est pas nettement marquée comme dans le cas de la conductivité. On remarque seulement une différence nette entre l'amont avec des Ss plus élevés et l'aval avec des Ss plus faibles. Dans les Ggq par exemple, les valeurs de Ss sont de l'ordre de  $10^{-3} m^{-1}$  dans la partie amont et  $10^{-4} m^{-1}$  dans la partie aval à l'affleurement. A cela s'ajoutent des valeurs de conductivité hydraulique qui sont relativement plus faibles dans la partie aval. Elles sont de l'ordre de  $10^{-4} m/s$  à l'amont dans les Ggq et  $10^{-5} m/s$  à l'aval. Généralement, il y a une différence de 1 à 2 ordres de grandeur entre la zone d'affleurement et la zone hors affleurement.



**Figure 78.** Distribution des valeurs de coefficient d'emmagasinement spécifique à l'affleurement

## VI.2.3. Résultats du calage

### VI.2.3.1. Piézométrie

Les variations du niveau piézométrique ont été reproduites grâce aux zones de recharge délimitées et à la variation des paramètres hydrodynamiques.

Pour mémoire, il a été montré que les différences spatiales de comportement de la nappe n'étaient pas liées aux différentes formations géologiques (paragraphe IV.5.4, pp 104). A travers les variations observées sur les chroniques piézométriques, les piézomètres ont été

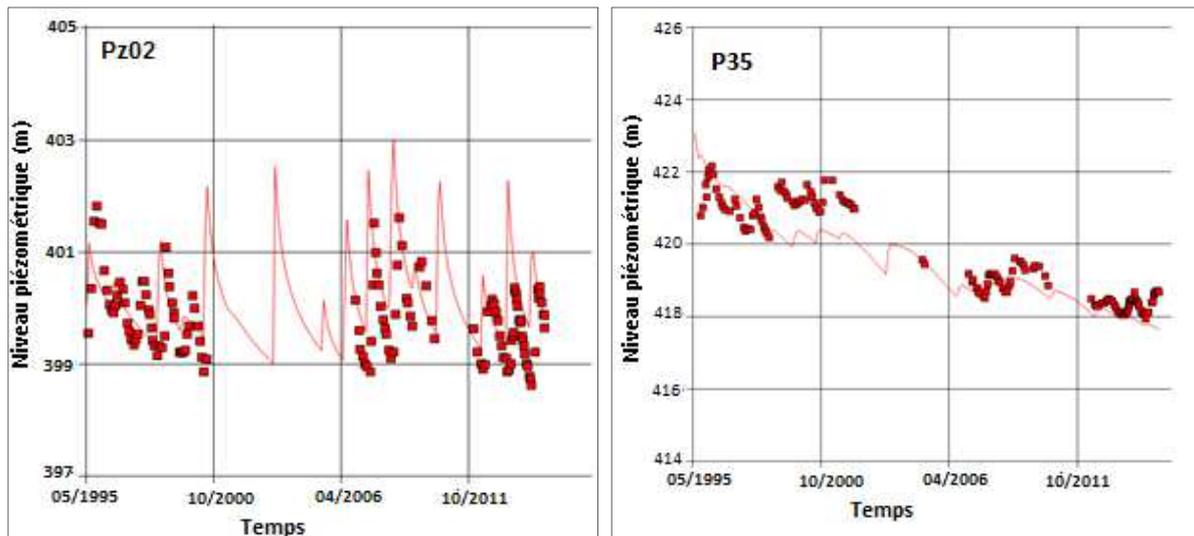
regroupés en fonction de leurs réponses. La piézométrie observée indique une tendance générale à la baisse jusqu'au tour de 2005 où le niveau de la nappe remonte dans les piézomètres de l'aval et continue de baisser à l'amont, mais dans une proportion moindre que la période avant 2005. L'analyse de la réponse à la recharge a montré que les piézomètres situés dans les hautes altitudes avaient des fluctuations saisonnières plus importantes que les piézomètres situés dans les vallées, en particulier dans la zone de Nasso/Guinguette. Ces différentes variations du niveau piézométrique ont pu être reproduites sur pratiquement tous les piézomètres d'observation sauf ceux de la zone des sources de Pessa/Dessa où la réponse de la nappe à la recharge est lente et complètement lissée. Pour ces piézomètres, la recharge issue du bilan de Thornthwaite et répartie sur trois mois ne permet pas de reproduire la variation de la nappe. Pour une meilleure simulation de cette zone, une modification de la recharge en la répartissant sur toute l'année semble nécessaire mais cela n'a pas pu être testé dans le cadre de nos travaux.

- **Amont de la zone**

Sur cette partie amont, on remarque que le comportement de la nappe est très hétérogène :

- entre P42 qui ne réagit pas à la recharge et dont le niveau piézométrique est en baisse continue, et P38 qui réagit alors qu'il est séparé de P42 de seulement 4 km ;
- entre Pz02 dont le niveau d'eau baisse peu et P35 dont le niveau chute alors qu'il est séparé de P02 de seulement 3 km (**Figure 79**)

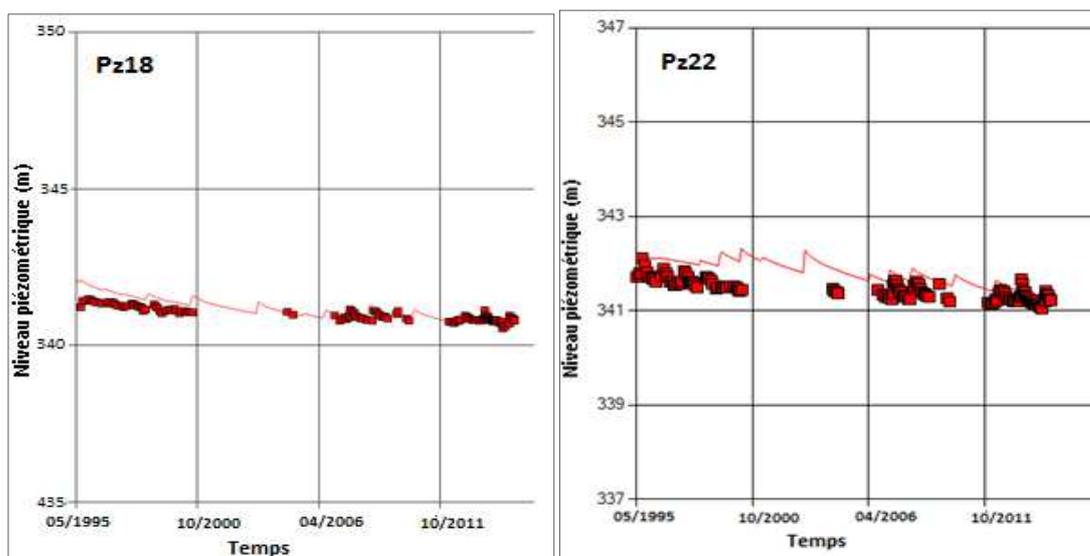
Ces différents comportements de la nappe ont pu être reproduits à travers des variations du coefficient d'emménagement spécifique. Elles sont comprises entre  $10^{-4}$  et  $10^{-3} \text{ m}^{-1}$ . La plupart des piézomètres de cette partie amont réagissent à la recharge sauf P42.



**Figure 79.** Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) de la partie amont de la zone (à gauche Pz02 et à droite P35)

- **La zone des sources de Nasso**

Dans la zone de Nasso, tous les piézomètres réagissent à la pluie et ont des fluctuations faibles comparées à celles de la zone du dôme piézométrique. Le niveau de la nappe a tendance à baisser mais très faiblement par rapport à ce qui est observé dans d'autres zones (**Figure 80**). Les piézomètres sont situés dans un rayon de 1 km mais ont parfois des comportements différents. En dehors de Pz23 et Pz16, pour lesquels un coefficient d'emmagasinement différent a été introduit, les autres piézomètres ont pu être calés avec la même valeur de coefficient d'emmagasinement. Ils sont généralement très rapprochés et situés sur une même maille.

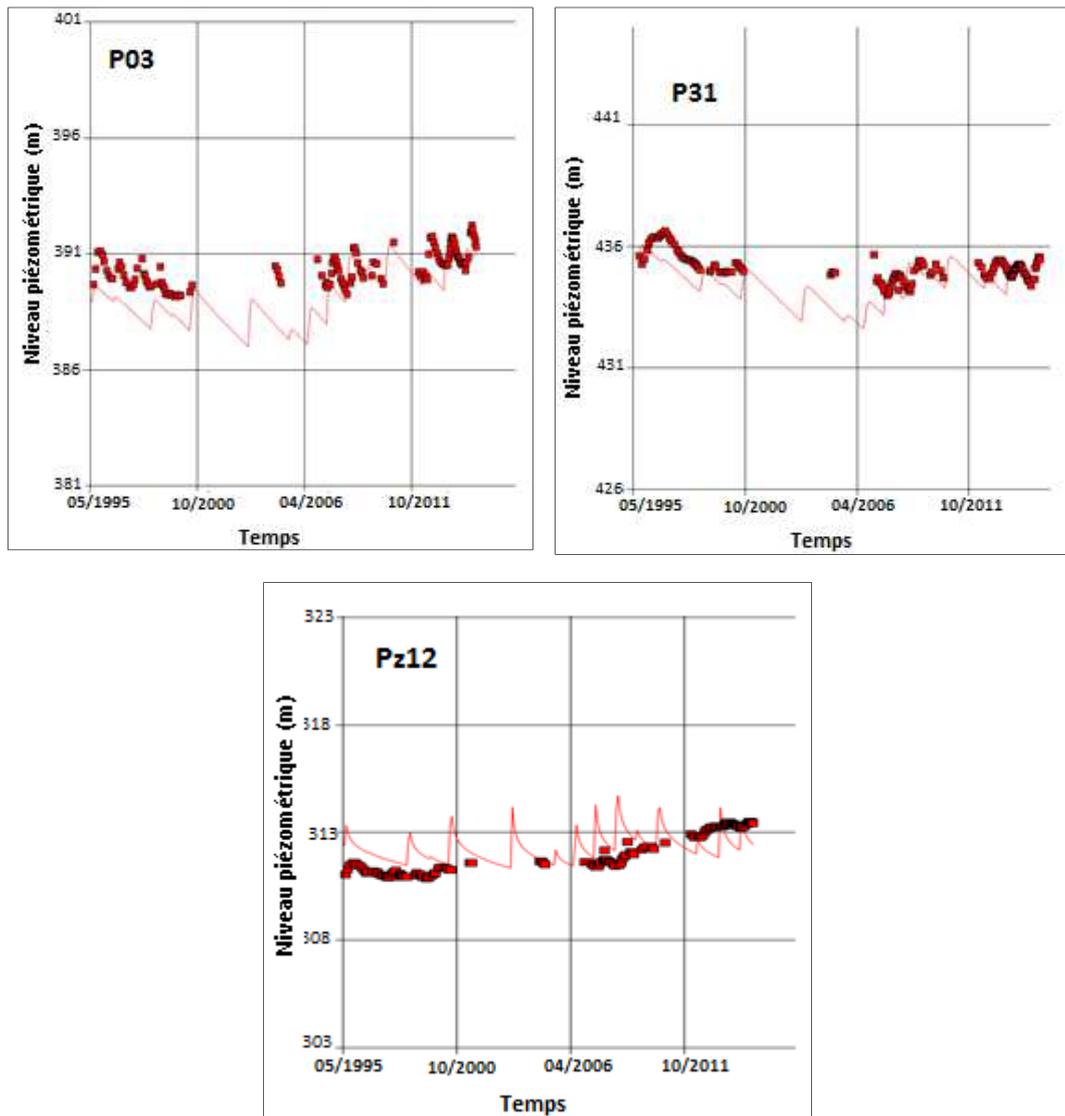


**Figure 80.** Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) dans la zone de Nasso/Guinguette (à gauche Pz18 et à droite Pz22)

- **Dôme piézométrique et aval de la zone**

D'après la piézométrie observée, depuis le dôme piézométrique (P31) jusqu'aux piézomètres situés le plus à l'aval (Pz12) en passant par P03, le niveau de la nappe remonte après 2005 (**Figure 81**). Au niveau du dôme et à sa proximité, le niveau de la nappe fluctue avec la recharge. Plus à l'aval, la nappe réagit très lentement et sans fluctuation sensible à la recharge. Leur comportement est différent de celui des piézomètres amont et semble non seulement lié à la recharge qui montre la même tendance mais aussi aux paramètres hydrodynamiques. Pour ces zones, la conductivité hydraulique est relativement faible ( $10^{-6}$ - $10^{-5}$  m/s) et le coefficient d'emmagasinement spécifique est de l'ordre de  $10^{-4}$  m<sup>-1</sup>. Dans la partie amont des Ggq et des Gfg, la conductivité hydraulique et les coefficients d'emmagasinement spécifique sont plus élevés ( $10^{-5}$ - $10^{-4}$  m/s pour K et  $10^{-3}$  m<sup>-1</sup> pour Ss). Partant de ces valeurs de paramètres hydrodynamiques, on pourrait décrire le comportement de la nappe comme suit. Dans la partie aval, l'écoulement est plus lent et sa capacité de stockage est plus faible qu'à l'amont du bassin. Ainsi, l'eau circulerait moins vite et le réservoir aurait tendance à se remplir plus vite qu'à l'amont. Ceci expliquerait une remontée du niveau de la nappe à l'aval et non à l'amont suite à une augmentation de la pluviométrie alors que ces deux zones sont soumises à la même évolution des conditions climatiques. Ces résultats confortent l'hypothèse posée à la fin du chapitre IV qui tentait de lier l'hétérogénéité du comportement de la nappe aux variations des paramètres hydrodynamiques.

La sensibilité des Gfg à la recharge, surtout dans la zone du dôme piézométrique, montrée précédemment dans le régime permanent, se perçoit moins dans le régime transitoire. La recharge est sujette à une forte variabilité interannuelle avec des années où la recharge est nulle et d'autres où elle dépasse 100 mm. En régime permanent, au niveau du dôme piézométrique, le niveau piézométrique peut connaître une hausse de 35 m pour une augmentation de 50 mm/an de recharge. La nappe au niveau du dôme est sensible à la recharge mais les variations simulées en régime transitoire demeurent comparables à celles des données. Elle réagit à la tendance de long terme de la recharge, baisse avant 2005 puis remonte à partir de 2005.

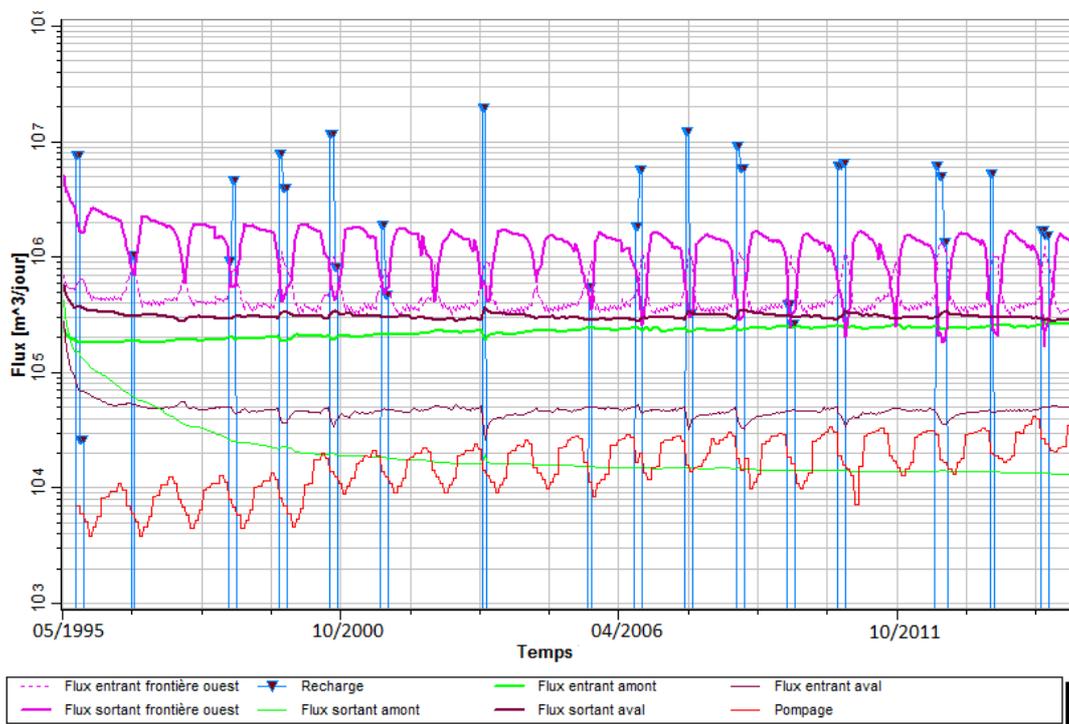


**Figure 81.** Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) dans la zone du dôme piézométrique et à l'aval du domaine entre 1995 et 2014 (P03, P31 et Pz12)

### VI.2.3.2. Bilan des flux

La simulation du régime transitoire a permis de reconstituer l'évolution des différentes composantes du bilan (**Figure 82**). Le bilan des flux est simulé avec une erreur maximale de  $83 \text{ m}^3/\text{j}$  pour un flux total dont la valeur minimale est de 1,6 millions de  $\text{m}^3/\text{j}$ . Une lecture du bilan indique que ses diverses composantes sont soumises à une variation de long terme et à une variation saisonnière liée probablement à la recharge. Le flux total entrant par les frontières connaît une hausse (de 1,04 à 1,5 million de  $\text{m}^3/\text{j}$ ) tandis que le flux sortant diminue ( $1,03$  million de  $\text{m}^3/\text{j}$  à  $440\,000 \text{ m}^3/\text{j}$ ). Les flux aux frontières sont dominés par ceux de l'ouest dont les variations saisonnières sont importantes.

Entre 1995 et 2000, les flux entrant par la frontière amont ont augmenté (de 470 010 à 292 329 m<sup>3</sup>/j) alors que les flux sortant de l'aval ont diminué (de 206 782 à 275 618 m<sup>3</sup>/j). A travers ce bilan, il est difficile de détecter l'influence de chaque forçage. C'est pourquoi dans la suite des analyses, nous avons traité séparément l'influence des forçages climatiques et celle des forçages anthropiques sur le niveau de la nappe. Même si les pompages ne représentent qu'une faible proportion du bilan, ils méritent d'être pris en compte dans l'analyse de leur impact sur la nappe dans un fonctionnement en transitoire, surtout dans un contexte où ils ne cessent de croître. Nous nous sommes intéressés particulièrement à l'évolution du débit des sources pour tenter d'élucider les causes des variations observées.

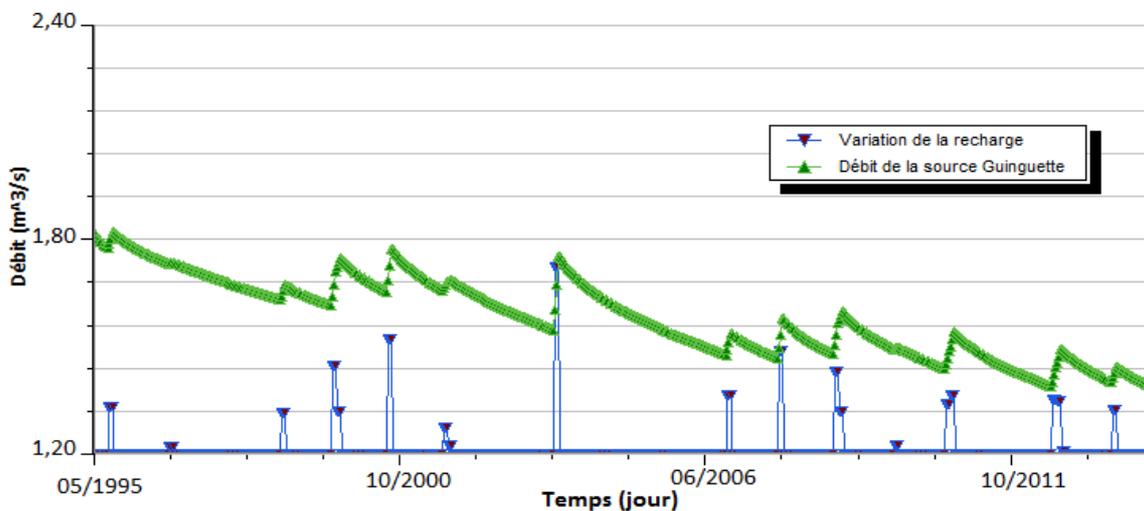


**Figure 82.** Les composantes du bilan des flux simulés en régime transitoire de 1995 à 2014

- **Evolution du débit des sources de Nasso/Guinguette**

Le débit des sources de Nasso/Guinguette a tendance à diminuer et connaît des variations saisonnières liées à la recharge (**Figure 83**). Le débit simulé des sources de la Guinguette, en basses eaux, est passé de 1,78 m<sup>3</sup>/s en 1995 à 1,50 en 2011 et à 1,47 m<sup>3</sup>/s en 2014, soit une baisse d'environ 0,31 m<sup>3</sup>/s en une vingtaine d'années. Au niveau des sources ONEA 1 et 2, il est passé d'environ 0,5 m<sup>3</sup>/s à 0,4 m<sup>3</sup>/s entre 1995 et 2014 soit une baisse d'environ 0,1 m<sup>3</sup>/s. Ces valeurs simulées sont dans le même ordre de grandeur que les données observées. Selon les données des pompages de l'ONEA, le débit actuel des sources ne dépasserait pas 1300 m<sup>3</sup>/h (0,36 m<sup>3</sup>/s), ce qui suggère une baisse d'environ 0,14 m<sup>3</sup>/s. Pour

la Ginguette également, les mesures ponctuelles du débit d'étiage indiquent une baisse du débit du même ordre de grandeur que la baisse du débit simulée (de 1,73 m<sup>3</sup>/s en 1992 à 1,51 m<sup>3</sup>/s en 2010-2011). A cette tendance à la baisse s'ajoutent les fluctuations saisonnières dont l'amplitude varie d'une année à l'autre en fonction de la recharge. Sur la période de simulation (1995-2014), les fluctuations saisonnières varient entre 0,03 et 0,18 m<sup>3</sup>/s soit environ 2 à 10 % du débit de la source. Pour les sources ONEA 1 et 2, elles varient entre 0,01 et 0,06 m<sup>3</sup>/s soit 2 à 12 % du débit de la source. Durant les années où la recharge est nulle, le niveau du débit de la source continue de baisser jusqu'à ce qu'il y ait une reprise de la recharge qui va faire augmenter le débit. La contribution de la recharge représente relativement une faible proportion du débit total des sources mais elle contribue à en réduire la baisse. Sans cette recharge, le débit des sources baisserait davantage que ce qui est observé. Les causes de cette baisse ne sont pas bien connues mais elles pourraient être liées à une vidange naturelle de la nappe ou à l'effet des pompages. Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à cette question, nous avons testé séparément l'influence de la recharge et celle des pompages sur le niveau de la nappe et le débit des sources.



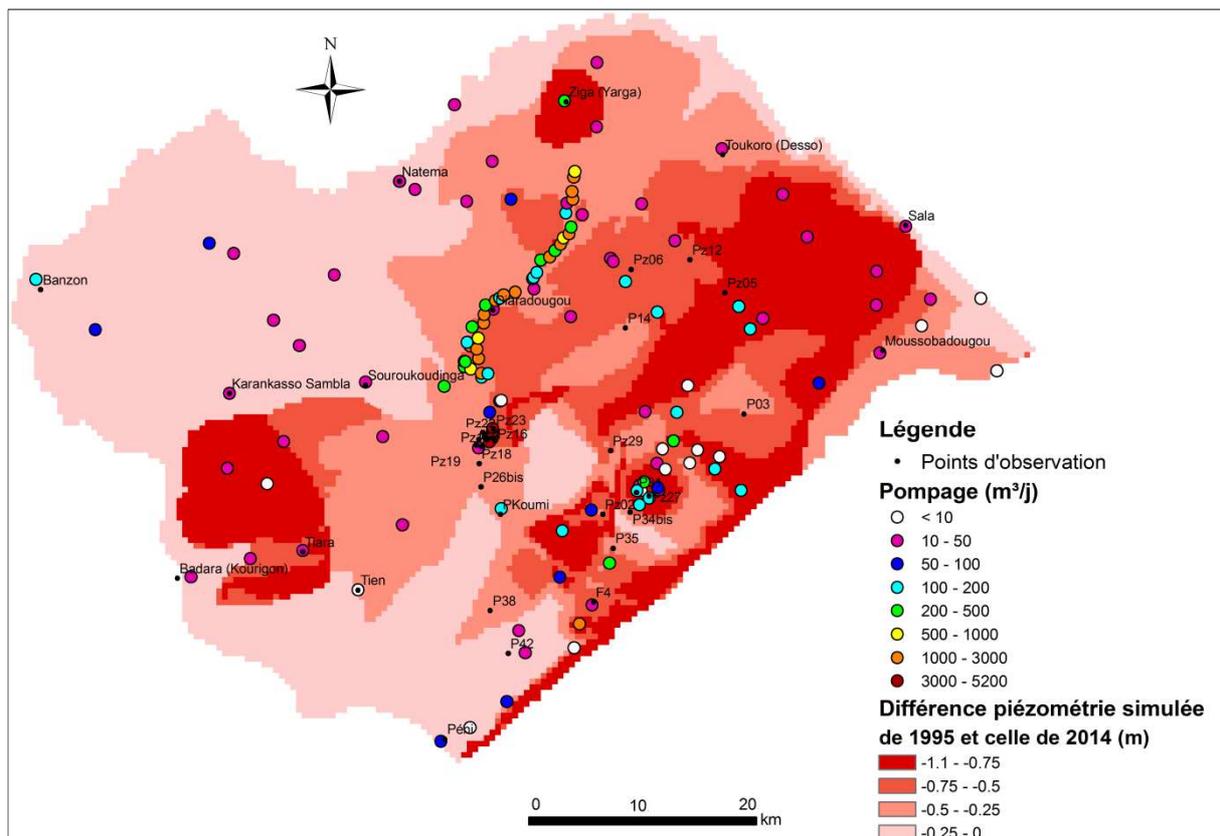
**Figure 83.** Débit simulé de la source Guinguette (en vert) entre 1995 et 2014 et variation de la recharge (en bleu)

#### **VI.2.4. Influence des pompages et de la recharge sur la nappe**

Pour tester l'influence des pompages et de la recharge sur la nappe, nous avons effectué deux tests séparés qui ne prennent pas en compte les fluctuations, aux frontières, des conditions aux limites. Ainsi, nous avons testé l'influence de la recharge seule dans une simulation sans pompage, puis l'effet des pompages en supprimant les fluctuations de la recharge. La valeur de la recharge maintenue constante dans cette deuxième simulation est celle qui détermine les conditions initiales en 1995.

### VI.2.4.1. Influence des pompages sur le niveau de nappe

Les résultats de la simulation indiquent une baisse généralisée du niveau de la nappe entre 1995 et 2014 (**Figure 84**). Selon les résultats de cette simulation, les pompages de la période 1995-2014 auraient entraîné une baisse du niveau de la nappe inférieure à 1 m. Les parties nord et est du bassin sont les plus sensibles à l'influence des pompages. Cette sensibilité pourrait être due aux paramètres hydrodynamiques relativement faibles dans ces deux zones comparés à ceux des zones sud et ouest.

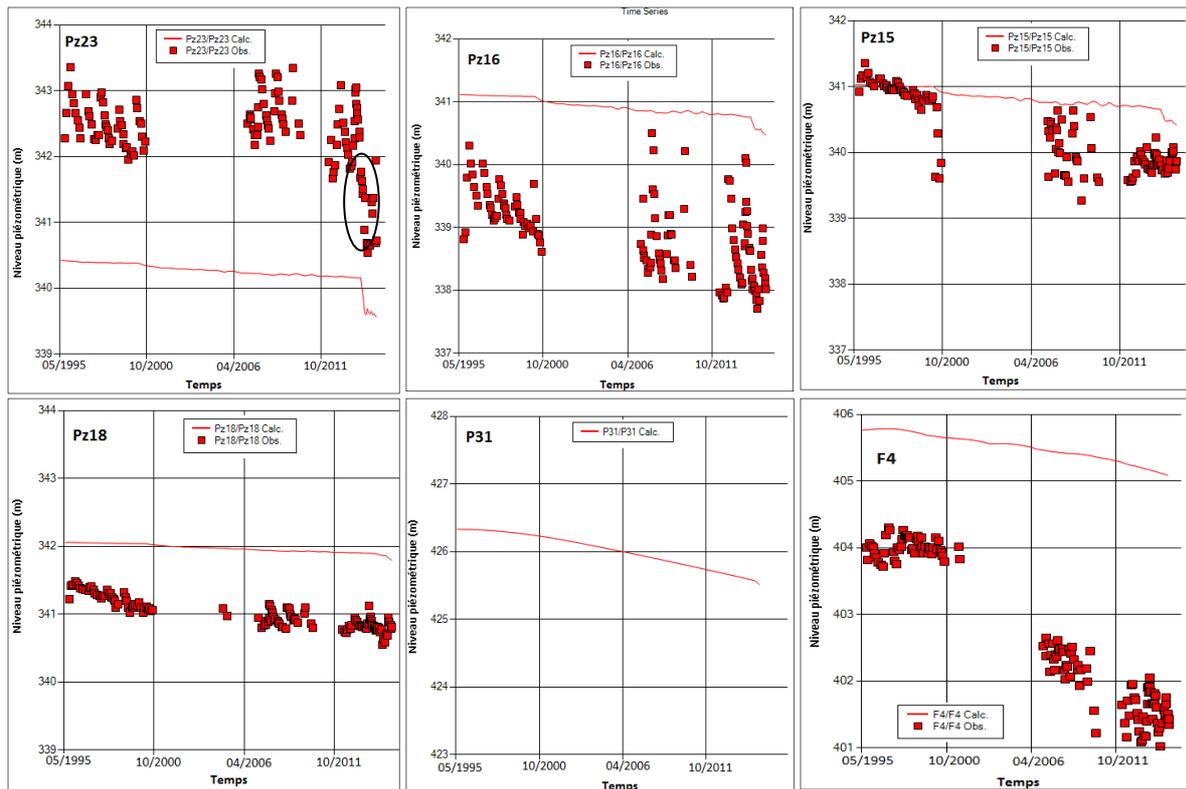


**Figure 84.** Différence entre piézométrie simulée en 1995 et piézométrie simulée en 2014, en ne prenant en compte que les variations des pompages.

A travers les points d'observation, nous avons pu apprécier l'allure de la baisse du niveau de la nappe. La série de figures suivantes (**Figure 85**) nous révèle que dans la zone de Nasso (Pz23, Pz16, Pz15), le niveau de nappe est stable jusque dans les années 2000 où la première inflexion du niveau de la nappe se produit. Plus tard, au début de l'année 2014, le niveau de la nappe va de nouveau connaître une chute encore plus importante. Ces différentes baisses sont certainement l'effet des pompages à gros débit de l'ONEA qui ont connu une augmentation significative en 2014. Autour des sources de Nasso/Guinguette, l'influence des

pompages n'est cependant pas la même sur tous les points. L'influence des pompages est perceptible sur tous les points d'observation situés dans la zone immédiate des sources. En général, l'effet combiné de la distance aux sites de pompage et des paramètres hydrodynamiques crée une différence dans la sensibilité aux pompages. Les piézomètres Pz15 (à moins de 200 m du forage F1 de l'ONEA), Pz16 et Pz23 (à moins de 100 m du forage F4 de l'ONEA) présentent une baisse du niveau de la nappe de l'ordre de 0,5 m entre 1995 et 2014. C'est autour de 2000 puis 2014 que la baisse est plus nette. L'influence des pompages de la zone de Nasso/Guinguette s'étend plus loin en amont, car, au niveau de Pz18 situé à 2 km de la zone de pompage, on note aussi les mêmes variations, toutefois avec une plus faible amplitude.

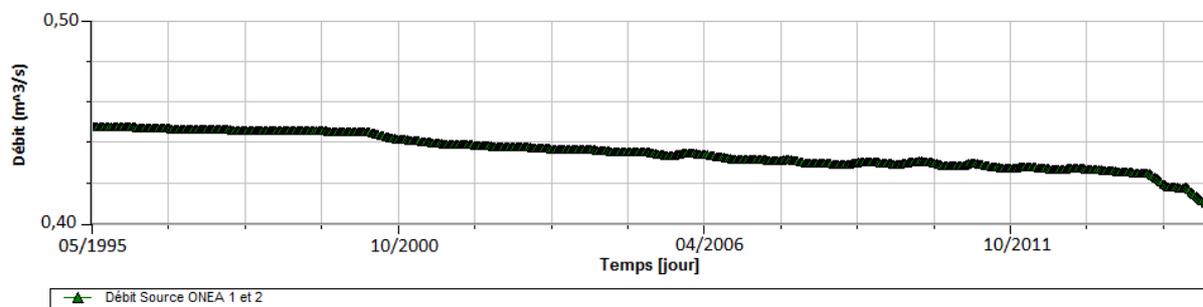
Dans la zone de Bobo-Dioulasso où il y a de nombreux pompages industriels, on a noté une baisse du niveau de la nappe du même ordre de grandeur que celle observée sur les piézomètres situés à proximité des sites de pompage ONEA (susmentionnés) pour la période de 1995 à 2000 (piézomètre P31, **Figure 85**). Pourtant les pompages autour de Bobo-Dioulasso sont nettement inférieurs à ceux de la zone de pompage ONEA. Cette baisse piézométrique comparable à celle de la zone de pompage ONEA pourrait être liée aux paramètres hydrodynamiques de la zone. En effet les forages ONEA captent les Ggq qui sont de très bons aquifères avec une conductivité hydraulique et un coefficient d'emménagement 10 fois plus élevés que ceux des Gfg dans lesquels se font les pompages de la zone de Bobo-Dioulasso. Il en est de même pour la zone de Darsalamy où nous avons pu observer la baisse du niveau de la nappe en F4 (environ 0,5 m entre 1995 et 2014).



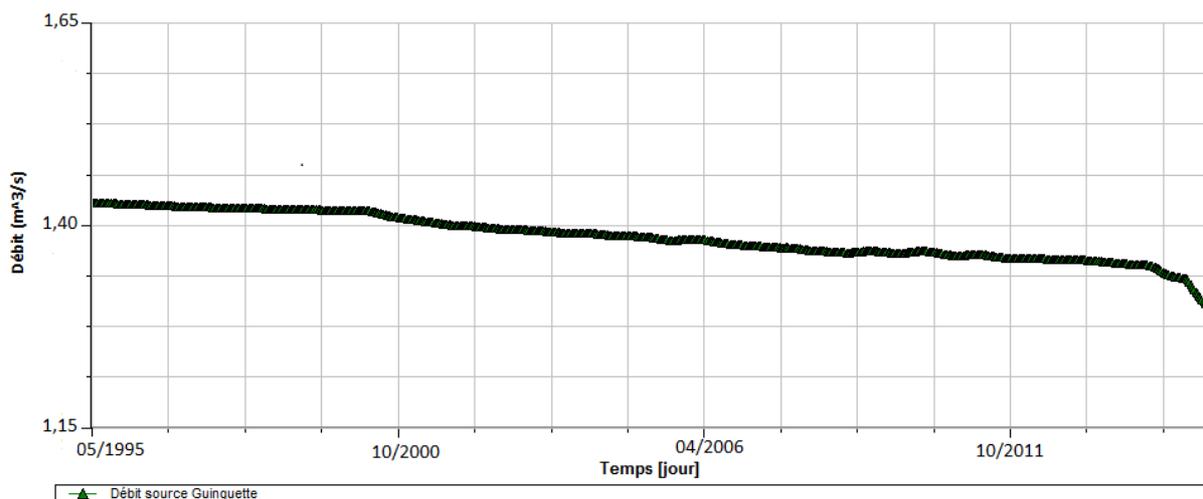
**Figure 85.** Aperçu de l'influence des pompages sur le niveau de la nappe

Cette baisse du niveau de la nappe n'est pas sans conséquence sur le débit des sources (**Figure 86** et **Figure 87**). Les mêmes inflexions observées sur le niveau de la nappe sont présentes sur l'allure du débit des sources de Nasso/Guinguette. L'évolution du débit des sources est marquée par trois phases. Entre 1995 et 2000 où le débit est relativement stable, le débit de la Guinguette baisse de  $0,008 \text{ m}^3/\text{s}$  (soit  $1,6 \text{ L/s/an}$ ) et celui des sources ONEA 1 et 2 de  $0,003 \text{ m}^3/\text{s}$  (soit  $0,6 \text{ L/s/an}$ ). Ensuite, entre 2000 et 2014, la baisse du débit est plus importante et on note  $0,06 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $4,3 \text{ L/s/an}$ ) de moins pour la Guinguette et  $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $1,4 \text{ L/s/an}$ ) de moins pour les sources ONEA 1 et 2. Puis, à partir de 2014, commence une nouvelle phase où la baisse du débit est encore plus importante. En moins de 2 ans, le débit de la Guinguette et celui des sources ONEA 1 et 2 ont diminué respectivement de  $0,04 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $0,02 \text{ m}^3/\text{s}$  soit à peu près la même quantité perdue qu'en 14 ans entre 2000 et 2014. D'après les résultats de la simulation sur les 20 années, les pompages auraient contribué à faire baisser de  $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$  le débit de la Guinguette et de  $0,04 \text{ m}^3/\text{s}$  le débit des sources ONEA 1 et 2. Ceci représente environ 35 à 40 % de la baisse totale du débit des sources simulé en prenant en compte toutes les conditions aux limites et forçages (paragraphe VI.2.3.2).

Ces résultats nous interpellent, car les besoins en eau ne cessent de croître et les pompages vont certainement augmenter au fil des années entraînant une baisse plus importante du débit des sources. L'impact des pompages a souvent été jugé négligeable au regard de leur faible contribution dans le bilan des flux. Cependant, la simulation en régime transitoire nous apprend le contraire. Ceci démontre une fois de plus la nécessité de la prise en compte d'un régime transitoire pour simuler le fonctionnement de ce système aquifère. L'effet des pompages sur la nappe et sur le débit des sources devrait être traité avec plus d'attention pour une gestion durable de la ressource en eau souterraine. Ce d'autant plus que ces sources constitue une source d'eau importante pour l'alimentation en eau de la ville de Bobo Dioulasso et pour les activités agricoles (paragraphe V.5.6).



**Figure 86.** Variation du débit des sources ONEA 1 et 2 entre 1995 et 2014 sous l'influence des pompages.

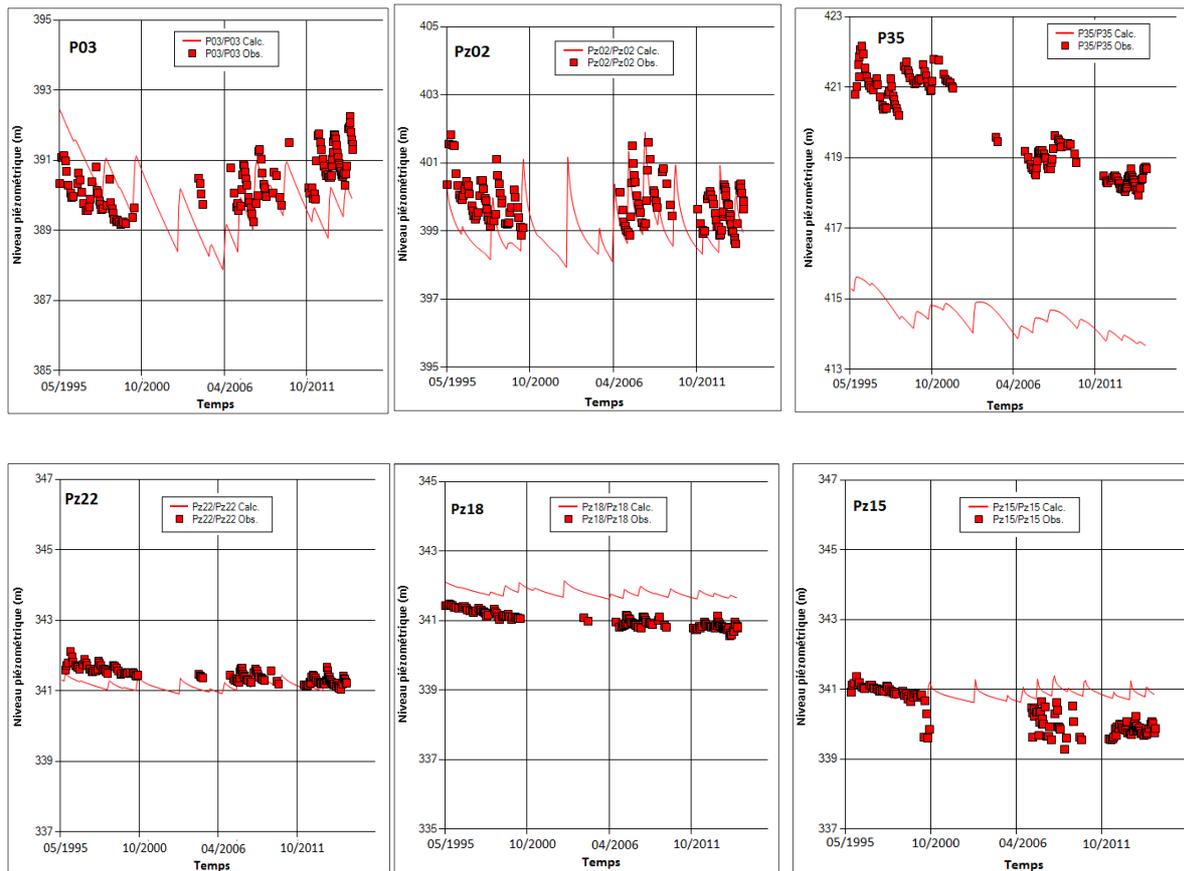


**Figure 87.** Variation du débit de la source Guinguette entre 1995 et 2014 sous l'influence des pompages.

#### VI.2.4.2. Influence de la recharge

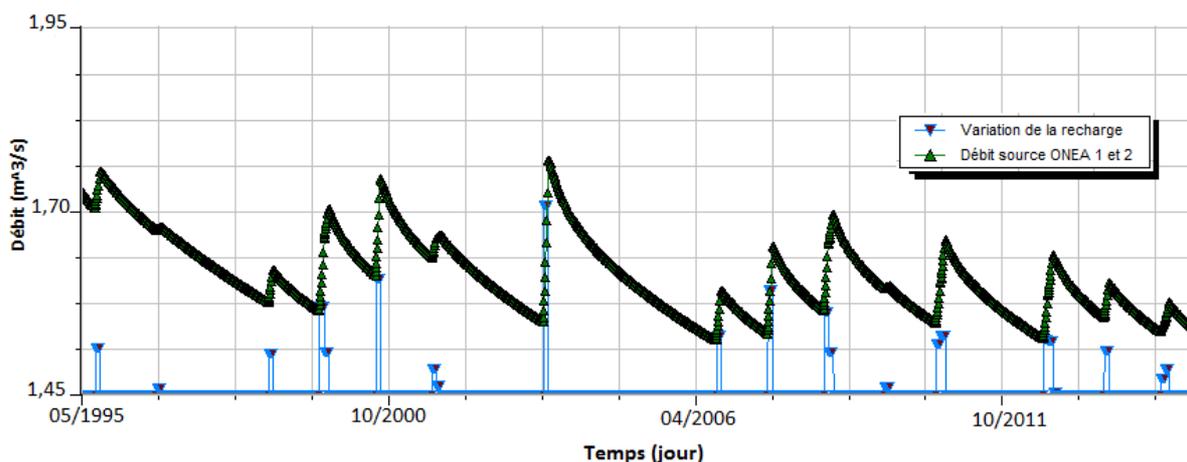
Les résultats de la simulation faite en ne prenant en compte que les fluctuations de la recharge sur la zone d'étude, montrent que la réponse de la nappe à la recharge est variable dans l'espace tant en amplitude qu'en tendance de long terme (**Figure 88**). Ces tendances corroborent les descriptions faites à partir des données observées dans le Chapitre IV. En effet, généralement entre 1995 et 1999, le niveau de la nappe baisse et pour les années suivantes, pour certains points d'observation, il se stabilise tandis que pour d'autres, le niveau remonte. Cette évolution du niveau de la nappe est donc liée à la variation de la recharge. On note effectivement peu de recharge entre 1995 et 2000 (recharge annuelle faible ou des années consécutives sans recharge) entraînant une baisse continue du niveau de la nappe. A partir de 2006, la recharge de la nappe a connu une augmentation car bien que les valeurs annuelles restent faibles, il y a pratiquement de la recharge chaque année et elle contribue à compenser partiellement les baisses annuelles du niveau de la nappe. Ainsi, la nappe est sensible aux successions d'années sèches ou d'années humides. Dans la zone de Nasso (Pz22, Pz18, Pz15), par exemple, le niveau de la nappe serait stable à partir de 2006 si l'on ne tient compte que de l'influence de la recharge (**Figure 88**).

En plus des tendances de long terme, sont également simulées les fluctuations saisonnières qui varient entre 0,2 et 2 m. Les amplitudes saisonnières les plus fortes sont enregistrées au niveau de Pz02 et de P03 situés à proximité du dôme piézométrique. Dans la zone de Nasso, les amplitudes varient entre 0,2 et 0,6 m en Pz23. Ces différents comportements indiquent que l'hétérogénéité des variations observées sur le niveau de la nappe n'est pas seulement liée à une variation spatiale de la recharge. Elle serait aussi liée aux paramètres hydrodynamiques de la nappe et à la position le long d'une ligne d'écoulement (amont vs. aval).

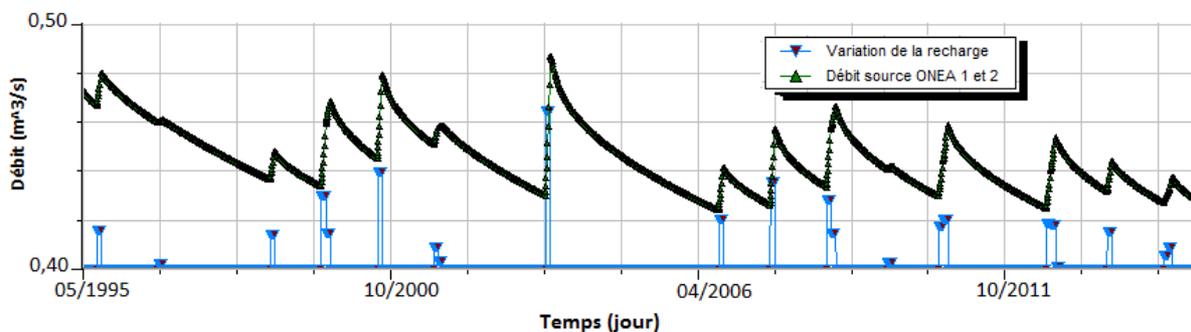


**Figure 88.** Aperçu de l'influence de la recharge sur le niveau de la nappe.

Les variations de la recharge influencent le débit des sources puisque la recharge apporte environ 10 % de leur débit. Les variations de la recharge au cours de ces 20 dernières années auraient entraîné une baisse du débit de la Guinguette et des sources ONEA 1 et 2 respectivement d'environ  $0,16 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$ , soit 50 à 60 % de la baisse notée sur les débits simulés. La plus forte baisse s'est produite sur la période 1995-2000 et n'a toujours pas pu être compensée par la recharge annuelle (**Figure 89** et **Figure 90**). Néanmoins cette recharge qui a connu une hausse après les années 2000 contribue à stabiliser le débit des sources.



**Figure 89.** Débit simulé de la source Guinguette sous l'influence de la variation interannuelle de la recharge



**Figure 90.** Débit simulé des sources ONEA 1 et 2 sous l'influence de la variation interannuelle de la recharge

L'analyse de l'influence des pompages et de la recharge sur le niveau de la nappe a apporté des éléments permettant de mieux comprendre ses fluctuations. La baisse observée aussi bien sur le niveau de la nappe que sur le débit des sources au cours de ces 20 dernières années serait un effet combiné des pompages en hausse et de la recharge qui a connu une baisse. La contribution des pompages à cette baisse s'est accrue à partir de 2000 et la tendance à la hausse des pompages accentuera davantage cette baisse. La recharge quant à elle, connaît des fluctuations interannuelles avec des années où la recharge est nulle. Une succession d'années déficitaires comme celles de 1995-1999 entraîne une baisse importante du niveau de la nappe. Le niveau de la nappe ne pourrait être rehaussé que si on enregistre des recharges importantes sur plusieurs années successives. Toutefois, depuis la détérioration des conditions climatiques dans les années 1970, les années déficitaires sont récurrentes avec des années excédentaires isolées. Ces conditions ne favorisent pas la hausse du niveau de la nappe.

### VI.2.5. Réponse de la nappe à la variabilité du climat de 1961 à 2014

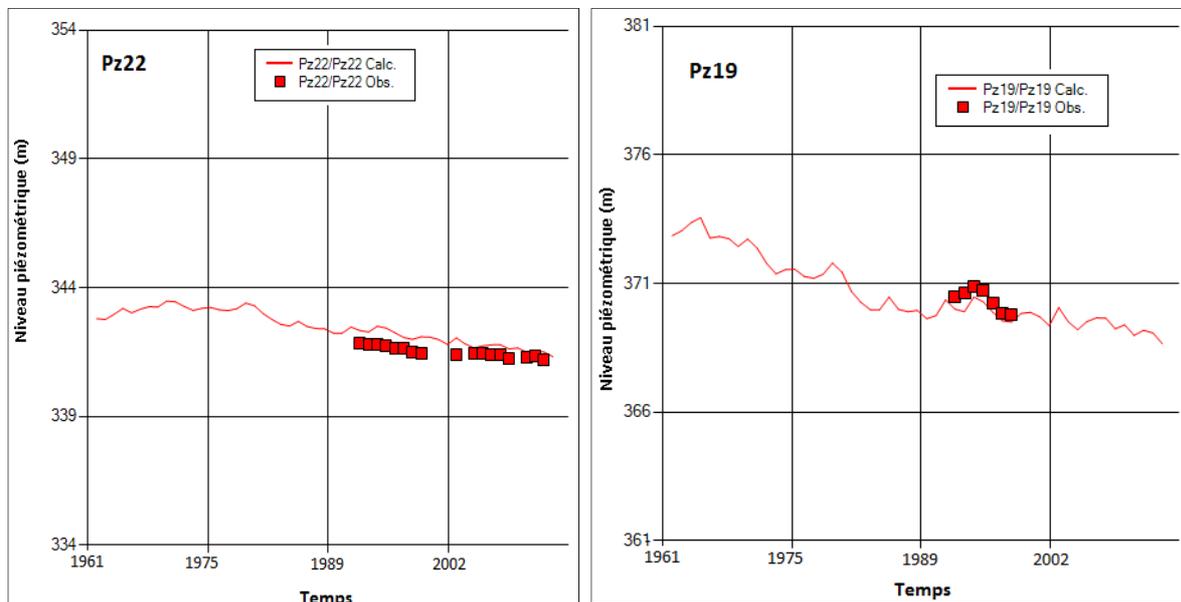
La zone d'étude a connu une forte variabilité climatique aux cours du 20<sup>e</sup> siècle dont la sécheresse des années 1970, marquée par une baisse importante de la pluviométrie fut la plus importante. Nous avons testé la réponse de la nappe à la variabilité climatique qu'a connue toute la région ouest africaine en simulant un régime transitoire de 1961 à 2014. La variation interannuelle de la pluie ainsi que son impact sur la recharge de la nappe, ont été étudiés dans les chapitres II et III. Pour mémoire, la variation de la recharge de la nappe est marquée par une forte variabilité interannuelle dont la différence d'une année à l'autre peut atteindre 200 mm/an, avec une tendance à la baisse depuis les années 1970. Sur la période antérieure à 1970, que nous avons nommée période humide, la recharge moyenne sur la zone était de l'ordre de 240 mm/an. Après 1970, les valeurs de recharge restent faibles par rapport à la recharge de cette période dite humide même si pour quelques années isolées (1979, 1985, 2003), elles paraissent élevées. La décennie 1991-2000 par exemple a une recharge moyenne plus élevée (96 mm/an) que les deux décennies qui l'encadrent (70 mm/an). C'est l'influence de toutes ces variations que nous avons voulu tester à travers cette simulation.

La simulation a été faite avec les paramètres obtenus après calage du régime transitoire de 1995-2014 et la recharge obtenue à partir du bilan de Thornthwaite (**Figure 38, Tableau 13**, p77 et 78). Les zones de recharge définies à la suite du calage du régime transitoire ont été conservées. Dans les simulations du régime transitoire de 1961 à 2014, les premiers pompages démarrent dans les années 1980 mais jusque dans les années 1990, et ils sont très faibles (moins de 3000 m<sup>3</sup>/j). Les résultats à l'issue de la simulation sont comparés à la piézométrie observée disponible, soit celle de 1995-2014. En partant de la charge initiale qui a été définie en considérant les conditions aux limites de 1961, la piézométrie simulée devrait être proche de la piézométrie observée sur la période de 1995-2014 où les données d'observation sont disponibles.

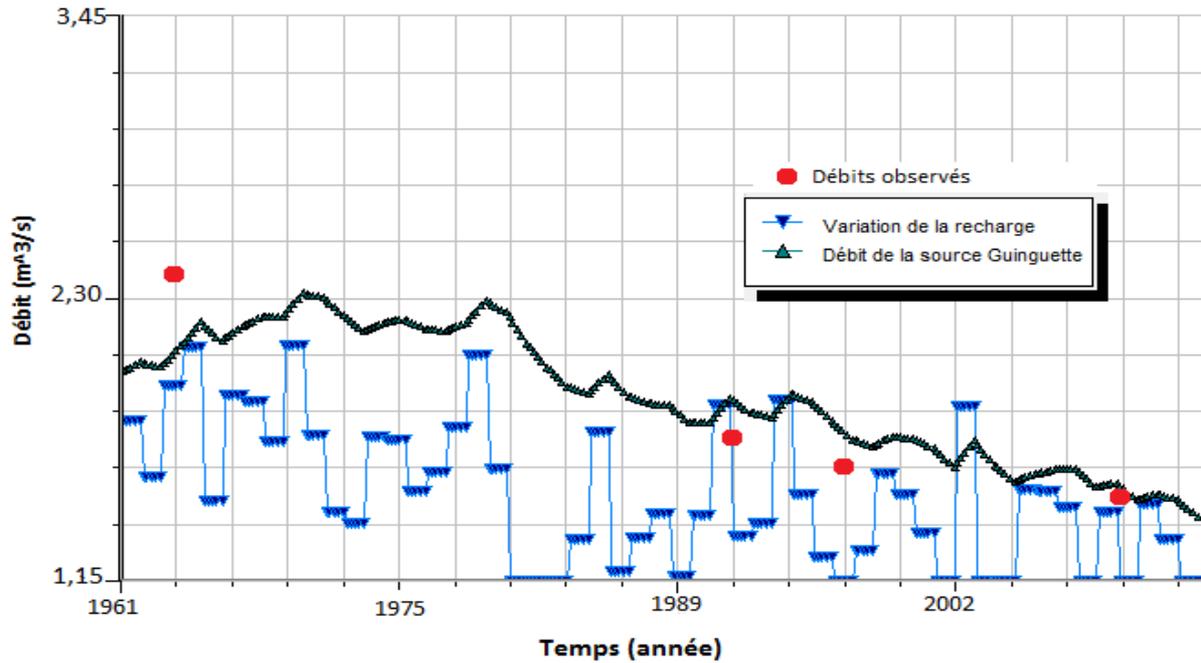
Cette simulation nous a permis d'analyser l'évolution du niveau de la nappe et le débit des sources en rapport avec la variabilité du climat depuis les années 1961. La piézométrie simulée sur la période de 1995-2014 est bien ajustée avec la piézométrie observée. Les résultats de ces simulations nous révèlent que le niveau de la nappe est soumis à une tendance à la baisse sur le long terme et est également sensible aux variations interannuelles de la recharge. Le niveau de la nappe a connu une hausse jusqu'en 1970 où il a commencé à baisser. La réaction de la nappe diffère d'une zone à une autre en fonction des paramètres

hydrodynamiques comme le montre la **Figure 91** : situé dans une zone de faible conductivité, le niveau de la nappe en Pz19 baisse d'environ 5 m alors qu'en Pz22, situé dans une zone de conductivité élevée, le niveau baisse d'environ 1,5 m. Cette baisse du niveau de la nappe a entraîné une diminution du débit des sources (**Figure 92**).

En 1961, le débit simulé de la source Guinguette est de  $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$  et celui des sources ONEA 1 et 2 est de  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$ . En 2014, les débits simulés sont respectivement de  $1,42$  et  $0,37 \text{ m}^3/\text{s}$ . Sur cette période, les débits ont donc sensiblement baissé, d'environ 38 % aussi bien pour la source Guinguette que ONEA 1 et 2. Ces variations du débit des sources sont comparables à celles des débits mesurés à la Guinguette, avec des valeurs de l'ordre de  $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$  dans les années 1950 et  $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$  en 2011. Comme on peut le voir sur la **Figure 92**, les baisses les plus importantes ont lieu aux cours des périodes où la recharge est nulle ou très faible sur plusieurs années consécutives (1979-1984  $-0,38 \text{ m}^3/\text{s}$ , 1986-1990  $-0,20 \text{ m}^3/\text{s}$ , 1995-2002  $-0,32 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Ces variations de la recharge sont celles qui ont déterminé l'allure du débit des sources depuis les années 1960 étant donné que les pompages étaient faibles jusque dans les années 1990. Après cette période et surtout à partir des années 2000, comme il a été montré dans le paragraphe VI.2.4.1, l'effet des pompages sur la nappe devient significatif et mérite d'être traité avec une attention particulière.



**Figure 91.** Aperçu de l'évolution de la piézométrie de 1961 à 2014



**Figure 92.** Débit simulé de la source de la Guinguette de 1961 à 2014.

### VI.3. Conclusion partielle

La modélisation hydrogéologique a permis d'analyser le fonctionnement hydrodynamique de la nappe en prenant en compte essentiellement trois types de facteurs qui sont susceptibles de l'influencer. Ce sont notamment la variabilité du climat, la variation des pompages et les variations spatiales des paramètres hydrodynamiques de la nappe. Le modèle réalisé sur Visual Modflow a permis, grâce au régime permanent calé de manière satisfaisante, de montrer que les principaux flux qui transitent dans le domaine proviennent pour moitié de la recharge de la nappe et de l'alimentation de la partie amont du bassin. Les sources, la rivière Kou et ses affluents drainent environ 24 % des flux alors que les pompages n'en représentent que 2 % environ.

Les résultats montrent que le niveau de la nappe est sensible aux variations de la recharge notamment au déficit cumulé sur plusieurs années. Au cours de ces 20 dernières années, les variations observées du fonctionnement de la nappe, notamment à travers la diminution du débit des sources, sont un effet combiné des pompages et de la recharge. En effet, les pompages ont nettement augmenté à partir des années 2000 et la recharge des 20 dernières années est souvent marquée par une succession d'années déficitaires comme celles de la période 1995-1999. La simulation du modèle depuis les années 1960 indique que ces années déficitaires dont l'occurrence a augmenté après les années 1970, ont causé la baisse du

niveau de la nappe, accompagnée d'une baisse importante du débit des sources. Les années humides, demeurant isolées malgré une légère hausse de la pluviométrie après les années 1990, ne sont pas suffisantes pour rehausser le niveau de la nappe qui est marqué par une tendance de long terme à la baisse. Les effets de la variabilité climatique, combinés à ceux des pompages en nette croissance au cours de ces deux dernières décennies, exacerbent la baisse du niveau de la nappe.

## **CONCLUSION GENERALE**

---

Ces travaux ont été conduits dans le but de comprendre le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du bassin du Kou et d'apporter des éléments de réponses aux questions soulevées par la diminution du débit de base de la rivière et des sources. Ils ont été réalisés à travers les méthodes d'analyse statistiques et la modélisation. Cela nous a permis d'aboutir à des résultats dont la synthèse est présentée ci-après.

### **Principaux résultats**

- **Variabilité climatique et réponse de la nappe**

Ces analyses ont été conduites à travers des méthodes statistiques qui ont permis de caractériser la variabilité du climat ainsi que la réponse de la nappe. On retrouve dans la pluviométrie du bassin versant du Kou les épisodes critiques de la variabilité du climat déjà connu en Afrique de l'Ouest. La variabilité de la pluie est marquée par une rupture significative entre 1965 et 1970 avec un déficit pluviométrique de l'ordre de 10 à 16 %. Ce déficit pluviométrique s'est révélé plus important sur les pluies dépassant un certain seuil (10 mm, 30 mm, 50 mm), pendant les mois de juillet à septembre, pour lesquels le déficit peut atteindre 40 %. A la baisse de la pluie s'ajoute l'évolution de la température marquée par une tendance significative à la hausse. Cette hausse significative de la température entraînant une hausse de l'évapotranspiration a été plus intense au cours de ces 20 dernières années. Sur le bassin, la température a augmenté d'environ 1,4 °C entre 1961 et 2014 dont environ 0,8 °C entre 1990 et 2014.

La baisse de la pluviométrie combinée à l'augmentation de la température a entraîné une baisse plus importante de la pluie efficace dont le déficit a été estimé à plus de 40 %. Le bilan hydrologique du bassin du Kou est marqué par la prédominance de l'évapotranspiration réelle sur les autres composantes, surtout pour les trois dernières décennies. Estimée à 68 % dans les années 1960, l'évapotranspiration réelle a dépassé 85 % du bilan au cours des décennies récentes. Cette évolution de l'évapotranspiration réelle réduit fortement la part de la pluie qui contribue aux écoulements et à la recharge de la nappe.

L'étude de la réponse des systèmes hydrologiques, et en particulier celle des nappes étudiées, en considérant les systèmes du Mouhoun à Samendéni (4400 km<sup>2</sup>) et du Kou à Nasso (405 km<sup>2</sup>), a permis de montrer que la variabilité du climat a eu des conséquences

importantes sur les ressources en eau. A l'instar de la plupart des bassins versants dans la zone soudanienne, la rupture des années 1970 a entraîné sur les écoulements un déficit trois fois plus important que celui de la pluie annuelle. Ce déficit qui est du même ordre de grandeur que celui des fortes précipitations des mois de juillet à septembre, trouve une explication dans l'évolution de la pluie efficace qui est à la fois influencée par la pluie en baisse et l'évapotranspiration en hausse.

Après la rupture de 1970, les tests statistiques n'ont détecté aucun changement significatif sur la pluviométrie même si à partir de 1990, elle a connu une légère hausse allant de 4 à 11 % par rapport à la pluie moyenne de la période 1971-1990. De plus, l'évolution de la pluie sur ces trois dernières décennies indique une hausse dans la décennie de 1991 à 2000 suivie d'une baisse dans la décennie de 2000 à 2010 avec des pluies moyennes annuelles proches de celles des décennies sèches (1971 à 1990). Cette évolution de la pluviométrie ne permet pas de tirer une conclusion sur la fin de la sécheresse.

Malgré la légère hausse qu'a connue la pluviométrie à partir des années 1990, au sein du bassin du Kou, les écoulements ont continué à diminuer jusqu'en 1997 et le fonctionnement hydrologique du bassin semble avoir changé. En effet, bien que déjà alimenté en grande partie par les eaux souterraines avant la rupture (77 %), il est devenu presque entièrement alimenté par les eaux souterraines après la rupture (96 %) et l'effet mémoire du système est devenu plus long. Son fonctionnement hydrologique diffère de celui du Mouhoun, un système régional dont l'effet mémoire a toujours été long. Le fonctionnement hydrologique du Mouhoun est fortement lié à son débit de base, comme en témoigne le retard dans la reprise du flux par rapport à la reprise de la pluie en 1990.

L'analyse des chroniques piézométriques a montré que les eaux souterraines ont une réponse positive à la pluie avec un retard de 1 à 4 mois lié au trajet de l'eau dans la zone non saturée. Les tendances à la hausse ou à la baisse observées sur le niveau de la nappe sont les effets à long terme des variations interannuelles de la pluie. En effet, les eaux souterraines ont une réponse lente aux variations interannuelles de la pluie et cela est fortement lié aux caractéristiques physiques du milieu (transmissivité, coefficient d'emmagasinement). Compte tenu de l'hétérogénéité spatiale de ces caractéristiques, la modélisation hydrogéologique s'est avérée nécessaire pour comprendre les processus physiques qui régissent les différences spatio-temporelles du comportement de la nappe.

- **Apport de la modélisation à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère**

La modélisation a permis d'analyser le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou en prenant en compte des facteurs clés comme les pompages et la variation spatiale des paramètres hydrodynamiques. Un modèle hydrogéologique en 3D dont les limites s'étendent jusqu'à la rivière du Mouhoun à l'Ouest et à la limite du bassin sédimentaire à l'Est, calé en régime permanent puis en régime transitoire a permis d'effectuer ces analyses.

Le modèle en régime permanent, calé sur la période de 1995-1999, a permis d'estimer les différentes composantes du bilan des flux. Nous en retenons que les principaux flux qui transitent dans le domaine proviennent de la recharge de la nappe (49 %) et de l'alimentation à travers ses frontières, en particulier dans sa partie sud et sud-ouest (42 %). Au regard de la quantité importante de flux qui provient de la partie amont de la zone, le bassin qui l'alimente pourrait s'étendre sur près de 1000 km<sup>2</sup> jusqu'à la zone d'Orodara identifiée comme une zone de recharge potentielle de la nappe (Dakouré, 2003). Les flux sortant du domaine se font à travers les sources et la rivière Kou et ses affluents qui en représentent 24 %, par les pompages qui n'en représentent que 2 % environ. Le reste des flux sort du domaine par les frontières nord et nord-ouest. En termes d'échange entre niveaux aquifères, cette simulation en régime permanent a montré que les écoulements se font principalement des couches inférieures vers les couches supérieures. Dans la zone d'affleurement des Gfg, où on note la présence d'une couche imperméable sous-jacente les séparant des GKS, les échanges de flux se font plutôt vers le bas. Sur toute l'étendue du domaine, on remarque que les échanges de flux entre les GKS et les Gfg sont plus faibles (moins de 1 m<sup>3</sup>/s) que les échanges entre les autres couches (2 à 7 m<sup>3</sup>/s).

Le modèle en régime permanent n'a pas pu être évalué de manière totalement satisfaisante avec les données de basses eaux et de hautes eaux de 2014 en particulier au sein des Gfg. Cela est dû au temps de réponse du système qui est long de plusieurs années au sein des Gfg et des GKS notamment. Ceci rend les simulations en régime permanent inadéquates pour étudier le fonctionnement du système notamment sa réponse vis-à-vis des forçages climatiques et anthropiques. Le système se trouve en effet en déséquilibre avec les forçages actuels d'où, la nécessité d'une simulation en régime transitoire pour étudier le fonctionnement du système. Cela a été confirmé avec le régime transitoire qui a permis de simuler correctement le fonctionnement de l'aquifère malgré les fortes variations

interannuelles de la recharge pouvant atteindre 200 mm/an alors qu'entre deux régimes permanents différents pour des variations de recharge 10 fois moindres, le modèle n'était plus calé avec les mêmes paramètres hydrodynamiques.

Le modèle simulé en régime transitoire a montré que le niveau de la nappe est sensible aux variations de la recharge, notamment au déficit cumulé sur plusieurs années. Au cours de ces 20 dernières années, les variations du niveau de la nappe, ainsi que celles du débit des sources, sont dues à un effet combiné de la variation de la recharge et des pompages. Même si les pompages ne représentent qu'environ 2% des flux qui transitent dans le domaine, leur influence sur la nappe ne doit pas être négligée car sur ces 20 dernières années, selon nos simulations, les pompages ont contribué à environ 40% de la baisse observée sur le débit des sources. En outre, cette simulation en régime transitoire a montré que la variation spatiale de la réponse du système est liée aux paramètres hydrodynamiques. La conductivité hydraulique et le coefficient d'emménagement au sein des Ggq, dans leur partie amont y compris la zone des sources de Nasso/Guinguette sont 10 fois plus élevés que dans les Gfg à l'est et dans les Ggq au nord. Ceci expliquerait le fait qu'en réponse à des prélèvements pourtant dix fois moins élevés que dans la zone de pompage ONEA, le niveau de la nappe baisse autant dans les Gfg autour de Bobo-Dioulasso que dans les Ggq de la zone de pompage ONEA. C'est aussi à travers ces variations de paramètres hydrodynamiques que nous avons expliqué la différence de comportement observée sur le niveau de la nappe à partir des années 2006. En effet, l'aquifère dans les Gfg et au nord du domaine dans les Ggq est plus sensible aux variations de la recharge du fait des paramètres hydrodynamiques relativement faibles ( $K$  de l'ordre de  $10^{-6}$ - $10^{-5}$  m/s et  $S_s$  de l'ordre de  $10^{-4}$  m<sup>-1</sup>). C'est ainsi que pour une légère augmentation de la recharge à partir des années 2006, le niveau de la nappe remonte dans cette partie du domaine alors qu'à l'amont du bassin, la pente de la courbe de la baisse est simplement moins accentuée. Le système est également sensible aux variations spatiales de la recharge, car le modèle en régime transitoire n'a pu être calé correctement qu'en définissant une zone de recharge amont différente de l'aval.

La simulation du système depuis les années 1960 indique une tendance à la baisse du niveau de la nappe depuis ces années-là, que nous avons liée à la baisse de la recharge. En effet, après les années 1970, l'occurrence des années déficitaires a augmenté et la succession de ces déficits sur plusieurs années a fortement impacté le niveau de la nappe et le débit des sources. Les années humides, demeurant isolées malgré une légère hausse de la pluviométrie

après les années 1990, ne sont pas suffisantes pour rehausser le niveau de la nappe qui est marqué par une tendance de long terme à la baisse.

Au terme de ces travaux, il apparaît que les effets combinés du climat et des pompages en nette croissance au cours de ces deux dernières décennies sont l'une des causes majeures qui contribuent à la dégradation observée de la nappe et du débit des sources. Cette ressource en eau revêt une importance capitale pour l'alimentation en eau de la ville de Bobo-Dioulasso, les activités industrielles et agricoles de la zone. Aussi, du fait que d'une part, les conditions climatiques ne s'améliorent pas et ne devraient pas connaître une amélioration d'après les résultats des scénarii sur le climat de la région ouest-africaine, et d'autre part, du fait de la croissance rapide des besoins et également de l'importance de cette ressource pour le pays et surtout pour la région de Bobo-Dioulasso, il sied de prendre des mesures idoines pour une gestion adéquate, en vue de sa pérennisation.

### **Limites et perspectives**

Les principales limites de ce travail sont liées au manque de données. Il s'agit notamment du manque de longues chroniques fiables pour la caractérisation du fonctionnement hydrologique du bassin ainsi que pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de la nappe. Les quelques chroniques disponibles ne sont souvent pas exploitables du fait de nombreuses lacunes ou de la présence de données aberrantes. En ce qui concerne les données piézométriques en particulier, les suivis ne sont pas continus et la longueur des chroniques est souvent égale à la durée de vie des projets qui les soutiennent.

Néanmoins les données exploitables ont été capitalisées pour permettre de comprendre le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du bassin du Kou. Pour un aquifère aussi important, un accent devrait être mis sur le suivi de la nappe, la collecte de données synchrones tant hydrométriques, piézométriques que climatiques à un pas de temps fin pour permettre de mieux investiguer la question de la réponse de l'aquifère. Il faudra également améliorer la distribution spatiale des observations pour permettre de caractériser correctement les différentes zones du bassin. Le réseau en place devrait donc être optimisé et renforcé pour permettre un suivi continu. A cet effet, un accent particulier devra être mis sur la partie ouest du bassin où aucune chronique piézométrique n'est disponible.

Des investigations futures pourraient être réalisées en vue d'aider à mieux connaître les niveaux profonds notamment la géométrie des différents niveaux aquifères ainsi que leurs

paramètres hydrodynamiques. Ces investigations devraient aussi aider à mieux délimiter les contours du bassin hydrogéologique surtout dans la partie amont. La prise en compte de l'aspect qualité de l'eau dans des travaux futurs va compléter la question de la gestion de l'eau traité dans le présent document, surtout dans ce contexte où la nappe est exposé à des pollutions liées aux activités anthropiques (industrielles, agricoles).

Le modèle élaboré a permis de comprendre l'évolution de la nappe depuis 1961. Il pourrait servir à réaliser d'autres tests dans le but d'apporter des réponses sur l'évolution de la nappe sous des scénarios futurs tels que l'augmentation des pompages et dans un contexte de changement climatique. Dans la perspective d'une gestion durable de la ressource en eau, le modèle constitue un outil adéquat pour la mise en place d'un système de surveillance de la nappe, notamment en mode télégestion. Ce système devra permettre de faire un suivi de la nappe en temps quasi réel en des points de surveillance judicieusement choisis afin de prévenir les éventuels dépassements de seuils.

- Les points de surveillance devront idéalement constituer un maillage qui couvre le bassin, ce qui suppose la réalisation de nouveaux points dans certaines zones, notamment dans la partie ouest qui ne dispose pas de piézomètres. Au regard des résultats de la présente modélisation, les points pourront se situer autour des pompages de l'ONEA dans la zone de Nasso/Guinguette, dans la zone de Bobo-Dioulasso, dans la zone de Darsamaly du côté de F4.
- Les seuils, correspondant à des niveaux critiques de la nappe, pourront être fixés à partir du modèle. Dans la zone de Nasso, le niveau de la nappe est moins sensible aux pompages que dans d'autres zones comme Darsalamy et la zone de Bobo-Dioulasso. Cependant, la baisse du niveau de la nappe dans cette zone entraîne une diminution non négligeable du débit des sources. Les niveaux critiques pourront être définis de sorte à maintenir le débit des principales sources ainsi que le niveau de la nappe dans les différentes zones sensibles au-dessus d'un seuil. Ce seuil pourrait être fixé en concertation avec les divers acteurs du bassin du Kou (ONEA, agriculteurs, industriels, agence de l'eau, etc.). Partant de ce seuil, trois niveaux d'alerte pourraient être définis : (1) *niveau vert* pour lequel les prélèvements ne présentent aucun risque majeur sur pour la nappe. Il pourrait être défini comme le niveau d'eau qui permet de maintenir le débit des sources Nasso/ Guinguette ainsi que le niveau de la nappe dans les zones sensibles au-dessus du seuil fixé, (2) *niveau rouge* correspondant au seuil fixé par les différents acteurs et pour lequel tout prélèvement constituerait un risque

potentiel pour la nappe et le débit des sources, (3) *niveau intermédiaire* ou *orange* pour lequel on rentre dans une phase critique pour la nappe, en ce sens que les prélèvements commencent à causer des problèmes majeurs et pourrait être le quart (25 %) intermédiaire au-dessus du niveau rouge. Le niveau de la nappe sera mesuré dans les différents points de surveillance choisis à l'aide de capteurs automatiques puis transféré vers un serveur contenant le modèle afin de les comparer à ces niveaux d'alerte définis.

Un tel système pourra déclencher la création d'une plateforme de concertation entre les différents acteurs concernés par la ressource à tous les niveaux, aussi bien les exploitants que les décideurs, leur permettant de prendre des décisions éclairées en vue d'une gestion rationnelle et durable de cette dernière.



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- Aguiar, L. A. A., Garneau, M., Lézine, A.-M. & Maugis, P. (2010) Évolution de la nappe des sables quaternaires dans la région des Niayes du Sénégal (1958-1994): relation avec le climat et les impacts anthropiques. *Sécheresse* (2), 97–104. doi:10.1684/sec.2010.0237
- Ahmad, I., Tang, D., Wang, T., Wang, M. & Wagan, B. (2015) Precipitation Trends over Time Using Mann-Kendall and Spearman's rho Tests in Swat River Basin, Pakistan. *Adv. Meteorol.* **2015**, 1–15. doi:10.1155/2015/431860
- Albergel, J. (1987) Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso. *Influ. Clim. Change Clim. Var. Hydrol. Regime Water Resour.*, 355–365. Presented at the Proceedings of the Vancouver Symposium ; Wallingford, UK: IAHS.
- Alexanderson, H. (1986) A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Hydrol.* (6), 661–675.
- Allan, C., Xia, J. & Pahl-Wostl, C. (2013) Climate change and water security: challenges for adaptive water management. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* **5**(6), 625–632. doi:10.1016/j.cosust.2013.09.004
- Allen, R. ., Periera, L., Raes, D. & Smith, L. (1998) *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. FAO irrigation and drainage paper. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K. S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., et al. (2010) Increasing River Flows in the Sahel? *Water* **2**(2), 170–199. doi:10.3390/w2020170
- Amogu, O., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Malam Abdou, M., Panthou, G., Rajot, J.-L., Souley Yéro, K., et al. (2015) Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol. Sci. J.* **60**(1), 78–95. doi:10.1080/02626667.2014.885654
- ANTEA. (2012) Gestion Intégrée et Concertée des Ressources en Eau des Systèmes Aquifères d'Iullemeden, de Taoudeni/Tanezrouft et du fleuve Niger- (GICRESAIT)- Hydrogéologie (Rapport de synthèse No. OSS-GICRESAIT no 14), 86. Tunis: Sahara and Sahel Observatory.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R. & Bernhardt, G. (1995) Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. *Groundwater* **33**(6), 1010–1018. doi:10.1111/j.1745-6584.1995.tb00046.x
- Bates, B., Kundzewicz, Z., Wu, S. & Palutikof, J. (2008) Climate Change and Water (Technical Paper of the Intergovernmental Panel On Climate Change), 210. Geneva: IPCC Secretariat.

- Beaulieu, C., Ouarda, T. B. M. J. & Seidou, O. (2007) Synthèse des techniques d'homogénéisation des séries climatiques et analyse d'applicabilité aux séries de précipitations. *Hydrol. Sci. J.* **52**(1), 18–37. doi:10.1623/hysj.52.1.18
- Beven, K. J. (2012) *Rainfall-runoff modelling: the primer*, 2nd ed. Chichester, West Sussex ; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell.
- Bhuiyan, C. (2010) Hydrogeological factors: their association and relationship with seasonal water-table fluctuation in the composite hardrock Aravalli terrain, India. *Environ. Earth Sci.* **60**(4), 733–748. doi:10.1007/s12665-009-0211-5
- Blavoux, B. (1978) *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium : possibilités et limites de la méthodes des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée*. (Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles). Université Pierre et Marie Curie, Paris 6., Paris, France.
- Bois, P. (1986) Contrôle des séries chronologiques corrélées par étude du cumul des résidus de la corrélation, 89–99. Presented at the Journées hydrologiques de l'ORSTOM.
- Box, G. E. P., Jenkins, G. . & Reinsel, G. . (1994) *Time series analysis: forecasting and control*, 3rd ed. Englewood Cliffs, NJ., USA: Prentice Hall.
- Bredehoeft, J. (2002) The Water Budget Myth Revisited: Why Hydrogeologists model. *Groundwater* **40**(4), 340–345.
- Bricquet, J. P., Bamba, F., Mahé, G., Toure, M. & Olivry, J.-C. (1997) Évolution récente des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *Rev. Sci. Eau* **10**(3), 321–337. doi:10.7202/705282ar
- Bronner, G., Roussel, J. & Trompette, R. (1980) Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni cratonic basin (upper Precambrian and Paleozoic) western Africa. *Dyn. Plate Inter. Geodyn. Ser. Amer Geophys Union* **1**, 81–90.
- Bruin, H. A. R. (1988) Evaporation in Arid and Semi-Arid Regions. In: *Estimation of Natural Groundwater Recharge* (I. Simmers, ed.), 73–88. Dordrecht: Springer Netherlands. Retrieved from [http://link.springer.com/10.1007/978-94-015-7780-9\\_5](http://link.springer.com/10.1007/978-94-015-7780-9_5)
- Brunet-Moret, Y. (1971) Etude de l'homogénéité des séries chronologiques de précipitations annuelles par la méthode des doubles masse. *ORSTOM Série hydrologie* **VIII**(4), 3–31.
- Brunner, P., Simmons, C. T., Cook, P. G. & Therrien, R. (2010) Modeling Surface Water-Groundwater Interaction with MODFLOW: Some Considerations. *Ground Water* **48**(2), 174–180. doi:10.1111/j.1745-6584.2009.00644.x
- Calow, R. & MacDonald, A. (2009) *What will climate change mean for groundwater supply in Africa?* ODI Background Notes, Overseas Development Institute (ODI), London.

- Castaing, C., Metour, J. L., Billa, M., Donzeau, P., Chevremont, P., Egal, E., Zida, B., et al. (2003) Carte géologique et minière du Burkina à 1/ 1 000 000 du Burkina Faso. Burkina Faso: BRGM.
- Castany, G. (1980) *Les eaux souterraines*, Editions Dunod. Paris.
- Chapuis, R. P. & Gill, D. E. (1989) Hydraulic anisotropy of homogeneous soils and rocks: influence of the densification process. *Bull. Eng. Geol. Environ.* (39), 75–86.
- Chen, Y., Guan, Y., Shao, G. & Zhang, D. (2016) Investigating Trends in Streamflow and Precipitation in Huangfuchuan Basin with Wavelet Analysis and the Mann-Kendall Test. *Water* **8**(3), 77. doi:10.3390/w8030077
- Chen, Z., Grasby, S. E. & Osadetz, K. G. (2004) Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *J. Hydrol.* **290**(1–2), 43–62. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.11.029
- Collins, J. M. (2011) Temperature Variability over Africa. *J. Clim.* **24**(14), 3649–3666. doi:10.1175/2011JCLI3753.1
- Conway, D., Persechino, A., Ardoin-Bardin, S., Hamandawana, H., Dieulin, C. & Mahé, G. (2009) Rainfall and Water Resources Variability in Sub-Saharan Africa during the Twentieth Century. *J. Hydrometeorol.* **10**(1), 41–59. doi:10.1175/2008JHM1004.1
- Cosandey, C. (1990) L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires: du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. *Ann. Géographie* **99**(556), 641–659. doi:10.3406/geo.1990.21002
- Cosgrove, W. (2013) Water Futures: the evolution of water scenarios. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* **5**(6), 559–565. doi:10.1016/j.cosust.2013.10.001
- Currell, M., Gleeson, T. & Dahlhaus, P. (2016) A New Assessment Framework for Transience in Hydrogeological Systems: M. Currell Ground Water xx, no. x: xx-xx. *Groundwater* **54**(1), 4–14. doi:10.1111/gwat.12300
- Dai, A., Lamb, P. J., Trenberth, K. E., Hulme, M., Jones, P. D. & Xie, P. (2004) The recent Sahel drought is real. *Int. J. Climatol.* **24**(11), 1323–1331. doi:10.1002/joc.1083
- Dakouré, D. (2003) *Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso - Mali) - Essai de modélisation* (Thèse de doctorat). Université Paris VI, Paris.
- Dassargues, A. (1991) *Modèle mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation*, Annales de la société féologique de Belgique., Vol. 113. Annales de la société féologique de Belgique. Retrieved from <http://popups.ulg.ac.be/0037-9395/index.php?id=1276>.
- de Marsily, G. (1986) *hydrologie quantitative*, Academic press.

- Dedewanou, M. (2005) Nivellement topographique au gps différentiel des points d'eau dans la zone sédimentaire vreo. Programme de Valorisation des Ressources en Eau, 56. SOFRECO - SAWES.
- Delbart, C., Valdes, D., Barbecot, F., Tognelli, A., Richon, P. & Couchoux, L. (2014) Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method. *J. Hydrol.* **511**, 580–588. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.02.008
- Derouane, J. (2008) Modélisation hydrogéologique du bassin sédimentaire, 101. Bobo Dioulasso: Programme VREO.
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D. & Vauclin, M. (2012) Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Glob. Planet. Change* **98–99**, 18–30. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009
- Descroix, L., Genthon, P., Peugeot, C., Mahé, G., Abdou, M. M., Vandervaere, J.-P., Mamadou, I., et al. (2015) Paradoxes et contrastes en Afrique de l'Ouest : Impacts climatiques et anthropiques sur les écoulements. *Géologues* (187), 47–52.
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., et al. (2009) Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *J. Hydrol.* **375**(1–2), 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012
- Descroix, L., Niang, A. D., Dacosta, H., Panthou, G. & Quantin, G. (2013) Évolution des pluies de cumul élevé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger moyen (Sahel). *Climatologie* **10**, 37–49.
- Dickinson, J. E., Hanson, R. T., Ferré, T. P. A. & Leake, S. A. (2004) Inferring time-varying recharge from inverse analysis of long-term water levels. *Water Resour. Res.* **40**(7), W07403. doi:10.1029/2003WR002650
- Dieng, M. (2011) L'eau en Afrique, les paradoxes d'une ressource très convoitée, 3. Dakar: ict4d, ENDA Lead Africa.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. (1998) *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd ed. New York: John Wiley.
- Dong, Y., Li, G. & Xu, H. (2012) An areal recharge and discharge simulating method for MODFLOW. *Comput. Geosci.* **42**, 203–205. doi:10.1016/j.cageo.2011.10.005
- Douglas, E. M., Vogel, R. M. & Kroll, C. N. (2000) Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *J. Hydrol.* **240**(1–2), 90–105. doi:10.1016/S0022-1694(00)00336-X
- Dubreuil, P. (1974) Initiation à l'analyse hydrologique, 224. Toulouse: Masson et Cie, OSRTOM.

- Duvert, C., Jourde, H., Raiber, M. & Cox, M. E. (2015) Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations. *J. Hydrol.* **527**, 894–907. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.054
- El Alfy, M. (2014) Numerical groundwater modelling as an effective tool for management of water resources in arid areas. *Hydrol. Sci. J.* **59**(6), 1259–1274. doi:10.1080/02626667.2013.836278
- Ertürk, A., Ekdal, A., Gürel, M., Karakaya, N., Guzel, C. & Gönenç, E. (2014) Evaluating the impact of climate change on groundwater resources in a small Mediterranean watershed. *Sci. Total Environ.* **499**, 437–447. doi:10.1016/j.scitotenv.2014.07.001
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., et al. (2007) The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.* **45**(2). doi:10.1029/2005RG000183
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. & Leduc, C. (2009) Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.* **45**, W00A16. doi:10.1029/2007WR006785
- Filippi, C., Milville, F. & Thiery, D. (1990) Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: Application à dix sites au Burkina Faso. *Hydrol. Sci. J.* **35**(1), 29–48. doi:10.1080/02626669009492403
- Gao, H. (2011) Groundwater Modeling for Flow Systems with Complex Geological and Hydrogeological Conditions. *Procedia Earth Planet. Sci.* **3**, 23–28. doi:10.1016/j.proeps.2011.09.061
- Gárfias-Soliz, J., Llanos-Acebo, H. & Martel, R. (2009) Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers. *Hydrol. Process.* (24), 300–316. doi:10.1002/hyp.7487
- Gombert, P. (1998) Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso (Rapport technique), 76. Bobo Dioulasso, Burkina Faso: Programme RESO, IWACO-BURGEAP.
- Gombert, P. & Dakouré, D. (1998) Evolution des sources de Nasso sous l'effet du déficit pluviométrique et de l'anthropisation de l'uru bassin. *Var. Ressour. En Eau En Afr. Au 20ème Siècle*. Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Gombert, P. & Traoré, S. (1997) Variabilité du débit des sources de la Guinguette. *Friends-AOC*. Presented at the ORSTOM ; Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Gong, H., Pan, Y. & Xu, Y. (2012) Spatio-temporal variation of groundwater recharge in response to variability in precipitation, land use and soil in Yanqing Basin, Beijing, China. *Hydrogeol. J.* **20**(7), 1331–1340. doi:10.1007/s10040-012-0883-x

- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., et al. (2011) Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J. Hydrol.* **405**(3–4), 532–560. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.002
- Gurdak, J. J., Hanson, R. T., McMahon, P. B., Bruce, B. W., McCray, J. E., Thyne, G. D. & Reedy, R. C. (2007) Climate Variability Controls on Unsaturated Water and Chemical Movement, High Plains Aquifer, USA. *Vadose Zone J.* **6**(3), 533. doi:10.2136/vzj2006.0087
- Gustard, A. & Demuth, S. (2009) Manual on Low-flow Estimation and Prediction. ( No. 50). Operational Hydrology, 136. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.
- Hamed, K. H. (2008) Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *J. Hydrol.* **349**(3–4), 350–363. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.009
- Hanson, R. T., Dettinger, M. D. & Newhouse, M. W. (2006) Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States. *Hydrogeol. J.* **14**(7), 1122–1146. doi:10.1007/s10040-006-0067-7
- Hanson, R. T., Newhouse, M. W. & Dettinger, M. D. (2004) A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. *J. Hydrol.* **287**(1–4), 252–269. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.10.006
- Harbaugh, A. ., Banta, E. R., Hill, M. C. & McDonald, M. G. (2000) MODFLOW-2000. The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model User Guide to Modularization Concepts and the Groundwater Flow. ( No. 0–92). Water-Resources Investigations Report, pp 121. Process. U.S. Geological Survey.
- Hayashi, M. & Farrow, C. R. (2014) Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada). *Hydrogeol. J.* **22**(8), 1825–1839. doi:10.1007/s10040-014-1176-3
- Holman, I. P., Rivas-Casado, M., Bloomfield, J. P. & Gurdak, J. J. (2011) Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeol. J.* **19**(6), 1269–1278. doi:10.1007/s10040-011-0755-9
- Howard, K. & Griffith, A. (2009) Can the impacts of climate change on groundwater resources be studied without the use of transient models? *Hydrol. Sci. J.* **54**(4), 754–764. doi:10.1623/hysj.54.4.754
- Hubert, P., Carbonnel, J. P. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de

- l’afrique de l’ouest. *J. Hydrol.* **110**(3–4), 349–367. doi:10.1016/0022-1694(89)90197-2
- Huneau, F., Dakouré, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N. F., et al. (2011) Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *J. Hydrol.* **409**(1–2), 423–439. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.043
- IPCC. (2007) *Climate change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. LeRoy Miller, et al., Eds.). Cambridge ; New York: Cambridge University Press.
- IPCC. (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 the 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, et al., Eds.). Cambridge ; New York, USA: Cambridge University Press.
- IWACO. (1989) Etude du bilan d’eau du Burkina Faso ( No. 60.451/08), 128. Burkina Faso: Ministère de l’eau.
- IWACO. (1991) Etude du bilan d’eau au Burkina faso- Carte des ressource en eau de surface. Burkina Faso: Ministère de l’environnement et de l’eau.
- IWACO. (1993) Notice explicative de la carte hydrogéologique, échelle 1/500000, feuille de Bobo Dioulasso ( No. 60.451/29). Ouagadougou, Burkina Faso: Ministère de l’eau.
- IWACO. (2001) Etat des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur gestion, 250. Burkina Faso: Ministère de l’environnement et de l’eau.
- Jacobsen, M., Webster, M. & Vairavamoorthy, K. (Eds.). (2012) *The Future of Water in African Cities: Why Waste Water?* The World Bank. Retrieved from <http://elibrary.worldbank.org/doi/book/10.1596/978-0-8213-9721-3>
- Jost, A., Violette, S., Gonçalves, J., Ledoux, E., Guyomard, Y., Guillocheau, F., Kageyama, M., et al. (2007) Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: The case of the Paris basin, France. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* **32**(1–7), 368–378. doi:10.1016/j.pce.2006.02.053
- Kendall, M. G. (1975) *Rank Correlation Methods*, 4th ed. Griffin, London.
- Knowling, M. J., Werner, A. D. & Herckenrath, D. (2015) Quantifying climate and pumping contributions to aquifer depletion using a highly parameterised groundwater model: Uley South Basin (South Australia). *J. Hydrol.* **523**, 515–530. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.01.081

- Kouakou, E., Koné, B., N'Go, A., Cissé, G., Ifejika Speranza, C. & Savané, I. (2014) Ground water sensitivity to climate variability in the white Bandama basin, Ivory Coast. *SpringerPlus* **3**(1), 226. doi:10.1186/2193-1801-3-226
- Kuss, A. J. M. & Gurdak, J. J. (2014) Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *J. Hydrol.* **519**, 1939–1952. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.069
- Lamarque, P. & Jourdain, S. (1994) Elaboration de longues séries climatiques homogènes pour l'étude de l'évolution du climat. *La météorologie* (7), 61–68.
- Lamb, P. J. (1982) Persistence of Subsaharan drought. *Nature* **299**(5878), 46–48. doi:10.1038/299046a0
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. & Banton, O. (1998) Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J. Hydrol.* **205**, 217–231.
- Le Barbé, L. & Lebel, T. (1997) Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950–1990. *J. Hydrol.* **188–189**, 43–73. doi:10.1016/S0022-1694(96)03154-X
- Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D. (2002) Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Clim.* **15**(2), 187–202. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2
- Lebart, L., Piron, M. & Morineau, A. (2006) *Statistique exploratoire multidimensionnelle: visualisations et inférences en fouilles de données*, 4ème édition. Paris: Dunod.
- Lebel, T. & Ali, A. (2009) Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* **375**(1–2), 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030
- Lecarpentier, C. (1975) L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Ann. Géographie* **84**, 385–414.
- Ledoux, E. (1989) *Modèle mathématique en hydrogéologie (Rapport de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris)*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table : the Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **243**(243), 43–54.
- Lee, J.-Y. & Lee, K.-K. (2000) Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *J. Hydrol.* **229**, 190–201.
- Lelong, F. (1966) Régime des nappes phréatiques connues dans les formations d'altérations tropicales ( No. Tome XI). Science de la terre, 202–204.
- Lemoalle, J. & Devaraj, D. C. (2009) *Water atlas of the volta Basin-Atlas de l'eau dans le bassin de la Volta*, 96. Colombo, Marseille: Challenge Program Water and Food and Institut de Recherche pour le Développement.

- Les Landes, A. A., Aquilina, L., De Ridder, J., Longuevergne, L., Pagé, C. & Goderniaux, P. (2014) Investigating the respective impacts of groundwater exploitation and climate change on wetland extension over 150 years. *J. Hydrol.* **509**, 367–378. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.039
- L'Hôte, Y. (1986) Contrôle de la qualité et l'homogénéité des données pluviométriques par la méthode des indices de vecteurs, 37–51. Presented at the Journées Hydrologiques de l'ORSTOM ; Montpellier: ORSTOM.
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B. & Triboulet, J. P. (2002) Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* **47**(4), 563–572. doi:10.1080/02626660209492960
- Lutz, A., Minyila, S., Saga, B., Diarra, S., Apambire, B. & Thomas, J. (2014) Fluctuation of Groundwater Levels and Recharge Patterns in Northern Ghana. *Climate* **3**(1), 1–15. doi:10.3390/cli3010001
- Lutz, A., Thomas, J. M. & Keita, M. (2011) Effects of Population Growth and Climate Variability on Sustainable Groundwater in Mali, West Africa. *Sustainability* 3.21–34.
- Mahé, G. (2009) Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. *Hydrol. Sci. J.* **54**(4), 704–712. doi:10.1623/hysj.54.4.704
- Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J.-E., Adeaga, O., Descroix, L., Mariko, A., et al. (2011) Le fleuve Niger et le changement climatique au cours des 100 dernières années. *Hydro-Climatol. Var. Change*, 131–137. Presented at the Proceedings of symposium J-H02 held during IUGG2011 ; Melbourne, Australia: IAHS.
- Mahé, G. & Olivry, J.-C. (1995) Variations des précipitations et des écoulement en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* **6**(1), 109–118.
- Mahé, G., Olivry, J.-C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F. & Servat, E. (2000) Relations eaux de surface–eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *Sci. Terre Planètes Earth Planet. Sci.* (330), 689–692.
- Mahé, G., Olivry, J.-C. & Servat, E. (2005) Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux: extrêmes et paradoxes. *Reg. Hydrol. Impacts Clim. Change- Hydroclimatic Var.*, 169–177. Presented at the Proceedings of symposium S6 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly ; Foz do Iguaçu, Brazil: IAHS.
- Mahé, G. & Paturel, J.-E. (2009) 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosci.* **341**(7), 538–546. doi:10.1016/j.crte.2009.05.002
- Mangin, A. (1984) Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *J. Hydrol.* **67**, 25–43.

- Mann, H. B. (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* **13**(3), 245–259. doi:10.2307/1907187
- de Marsily, G. de. (2004) cours d'hydrologie. Université paris VI.
- Maxwell, R. M., Condon, L. E., Kollet, S. J., Maher, K., Haggerty, R. & Forrester, M. M. (2016) The imprint of climate and geology on the residence times of groundwater: RESIDENCE TIMES OF GROUNDWATER. *Geophys. Res. Lett.* **43**(2), 701–708. doi:10.1002/2015GL066916
- McCartney, M., Forkuor, G., Sood, A., Amisigo, B. & Hattermann, F. (2012) The water resource implications of changing climate in the Volta River Basin. International Water Management Institute (IWMI). Retrieved from <http://www.iwmi.cgiar.org/publications/iwmi-research-reports/iwmi-research-report-146>
- McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W. (1988) A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model: US Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations ( No. 6-A1), 586. Washington, USA.
- Mérino, M. (2008) *L'eau : quels enjeux pour l'Afrique subsaharienne ?* Note de la Fondation pour la Recherche Stratégique, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Merot, P. (1988) Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol Cont.* **3**(2), 103–115.
- Monteith, J. (1965) Evaporation and environment. *State Mov. Water Living Org.*, 205–234. Presented at the XIXth Symposia of the Soc. for Exp. Biol. ; Cambridge University Press.
- Niang, I., Ruppel, O. ., Abdrabo, M. ., Essel, A., Lennard, C., Padgham, J. & Urquhart, P. (2014) Africa. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press., 1199–1265. United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, Cambridge.
- Nicholson, S. E. (1978) Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. *J Arid Env.* **1**, 3–24.
- Nicholson, S. E. (2000) The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Glob. Planet. Change* **26**(1–3), 137–158. doi:10.1016/S0921-8181(00)00040-0
- Nicholson, S. E., Kim, J. & Hoopinganier, J. (1988) Atlas of African rainfall and its interannual variability. Tallahassee, Florida, USA: Florida State University.

- Olivry, J.-C., Bricquet, J. P. & Mahé, G. (1993) Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? *Hydrol. Warm Humid Reg.*, 67–78. Presented at the Proceedings of Ihc Yokohama Symposium, July 1993 ; Yokohama, Japan: IAHS. Retrieved from 216
- Orange, D., Wesselink, A. J., Mahé, G. & Feitaizoure, C. T. (1997) The effects of climate changes on river baseflow and aquifer storage in Central Africa. *Sustain. Water Resour. Increasing Uncertain.*, 113–123. Presented at the certainty (Proceed ings of the Rabat Symposium S1. April 1997 ; Rabat, Morocco: IAHS.
- Ouédraogo, C. (1983) *Etude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque du Taoudéni en Haute Volta* (Thèse de doctorat). Université de Poitiers, France.
- Ouédraogo, C. (1992) Contribution à l'établissement de la carte géologique et structurale de la région de Bobo-Dioulasso. Notice explicative de la carte à 1/50 000e (Rapport technique). Bobo Dioulasso, Burkina Faso: Programme RESO.
- Ouédraogo, C. (2000) Synthèse géologique de la region Sud-Ouest du Burkina Faso (Rapport technique), 46. Bobo Dioulasso, Burkina Faso: Projet Hydraulique villageoise « 500 forages BAD ».
- Ouédraogo, C. (2002) Carte géologique à 1/200 000e du degré carré de Dédougou. Burkina Faso: BUMIGEB-Bobo.
- Ouédraogo, C. (2006) Synthèse géologique de la région ouest du Burkina Faso (Rapport technique), 46. Bobo Dioulasso, Burkina Faso: Programme VREO, SOFRECO-SAWES.
- Padilla, A. & Pulido-Bosch, A. (1995) Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *J. Hydrol.* **168**(1–4), 73–89. doi:10.1016/0022-1694(94)02648-U
- Palausi, G. (1957) Projet d'amélioration de l'adduction d'eau de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta): aspect géologique et hydrogéologique du problème, 39. Ouagadougou, Burkina Faso: Direction Fédérale des Mines et de la Géologie.
- Panthou, G., Vischel, T. & Lebel, T. (2014) Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *Int. J. Climatol.* **34**(15), 3998–4006. doi:10.1002/joc.3984
- Paturel, J.-E., Boubacar, I., L'Aour, A. & Mahé, G. (2010) Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Hydrol. Sci. J.* **55**(8), 1281–1288. doi:10.1080/02626667.2010.527846
- Paturel, J.-E., Koukponou, P., Ouattara, F., L'Aour, A., Mahé, G. & Cres, F. . (2002) Variabilité du climat du Burkina Faso au cours de la seconde moitié du XXème Siècle. *Sud Sci. Technol.* (8), 41–49.

- Patuere, J.-E., Servat, E., Delattre, M. O. & Lubes-Niel, H. (1998) Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol. Sci. J.* **43**(6), 937–946. doi:10.1080/02626669809492188
- Penman, H. L. (1956) Estimating evaporation. *Trans. Am. Geophys. Union* **37**(1), 43. doi:10.1029/TR037i001p00043
- Pettitt, A. . (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.* **25**(2), 126–135.
- Pinder, G. F. & Celia, M. A. (2006) *Subsurface hydrology*. Hoboken, N.J: Wiley-Interscience.
- Potter, K. W. (1981) Illustration of a new test for detecting a shift in mean in precipitation serie. *Montly Weather Rev.* (109), 2040–2045.
- Prakash Khedun, C., Sanchez Flores, R., Rughoonundun, H. & Kaiser, R. A. (2014) World Water Supply and Use: Challenges for the Future. In: *Encyclopedia of Agriculture and Food Systems*, 450–465. Elsevier. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780444525123000838>
- Prudic, D. . (1989) Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finitedifference, ground-water flow model ( No. 88–729), 113. U.S. Geological Survey Open-File.
- Pulido-Bosch, A., Padilla, A., Dimitrov, D. & Machkova, M. (1995) The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. *Hydrol. Sci. J.* **40**(4), 517–532. doi:10.1080/02626669509491436
- Roche, M. (1963) *Hydrologie de surface*. ORSTOM. Paris: GAUTHIER - VILLARS.
- Roche, P.-A., Miquel, J. & Gaume, E. (2012) *Hydrologie quantitative : Processus, modèle et aide à la décision*, Springer. Paris.
- Rousseau-Gueutin, P., Love, A. J., Vasseur, G., Robinson, N. I., Simmons, C. T. & Marsily, G. de. (2013) Time to reach near-steady state in large aquifers: Time to Reach Near-Steady State in Large Aquifers. *Water Resour. Res.* **49**(10), 6893–6908. doi:10.1002/wrcr.20534
- Saft, M., Peel, M. C., Western, A. W., Perraud, J.-M. & Zhang, L. (2016) Bias in streamflow projections due to climate-induced shifts in catchment response: Bias in Streamflow Projections. *Geophys. Res. Lett.* (accepted). doi:10.1002/2015GL067326
- Sauret, E. S. G. (2008) Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou (Mémoire de DEA), 96. Liège: Université de Liège.

- Sauret, E. S. G. (2013) *Etude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso)* (Thèse de doctorat). Université de Liège, Liège.
- Sauret, E. S. G., Beaujean, J., Nguyen, F., Wildemeersch, S. & Brouyere, S. (2015) Characterization of superficial deposits using electrical resistivity tomography (ERT) and horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) geophysical methods: A case study. *J. Appl. Geophys.* **121**, 140–148. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.07.012
- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M. & Simmers, I. (2006) Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* **20**(15), 3335–3370. doi:10.1002/hyp.6335
- Scibek, J. & Allen, D. (2006) Comparing modelled responses of two high-permeability, unconfined aquifers to predicted climate change. *Glob. Planet. Change* **50**(1–2), 50–62. doi:10.1016/j.gloplacha.2005.10.002
- Servat, E., Paturel, J.-E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J. M., Travaglio, M. & Marieu, B. (1999) De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Rev. Sci. Eau* **12**(2), 363. doi:10.7202/705356ar
- Servat, E., Paturel, J.-E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B. & Masson, J.-M. (1997) Variabilité des régimes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* **324**(10), 835–838. doi:10.1016/S1251-8050(97)82518-9
- Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I. B., Gautier, E., Mamadou, I., et al. (2013) The Niger River Niamey flood of 2012: The paroxysm of the Sahelian paradox? *Sécheresse* (1), 3–13. doi:10.1684/sec.2013.0370
- Slimani, S., Massei, N., Mesquita, J., Valdés, D., Fournier, M., Laignel, B. & Dupont, J.-P. (2009) Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* **17**(8), 1823–1832. doi:10.1007/s10040-009-0488-1
- Sogreah Ingénierie. (1994) Etude des ressources en eau souterraine de la zone sédimentaire de la région de Bobo Dioulasso (Rapport technique), 291. Burkina Faso: Ministère de l'eau.
- Stoelzle, M., Stahl, K., Morhard, A. & Weiler, M. (2014) Streamflow sensitivity to drought scenarios in catchments with different geology. *Geophys. Res. Lett.* **41**(17), 6174–6183. doi:10.1002/2014GL061344
- Talbaoui, M. (2009) Etude des périmètres de protection des sources de Nasso et des forages de l'ONEA, 84. Bobo-Dioulasso: Programme VREO

- Tallaksen, L. M. & Van Lanen, H. A. . (2004) *Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater*. Developments in water science, 1. ed., Reprint. Amsterdam: Elsevier.
- Taylor, R. G., Koussis, A. D. & Tindimugaya, C. (2009) Groundwater and climate in Africa—a review. *Hydrol. Sci. J.* **54**(4), 655–664. doi:10.1623/hysj.54.4.655
- Thornthwaite, C. W. (1948) Thornthwaite An approach toward a rational classification of climate. *Geogr Rev* (38), 55–94.
- Todd, D. K. & Mays, L. W. (2005) *Groundwater hydrology*, 3rd ed. Hoboken, NJ: Wiley.
- Toth, J. (1963) A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *J. Geophys. Res.* **68**(16), 4795\_4812.
- Traoré, F. (2012) *Optimisation de l'utilisation des ressources en eau du bassin du Kou pour des usages agricoles* (Thèse de doctorat). Université de Liège, Liège.
- Trompette, R. (1973) Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique ( No. 7). Trav. Lab. Sc. Terre St Jérôme, 702. Marseille (B).
- Turc, L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour. *Ann Agron* (12), 13–49.
- Unesco. (2012) *Water for a sustainable world includes data and indicators annex for water and energy*. Paris: Unesco.
- USAID. (2014) Climate change and water resources in west africa: an assessment of groundwater management, 67. African and Latin American Resilience to Climate Change.
- Valdès, D. (2005) *Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France)* (Thèse de doctorat). Université de Rouen.
- Van Loon, A. F. (2015) Hydrological drought explained: Hydrological drought explained. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* **2**(4), 359–392. doi:10.1002/wat2.1085
- Villarreal, S., Vargas, R., Yopez, E. A., Acosta, J. S., Castro, A., Escoto-Rodriguez, M., Lopez, E., et al. (2016) Contrasting precipitation seasonality influences evapotranspiration dynamics in water-limited shrublands: SHRUBLAND EVAPOTRANSPIRATION DYNAMICS. *J. Geophys. Res. Biogeosciences* **121**(2), 494–508. doi:10.1002/2015JG003169
- Walker, G. R., Gilfedder, M., Dawes, W. R. & Rassam, D. W. (2015) Predicting Aquifer Response Time for Application in Catchment Modeling. *Groundwater* **53**(3), 475–484. doi:10.1111/gwat.12219

- Wallens, J. & Compaoré, N. F. (2003) 'Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau'. Rapport annuel N°1 (Décembre 2001- Novembre 2002) (Rapport technique No. 1), 131. Bobo Dioulasso: Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins.
- Wallens, J. & Compaoré, N. F. (2004) 'Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau'. Rapport annuel N°2 (Décembre 2002- Novembre 2003) (Rapport technique No. 2), 179. Bobo Dioulasso: Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins.
- Wallens, J., Mamadou, D., Dakouré, D. & Compaoré, N. F. (2007) 'Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau'. Rapport technique N°1 (2005 – 2006) (Rapport technique No. 4), 140. Bobo Dioulasso: Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins.
- Wang, H. & Anderson, M. P. (1982) *Introduction to groundwater modeling: finite difference and finite element methods*. Series of books in geology. San Francisco: W.H. Freeman.
- Wellens, J. (2014) *Un cadre pour l'utilisation des outils d'aide à la décision à diverses échelles spatiales pour la gestion de l'agriculture irriguée en Afrique de l'Ouest* (Thèse de doctorat). Université de Liège, Liège.
- Wheater, H., Sorooshian, S. & Sharma, K. D. (2008) *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*. International hydrology series. Cambridge ; New York: Cambridge University Press.
- Whitley, R. J., Macinnis-Ng, C. M. O., Hutley, L. B., Beringer, J., Zeppel, M., Williams, M., Taylor, D., et al. (2011) Is productivity of mesic savannas light limited or water limited? Results of a simulation study. *Glob. Change Biol.* **17**(10), 3130–3149. doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02425.x
- Woldeamlak, S. T., Batelaan, O. & De Smedt, F. (2007) Effects of climate change on the groundwater system in the Grote-Nete catchment, Belgium. *Hydrogeol. J.* **15**(5), 891–901. doi:10.1007/s10040-006-0145-x
- Yeh, T.-C., Wierenga, P., Khaleel, R. & Glass, R. (2004) Isotropy and anisotropy. In: *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 285–291. Elsevier. Retrieved from <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B0123485304003854>
- Yue, S. & Wang, C. (2004) The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resources Management. Water Resour. Manag.* **18**, 201–218.

Zhou, Y. & Li, W. (2011) A review of regional groundwater flow modeling. *Geosci. Front.* **2**(2), 205–214. doi:10.1016/j.gsf.2011.03.003

## LISTE DES FIGURES

---

<b>Figure 1.</b> Situation de la zone d'étude .....	7
<b>Figure 2.</b> Zones climatiques du Burkina Faso (1971-2000) .....	9
<b>Figure 3.</b> Moyennes mensuelles de pluie, d'évapotranspiration potentielle (formule de Penman) et de température de l'air de 1961 à 2014 pour la station de Bobo-Dioulasso .....	10
<b>Figure 4.</b> La carte d'occupation des terres du bassin du Kou (d'après Traoré, 2012).....	11
<b>Figure 5.</b> Carte géologique (a) bassin de Taoudéni (b) géologie simplifiée du Burkina Faso (c) formations sédimentaires du sud-ouest du Burkina Faso, d'après Ouédraogo (2000).....	12
<b>Figure 6.</b> Coupe géologique synthétique de la zone de Bobo-Dioulasso (source : Sogreah Ingénierie, 1994).....	14
<b>Figure 7.</b> Illustration de stratifications obliques tabulaires des GKS, de ripple-marks, de cuirasse latéritique, d'argilites dans les SAC et de fractures. ....	15
<b>Figure 8.</b> Carte géologique de la zone d'étude d'après Ouédraogo (2006) modifié.....	20
<b>Figure 9.</b> Bassin hydrogéologique de la bordure sud-est du bassin de Taoudéni.....	21
<b>Figure 10.</b> Distribution spatiale des essais de pompage de longue durée et de courte durée avec indication de la valeur de conductivité hydraulique (K) en $10^{-4}$ m/s.....	25
<b>Figure 11.</b> Carte piézométrique (m) du bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso à partir des données de Dakouré (2003) et Derouane (2008).....	27
<b>Figure 12.</b> Coupe topographique et piézométrique, d'après Derouane (2008).....	28
<b>Figure 13.</b> Carte piézométrique (m) du bassin du Kou construite à partir des données de forages et piézomètres de la période 1995-1999.....	29
<b>Figure 14.</b> Suintements sur la falaise (GKS) surplombant le socle .....	29
<b>Figure 15.</b> Comparaison du niveau piézométrique dans la nappe alluviale avec le niveau d'eau de la rivière du Kou (source : Sauret, 2013). ....	31
<b>Figure 16.</b> Evolution du débit d'étiage de la source de la Guinguette de 1956 à 2011 (à gauche) et évolution saisonnière en 1992 (à droite) .....	33
<b>Figure 17.</b> Localisation des sources de la zone d'étude.....	34
<b>Figure 18.</b> (a) Localisation des zones de pompage sur le bassin du Kou (b) zone de pompage ONEA35	
<b>Figure 19.</b> Localisation des stations météorologiques.....	43
<b>Figure 20.</b> Test de double cumul sur les stations de Farakoba (1953-2014), Nasso (1955-2012), Vallée du Kou (1986-2014), Samorogouan (1964-2014) et Orodara (1955-2014) avec la station de Bobo-Dioulasso comme station de référence.....	44
<b>Figure 21.</b> Moyenne annuelle et moyenne mobile sur 11 ans des pluies de 1955 à 2014 aux stations de Bobo-Dioulasso, Farakoba et Orodara et de la pluie moyenne du bassin du Kou .....	50
<b>Figure 22.</b> Indices pluviométriques (IP) des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou pour la période de 1955 à 2014 .....	52
<b>Figure 23.</b> Pluie moyenne par décennie pour les stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et pour le bassin du Kou pour la période de 1961 à 2010 .....	53
<b>Figure 24.</b> Résultats du test de détection de rupture sur les pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période 1955-2014 .....	54
<b>Figure 25.</b> Comparaison entre le nombre de jours de pluie avant et après 1970 à la station de Bobo-Dioulasso pour les différents seuils : (a) pour toute l'année et (b) pour la saison des pluies.....	55
<b>Figure 26.</b> (a) Cumuls de pluies et (b) nombre de jours de pluie journalière supérieure à un seuil de 50 mm sur la période de 1971 à 2014 à la station de Bobo-Dioulasso de juillet à septembre .....	57
<b>Figure 27.</b> Pluie moyenne mensuelle par décennie pour les stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période de 1961 à 2014.....	59

<b>Figure 28.</b> Variation interannuelle de la température moyenne annuelle (à gauche) et de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de Penman-Monteith (à droite) pour la station de Bobo-Dioulasso.....	60
<b>Figure 29.</b> Bassins versants du Kou et du Mouhoun avec localisation des stations de mesures météorologiques et hydrométriques .....	64
<b>Figure 30.</b> Débit moyen mensuel du Kou (à gauche) et du Mouhoun (à droite) de 1987 à 1993 et pluie moyenne mensuelle sur la même période.....	65
<b>Figure 31.</b> Schéma du modèle conceptuel utilisé pour le calcul du bilan hydrologique .....	66
<b>Figure 32.</b> Variabilité spatiale de la pluie (mm/an) du bassin du Kou pour la décennie de 1991 à 2000 .....	67
<b>Figure 33.</b> (a) Pluie annuelle et pluie moyenne par décennie du bassin du Kou calculées par la méthode des polygones de Thiessen pour la période de 1961 à 2014 et (b) pluie moyenne mensuelle du bassin du Kou pour la même période .....	68
<b>Figure 34.</b> Distribution des types de sols sur le bassin du Kou .....	69
<b>Figure 35.</b> Méthode graphique de séparation des écoulements (Blavoux, 1978).....	73
<b>Figure 36.</b> Coefficient d'écoulement pour Samendéni (Mouhoun) et Badara (Kou) de 1961 à 2014..	74
<b>Figure 37.</b> Valeurs moyennes mensuelles des termes du bilan hydrologique du bassin du Kou pour la période de 1961 à 2014 et températures moyennes mensuelles de la même période.....	76
<b>Figure 38.</b> Résultat du bilan : évapotranspiration réelle et pluie efficace .....	77
<b>Figure 39.</b> Résultat du bilan : pluie efficace et infiltration profonde.....	77
<b>Figure 40.</b> Valeurs de recharge obtenues pour une $RU_{max}$ variant entre 100 et 200 mm et un coefficient d'écoulement variant entre 3 et 9 % .....	79
<b>Figure 41.</b> Localisation des piézomètres du bassin du Kou.....	85
<b>Figure 42.</b> Exemple type d'une chronique piézométrique disponible dont les deux plus grandes périodes de lacune sont encadrées en rouge .....	86
<b>Figure 43.</b> Exemples d'autocorrélogramme et effet mémoire associé (Valdès, 2005).....	88
<b>Figure 44.</b> Exemple d'intercorrélogramme et de temps de réponse estimé (Valdès, 2005).....	89
<b>Figure 45.</b> Représentation d'une matrice de n individus et de p variables .....	90
<b>Figure 46.</b> Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdès, 2005).....	91
<b>Figure 47.</b> Débits moyens mensuels sur les périodes d'avant 1970, de 1971 à 1990 et de 1991 à 2014 à la station de (a) Samendéni et à (b) Nasso sur ces trois périodes en fonction de la disponibilité des données.....	95
<b>Figure 48.</b> Autocorrélation de débit mesurés à la station de (a) Samendéni et de (b) Nasso pour différentes années .....	97
<b>Figure 49.</b> Echantillon des chroniques de débit utilisées pour l'analyse corrélatoire.....	97
<b>Figure 50.</b> Variations interannuelles des niveaux piézométriques (m) de 1995 à 2014, pour un échantillon représentatif de piézomètres .....	98
<b>Figure 51.</b> Distribution spatiale de l'amplitude des fluctuations saisonnières .....	99
<b>Figure 52.</b> Corrélation croisée entre les pluies et les niveaux piézométriques avec des données au pas de temps mensuel pour la période de 1995 à 1997 : (a) piézomètres de la partie amont du bassin du Kou ; (b) piézomètres de la zone des sources de Nasso/Guinguette ; (c) piézomètres de la partie aval du bassin du Kou ; (d) piézomètre Pz23 pour la période de 1997-1999 et de 2012-2014.....	100
<b>Figure 53.</b> Distribution spatiale de la variation interannuelle du niveau piézométrique selon les groupes G1, G2 et G3 mentionnés ci-dessus.....	101
<b>Figure 54.</b> Pluies moyennes annuelles et moyennes mobiles de 5 ans et 7 ans sur les 25 dernières années. (a) Pluie moyenne du bassin du Kou calculée par la méthode de Thiessen ; (b) pluies de la station Bobo-Dioulasso ; (c) pluie de la station de la Vallée du Kou (station la plus en aval).....	103

<b>Figure 55.</b> ACP de l'hétérogénéité spatiale et temporelle du comportement de l'aquifère avec un échantillon représentatif de piézomètres. Analyse avec six variables actives (Lag, ZNS, Rk, AS, $\Delta P$ , $\Delta Pz$ ).....	108
<b>Figure 56.</b> Extension de la zone modélisée .....	122
<b>Figure 57.</b> Corrélation entre les données du SRTM1 et celles levées au DGPS .....	124
<b>Figure 58.</b> Modèle Numérique de Terrain de la zone modélisée (m).....	124
<b>Figure 59.</b> (a) Modèle numérique en 3D : sources (points rouges), forages (points bleu ciel), rivières et drains (lignes bleu ciel), limites sud, nord, et ouest (lignes verte, jaune et bleu), plan de coupe (ligne rouge), (b) bloc 3D et (c) coupe représentative selon une ligne d'écoulement .....	126
<b>Figure 60.</b> Cartographie des discontinuités structurales de la zone modélisée.....	128
<b>Figure 61.</b> Calcul d'échange de flux nappe-rivière selon Modflow, (a) nappe déconnectée de la rivière (b) nappe et rivière sont connectées. Le niveau piézométrique correspond à la ligne discontinue .....	130
<b>Figure 62.</b> Production journalière pour l'AEP de Bobo-Dioulasso de 1956 à 2014 .....	133
<b>Figure 63.</b> Variation saisonnière des prélèvements pour la ville de Bobo-Dioulasso entre 2012 et 2014 .....	134
<b>Figure 64.</b> Evolution du nombre de forages depuis les années 1976.....	135
<b>Figure 65.</b> Localisation des aménagements hydro-agricoles (à gauche) et utilisation eaux de surface vs. eaux souterraines (à droite) (source : Wallens et al., 2007) .....	137
<b>Figure 66.</b> Profil en long des rivières (a) du Kou et (b) du Mouhoun avec le MNT (en noir), la piézométrie tracée sans prendre en compte les niveaux d'eau des rivières (en rouge) et la piézométrie tracée en les prenant en compte (en vert) .....	140
<b>Figure 67.</b> Carte piézométrique de la période de basses eaux de 1995-1999 .....	141
<b>Figure 68.</b> Cartes piézométriques des périodes de basses eaux (couleurs) et de hautes eaux (isolignes) de 2014 .....	141
<b>Figure 69.</b> Points d'observation et zones de recharge définies pour le calage du régime permanent	146
<b>Figure 70.</b> Conductivité hydraulique calée à l'affleurement .....	148
<b>Figure 71.</b> Comparaison entre piézométrie calculée et piézométrie observée.....	150
<b>Figure 72.</b> Carte piézométrique simulée (ligne noire et fond coloré) vs piézométrie observée (ligne blanche) et plan de coupe (ligne rouge) .....	151
<b>Figure 73.</b> Coupe de la piézométrie simulée (m).....	151
<b>Figure 74.</b> Synthèse des échanges de flux entre niveaux aquifères.....	156
<b>Figure 75.</b> Proportion des différents flux dans le bilan global du domaine modélisé pour la période de 1995-1999 (à gauche), les basses eaux de 2014 (au milieu) et les hautes eaux de 2014 (à droite). Le total des flux entrants et sortants représente. chacun 50 % de la surface du camembert. ....	157
<b>Figure 76.</b> Résultats des tests de sensibilité du modèle pour une recharge variant entre -50 mm/an et +50 mm/an autour de la valeur de 95 mm/an.....	159
<b>Figure 77.</b> Recharge des parties amont et aval de la zone modélisée.....	162
<b>Figure 78.</b> Distribution des valeurs de coefficient d'emmagasinement spécifique à l'affleurement..	163
<b>Figure 79.</b> Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) de la partie amont de la zone (à gauche Pz02 et à droite P35) .....	165
<b>Figure 80.</b> Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) dans la zone de Nasso/Guinguette (à gauche Pz18 et à droite Pz22) .....	165
<b>Figure 81.</b> Piézométrie simulée (trait) vs. observée (points) dans la zone du dôme piézométrique et à l'aval du domaine entre 1995 et 2014 (P03, P31 et Pz12) .....	167
<b>Figure 82.</b> Les composantes du bilan des flux simulés en régime transitoire de 1995 à 2014.....	168
<b>Figure 83.</b> Débit simulé de la source Guinguette (en vert) entre 1995 et 2014 et variation de la recharge (en bleu).....	169

<b>Figure 84.</b> Différence entre piézométrie simulée en 1995 et piézométrie simulée en 2014, en ne prenant en compte que les variations des pompages. ....	170
<b>Figure 85.</b> Aperçu de l'influence des pompages sur le niveau de la nappe.....	172
<b>Figure 86.</b> Variation du débit des sources ONEA 1 et 2 entre 1995 et 2014 sous l'influence des pompages.....	173
<b>Figure 87.</b> Variation du débit de la source Guinguette entre 1995 et 2014 sous l'influence des pompages.....	173
<b>Figure 88.</b> Aperçu de l'influence de la recharge sur le niveau de la nappe.....	175
<b>Figure 89.</b> Débit simulé de la source Guinguette sous l'influence de la variation interannuelle de la recharge .....	176
<b>Figure 90.</b> Débit simulé des sources ONEA 1 et 2 sous l'influence de la variation interannuelle de la recharge .....	176
<b>Figure 91.</b> Aperçu de l'évolution de la piézométrie de 1961 à 2014.....	178
<b>Figure 92.</b> Débit simulé de la source de la Guinguette de 1961 à 2014. ....	179

## LISTE DES TABLEAUX

---

<b>Tableau 1.</b> Paramètres hydrodynamiques déduits des essais de pompage de longue durée.....	24
<b>Tableau 2.</b> Paramètres hydrodynamiques déduits des essais de pompage de courte durée.....	25
<b>Tableau 3.</b> Données climatiques utilisées dans cette étude.....	42
<b>Tableau 4.</b> Pluie moyenne annuelle et écart-type sur les pluies annuelles avant et après comblement des lacunes et extension des séries (1955-2014).....	46
<b>Tableau 5.</b> Niveau de significativité du test de Pettitt.....	48
<b>Tableau 6.</b> Résultats du test de Pettitt sur les pluies annuelles des stations de Bobo-Dioulasso, de Farakoba, d'Orodara et du bassin du Kou sur la période 1955-2014.....	54
<b>Tableau 7.</b> Application du test de Pettitt sur les indices pluviométriques de la station de Bobo-Dioulasso sur la période 1961-2014. (a) : pluies annuelles, (b) : pluies de juillet à septembre.....	55
<b>Tableau 8.</b> Résultats des tests de Pettitt et de Mann Kendall sur les pluies annuelles des stations de Farakoba, d'Orodara et celles du bassin du Kou, ainsi que sur les indices pluviométriques du bassin du Kou (période 1971-2014) (a) pour les pluies annuelles, (b) pour les pluies de juillet à septembre.....	56
<b>Tableau 9.</b> Résultat des tests de tendance et de rupture sur les chroniques d'évapotranspiration potentielle et de température de 1961 à 2014 pour la station de Bobo-Dioulasso.....	60
<b>Tableau 10.</b> Données hydrométriques disponibles.....	64
<b>Tableau 11.</b> Réserves utiles maximales selon les types de sol extrait de (Wallens et al., 2007).....	69
<b>Tableau 12.</b> Débit spécifique et coefficient d'écoulement du bassin du Kou et du Mouhoun sur la période de 1987 à 1993 (QMA : débit moyen annuel, $Q_e^1$ : débit d'écoulement de surface, H : lame d'eau écoulée, $Q_s$ : débit spécifique, $C_r$ : coefficient d'écoulement).....	74
<b>Tableau 13.</b> Valeur moyenne des termes du bilan par décennie de 1961 à 2010.....	78
<b>Tableau 14.</b> Rupture et tendance sur les termes du bilan (ETR, pluie efficace, recharge de 1961 à 2014).....	78
<b>Tableau 15.</b> Description des 21 piézomètres retenus.....	86
<b>Tableau 16.</b> Résultats du test de rupture sur les stations de Samendéni et de Nasso sur la période de 1961 à 1997.....	91
<b>Tableau 17.</b> Résultat du test de rupture sur les stations de Samendéni de 1971 à 2014 et de Nasso <sup>1</sup> de 1971 à 1997.....	93
<b>Tableau 18.</b> Résultats des corrélations croisées entre pluie et débit sur des périodes de 4 ans sur la base de données mensuelles.....	98
<b>Tableau 19.</b> Exemple d'un piézomètre (Pz05) utilisé pour l'ACP spatio-temporelle.....	106
<b>Tableau 20.</b> Synthèse sur les modèles existants.....	117
<b>Tableau 21.</b> Synthèse des pompages pour usage industriel.....	136
<b>Tableau 22.</b> Synthèse des volumes prélevés par type d'usager.....	138
<b>Tableau 23.</b> Valeurs de conductivité hydraulique obtenues après calage.....	148
<b>Tableau 24.</b> Indices statistiques des résultats du calage du modèle.....	150
<b>Tableau 25.</b> Bilan des flux à l'échelle du domaine modélisé.....	153
<b>Tableau 26.</b> Bilan des flux à l'échelle du bassin du Kou.....	153
<b>Tableau 27.</b> Quantification des échanges nappe-rivière.....	155
<b>Tableau 28.</b> Indices statistiques des résultats du calage et de l'évaluation du modèle.....	157
<b>Tableau 29.</b> Temps de réponse des différents niveaux aquifères estimés à partir des paramètres obtenus par essai de pompage de longue durée et pour une longueur d'écoulement considérée égale à la distance moyenne entre les zones de recharge et l'exutoire (environ 30 km)......	160



## LISTE DES ABBREVIATIONS

---

2iE	Institut International d'ingénierie de l'Eau et de l'Environnement
ACP	Analyse en Composantes Principales
AEP	Approvisionnement en Eau Potable
AEPS	Approvisionnement en Eau Potable Simplifié
BEST	Bourse d'Echange Scientifique et Technologique
BRAKINA	Brasserie du Burkina Faso
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
BUMIGEB	Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina
DGPS	Differential Global Positioning System
DGRE	Direction Générale des Ressources en Eau
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus (capteur/récepteur du satellite LANDSAT 7)
ETP	Évapotranspiration Potentielle
ETR	Évapotranspiration Réelle
FILSAH	Filature du Sahel
Gfg	Grès fins glauconieux
Gfr	Grès fins roses
Ggq	Grès à granules de quartz
GKS	Grès de Kawara-Sindou
INOH	Inventaire National des Ouvrages Hydrauliques
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
IWACO	International Water Consult (Pays-Bas)
MDIP	Multidisciplinary Digital Publishing Institute
METIS	Milieus Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NASA	National Aeronautics and Space Administration
ONEA	Office National de l'Eau et de l'Assainissement
PAFDK	Projet d'Aménagement Participatif des forêts classées de Dindéresso et du Kou
PDI-MSC	Programme Doctoral International – Modélisation des Systèmes Complexes
RMS	Root mean square (erreur quadratique moyenne)
RU	Réserve utile
SAC1	Siltstones, Argilites, Carbonates 1
SBFA	Société Burkinabè des Filières Alimentaires
SIREA	Société Ingénierie Réalisations Électricité Et Automatismes
SN Citec	Société Nouvelle Huilerie et Savonnerie Citec
SONABEL	Société Nationale d'Electricité du Burkina
SONABHY	Société Nationale Burkinabé d'Hydrocarbures
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SYSMIN	Système de Développement du Potentiel Minier
UEMOA	Union Economique et Monétaire Ouest Africaine
UPMC	Université Pierre et Marie Curie
USAID	United States Agency for International Development
VREO	Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest du Burkina



## **ANNEXES**

---

Annexe 1: climate variability and groundwater response : A case study in Burkina Faso (West Africa)

Annexe 2: chroniques des stations hydrométriques des rivières du Kou et du Mouhoun

Annexe 3 : schéma conceptuel du modèle de Thornthwaite

Annexe 4 : test de rupture de Pettitt sur les résultats du bilan hydrologique

Annexe 5 : débits moyens annuels et ses deux composants (débit de base et débit de surface) aux stations de Nasso (1961-1997) et de Samendéni (1961-2014)

Annexe 6 : évolution des composantes du bilan des flux simulés en régime transitoire de 1995 à 2014



**Annexe 1** : climate variability and groundwater response : A case study in Burkina Faso (West Africa)

Article

# Climate Variability and Groundwater Response: A Case Study in Burkina Faso (West Africa)

Justine Tirogo <sup>1,\*</sup>, Anne Jost <sup>2</sup>, Angelbert Biau <sup>1</sup>, Danièle Valdes-Lao <sup>2</sup>, Youssouf Koussoubé <sup>3</sup> and Pierre Ribstein <sup>2</sup>

<sup>1</sup> International Institute for Water and Environmental Engineering, Rue de la science, 01 BP 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso; angelbert.biau@2ie-edu.org

<sup>2</sup> Metis, UPMC Univ Paris 06, CNRS, EPHE, Sorbonne Universités, 4 place Jussieu, Paris 75005, France; anne.jost@upmc.fr (A.J.); danièle.valdes\_lao@upmc.fr (D.V.-L.); pierre.ribstein@upmc.fr (P.R.)

<sup>3</sup> Laboratoire d'hydrogéologie, UFR SVT, Université de Ouagadougou, 03 BP 7021 Ouagadougou 03, Burkina Faso; youssouf.koussoubé@gmail.com

\* Correspondence: justine.tirogo@yahoo.fr; Tel.: +226-7126-0510; Fax: +226-2549-2801

Academic Editor: Y. Jun Xu

Received: 21 February 2016; Accepted: 15 April 2016; Published: 27 April 2016

**Abstract:** West Africa experiences great climate variability, as shown by the long-lasting drought since the 1970s. The impacts of the drought on surface water resources are well documented but remain less studied regarding groundwater resources. The nexus between climate variability and groundwater level fluctuations is poorly documented in this area. The present study focuses on the large reserve of groundwater held by the Kou catchment, a tributary of Mouhoun river (formerly the Black Volta) in the southwest of Burkina Faso, in the Sudanian region. Analyses were undertaken using climatic time series (1961–2014), two rivers' hydrometric data (1961–2014), and 21 piezometers' time series (1995–2014) applying statistical trend (Mann–Kendall) and break (Pettitt) tests, correlation analysis, and principal component analysis. The analyses showed that rainfall in the area underwent a significant break in 1970 with an 11%–16% deficit between the period before the break and the period after the break that resulted in a deficit three times greater for both surface and base flows. This significant deficit in flow results from the combined effect of a decrease in rainfall and an increase in evapotranspiration. The response of the catchment to the slight increase in rainfall after 1990 was highly dependent on hydrological processes. At Samendéni, on the Mouhoun River, the flow increased with a slight delay as compared to rainfall, because of the slow response of the base flow. Whereas at Nasso on the Kou river, the flow steadily decreased. The analysis showed that the groundwater level responds to rainfall with a delay. Its response time to seasonal fluctuations ranges from 1 to 4 months and its response time to interannual variations exceeds the timescale of one year. This response is highly dependent on the local aquifer's physical characteristics, which could explain the spatial heterogeneity of the groundwater response.

**Keywords:** climate variability; base flow; groundwater; response; West Africa; Burkina Faso

## 1. Introduction

The influence of climatic variables on groundwater is poorly understood [1,2]. Some recent studies characterized the relationship between climate variability and groundwater level fluctuation at various locations around the world [3–8] but this kind of study remains limited, especially in the African context. The response of groundwater to climate variability is complex because it does not only depend on climate, but also on other factors such as vegetation, land use, soil types, and geology [9,10]. Moreover, its response to climate variability is delayed. Through some methods [3,11] the analysis of the relationship between groundwater and climate variability can be

easily performed. However, applying them in an African context faces glaring challenges due to the lack of observations [12,13].

The West African region is subject to significant climate variability. In the 20th century, the region underwent a succession of wet and dry periods [14,15] with a clear break evidenced by a rainfall deficit around 1970 [15,16]. At the end of the 1990s, while drought persisted in the western part of the Sahel, a recovery in rainfall was observed by several authors in the rest of the West African region [17,18]. In the Central Sahel area (5° W–10° E), which includes Burkina Faso, the declining rainfall since the 1970s may be the result of a drop in the number of events rather than a decline in mean rainfall per event. This is more significant during the rainy season [18]. Recent studies report that the number of high cumulative rainfall events grew during the last decade (2000–2010) [19].

The response of surface and subsurface flows to these rainfall variations presents a contrast between the Sahelian region (annual rainfall <700 mm) and the Sudanian region (annual rainfall >700 mm). In most of the small and medium catchments located in the Sahelian zone, flows have increased despite a decrease in rainfall since the 1970s, and this could be due to changes in soil surface properties [20–22]. The flow increase is linked to the increase of the groundwater level observed in endorheic catchments such as in Southwestern Niger, due to the accumulation of runoff water in depressions [23,24]. However, large systems such as the Niger and Senegal rivers, whose flow comes essentially from the Sudanian region, have been heavily impacted by drought and their flow rates have clearly decreased [25,26]. In the Sudanian zone, the flow rates have clearly decreased in a higher proportion than rainfall [25,27]. Several authors argue that this significant decrease is mainly due to a significant decrease in base flow that is in turn due to a decline in water table [27,28]. However, few studies have been conducted to show how the groundwater level reacted to climate variability. The few studies that have addressed the issue [29–31] have faced a lack of data and have struggled to apply appropriate methods. These kinds of analyses require that further studies be conducted with other methods.

In this paper, we propose to study the Kou catchment, which shelters a large groundwater resource that is the source of exceptional springs in the West African region. This resource is of paramount socioeconomic importance for Burkina Faso, in particular Bobo-Dioulasso, the second largest city and its surroundings. The objective of this study is to analyze how the groundwater has responded to changes in the climate. Thus, we tested the hypothesis that groundwater in the Kou catchment underwent the variability of rainfall and we researched the groundwater response time, as well as the potential factors that influenced the processes.

Various statistical analysis were undertaken using different datasets, including rainfall, streamflow, and groundwater levels. The work is conducted through the analysis of significant changes in the climate over the long-term (1961–2014) and their impact on groundwater using the Mouhoun and Kou rivers flow data. The piezometric data available on different points in space, though on a short period (1995–2014), allowed us to examine the groundwater behavior's spatial variation in general, and its response to rainfall in particular.

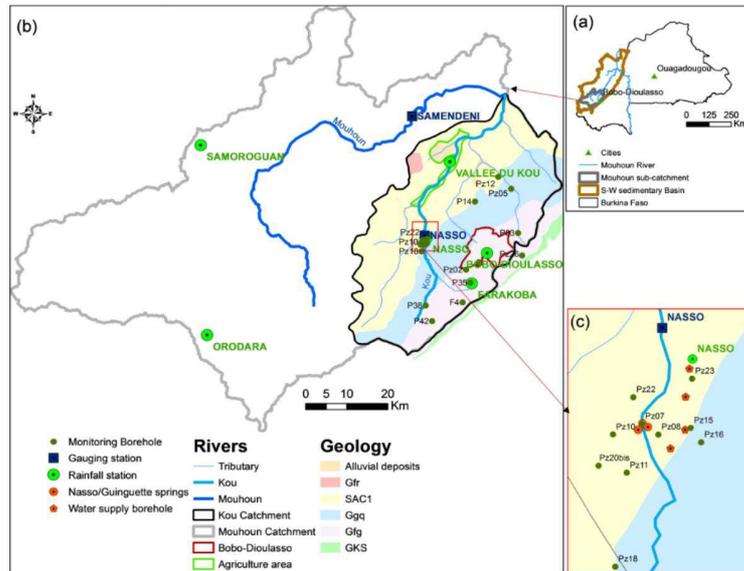
## 2. Materials and Methods

### 2.1. Study Area

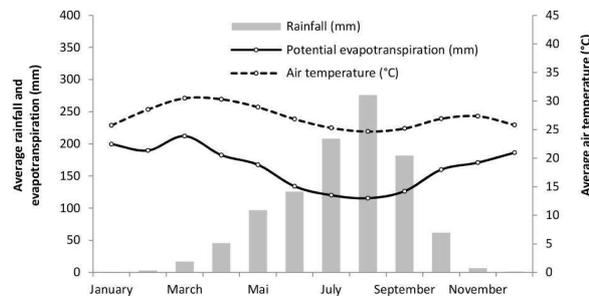
The study area is the Kou catchment located in Southwestern Burkina Faso and covers about 1860 km<sup>2</sup> between longitudes 4°08' W and 4°36' W and latitudes 10°55' N and 11°32' N. It contains the water system including the perennial River Kou, its temporary tributaries, and the three Nasso-Guinguette springs (>6000 m<sup>3</sup>/h) (Figure 1). This river is the first major tributary of the right bank of the Mouhoun River (formerly the Black Volta). The Mouhoun is, itself, a tributary of the Volta River, one of the largest West African rivers [32].

The study area is located in a Sudanian climate zone (annual rainfall >700 mm) characterized by two alternating seasons: the dry season from October to April and the rainy season from May to

September (Figure 2), with 65% of the total annual rainfall within the period from July to September. The average annual rainfall recorded between 1961 and 2014 at Bobo-Dioulasso rainfall station is about 1025 mm and the rainfall trend from south to north is downward, between isohyets 900 mm and 1100 mm. Monthly average temperatures range between 25 °C and 31 °C.



**Figure 1.** (a) Study area location in Burkina Faso; (b) Mouhoun and Kou catchments with gauging stations, rainfall stations, and monitoring boreholes used in this study; and (c) Nasso-Guinguette springs area.



**Figure 2.** Monthly average rainfall, air temperature, and potential evapotranspiration from 1961 to 2014 at Bobo-Dioulasso station.

The Kou catchment is part of the western sedimentary zone of Burkina Faso on the southeastern border of the Taoudeni basin. Its eastern border is the cliff of Banfora. The lithology of the study area is mainly made up of a blend of sandstones, shales, and carbonates. Five geological formations have been described. These are Kawara-Sindou sandstone (GKS); glauconitic fine sandstone (Gfg); sandstone with quartz grains (Ggq); siltstones, argillites, and carbonates (SAC1); and pink fine sandstone (Gfr) [33]. These formations pile up on top of each other with a slight 2° dip and are criss-crossed by numerous faults. The layers get thicker westward, reaching 1000 m. Downstream of the Nasso-Guinguette springs is an alluvial plain whose lateral extension is 300–700 m on either side of the River Kou. It is a compound of sandy clay, clay, laterite, and altered sandstone deposits, which are up to 35 m thick [34]. It acts as a storage reservoir [35] and can be a discharge-prone zone. The soil of the Kou catchment is mainly ferruginous and ferralitic with a thickness between 0.1 and 1.2 m [36].

The five geological formations constitute the main aquifer layers in the area. The presence of numerous faults fosters water flows and creates significant hydraulic connections between the different aquifer layers [37]. This aquifer system is locally confined because of clay layers that are inserted between the main aquifer layers. In more than two-thirds of the area, the sedimentary aquifer is, nonetheless, unconfined [38]. This multilayer aquifer system shelters a substantial water reserve given its sandstone structure and cracks. The porosity is similar to the cracked sandstone described by [39], and is estimated at varying between 5% and 15% for total porosity and between 2% and 5% for the effective porosity [38]. Pumping tests, mostly carried out in the upstream part of the basin, give transmissivity values that vary between  $10^{-5}$  and  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, with an average value of  $4 \times 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s and an average value of the storage coefficient of  $10^{-4}$  [38]. The values of these parameters vary from one layer of the aquifer to another and sometimes within the same layer. The thickness of the unsaturated zone varies between 0 and 20 m, but in a few places it can reach 60 m. In the downstream part of the catchment, in the alluvial plain, the water table is very close to the surface (less than 3 m). In the Kou catchment, all the piezometers are drilled in the top layers of the aquifer (less than 200 m) and a single piezometric map is generally drawn, which reflects the hydraulic continuity of the water table over the entire area. Previous studies have generally considered a single layer in a multilayered aquifer [40–42]. The results of isotopic analysis confirm this hypothesis [43]. Located upstream of a large sedimentary basin, the groundwater flow is SW to NE between 499 m and 286 m.a.s.l., with a gradient of 3%. The faults play an important role in groundwater recharge and in the resurgence of water at spring locations [37,43].

The Nasso-Guinguette springs were the main source of water supply in the Kou catchment, until the installation of high-flow borehole systems in the 2000s. Currently the water from Nasso-Guinguette springs are completely diverted for irrigation after withdrawals for drinking water supply ( $\approx 24,000$  m<sup>3</sup>/d in 2014). The rest of the water needs are met by the installed boreholes or wells ( $>40,000$  m<sup>3</sup>/d in 2014).

## 2.2. Database

This study was conducted using climatic (rainfall, temperature, evapotranspiration), hydrometric, and piezometric data.

Climate data of the Bobo-Dioulasso meteorological station (temperature, evapotranspiration, and rainfall) from 1961 to 2014 and rainfall data of five other rainfall stations (Nasso, Farakoba, Vallée du Kou, Orodara, and Samoroguan) were provided by the Direction Générale de la Météorologie (DGM) of Burkina Faso (Figure 1, Table 1). The Bobo-Dioulasso station has the longest and most comprehensive daily time series (1961–2014). Monthly data from other stations have been completed on the basis of the data from Bobo-Dioulasso with which they are correlated at over 0.8 ( $R^2$ ). The Penmann-Monteith method [44] was used to calculate the potential evapotranspiration.

**Table 1.** Available data used for the present study.

Type of Data	Station Name	Data	Period	Gap Rate (%)	Annual Average <sup>1</sup>	Standard Deviation <sup>1</sup>	
Climatic data	Bobo-Dioulasso	Daily rainfall	1961–2014	0.2	1065	205	
		Monthly potential evapotranspiration	1961–2014	0.4	1958	115	
		Monthly average temperature	1961–2014	2	27.2	0.5	
	Farakoba	Monthly rainfall	1953–2014	5.6	1048	160	
		Nasso	Monthly rainfall	1953–2012	4.7	1042	177
			Vallée du Kou	Monthly rainfall	1986–2014	7.5	938
		Samoroguan	Monthly rainfall	1964–2014	5.4	1031	186
Orodara	Monthly rainfall	1954–2014	1	1140	186		
Hydrometric data	Samendéni	Daily flow	1955–2014	18	14.4	5.5	
		Nasso	Daily flow	1961–1997	29	3.7	1.4
Piezometric data	21 piezometers	Monthly water level	1995–1999	13–25	–	–	
			2007–2014	28–39	–	–	

<sup>1</sup> Rainfall unit “mm” flow unit “m<sup>3</sup>/s”, evapotranspiration unit “mm”, temperature unit “°C”.

Hydrometric data were provided by Burkina Faso's Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE). These data are the daily flows at the Nasso station (405 km<sup>2</sup>) on the River Kou located downstream of the three Nasso-Guinguette springs, and those at the Samendéni station on the Mouhoun (Figure 1). At the Samendéni gauging station (catchment area: 4425 km<sup>2</sup>), daily data are available from 1955 to 2014 and at the Nasso gauging station, from 1961 to 1997, although with gaps lasting several years.

On the Kou catchment, we were able to gather monthly data from 53 monitoring boreholes but after analysis, using the criteria of the length of the series and data reliability, only 21 of them were selected (Figure 1). The selected time series cover the period from 1995 to 2014 with gaps over several consecutive years (2000–2007; 2010–2011). Given these gaps, the analyses were carried out in the period from 1995 to 1999 and from 2007 to 2014.

To standardize the time series, all of the analyses were conducted on periods delineated between 1961 and 2014.

### 2.3. Data Processing

#### 2.3.1. Rainfall Data

The period from July to September was isolated to refine the analyses of rainfall indices because, during these three months, the effective rainfall is not null and groundwater recharge occurs. Effective rainfall represents the proportion of total rainfall that is converted into runoff and recharge [45,46]. Therefore, we analyzed annual rainfall as well as the cumulative rainfall over the three months from July to September. In the present study, the year runs from January to December. For both indices (year and three-month period), the analyses were conducted with three daily thresholds (10 mm, 30 mm, 50 mm) in order to identify significant rainfall events that influence runoff and groundwater recharge.

The rainfall data input into the analysis of both Kou and Mouhoun hydrological data is the catchment rainfall computed with the Thiessen method. Following the same method, all the piezometers were grouped by rainfall station.

The flows were analyzed in relation to total rainfall and effective rainfall. The evolution of effective rainfall over time may be different from that of gross rainfall because it depends on the distribution of rainfall, as well as evapotranspiration, which varies over time. It is estimated according to the water balance method proposed by Thornthwaite [47]:

$$P = AET + R + I + \Delta S \quad (1)$$

hence,

$$P_{eff} = R + I = P - AET - \Delta S \quad (2)$$

with  $P$ : total rainfall,  $AET$ : actual evapotranspiration,  $R$ : runoff,  $I$ : infiltration,  $P_{eff}$ : effective rainfall ( $P_{eff} = R + I$ ), and  $\Delta S$ : water stock variation in the available water content (AWC).

The maximum available water content of the soil ( $AWC_{max}$ ) was set at 130 mm based on the results of the area's soil analysis [36]. It corresponds to the average, weighted with the area of the different types of soil encountered in the catchment. The balance is calculated on a monthly time step basis. For a given month  $j$ , the effective rainfall calculation principle can be summarized as follows:

$$AWC_j = \min(\max(AWC_{j-1} + P_j - ETP_j, 0), AWC_{max}) \quad (3)$$

and

$$P_{eff_j} = \max(AWC_{j-1} + P_j - ETP_j - AWC_{max}, 0) \quad (4)$$

### 2.3.2. Flow Data

The influence of climate on groundwater was investigated through the base flow. Indeed, the flow measured at the gauging station is considered to be composed of a fast response, or surface flow, and a slow response, or base flow, fed by groundwater. The base flow was deduced from the flood hydrographs using the Base Flow Index (BFI) method. BFI is an automatic hydrograph decomposition method that uses a digital filter [48]. Based on the daily flow data, smoothing and separation rules are applied to the flood hydrograph to extract the minimum values [49]. This calculation was made possible by running a program on the software “R”.

We selected three indices to characterize the flow, *i.e.*, the mean annual flow measured at the station, the surface flow, and the base flow.

### 2.4. Statistical Analysis

#### 2.4.1. Break and Trend Test

The interannual variability of the rainfall and the flows was analyzed using the Pettitt break detection test [50] and the Mann-Kendall trend test [51,52]. The input data for the tests were the mean annual rainfall and the mean annual flow. These nonparametric statistical tests are the most commonly used in hydrology because they make no assumption about the distribution of the data, which makes them robust.

The Pettitt test aims to detect breaks in time series. The results of this test are analyzed through the break date and the *p*-value ( $\alpha$ ), which indicates the significance level of the break. The null hypothesis (H0) means “no break.” The *p*-value indicates whether the break probability is statistically significant compared to a given threshold. We retained the significance level often used in the region (Table 2) [15,53].

**Table 2.** Significance level of the Pettitt test.

Corresponding Probability	Category
$\alpha < 1\%$	Very significant break
$1\% < \alpha < 5\%$	Significant break
$5\% < \alpha < 20\%$	Low significant break
$\alpha > 20\%$	Homogeneous series

The Mann-Kendall test was used to detect trends. The results of this test are analyzed through the *p*-value that indicates the trend’s level of significance. The null hypothesis tested (H0) is equivalent to “no trend” and is rejected if the *p*-value is less than the chosen significance level (5%).

#### 2.4.2. Correlation Analysis

Mainly used to study the functioning of karst system [11,54], the correlation analyses are also used in other context to analyse the relations between climatic variability and fluctuations in hydrological time series [3,5]. The theoretical aspects of these methods are thoroughly described by different authors [11,55].

Autocorrelation makes it possible to analyze the inertia of a variable over time. It reflects the dependence between hydrological events when the time that separates them increases. The correlogram *C*(*k*) reflects the system memory effect, and the autocorrelation coefficient *r*(*k*) obtained by discretization of the time series decreases over time. The autocorrelation function is defined as follows for *k* > 0:

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \tag{5}$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \tag{6}$$

where  $n$  is the length of the time series,  $x_t$  is the value at time  $t$ ,  $\bar{x}$  is the mean of the events, and  $k$  is a time lag ranging from 0 to  $m$ . The cutting point  $m$  determines the interval in which the analysis is carried out. For  $m \leq n/3$ , optimum results are found and the usual value of  $m$  is  $n/3$  [11]. The inertia of the system is quantified through the memory effect, which is the influential time an event has on a time series. To compare the inertia between different systems, [11] proposes to consider the time lag  $k$  corresponding to the  $r(k)$  value of 0.2.

The cross-correlation function is used to establish a relation between an input time series  $x_t$  and an output time series  $y_t$ . If the input time series is random, the cross-correlation function  $r_{xy}(k)$  corresponds to the system's impulse response [55]. The cross-correlation function is not symmetrical:  $r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$ . It provides information on the causal relation between the input and the output [54]. For  $k > 0$ :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (7)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (8)$$

where  $n$  is the length of the time series,  $\bar{x}$  and  $\bar{y}$  are the mean of the input and output events, respectively,  $k$  is a time lag,  $C_{xy}(k)$  is a cross-correlogram, and  $\sigma_x$  and  $\sigma_y$  are the standard deviations of the time series. The cross-correlation function is used to determine the response time of the system between input and output. The lag at which the cross-correlation function takes its maximum corresponds to the response time.

#### 2.4.3. Principal Component Analysis

Principal Component Analysis (PCA) was used in this study to search for the factors that best explain the behavior of the water table. The variables analyzed are both the features of the hydrodynamic behavior of the water table and the potential factors that can influence it (climate variability, physical characteristics of the environment).

The PCA is a multidimensional factorial analysis technique [56]. It allows simultaneous interpretation of both the distribution and the behavior of  $n$  individuals that are characterized by  $p$  quantitative variables each. The PCA calculates the correlation matrix or the covariances of the  $p$  variables representing  $n$  individuals. It then draws the total variance of the cloud of points corresponding to the pairs  $(n, p)$  on the factorial planes  $(F1, F2, \dots, Fn)$ . The first factorial axis  $F1$  is the one that corresponds to the highest percentage of the points' total variance (or total inertia). The second axis  $F2$ , independent from the first, is the one that expresses the bulk of the residual variance, and so on. The projection of  $n$  individuals on the factorial planes containing the  $p$  variables displays the similarities or contrasts between them and the sources of their variability.

### 3. Results and Discussion

#### 3.1. The 1970 Drought and Its Hydrological Impacts

As in the rest of the Sudanian region, the results revealed a significant break in the rainfall time series around 1970. This break is marked by an even greater deficit as the threshold applied to the daily rainfall increased (Table 3). The deficit was even more significant in the period of the three wettest months that contributes to groundwater recharge.

This significant decline in rainfall was combined with a significant upward trend of temperature confirmed by the Mann-Kendall test. The result (not shown here) displays a  $p$ -value of 0.01% and a  $\tau$  of 0.6, and the average monthly temperatures increased by about 1.4 °C from 1961 to 2014. The upward trend of the temperature increased the potential evapotranspiration, also confirmed by the Mann-Kendall test, with a  $p$ -value of 0.01% and a  $\tau$  of 0.5. This trend, combined with that of the rainfall, resulted in decreasing flow and groundwater recharge conditions.

The analysis of the hydrometric time series showed that the flow was impacted by the 1970s break in rainfall. A significant break was detected around 1970 in both Nasso and Samendéni stations time series, for the common period (1961–1997), with a deficit three times larger than that of the annual rainfall (Table 4). The rainfall deficit influenced both the surface runoff and the base flow but with greater intensity on the surface runoff. As the surface runoff represents the quick response of the hydrological system to rainfall, this result seems logical.

**Table 3.** Application of Pettitt tests on Bobo-Dioulasso rainfall indices over 1961–2014. (a) Annual rainfall; and (b) July to September.

Indices	Pettitt Test			Rainfall			
	<i>p</i> -Value (%)	Break Date	Break Significance	Before Break <sup>1</sup>	After Break <sup>1</sup>	Deficit <sup>2</sup> (%)	
(a)	P0	6.4	1970	Low significant	1187	993	16
	P10	7.5	1971	Low significant	996	824	17
	P30	10.7	1971	Low significant	496	371	25
	P50	12.7	1970	Low significant	209	117	44
(b)	P0	4.3	1970	Significant	814	635	22
	P10	5.7	1970	Low significant	717	541	24
	P30	4.8	1971	Significant	381	257	33
	P50	4.5	1970	Significant	193	83.8	57

P0: rainfall > 0 mm, P10: rainfall > 10 mm, P30: rainfall > 30 mm, P50: rainfall > 50 mm; <sup>1</sup> Rainfall unit “mm”;  
<sup>2</sup> The deficit is the ratio (in %) between the difference of values before and after the break.

**Table 4.** Results of the break test on Samendéni and Nasso station flows over the period from 1961 to 1997.

Station	Variable	Pettitt Test			Rainfall and Flow		
		<i>p</i> -Value (%)	Break Date	Break Significance	Before Break <sup>1</sup>	After Break <sup>1</sup>	Deficit <sup>2</sup> (%)
Bobo-Dioulasso	Rainfall	2.11	1970	Significant	1177	984	16
Samendéni	Catchment rainfall	2.55	1970	Significant	1177	1017	14
	Total flow	1.12	1970	Significant	19.3	11.4	41
	Base flow	0.47	1970	Very significant	14.2	8.7	39
	Surface flow	3.45	1970	Significant	5.1	2.6	49
Nasso	Catchment rainfall	8.16	1970	Low significant	1122	1002	11
	Total flow	0.01	(1970–1974) <sup>3</sup>	Very significant	4.8	2.7	43
	Base flow	0.01	(1970–1974) <sup>3</sup>	Very significant	3.7	2.6	31
	Surface flow	0.01	(1970–1974) <sup>3</sup>	Very significant	1.1	0.1	88

Notes: <sup>1</sup> Rainfall unit “mm” and flow unit “m<sup>3</sup>/s”. <sup>2</sup> Deficit between the 1961–1970 and 1971–1997 periods.

<sup>3</sup> The date of the break is in this period but is not accurate because of gaps.

The fact that the reduction of flows was proportionally greater than the annual rainfall deficit is due to the nonlinearity of the relationship between rainfall and flow. This larger flow deficit was already noted in previous studies on wetlands and was linked to the declining level of groundwater, resulting in a significant drop in the base flow [28,57,58].

This flow deficit was on the same order of magnitude as the deficit observed for heavy rainfall, especially in the three wettest months (Tables 3 and 4). These heavy rains copiously contributed to the effective rainfall, thus, to the rain that actually recharges the aquifer and eventually will contribute to the flows. Olivry (2002, personal communication cited in [59]) also proposed that the Sudanian regions are dominated by an excess of a saturation-based runoff process (Hewlettian) rather than by refusal of infiltration (Hortonian) as in the Sahelian regions (arid and semi-arid). Considering that the soil’s water holding capacity is fairly constant, the flow deficit is even greater given that a large part of the water retained by the soil is transpired through vegetation [25]. The increase in evapotranspiration thus exacerbates the effect of the declining rainfall on streamflows.

Furthermore, the hydrological system is subject to a regime whereby the evapotranspiration is limited by water availability like in most arid or semi-arid regions [8,60]. In the present case, the hottest months for which the potential evapotranspiration is high are also the months with the lowest rainfall. There are only a few months (July to September, Figure 2) for which the rainfall exceeds the evapotranspiration. In this regard, heeding the effect of evapotranspiration is important when analyzing the impact of climate on flow as well as groundwater level [30,49,61]. Our results showed that the effective rainfall, across the catchments of Nasso and Samendéni, declined by approximately 48% and 51% between the 1961–1970 period and the 1971–1997 period, respectively. This decrease is within the order of magnitude of the deficit observed on flows (Table 4).

### 3.2. Trend after the 1970 Break

Over the period from 1971 to 2014, no significant change were detected on rainfall indices of Bobo-Dioulasso times series cited in Table 3, according to Pettitt test ( $p$ -value varying between 43% and 84%). The rainfall time series were also homogeneous on the Nasso catchment, whereas for the Samendéni catchment, there was a low-significant break in 1990 (Table 5). This break is probably related to the Orodara station, single station for which a significant break was detected in 1990 ( $p$ -value, 6.46%) with an 11% increase in cumulative annual rainfall between 1971–1990 and 1991–2014. Even though no break was detected elsewhere, a slight rainfall increase is noted after the 1990s. For Bobo-Dioulasso station and Nasso catchment, there has been a surplus of about 5% and 4%, respectively, on the cumulative annual rainfall between the period after 1990 and the period from 1971 to 1990. This period is undergoing a slight increase in rainfall but does not seem significant enough for an effective resumption of rainfall marking the end of the drought. This is in line with what some authors argue, that the drought was persistent in this area [17,62]. This resumption of rainfall was characterized by an increase in rainfall not exceeding 10% [18], with the presence of a few isolated wet years [17] that does not necessarily represent ideal conditions for groundwater recovery.

The hydrological response to the slight resumption of rainfall was not the same at Nasso and Samendéni. At Samendéni, while a low-significant break occurred in 1990 for the catchment rainfall, a very significant break occurred in 1993 for the flow (Table 5). The surface runoff break immediately followed the rainfall break while the base flow underwent a three-year delay (Table 5). This time-lag might be due to the slower response of groundwater, which exceeded the annual timescale, as stressed by [63].

**Table 5.** Results of break test on the Bobo-Dioulasso rainfall station and the Samendéni gauging station from 1971 to 2014, and on the Nasso gauging station<sup>1</sup> from 1971 to 1997.

Station	Variable	Pettitt Test			Rainfall and Flow		
		$p$ -Value (%)	Break Date	Break Significance	Before Break <sup>2</sup>	After Break <sup>2</sup>	Deficit or Surplus (%) <sup>3</sup>
Bobo-Dioulasso	Rainfall	43.1	No break	–	–	–	–
Samendéni	Catchment rainfall	13.8	1990	Low significant	993	1075	8
	Total flow	0.05	1993	Very significant	10.2	15.8	55
	Base flow	0.11	1993	Very significant	8.1	12.4	53
	Surface flow	0.17	1990	Very significant	2.1	3.4	63
Nasso	Catchment rainfall	74.1	No break	–	–	–	–
	Total flow	0.46	1989	Very significant	3.01	2.63	13
	Base flow	0.97	1983	Very significant	2.99	2.58	14
	Surface flow	0.01	1988	Very significant	0.22	0.09	59

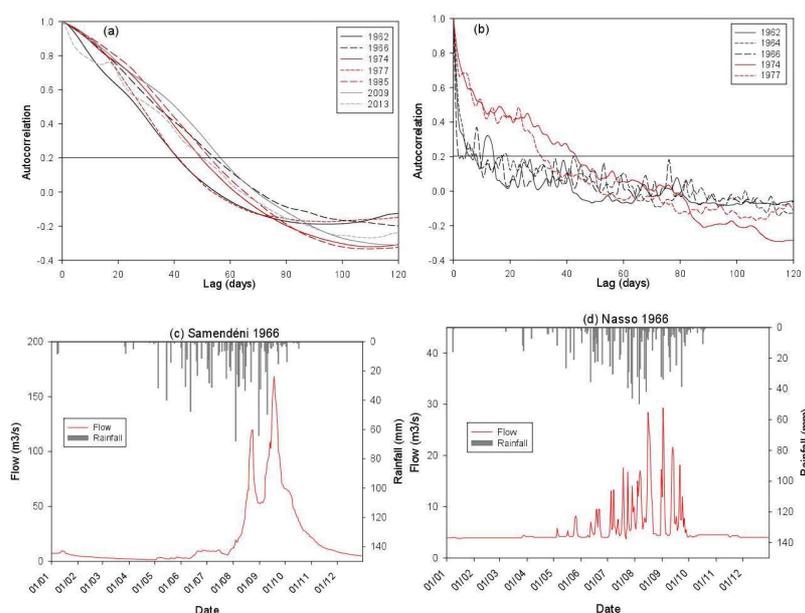
Notes: <sup>1</sup> The results from Nasso are provided solely for information. Due to the shortness of the time series (until 1997), the results cannot be deemed to reflect the trend for the recent years. <sup>2</sup> Rainfall unit “mm” and flow unit “m<sup>3</sup>/s”. <sup>3</sup> There is a deficit at Nasso and a surplus at Samendéni.

At Nasso, the flow continued to decline (Table 5) despite a slight increase in rainfall, as described above. A very significant downward trend was observed during the 1971–1997 period, confirmed by the Mann-Kendall test ( $p$ -value = 0.01% and  $\tau = 0.7$ ). The hypothesis of an increase in water

withdrawals do not fully justify this fall: while the total measured flow decreased by  $0.4 \text{ m}^3/\text{s}$  between 1971 and 1997, withdrawals increased only by  $0.13 \text{ m}^3/\text{s}$ . The explanation of the bulk of the decrease is to be grounded on other factors such as rainfall and/or evapotranspiration. The slight increase in rainfall (6%, about 62 mm, between two periods 1971–1990 and 1991–1997), drew downward by the increasing evapotranspiration (57 mm), was insufficient to induce a substantial increase of the flow. Furthermore, given the small size of the catchment and the large groundwater flow contribution (77%) to the total flow (Table 4), the return to a situation similar to that before 1970 implies an increase in the base flow, while it had a slower response to rainfall. The replenishment of aquifers, essential to return to previous hydrological conditions, exceeds one year in duration and might require a succession of several wet years [63]. The hypothesis that groundwater response time may be longer than several years, leading to a delayed flow recovery, could be put forward, but not confirmed by the results given the lack of data.

### 3.3. Correlation Analysis of the Flows

The autocorrelation analysis of Nasso and Samendéni daily time series (Figure 3) highlights the differences in the hydrological processes and, therefore, provides more features to analyze their respective reaction to changes in rainfall.



**Figure 3.** Autocorrelation of daily flows measured at (a) Samendéni; and (b) Nasso stations for different years; and (c) example of 1966 hydrograph measured at Samendéni; and (d) Nasso stations.

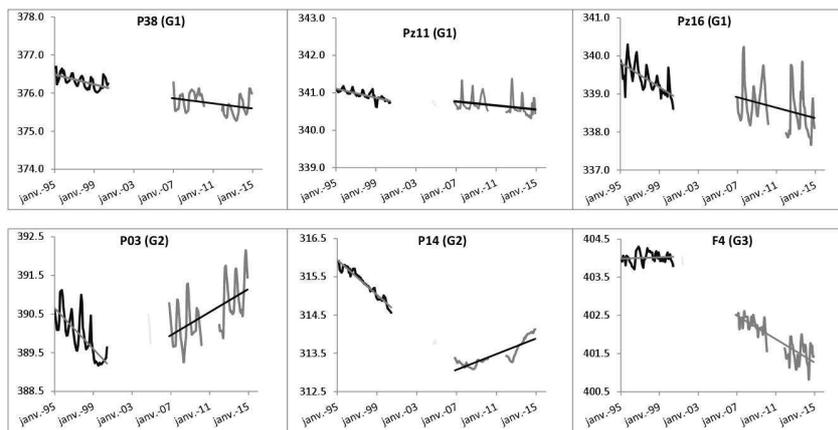
The correlogram of Samendéni station (Figure 3a) slowly decreases (lag to 0.2 between 40–60 days). It does not show any significant difference between the pre- and post-1970s. It behaves as a regional system characterized by a slow response [49], as can be seen on streamflow hydrograph (Figure 3c). The slow decrease of the correlation highlights the big inertia of the large Mouhoun catchment. Its inertia may result from the system's high storage capacity [64], which is reflected here by the predominance of the base flow in the total flow of this station (Table 4) [65]. The catchment storage capacity is described as the most important characteristic influencing the drought development and recovery [66].

At Nasso, the Kou catchment has a relatively low memory effect (fewer than 10 days) of the system before the drought. It functions as a local system dominated by a quick flow [49] as it is showed on streamflow hydrograph (Figure 3d). After the drought the memory effect became relatively high

(longer than 30 days). This change is not related to a change in the rainfall-flow relationship because the cross-correlation between rainfall and streamflow was strong, typically above 0.7 (not shown), and did not change much over time. It could reflect a modification of catchment processes due to groundwater influence. After the drought, the system is dominated by underground flows which is more than 96% of the total flow, instead of 77% before the drought (Table 4). Saft *et al.* [67] also suggested processes linked to groundwater as a possible explanation behind the change in the hydrological functioning of catchments in the context of a prolonged dry period. The underground flow, coming from deep aquifer through the spring, gives a more delayed and smother response to climate than surface and shallow groundwater flow [66]. Stoelzle *et al.* [68] supports that the sensitivity to drought induced deficit and recovery time are correlated with the water age distribution in baseflow.

### 3.4. Characterization of Groundwater Level Dynamic

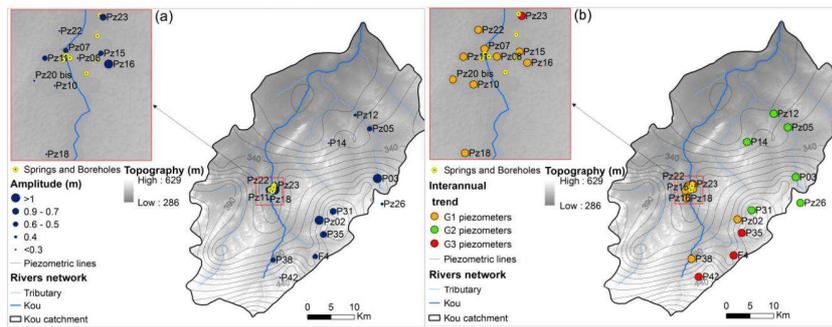
Given the gaps in the data gathered on the 21 monitoring boreholes, the groundwater dynamic was analyzed for two periods (1995–1999 and 2007–2014). All the time series displayed an interannual trend to which seasonal fluctuations were superimposed (Figure 4). The periods of low and high water levels varied according to the piezometers and fell between April–June and September–November, respectively. We analyzed the two-seasonal and interannual-components of the piezometric signal.



**Figure 4.** Interannual variations of the groundwater levels (m.a.s.l) from 1995 to 2014, for a representative sample of piezometers.

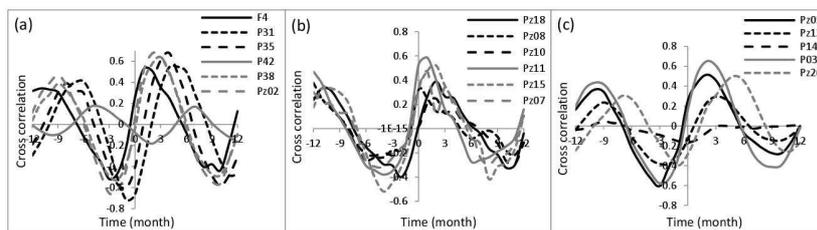
#### 3.4.1. Seasonal Variation and Rainfall-Water Level Relationship

Over the period from 1995 to 2014, the amplitude of seasonal fluctuations ranged from a few centimeters to about 2 m. The highest amplitudes were generally measured in the area close to Bobo-Dioulasso where the altitude is relatively high, and lower amplitudes were measured near the spring area. The variability of the seasonal amplitude reflects the spatial heterogeneity of the groundwater reaction to rainfall (Figure 5a). In the recent period (2007–2014), the amplitudes generally increased compared to the previous period (1995–1999) by a few centimeters to about 70 cm.



**Figure 5.** Spatial distribution of (a) the amplitude of seasonal fluctuations; and (b) interannual variation according to the clusters G1, G2, and G3 as aforementioned.

To better characterize the response of the groundwater level, we analyzed the cross-correlation between rainfall and water level in order to estimate the time lag (months) and the magnitude of the correlation. The time lag provides information on the system transfer speed while the magnitude of the correlation indicates the degree of preservation of the rainfall impulse during the transfer [69]. Due to the gaps in the data, this analysis was done on two three-year periods (from 1995 to 1997 and from 2012 to 2014). Figure 6 shows the results for the 1995–1997 period. The rainfall-water level relationship did not change significantly between 1995–1997 and 2012–2014 (not shown), except Pz23, where the maximum correlation decreased from 0.7 to 0.3. Since Pz23 was very close to a pumping zone (about 100 m), this decline could be explained by the disruption of the rainfall signal by pumping.



**Figure 6.** Cross-correlation between rainfall and groundwater level based on a monthly time step between 1995 and 1997: (a) upstream Kou catchment piezometers; (b) Nasso-Guinguette spring area piezometers; and (c) downstream Kou catchment piezometers.

Most of the piezometers are significantly correlated to rainfall. Typically, the groundwater response to rainfall was delayed by 1–4 months. It reached seven months (with a low correlation) on some piezometers such as P42. The strongest correlations were around 0.6 and lowest around 0.2. Only a few piezometers, including P42 and P14, do not seem to be correlated with rainfall. P42 could be located in a locally-confined area of the aquifer [37]. P14 has the deepest water table (about 85 m), which could explain for the weak correlation between rainfall and water level and the long transfer of the rainfall signal to the groundwater (seven months).

### 3.4.2. Interannual Variation of Groundwater Level

Over the 1995–1999 period, all the piezometers showed a declining groundwater level with a slope ranging from  $-26$  cm/year to  $-2$  cm/year. Only F4 was stable and even showed a slight upward trend of 1 cm/year. After the gap between 2000 and 2006, there is a reduction of the groundwater level slope on all the piezometers. The piezometers were clustered in three groups (G1, G2, and G3) according to their behavior. Figure 4 shows sample piezometers from each group. The water level of the piezometers situated upstream (G1) continued to decline but with a slightly lower slope (Figures 4 and 5b). For piezometers situated downstream of the catchment (G2), the water level rose

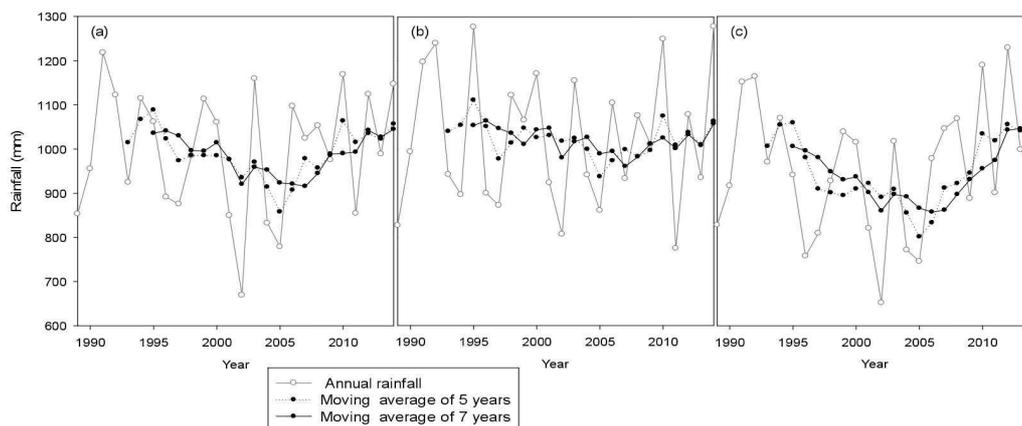
with a clear slope (5–28 cm/year). Some piezometers (P42, F4, P35, Pz23) had a singular behavior (G3). For instance, F4, which had a stable water level until 1999, then showed a downward trend with a significant slope (−16 cm/year).

The interannual trend observed on the groundwater level seems to be related to interannual rainfall variability. Over the past 25 years' rainfall through the five-year and seven-year moving average, displayed a downward trend until 2005, where it began to move upward (Figure 7). This trend reflects observed changes in groundwater levels. However, the exact date of the shift in groundwater levels is not clear because of the data gaps between 2000 and 2006. The similarity between inter-annual groundwater variation and the moving average of rainfall over several years reflects, in some way, a slow and long-term response of the groundwater. The slow response of underground system has been reported by several authors who argue that the rainfall signal is filtered and lagged through the soil and underground system [5,70]. The aquifer reacts as a low-pass filter that smoothed out the high frequency fluctuations of the rainfall signal [71]. About the slow response of the system, it is also shown that the underground system when subject to a disturbance (changes in boundary conditions) takes some time (few seconds to millions of years), depending on its size and its hydrodynamic characteristics, to recover its equilibrium [72]. This response time can be estimated from the equation of Domenico *et al.* [73] which applies to a homogeneous, isotropic, and confined aquifer with purely horizontal flow:

$$\tau = L^2 \times S_s / K_h = L^2 \times S / T \quad (9)$$

where  $\tau$  is the response time [T],  $L$  is the length of the aquifer [L],  $S_s$  is the specific storage [ $L^{-1}$ ],  $K_h$  is the horizontal hydraulic conductivity [ $LT^{-1}$ ],  $S$  is the storage coefficient [-], and  $T$  is the transmissivity [ $L^2T^{-1}$ ].

A transmissivity value of  $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ , a storage coefficient of  $10^{-4}$ , and a length of 30 km (average size of the catchment) gave a response time on the order of seven years. This is in agreement with the findings from Stoelzle *et al.* [68] who showed that porous systems such as sandstone have a long-term sensitivity to changes in rainfall and a stronger response to multiyear recharge variability. This slow response of the system was described earlier in Sections 3.2 and 3.3.



**Figure 7.** Average annual rainfall and five-year and seven-year moving averages over the past 25 years. (a) Thiessen average rainfall over the Kou catchment; (b) rainfall at the Bobo-Dioulasso station; and (c) rainfall at the vallée du Kou station (most downstream station).

In addition to creating a long term response to climate variability, differences in local hydrodynamic parameters may induce different responses of the groundwater level in space [70,74]. A strong heterogeneity of hydrodynamic parameters due to a difference in the nature of the rock or in the fault lines within the catchment can justify the difference in behavior between upstream and

downstream areas. Indeed, a downstream area less transmissive and/or more capacitive than the upstream area can induce this difference.

Other factors such as groundwater withdrawal, land use, vegetation, topography [5,7] may also contributed to a spatial heterogeneity in the response of the groundwater. Given that upstream pumping are not substantially greater ( $19,800 \text{ m}^3/\text{d}$  out of  $40,700 \text{ m}^3/\text{d}$  as a total at the catchment scale) than downstream ones, the assumption of high pumping rates is not a strong argument to justify the difference in behavior between upstream and downstream areas. In connection with topography and land use change, the assumption of higher recharge rates in the downstream area through the surface water, as observed in Southwestern Niger [24] was also put forth but is debatable given that some piezometers are located in a high topography area (P31, Pz26).

The geological and hydrogeological characteristics of the catchment and their spatial variability seem to be the underlying factors of the interannual variation of groundwater level. However, statistical analyses alone cannot be relied on to confirm this hypothesis. Groundwater modeling is required to test it.

#### 3.4.3. Factors Explaining the Spatial and Temporal Variation of the Water Table

The analysis of the piezometric data revealed that the hydrodynamic response of the catchment's piezometers varies in space (21 piezometers) and time (11 years, 1995–1999, 2007–2009, 2012–2014). We tested the correlations between various environmental factors to explain these differences.

The variables that potentially explain the behavior differences in the 21 piezometers are: the water table depth, the saturated thickness of the aquifer, the altitude of the piezometer reflecting its geomorphological position (plateau, valley), the lithology of the aquifer and the spatiotemporal rainfall variation. The rainfall variable was taken into account using three different variables (annual rainfall, annual effective rainfall, and interannual average rainfall over a number of years).

The groundwater response was characterized by several variables, including:

- The interannual variation of groundwater level determined by the difference of the annual average groundwater levels of two consecutive years.
- The magnitude of seasonal fluctuations determined by the difference between the highest groundwater level and the lowest groundwater level at the annual scale.
- The response time estimated by the rainfall-groundwater level correlation.
- The rainfall-groundwater level maximum correlation ( $R_k$ ) estimated by cross-correlations.

A spatial study was conducted using a PCA based on 21 individuals (the 21 piezometers) and 10 variables or parameters: the four characteristics of the groundwater response above-mentioned, the interannual average rainfall variation and the interannual average effective rainfall variation over the 11 years, the altitude of the piezometer, the lithology of the aquifer, the water table depth, and the saturated thickness of the aquifer. The statistical analyses showed that the geomorphology, the lithology of the aquifer and its saturated thickness are not discriminating parameters of groundwater behavior. The lithology of the aquifer, as described herein, does not reflect well the spatial variability of the transmissivity and the storage coefficient [38]. Specific values of hydrodynamic parameters at each point could have been an explanatory factor of heterogeneous responses as demontred by [70]. Furthermore, the interannual average rainfall variation and the interannual average effective rainfall variation are also nondiscriminating parameters of the groundwater behavior. As described in Section 3.4.2, the response of the groundwater level to the rainfall interannual variability is complex. Rainfall signal is delayed and smoothed through the system so it cannot be correlate directly to groundwater level variation. Thus, these five items were discarded in later analyses.

A PCA was performed on 231 individuals (21 piezometers  $\times$  11 years) and six variables describing the groundwater behavior and the rainfall forcing (Table 6): groundwater level interannual variations ( $\Delta\text{GWL}$ ) and seasonal amplitude ( $SA$ ) defined for each year, the response time ( $Lag$ ) and rainfall-groundwater level maximum correlation ( $R_k$ ) defined for the two periods (1995–1999,

2007–2014), the annual average water table depth (*WTD*), and the rainfall variation defined by the difference between two consecutive seven-year moving averages ( $\Delta R$ ) calculated for each year. Generally, all these variables displayed different values from one piezometer to another. Only the rainfall value was area-specific, as defined using the Thiessen polygon method.

**Table 6.** Sample data from a piezometer (Pz05) used for the spatiotemporal PCA.

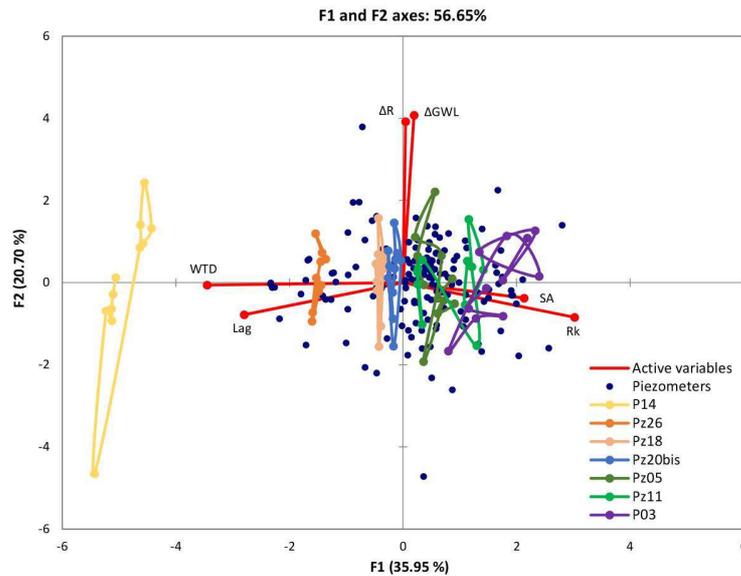
Year	$\Delta GWL$ (m/year)	SA (m)	Lag (month)	$R_k$	WTD (m)	$\Delta R$ (mm/year)
1995	0.0	0.64	2.00	0.6	11.5	0.0
1996	−0.2	0.35	2.00	0.6	11.7	−10.0
1997	−0.2	0.73	2.00	0.6	11.8	−15.3
1998	−0.2	0.36	2.00	0.6	12.0	−32.0
1999	−0.1	0.49	2.00	0.6	12.1	−17.9
2007	−0.5	0.47	2.00	0.5	12.6	−69.0
2008	0.0	0.79	2.00	0.5	12.6	35.5
2009	0.2	0.18	2.00	0.5	12.5	33.8
2012	0.1	0.61	2.00	0.5	12.4	112.2
2013	0.2	0.22	2.00	0.5	12.2	2.9
2014	0.0	0.40	2.00	0.5	12.2	−11.5

From the results of the *PCA*, we retained the first two factorial axes (56% of the variance explained, Table 7) to explain the groundwater spatiotemporal behavior (Figure 8). The first factorial axis (*F1*) was positively represented by seasonal amplitude and maximal correlation. These two variables contrasted with water table depth and lag. The thicker the unsaturated zone was, the longer the groundwater response time to rainfall was and the less groundwater level was correlated to rainfall. In this case, the groundwater level reacted with a low amplitude. The second axis (*F2*) was mainly represented by the interannual variation of rainfall and groundwater level. These results were obtained with an average rainfall over several years (seven years), suggesting that the groundwater level interannual variation is the result of the slow response of the groundwater to interannual rainfall fluctuations.

**Table 7.** Principal components from spatio-temporal *PCA* results.

Factorial axes	<i>F1</i>	<i>F2</i>	<i>F3</i>	<i>F4</i>	<i>F5</i>	<i>F6</i>
<b>Eigenvalues</b>						
Eigenvalues	2.157	1.242	1.029	0.765	0.540	0.267
Proportion (%)	35.950	20.703	17.149	12.748	8.999	4.450
Cumulative %	35.950	56.654	73.803	86.551	95.550	100.000
<b>Eigenvectors</b>						
<i>WTD</i>	−0.597	−0.010	0.269	0.042	−0.115	0.746
<i>Lag</i>	−0.484	−0.135	0.538	0.104	0.414	−0.525
$R_k$	0.522	−0.146	0.316	−0.001	0.665	0.404
SA	0.369	−0.065	0.690	0.156	−0.597	−0.056
$\Delta GWL$	0.034	0.705	−0.004	0.698	0.121	0.017
$\Delta R$	0.008	0.678	0.250	−0.689	0.041	−0.030

According to these results, rainfall variation explains the temporal variation of the groundwater level on the Y-axis while the spatial variation of the system response is shown on the X-axis. Piezometers are represented globally in two ways. For some of them (e.g., Pz26 or Pz18) with a shallow water table, the individuals are aligned on the Y-axis, showing low sensitivity as regards the spatial response of the underground system (Figure 8). For other piezometers (e.g., P03 or P14), the individuals are dispersed on both the X-axis and the Y-axis, which shows a sensitivity to change in the rainfall and to environmental characteristics (Figure 8). All piezometers were sensitive to changes



**Figure 8.** PCA of spatial and temporal heterogeneity of the aquifer behavior with a representative sample of piezometers. Analysis with six active variables (*Lag*, *WTD*, *R<sub>k</sub>*, *SA*,  $\Delta R$ , and  $\Delta GWL$ ).

The results from the PCA concur with the preceding analyses in Sections 3.4.1 and 3.4.2. Indeed, the groundwater seasonal variations is strongly linked to the water table depth [69] and explains, to an extent, the spatial variability of the groundwater behavior. Slimani *et al.* [6] also support that the thicker the surficial formations is, the more the high-frequency variation (inferior to the annual variability) is mitigated in favor of low frequency variation. Considering P14, which has the deepest water level, whilst the groundwater interannual variation is well marked, it has a very low sensitivity to seasonal variations (Figures 4 and 8). Thus, the hydrodynamic characteristics of the aquifers contributed to delay and smooth rainfall signals [70] and, therefore, create a long-term sensitivity to rainfall variability [68].

Factors that govern the groundwater behavior could be further explored if data are available on land use, groundwater abstraction, soils, transmissivity, and storage coefficient. At this stage, it can be considered that the results provide some avenues to separate the causes of spatial variability and temporal variability on the groundwater level fluctuation.

#### 4. Conclusions

Time series analysis was used to study both climate variability and its impact on groundwater and to characterize the groundwater response to climate forcings.

This study showed that the Kou catchment underwent the critical episodes of climate variability in West Africa. It has had significant consequences on water resources in general, and on groundwater in particular. Like most catchments in the Sudanian zone, the break observed in the rainfall time series in the 1970s resulted in a larger deficit in flows. This deficit is, nevertheless, on the same order of magnitude as those of heavy rainfall. It also reflects the deficit of the effective rainfall that is also influenced by the increase of evapotranspiration. In the period after 1970, there was no significant change in the Kou catchment's rainfall time series, suggesting that the drought is actually not yet over, even though rainfall has increased slightly.

The hydrological response of the Mouhoun and Kou catchments to the recent and slight increase in rainfall is influenced by their hydrological processes. At Nasso, the predominance of water from the deep aquifer, whose response to climate change is slow and smoothed, seems to be the cause of the continuous decrease in flow since 1970. Indeed, although already mostly fed by groundwater before the break, it became almost completely fed by groundwater after the break and the system memory effect became longer. This catchment behavior differs from that of the Mouhoun, a regional system

with a high storage capacity whose memory effect has always been long. The catchment functioning of the Mouhoun is strongly related to its base flow, as evidenced by the delay in the resumption of flow compared to the resumption of rainfall in 1990.

The analysis of the piezometric time series, showed that groundwater has a positive response to rainfall with a delay of 1–4 months due to the flow of water through the unsaturated zone. The upward and downward trends observed in groundwater level are the long-term effect of interannual rainfall variations. Indeed, groundwater has a slow response to interannual rainfall variations and this is strongly linked to the physical characteristics of the area (transmissivity, storage coefficient). Given the spatial heterogeneity of these characteristics, the use of tools, such as modeling, is critical to better understand the physical processes that govern the spatiotemporal differences in the groundwater behavior.

The conclusion that one can draw from the foregoing is that the evolution of annual rainfall, alone, is insufficient to understand the impact of climate variability observed on water resources. Changes in heavy rainfall, as well as increased evapotranspiration, are essential to understanding the impact of climate variability on flows and groundwater recharge. The hydrological impact observed is the result of the combined effects of all these changes. The groundwater response to the variability of rainfall largely depends on geological and hydrogeological conditions (water table depth, storage coefficient, and transmissivity) and probably land use. The aquifers' response to climate variability cannot be studied regardless of the aquifers' characteristics, which vary in space; hence, the need for modeling. This is the subject of an upcoming article that also includes the effect of water pumping.

**Acknowledgments:** We wish to extend our thanks to all our donors who provided financial support to this work: Institut de Recherche pour le Développement (IRD) through the Programme Doctoral International “Modélisation des Systèmes Complexes” (PDI/MS), Office National de l’Eau et de l’Assainissement (ONEA) and UMR Metis (UPMC). We also wish to thank the Direction Générale de la Météorologie (DGM) and the Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) in Burkina Faso for supplying data, PADI/groundwater Project for its support in gathering piezometric data, and the provision of extensive information that greatly enhanced this study. We also thank our two reviewers whose contributions have further enhanced the quality of this paper.

**Author Contributions:** The first author conducted this research during her doctoral program under the supervision of Pierre Ribstein, Anne Jost, Angelbert Biauou, and Youssouf Koussoubé. These four authors supervised the data processing, the writing and review of the article. Danièle Valdes-Lao contributed to the statistical analysis and results interpretation.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

## References

1. Bates, B.; Kundzewicz, Z.; Wu, S.; Palutikof, J. *Climate Change and Water*; IPCC Secretariat: Geneva, Switzerland, 2008.
2. Bovolo, C.I.; Parkin, G.; Sophocleous, M. Groundwater resources, climate and vulnerability. *Environ. Res. Lett.* **2009**, *4*, 035001. [[CrossRef](#)]
3. Hanson, R.T.; Newhouse, M.W.; Dettinger, M.D. A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. *J. Hydrol.* **2004**, *287*, 252–269. [[CrossRef](#)]
4. Hanson, R.T.; Dettinger, M.D.; Newhouse, M.W. Relations between climatic variability and hydrologic time series from four alluvial basins across the southwestern United States. *Hydrogeol. J.* **2006**, *14*, 1122–1146. [[CrossRef](#)]
5. Gurdak, J.J.; Hanson, R.T.; McMahon, P.B.; Bruce, B.W.; McCray, J.E.; Thyne, G.D.; Reedy, R.C. Climate Variability Controls on Unsaturated Water and Chemical Movement, High Plains Aquifer, USA. *Vadose Zone J.* **2006**, *6*, 533–547. [[CrossRef](#)]
6. Slimani, S.; Massei, N.; Mesquita, J.; Valdés, D.; Fournier, M.; Laignel, B.; Dupont, J.-P. Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeol. J.* **2009**, *17*, 1823–1832. [[CrossRef](#)]
7. Gong, H.; Pan, Y.; Xu, Y. Spatio-temporal variation of groundwater recharge in response to variability in precipitation, land use and soil in Yanqing Basin, Beijing, China. *Hydrogeol. J.* **2012**, *20*, 1331–1340. [[CrossRef](#)]

8. Hayashi, M.; Farrow, C.R. Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada). *Hydrogeol. J.* **2014**, *22*, 1825–1839. [[CrossRef](#)]
9. Green, T.R.; Taniguchi, M.; Kooi, H.; Gurdak, J.J.; Allen, D.M.; Hiscock, K.M.; Treidel, H.; Aureli, A. Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *J. Hydrol.* **2011**, *405*, 532–560. [[CrossRef](#)]
10. Scanlon, B.R.; Keese, K.E.; Flint, A.L.; Flint, L.E.; Gaye, C.B.; Edmunds, W.M.; Simmers, I. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrol. Process.* **2006**, *20*, 3335–3370. [[CrossRef](#)]
11. Mangin, A. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. *J. Hydrol.* **1984**, *67*, 25–43. [[CrossRef](#)]
12. Howard, K.; Griffith, A. Can the impacts of climate change on groundwater resources be studied without the use of transient models? *Hydrol. Sci. J.* **2009**, *54*, 754–764. [[CrossRef](#)]
13. Taylor, R.G.; Koussis, A.D.; Tindimugaya, C. Groundwater and climate in Africa—A review. *Hydrol. Sci. J.* **2009**, *54*, 655–664. [[CrossRef](#)]
14. Nicholson, S.E. Climatic variations in the Sahel and other African regions during the past five centuries. *J. Arid Environ.* **1978**, *1*, 3–24.
15. Paturel, J.E.; Servat, E.; Delattre, M.O.; Lubes-Niel, H. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l’Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol. Sci. J.* **1998**, *43*, 937–946. [[CrossRef](#)]
16. Le Barbé, L.; Lebel, T.; Tapsoba, D. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Clim.* **2002**, *15*, 187–202. [[CrossRef](#)]
17. L’Hôte, Y.; Mahé, G.; Somé, B.; Triboulet, J.P. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; The drought continues. *Hydrol. Sci. J.* **2002**, *47*, 563–572. [[CrossRef](#)]
18. Lebel, T.; Ali, A. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 52–64. [[CrossRef](#)]
19. Panthou, G.; Vischel, T.; Lebel, T. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *Int. J. Climatol.* **2014**, *34*, 3998–4006. [[CrossRef](#)]
20. Albergel, J. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface: Application aux petits bassins du Burkina Faso. In *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*; IAHS: Oxfordshire, UK, 1987; pp. 355–365.
21. Descroix, L.; Mahé, G.; Lebel, T.; Favreau, G.; Galle, S.; Gautier, E.; Olivry, J.-C.; Albergel, J.; Amogu, O.; Cappelaere, B.; *et al.* Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 90–102. [[CrossRef](#)]
22. Amogu, O.; Descroix, L.; Yéro, K.S.; Le Breton, E.; Mamadou, I.; Ali, A.; Vischel, T.; Bader, J.-C.; Moussa, I.B.; Gautier, E.; *et al.* Increasing River Flows in the Sahel? *Water* **2010**, *2*, 170–199. [[CrossRef](#)]
23. Leduc, C.; Favreau, G.; Schroeter, P. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.* **2001**, *243*, 43–54. [[CrossRef](#)]
24. Favreau, G.; Cappelaere, B.; Massuel, S.; Leblanc, M.; Boucher, M.; Boulain, N.; Leduc, C. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*. [[CrossRef](#)]
25. Descroix, L.; Genthon, P.; Peugeot, C.; Mahé, G.; Abdou, M.M.; Vandervaere, J.-P.; Mamadou, I.; Tanimoun, B.; Amadou, I.; Galle, S.; *et al.* Paradoxes et contrastes en Afrique de l’Ouest: Impacts climatiques et anthropiques sur les écoulements. *Géologues* **2015**, *187*, 47–51.
26. Mahé, G.; Lienou, G.; Bamba, F.; Paturel, J.E.; Adeaga, O.; Descroix, L.; Mariko, A.; Alivy, J.C.; Sangare, S.; Ogilvie, A.; *et al.* Le fleuve Niger et le changement climatique au cours des 100 dernières années. In *Hydro-Climatology: Variability and Change*; IAHS: Melbourne, Australia, 2011; pp. 131–137.
27. Mahé, G. Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. *Hydrol. Sci. J.* **2009**, *54*, 704–712. [[CrossRef](#)]
28. Bricquet, J.P.; Bamba, F.; Mahe, G.; Toure, M.; Olivry, J.C. Évolution récente des ressources en eau de l’Afrique atlantique. *Revue Sci. L’eau* **1997**, *10*, 321–337. [[CrossRef](#)]
29. Mahé, G.; Olivry, J.-C.; Dessouassi, R.; Orange, D.; Bamba, F.; Servat, E. Relations eaux de surface–eaux souterraines d’une rivière tropicale au Mali. *Comptes Rendus L’Acad. Sci. Ser. II Earth Planet. Sci.* **2000**, *330*, 689–692. [[CrossRef](#)]

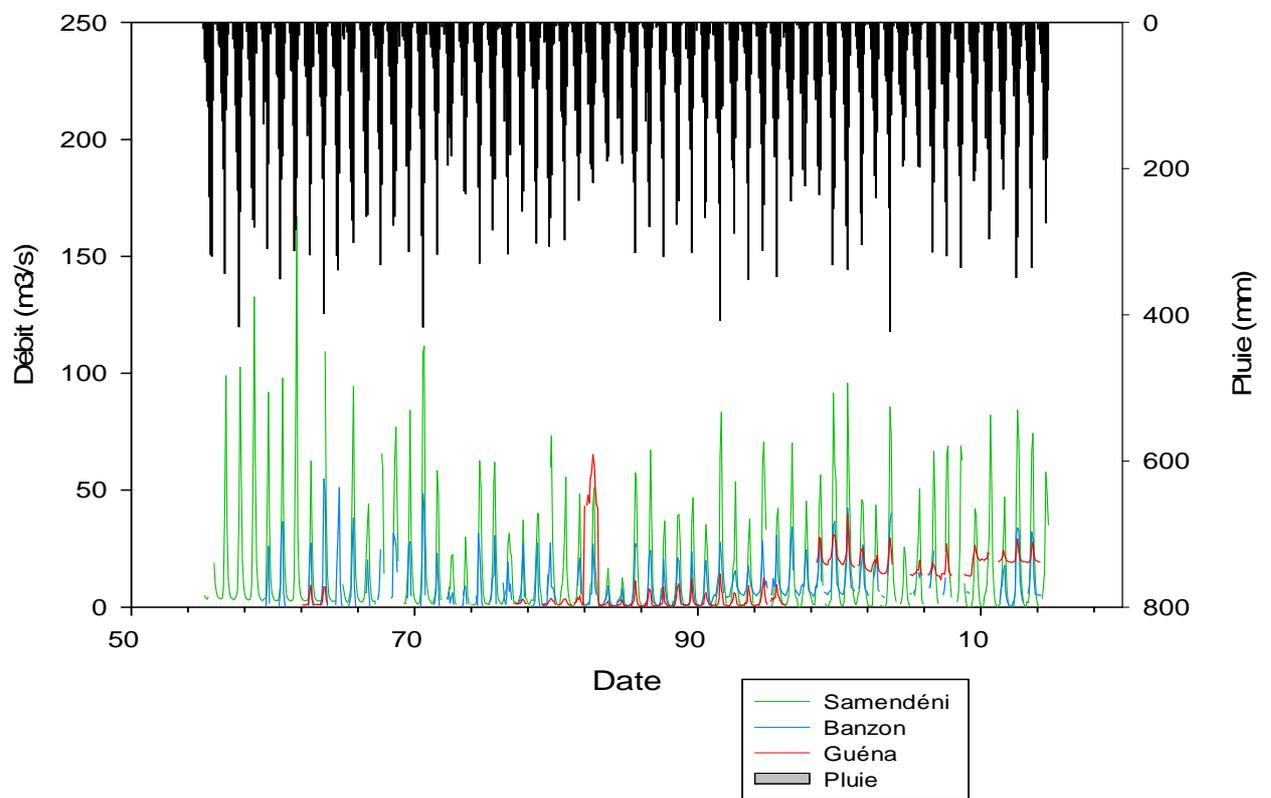
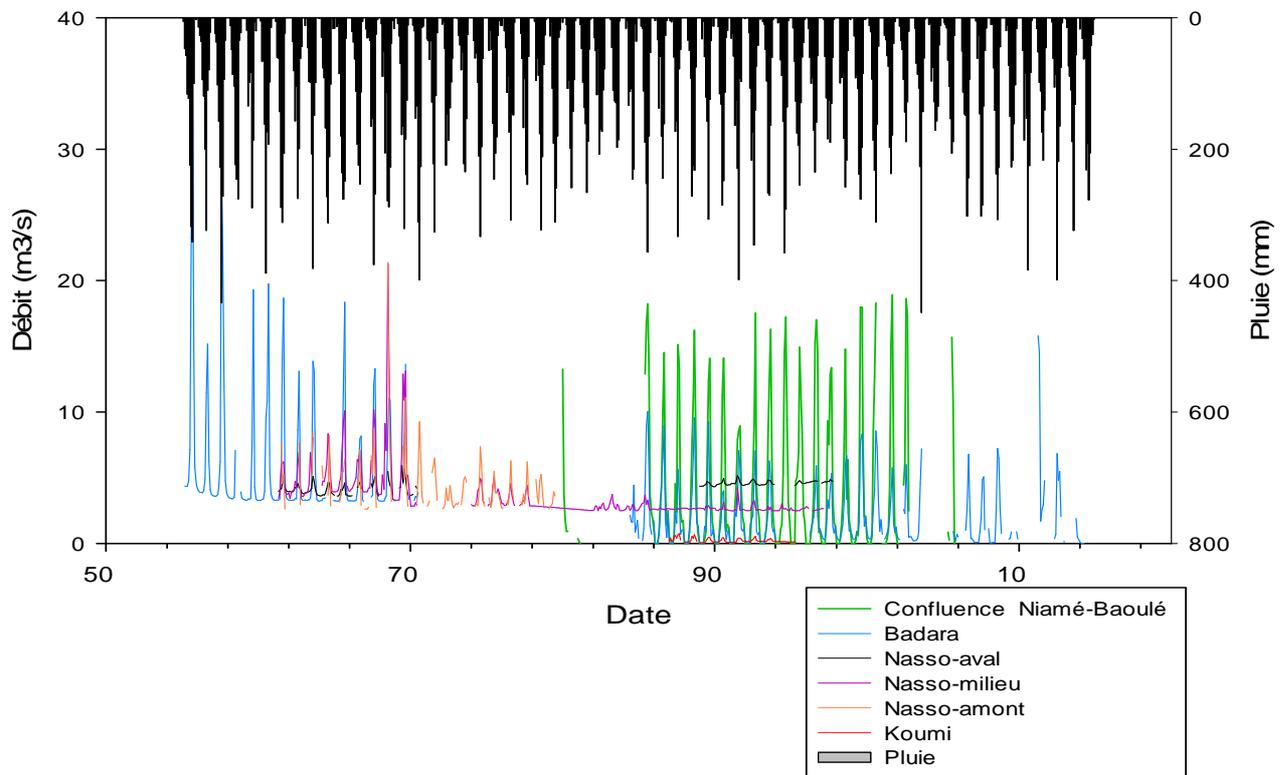
30. Kouakou, E.; Koné, B.; N'Go, A.; Cissé, G.; Ifejika Speranza, C.; Savané, I. Ground water sensitivity to climate variability in the white Bandama basin, Ivory Coast. *SpringerPlus* **2014**, *3*. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
31. Lutz, A.; Minyila, S.; Saga, B.; Diarra, S.; Apambire, B.; Thomas, J. Fluctuation of Groundwater Levels and Recharge Patterns in Northern Ghana. *Climate* **2014**, *3*, 1–15. [[CrossRef](#)]
32. Moniod, F.; Pouyaud, B.; Sechet, P. Monographie hydrologique ORSTOM. In *le Bassin du Fleuve Volta*; ORSTOM: Paris, French, 1977.
33. Ouédraogo, C. *Synthèse Géologique de la Région Ouest du Burkina Faso*; Programme VREO, SOFRECO-SAWES: Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, 2006.
34. Sauret, E.S.G.; Beaujean, J.; Nguyen, F.; Wildemeersch, S.; Brouyere, S. Characterization of superficial deposits using electrical resistivity tomography (ERT) and horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) geophysical methods: A case study. *J. Appl. Geophys.* **2015**, *121*, 140–148. [[CrossRef](#)]
35. Sauret, E. Etude des Potentialités Hydrogéologiques d'une Plaine Alluviale en Relation Avec les Eaux Souterraines et de Surface Dans un Contexte D'agriculture Irriguée (Burkina Faso). Ph.D. Thesis, Université de Liège, Liège, Belgium, 2013.
36. Wallens, J.; Compaoré, N.F. *Renforcement de la Capacité de Gestion des Ressources en eau dans l'Agriculture Moyennant des Outils de Suivi-Évaluation—GEeau*; Rapport Annuel N1 (Décembre 2001–Novembre 2002); Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins: Bobo Dioulasso, Burkina Faso, 2003.
37. Sogreah Ingenierie. *Etude des Ressources en eau Souterraine de la Zone Sédimentaire de la Région de Bobo-Dioulasso*; Ministère de l'eau: Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, 1994.
38. Gombert, P. *Synthèse Sur la Géologie et l'Hydrogéologie de la Série Sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina Faso*; Programme RESO, IWACO-BURGEAP: Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, 1998.
39. Castany, G. *Les Eaux Souterraines*; Editions Dunod: Paris, French, 1980.
40. Dakouré, D. Etude Hydrogéologique et Géochimique de la Bordure Sud-Est du Bassin Sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso-Mali)-Essai de Modélisation. Ph.D. Thesis, Université Paris VI, Paris, French, 2003.
41. Derouane, J. *Modélisation Hydrogéologique du Bassin Sédimentaire*; Programme VREO: Bobo-Dioulasso, Burkina Faso, 2008.
42. Sauret, E. *Contribution à la Compréhension du Fonctionnement Hydrogéologique du Système Aquifère Dans le Bassin du Kou*; Université de Liège: Liège, Belgium, 2008.
43. Huneau, F.; Dakoure, D.; Celle-Jeanton, H.; Vitvar, T.; Ito, M.; Traore, S.; Compaore, N.F.; Jirakova, H.; Le Coustumer, P. Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *J. Hydrol.* **2011**, *409*, 423–439. [[CrossRef](#)]
44. Monteith, J. Evaporation and environment. In *the State and Movement of Water in Living Organisms*; Cambridge University Press: London, UK, 1965; pp. 205–234.
45. Beven, K.J. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*; Wiley-Blackwell: Chichester, West Sussex; Hoboken, NJ, USA, 2012.
46. Wheeler, H.; Sorooshian, S.; Sharma, K.D. Hydrological modelling in arid and semi-arid areas. In *International Hydrology Series*; Cambridge University Press: Cambridge; New York, NY, USA, 2008.
47. Thornthwaite, C.W. Thornthwaite An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* **1948**, *38*, 55–94. [[CrossRef](#)]
48. Arnold, J.G.; Allen, P.M.; Muttiah, R.; Bernhardt, G. Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. *Groundwater* **1995**, *33*, 1010–1018. [[CrossRef](#)]
49. Tallaksen, L.M.; Van Lanen, H.A. Hydrological drought: Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. In *Developments in Water Science*; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2004.
50. Pettitt, A.N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Appl. Stat.* **1979**, *28*, 126–135. [[CrossRef](#)]
51. Mann, H.B. Nonparametric Tests against Trend. *Econometrica* **1945**, *13*, 245–259. [[CrossRef](#)]
52. Kendall, M.G. *Rank Correlation Method*; Griffin: London, UK, 1975.
53. Servat, É.; Paturel, J.E.; Lubès-Niel, H.; Kouamé, B.; Masson, J.M.; Travaglio, M.; Marieu, B. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue Sci. L'eau* **1999**, *12*, 363–387. [[CrossRef](#)]
54. Larocque, M.; Mangin, A.; Razack, M.; Banton, O. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *J. Hydrol.* **1998**, *205*, 217–231. [[CrossRef](#)]

55. Box, G.E.P.; Jenkins, G.; Reinsel, G. *Time Series Analysis: Forecasting and Control*; Prentice Hall: Englewood Cliffs, NJ, USA, 1994.
56. Lebart, L.; Morineau, A.; Piron, M. *Statistique Exploratoire Multidimensionnelle*; Dunod: Paris, France, 2002.
57. Mahé, G.; Olivry, J.-C.; Servat, E. Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux: Extrêmes et paradoxes. In *Regional Hydrological Impacts of Climatic Change-Hydroclimatic Variability*; IAHS: Foz do Iguaçu, Brazil, 2005; pp. 169–177.
58. Orange, D.; Wesseling, A.J.; Mahé, G.; Feitaizoure, C.T. The effects of climate changes on river baseflow and aquifer storage in Central Africa. In *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty*; IAHS: Rabat, Morocco, 1997; pp. 113–123.
59. Descroix, L.; Genthon, P.; Amogu, O.; Rajot, J.-L.; Sighomnou, D.; Vauclin, M. Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Glob. Planet. Chang.* **2012**, *98*, 18–30. [[CrossRef](#)]
60. Whitley, R.J.; Macinnis-Ng, C.M.O.; Hutley, L.B.; Beringer, J.; Zeppel, M.; Williams, M.; Taylor, D.; Eamus, D. Is productivity of mesic savannas light limited or water limited? Results of a simulation study. *Glob. Chang. Biol.* **2011**, *17*, 3130–3149. [[CrossRef](#)]
61. Chen, Z.; Grasby, S.E.; Osadetz, K.G. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *J. Hydrol.* **2004**, *290*, 43–62. [[CrossRef](#)]
62. Ardoin, S.; Lubes-Niel, H.; Servat, E.; Dezetter, A.; Boyer, J.-F.; Mahe, G.; Paturel, J.-E. Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest: caractérisation de la situation de la décennie 1990. In *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*; IAHS: Montpellier, France, 2003; pp. 355–365.
63. Olivry, J.C.; Bricquet, J.P.; Mahe, G. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide? In *Hydrology of Warm Humid Regions*; IAHS: Wallingford, Oxfordshire, UK, 1993; pp. 67–78.
64. Gárfias-Soliz, J.; Llanos-Acebo, H.; Martel, R. Time series and stochastic analyses to study the hydrodynamic characteristics of karstic aquifers. *Hydrol. Process.* **2009**, *24*, 300–316. [[CrossRef](#)]
65. Pulido-Bosch, A.; Padilla, A.; Dimitrov, D.; Machkova, M. The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. *Hydrol. Sci. J.* **1995**, *40*, 517–532. [[CrossRef](#)]
66. Van Loon, A.F. Hydrological drought explained: Hydrological drought explained. *Wiley Interdiscip. Rev. Water* **2015**, *2*, 359–392. [[CrossRef](#)]
67. Saft, M.; Peel, M.C.; Western, A.W.; Perraud, J.-M.; Zhang, L. Bias in streamflow projections due to climate-induced shifts in catchment response: Bias in Streamflow Projections. *Geophys. Res. Lett.* **2016**, *43*, 1574–1581. [[CrossRef](#)]
68. Stoelzle, M.; Stahl, K.; Morhard, A.; Weiler, M. Streamflow sensitivity to drought scenarios in catchments with different geology. *Geophys. Res. Lett.* **2014**, *41*, 6174–6183. [[CrossRef](#)]
69. Lee, J.-Y.; Lee, K.-K. Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured bedrock aquifer system. *J. Hydrol.* **2000**, *229*, 190–201. [[CrossRef](#)]
70. Dickinson, J.E.; Hanson, R.T.; Ferré, T.P.A.; Leake, S.A. Inferring time-varying recharge from inverse analysis of long-term water levels. *Water Resour. Res.* **2004**, *40*, W07403. [[CrossRef](#)]
71. Duvert, C.; Jourde, H.; Raiber, M.; Cox, M.E. Correlation and spectral analyses to assess the response of a shallow aquifer to low and high frequency rainfall fluctuations. *J. Hydrol.* **2015**, *527*, 894–907. [[CrossRef](#)]
72. Walker, G.R.; Gilfedder, M.; Dawes, W.R.; Rassam, D.W. Predicting Aquifer Response Time for Application in Catchment Modeling. *Groundwater* **2015**, *53*, 475–484. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
73. Domenico, P.A.; Schwartz, F.W. *Physical and Chemical Hydrogeology*; John Wiley: New York, NY, USA, 1998.
74. Bhuiyan, C. Hydrogeological factors: Their association and relationship with seasonal water-table fluctuation in the composite hardrock Aravalli terrain, India. *Environ. Earth Sci.* **2010**, *60*, 733–748. [[CrossRef](#)]



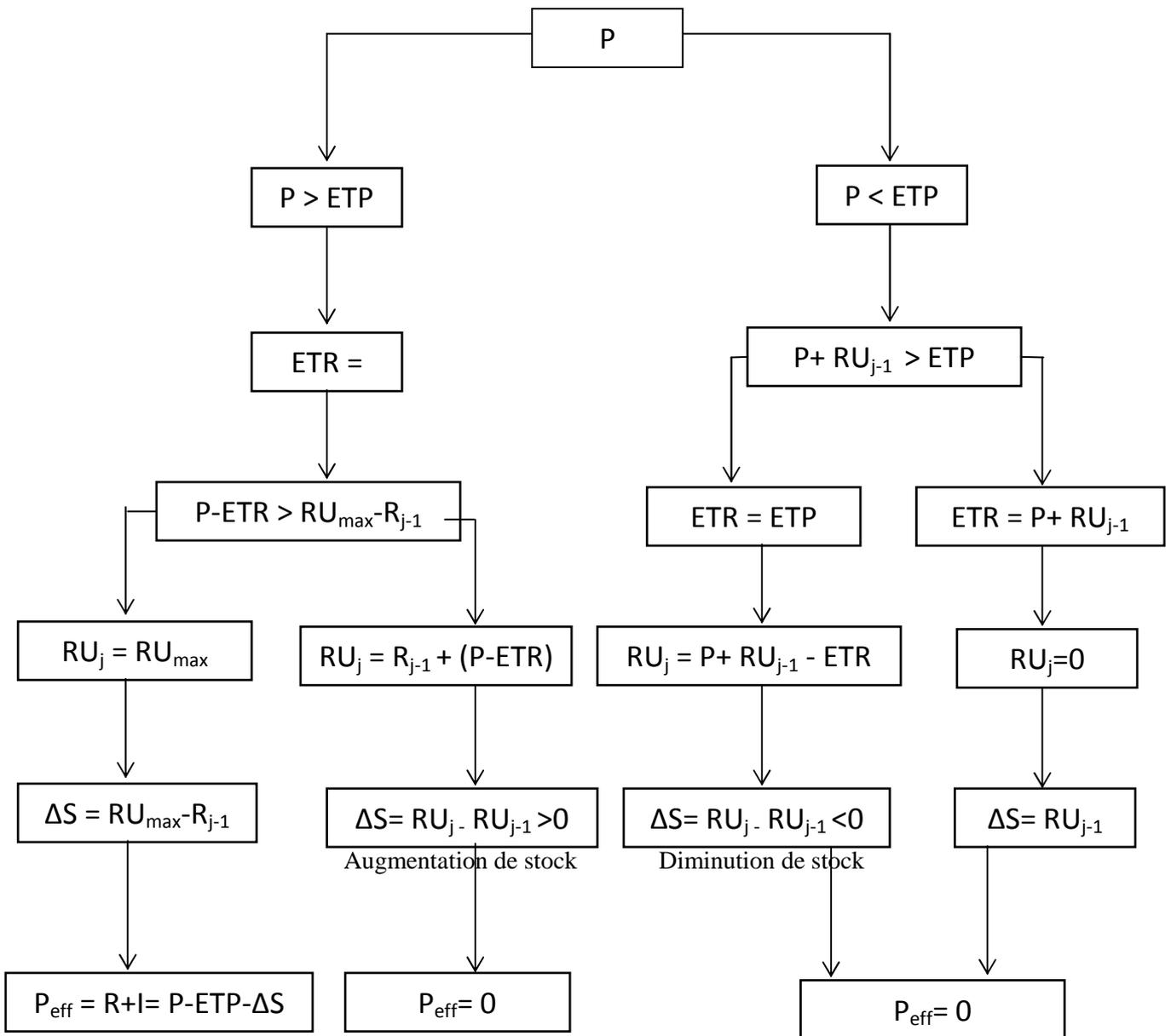


**Annexe 2: chroniques des stations hydrométriques des rivières du Kou et du Mouhoun**





**Annexe 3** : schéma conceptuel du modèle de Thornthwaite



P : précipitation

ETP : évapotranspiration potentielle

ETR : évapotranspiration réelle

RU<sub>max</sub> : réserve utile maximale

RU<sub>j</sub> et RU<sub>j-1</sub> : réserve utile du mois j et réserve utile du mois du mois j-1

ΔS : variation du stock d'eau dans le sol

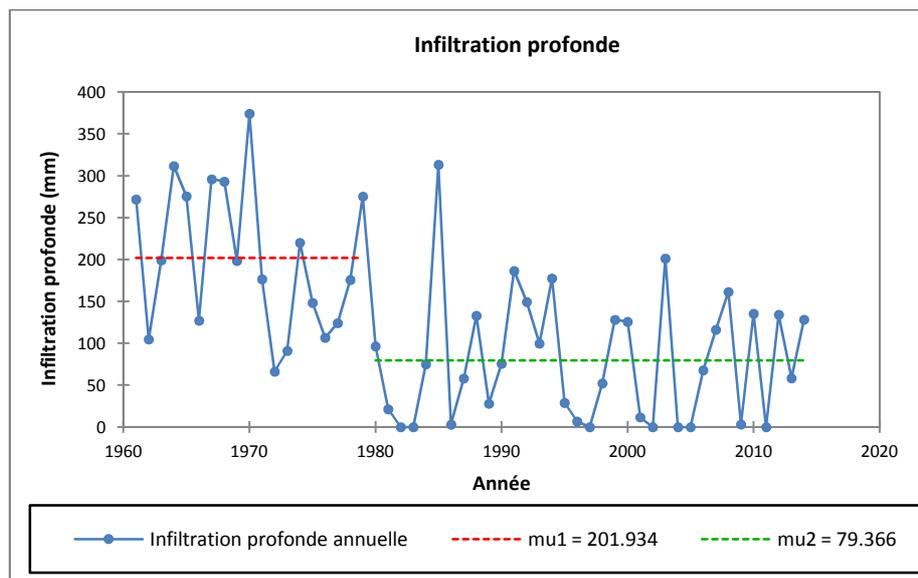
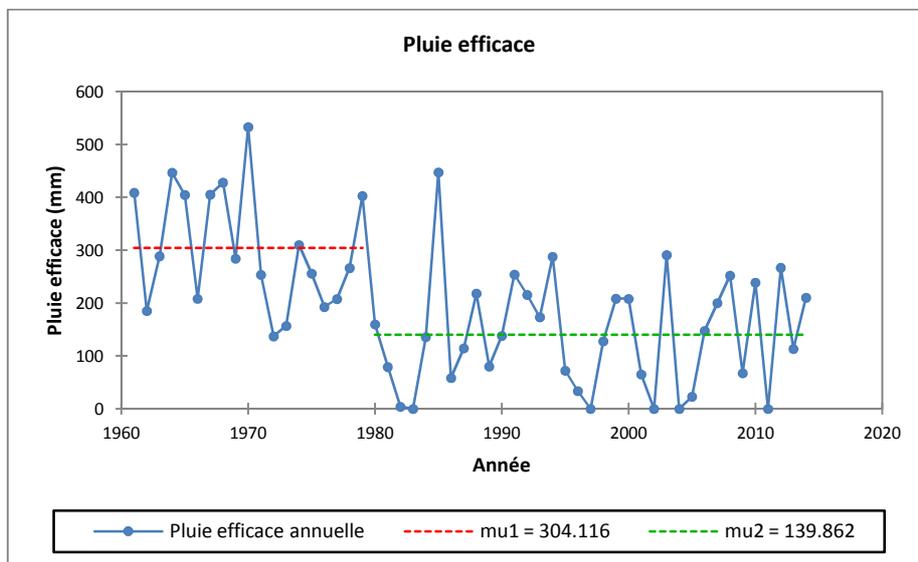
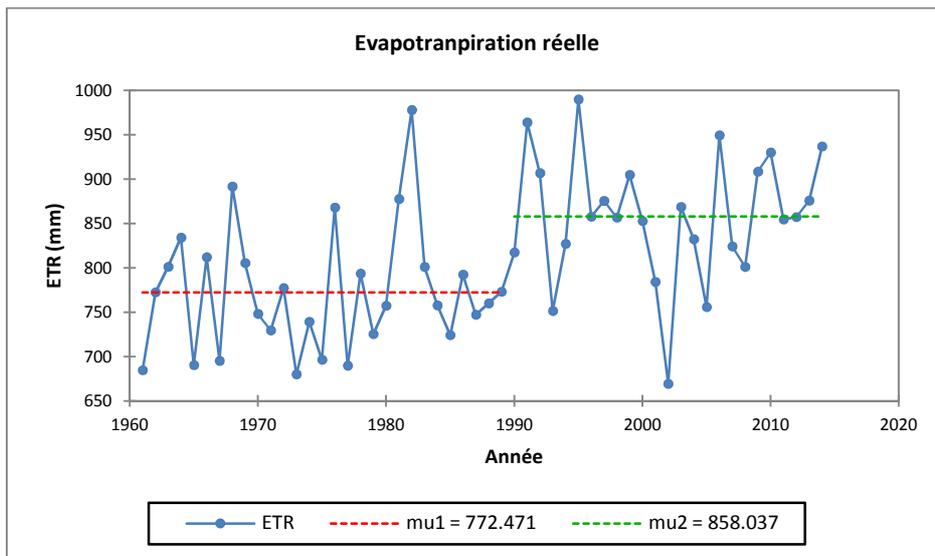
P<sub>eff</sub> : pluie efficace

R : écoulement rapide

I : infiltration profonde

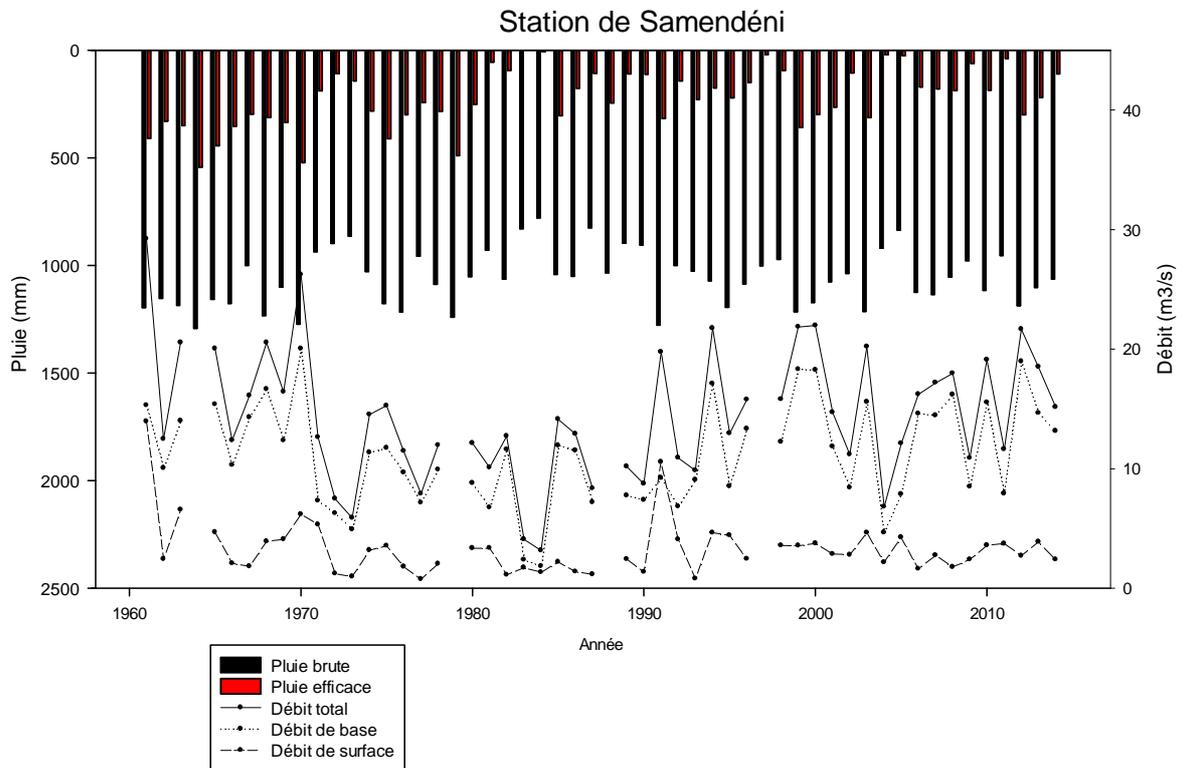
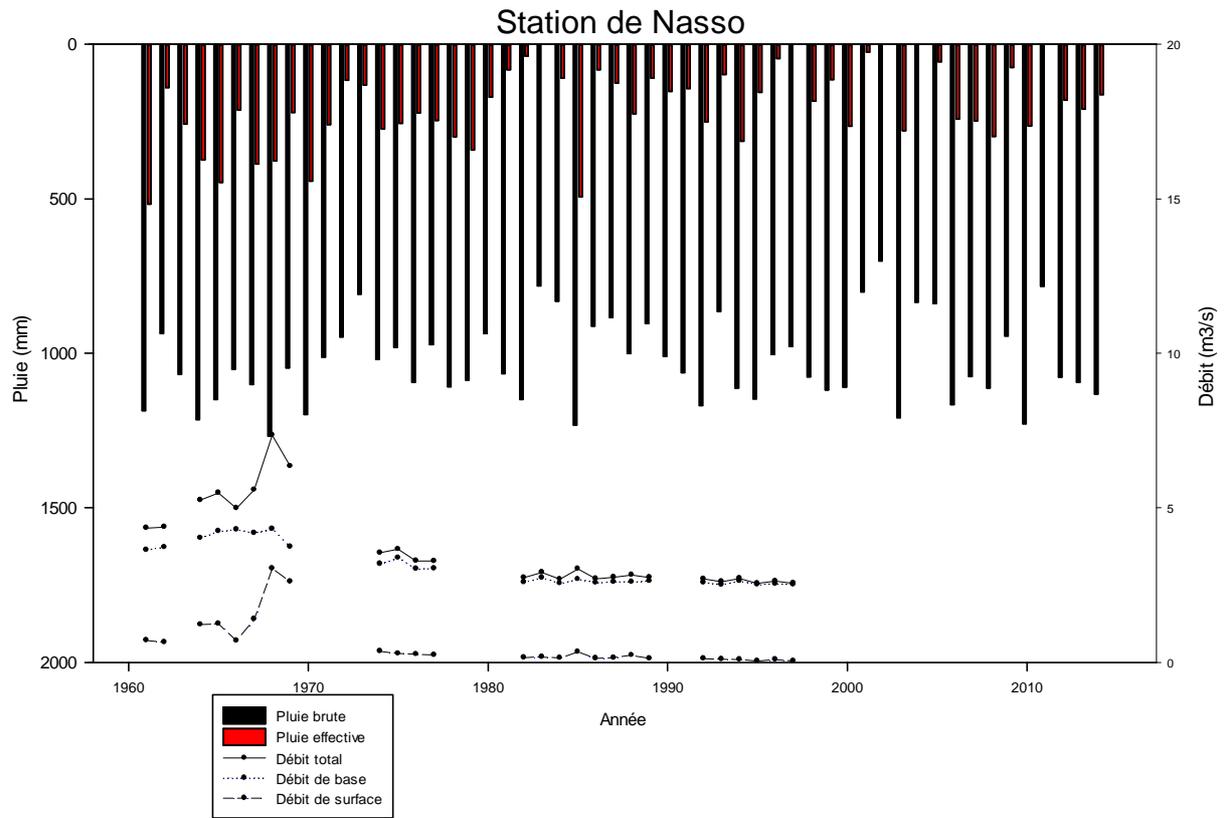


**Annexe 4 : test de rupture de Pettitt sur les résultats du bilan hydrologique**



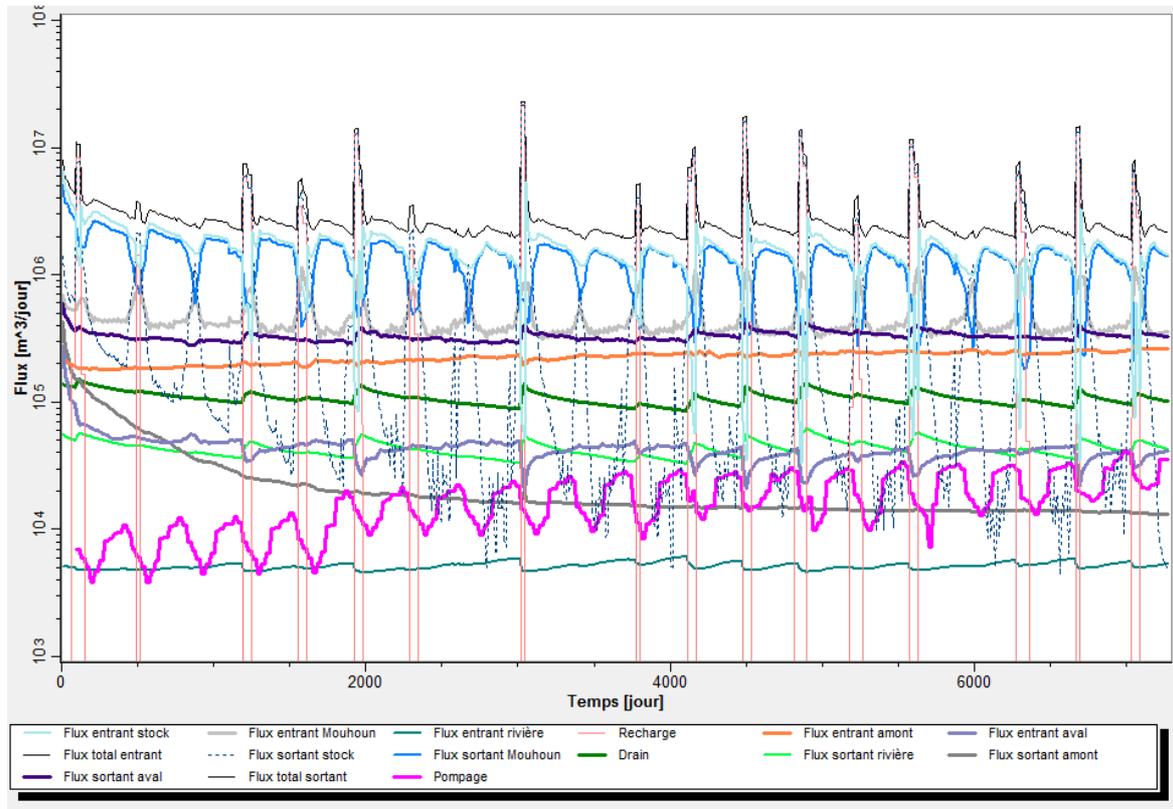


**Annexe 5** : débits moyens annuels et leurs deux composants (débit de base et débit de surface) aux stations de Nasso (1961-1997) et de Samendéni (1961-2014)





**Annexe 6** : évolution des composantes du bilan des flux simulés en régime transitoire de 1995 à 2014



**Résumé :**

L'Afrique de l'Ouest est sujette à une variabilité climatique importante et elle connaît une longue période de sécheresse depuis les années 1970 dont l'impact sur les ressources en eau souterraine reste peu étudié. La présente étude porte sur le bassin versant du Kou au Burkina Faso qui abrite une grande réserve d'eau souterraine à l'origine de sources exceptionnelles. Cette ressource, essentielle pour les besoins de la population, présente pourtant des signes d'épuisement qui soulèvent une question essentielle : quelle est la part du climat et celle des prélèvements dans l'épuisement de cette ressource ? Pour répondre à cette question, nous avons utilisé des méthodes d'analyse statistique et la modélisation hydrogéologique. Les méthodes statistiques ont été appliquées aux chroniques de données climatiques, hydrométriques et piézométriques. Elles ont permis de décrire la réponse des eaux souterraines aux forçages du climat et d'identifier les facteurs explicatifs du comportement de la nappe. La modélisation hydrogéologique a pallié certaines limites de ces méthodes statistiques par une meilleure prise en compte de l'hétérogénéité spatiale de l'aquifère. Elle a en particulier montré que les pompages ont un impact significatif sur la ressource en eau. En somme, les déficits de précipitation, combinés aux pompages en croissance continue, mettent en péril la ressource. La gestion de cette dernière dans une perspective durable devrait donc revêtir une attention particulière.

Mots clés : Eau souterraine ; variabilité climatique ; modélisation hydrogéologique, gestion de l'eau; Afrique de l'Ouest

**Hydrodynamic behavior of the sedimentary aquifer of the Kou catchment in the southwest of Burkina Faso**

**Abstract :**

West Africa is prone to critical climate variability and since the 1970s has been experiencing a long period of drought whose impact on groundwater resources is little studied. This study focuses on the Kou catchment in Burkina Faso which holds a large groundwater resource that lies at the root of exceptional springs. This resource, essential to fulfill the populations' needs, shows signs of depletion that raises a critical question: what is the share of climate and that of withdrawals in the depletion of the resource? To answer this question, we used statistical analysis methods and hydrogeological modeling. The statistical methods were applied to climatic, hydrometric and groundwater level time series to describe the groundwater's response to climate forcing and to identify explanatory factors of the groundwater's behaviour. The hydrogeological modeling overcame some of the statistical methods limitations by better heeding the spatial heterogeneity of the aquifer's characteristics. Particularly, it revealed that pumping have significant impact on the resource. To sum up, rainfall deficits combined with growing pumping endanger the resource. Hence, sustainable management of the resource should be a critical issue to pay attention to.

Keywords : Groundwater, Climat variability, Hydrogeological modeling, Water management, West Africa