



HAL
open science

Modélisation hydrologique de bassins emboîtés du Nakanbé au Burkina Faso dans un contexte de changement global

Patrick Gbohoui

► **To cite this version:**

Patrick Gbohoui. Modélisation hydrologique de bassins emboîtés du Nakanbé au Burkina Faso dans un contexte de changement global. Autre. Université Montpellier; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 2021. Français. NNT : 2021MONTG054 . tel-03655131

HAL Id: tel-03655131

<https://theses.hal.science/tel-03655131>

Submitted on 29 Apr 2022

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.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de l'Eau

Ecole doctorale GAIA (Biodiversité, Agriculture, Alimentation, Environnement, Terre, Eau) – ED 584

Unité de recherche HydroSciences Montpellier (HSM)

En partenariat international avec 2iE, BURKINA FASO

MODELISATION HYDROLOGIQUE DE BASSINS EMBOÎTES DU NAKANBE AU BURKINA FASO DANS UN CONTEXTE DE CHANGEMENT GLOBAL

Présentée par Yetchékpou Patrick GBOHOU

Le 17 décembre 2021

Sous la direction de Jean-Emmanuel PATUREL
et Hamma YACOUBA

Devant le jury composé de :

M. Luc O. SINTONDJI, Professeur, Institut National de l'Eau (INE), Bénin

Mme Manuela GRIPPA, Physicienne adjointe CNAP, GET, France

M. Ansoumana BODIAN, Maître de conférences (Equivalent), Université Gaston Berger, Sénégal

M. Luc DESCROIX, Directeur de recherche, IRD, France

M. Jean-Emmanuel PATUREL, Chargé de recherche, IRD-Université de Montpellier, France

M. Hamma YACOUBA, Professeur, 2iE, Burkina Faso

M. Didier ORANGE, Chargé de recherche, IRD, France

Président

Examinatrice

Rapporteur

Rapporteur

Directeur de Thèse

Co-Directeur de Thèse

Invité



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

DEDICACE

A

L'omniprésent, l'omniscient, l'omnipotent, toi qui es,

Mes parents Nankpè, Sévérin et Sévérine.

Mon épouse Dégbédé Gbokanlé Ursule.

Ma fille Sessito Marie-Gloria.

REMERCIEMENTS

L'être social qu'est l'homme se construit sur la base de ses interrelations avec la société dans laquelle il évolue. Cette thèse est le fruit des efforts de toute une série de personnes. Je voudrais donc remercier tous ceux qui, de près ou de loin, consciemment ou inconsciemment, ont contribué à l'aboutissement heureux de ce travail.

Je démarre cette section par l'expression de ma reconnaissance et de ma gratitude aux deux universités qui m'ont accueilli : l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) et l'Université de Montpellier (UM). Elles m'ont offert le cadre adapté à mes travaux de thèse.

Je tiens à remercier la Banque Africaine de Développement (BAD) qui a financé cette thèse dans le cadre du projet « Nelson Mandela Institutes-African Institutions of Science and Technology (NMI-AIST) ».

Je remercie chaleureusement tous les membres de mon équipe d'encadrement et notamment mes directeurs de thèse, M. Hamma YACOUBA (2iE) et M. Jean-Emmanuel PATUREL (UM), pour leurs disponibilité, bienveillance et soutien continu. Malgré leurs emplois de temps très chargés, ils ont su toujours trouver le temps nécessaire pour m'écouter et m'orienter. J'ai bénéficié de vos expériences scientifique et humaine.

À l'endroit de mon encadreur rapproché, M. FOWE TAZEN, je vous dis « Grand Merci » pour votre disponibilité permanente et de m'avoir permis de prendre un bon départ.

Qu'il me soit permis de remercier du fond du cœur M. Harouna KARAMBIRI, Directeur de la Recherche à 2iE, pour sa disponibilité et ses conseils. Malgré vos multiples occupations, vous avez été toujours présent à toutes mes présentations de thèse pour que je puisse bénéficier de votre expérience scientifique.

J'adresse mes remerciements à tous les autres membres de mon comité de suivi de thèse (Messieurs Roger MOUSSA, Ludovic OUDIN, Gil MAHE, Andrew OGILVIE, Lawani Adjadi MOUNIROU et Valérie BORREL) pour les critiques, apports et conseils lors des différents comités.

Je remercie les rapporteurs et examinateurs qui ont accepté d'évaluer cette thèse et d'apporter leur contribution à son amélioration. M. Luc SINTONDJI fut mon enseignant d'hydrologie appliqué et a dirigé mon mémoire de Master Recherche avec l'encadrement de M. Yvon HOUNTONDJI. Je vous remercie pour vos bienveillances à mon égard. J'ai rencontré M. Ansoumana BODIAN lors de plusieurs rencontres

scientifiques internationales et nous avons eu de très bons échanges. Je n'ai pas rencontré physiquement M. Luc DESCROIX, mais ces travaux et synthèses sur les paradoxes hydrologiques sahéliens m'ont été d'une utilité capitale. Merci à M. Didier ORANGE et à Mme Manuela GRIPPA d'avoir accepté évaluer ce travail.

J'exprime ma gratitude à M. Igor OUEDRAOGO (Responsable de l'École Doctorale de 2iE), M. Yacouba KONATE (Responsable du Laboratoire Eaux, Hydro-Système et Agriculture, LEHSA de 2iE), M. Patrick SEYLER et M. Patrick LACHASSAGNE (Directeurs du laboratoire HysroSciences Montpellier, HSM). Mes remerciements vont également au personnel des deux universités (2iE et UM) et particulièrement au personnel des écoles doctorales et laboratoires qui m'ont accueilli. Je ne saurais oublier Mme Nathalie ROUCHE, gestionnaire de la base de données SIEREM à HSM, pour son appui dans la collecte des données et sa bienveillance. Merci à Mme Martha BOEGLIN pour son suivi même après les formations sur la rédaction d'article scientifique.

J'ai eu le plaisir de bénéficier de l'appui des devanciers dans la thèse : Chaim Vivien DOTO, Boukary SAWADOGO, Oumar Cheick ZOURE, Gloria Murielle Rostandi KPINSOTON, Bouraïma KOUANDA, Ousmane Roland YONABA. Merci pour vos encouragements, conseils, éclairages et soutiens.

Je n'oublie pas mes collègues doctorants rencontrés à 2iE comme à Montpellier. Le destin a voulu que nous puissions partager nos difficultés, nos peines, nos angoisses, nos inquiétudes, nos différences, mais surtout des moments de joie et d'allégresse. Vous avez été pour moi une famille et j'ai appris énormément de vous. Une mention spéciale pour les collègues du LEHSA, particulièrement ceux avec qui je suis resté au bureau : Axel, Philomina, Radégonde, Gnenakantanhan, Ines, Karim. À Montpellier, j'ai une pensée particulière à Aristide, Golab et Malick. Merci à tous les amis rencontrés lors de cette thèse. Je formule le vœu que nos relations puissent se bonifier dans le temps.

Je suis reconnaissant pour l'amour, l'effort et le sacrifice de ma famille à mon égard tout le long de cette thèse caractérisée par mon départ de mon pays d'origine, le Bénin. À l'endroit de ma fille et de mon épouse, je ne trouve pas les mots qu'il faut pour vous exprimer ma reconnaissance. Merci d'avoir accepté mon aventure, même si je l'avoue, elle paraît incompréhensible. Que mes parents (papas, mamans, oncles et tantes) trouvent en l'obtention de ce diplôme, l'aboutissement de leurs efforts. Merci à tous mes frères et sœurs pour les messages d'encouragement et de soutien. Un « Grand Merci » à Hermann et son épouse qui en plus du soutien familial ont lu la plupart de mes productions surtout celles en anglais. Je n'oublie pas le soutien indéfectible de toute ma belle-famille. Merci à tous mes amis, frères et sœurs pour vos soutiens multiples et multiformes.

L'Homme est corps, âme et esprit. À tous mes frères et sœurs dans la foi qui m'ont soutenu tout le long de cette thèse, je vous adresse mes sincères salutations. Un merci particulier aux membres des groupes de prières « Ensemble Prions - Bénin », « Buisson Ardent du Renouveau Charismatique Catholique Universitaire – Burkina Faso » et « Parcours Alpha et, Partage et Culture de la Paroisse Etudiante Sainte Bernadette - Montpellier ». Que la grâce et la paix vous soient accordées par Dieu notre Père.

Enfin, je réserve cet avant-dernier paragraphe à deux enseignants qui ont été spéciaux pour moi : M. Jean KIMBA et M. Tonalémi Épiphané Sonon WANKPO. M. Jean KIMBA, fut mon premier enseignant et depuis lors est devenu comme un père pour moi. M. Tonalémi Épiphané Sonon WANKPO fut mon premier enseignant d'hydraulique qui m'a donné le goût aux Sciences de l'Eau et qui n'a cessé de me soutenir jusqu'à ce jour. Merci à vous de continuer de me soutenir.

À tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué à l'aboutissement de cette thèse, je vous dis Merci !

RESUME

Les changements environnemental et climatique ont conduit certains hydrosystèmes sahéliens de l'Afrique de l'Ouest à un comportement paradoxal : augmentation des coefficients d'écoulements malgré le déficit pluviométrique (1970-1990) et le reverdissement (1990 à nos jours). Le manque de données fiables de suivi de la dynamique environnementale en Afrique de l'Ouest a limité l'utilisation de modèles newtoniens pour appréhender ce comportement hydrologique paradoxal. L'objectif de cette thèse est donc de parvenir à une compréhension fine du comportement hydrologique des bassins versants du Sahel malgré le contexte d'insuffisance de données. La méthodologie adoptée a consisté premièrement en une analyse de la variabilité hydro-climatique et environnementale pour constater les changements subis par les bassins versants. Deuxièmement, l'application de modèle darwinien de type Budyko a permis de quantifier les contributions isolées et combinées des changements climatique et environnemental aux variations des écoulements, et d'établir la relation de coévolution climat-environnement à l'échelle de bassin versant. Enfin, cette relation de coévolution climat-environnement a été utilisée à travers le couplage d'un modèle de type Budyko au modèle hydrologique SWAT (Soil and Water Assessment Tool) pour prendre en compte la dynamique environnementale dans la simulation des écoulements. La partie sahélienne du bassin versant du fleuve Nakanbé (un affluent de la Volta au Burkina Faso) constituée de sept bassins emboîtés (38 – 21 178 km²) a été utilisée comme cadre d'application de la méthodologie développée sur la période 1965-2018. Les résultats des analyses de variabilité ont confirmé que les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen ont connu les deux paradoxes hydrologiques sahéliens et la période d'étude a été subdivisée en une période de base (1965-1977) et trois périodes d'impact : 1978-1994, 1995-2006 et 2007-2018. Les études d'impacts ont montré que la dégradation environnementale a été la principale cause du premier paradoxe hydrologique et que l'interaction climat-environnement est devenue prédominante au cours du deuxième paradoxe hydrologique sahélien. L'analyse de la coévolution a montré l'existence d'une relation de cause-effet entre le climat et l'environnement à l'échelle des bassins versants du Nakanbé et a indiqué que le paramètre du modèle Budyko de F_u est un indicateur de la variabilité spatio-temporelle de capacité de rétention en eau des sols. La prise en compte de l'évolution de la capacité de rétention en eau des sols dans la modélisation hydrologique au travers du couplage des modèles darwinien (Budyko de F_u) et newtonien (SWAT) a permis d'améliorer la simulation des écoulements des bassins versants du Nakanbé.

Mots-clés : Changements climatique et environnemental, Coévolution climat-environnement, Cadre conceptuel de Budyko, Modèle SWAT, Bassins emboîtés du Nakanbé, Sahel.

ABSTRACT

Climate and environmental changes have led some Sahelian rivers watersheds in West Africa to a paradoxical behavior: runoff coefficients have increased despite rainfall deficit (1970-1990) and re-greening (1990 to present). The lack of reliable data on the monitoring of environmental dynamics in West Africa has limited application of Newtonian models to understand this paradoxical hydrological behavior. This thesis aims to better understand the hydrological behavior of the Sahelian watersheds despite the context of insufficient data. The methodology adopted consisted first of an analysis of hydro-climatic and environmental variability to observe the changes undergone by the watersheds. Secondly, Budyko type model based on Darwinian approach was employed to quantify the isolated and combined contributions of climate and environmental changes to variations in surface runoff, and to establish the climate-environment coevolution relationship at the watershed scale. Finally, this climate-environment coevolution relationship allowed coupling a Budyko type model and SWAT (Soil and Water Assessment Tool) model to take into account the environmental dynamics in the simulation of runoff. The developed methodology was applied to seven nested watersheds (38 - 21,178 km²) located in the Sahelian part of the Nakanbé River watershed (a tributary of the Volta River in Burkina Faso) over the period 1965-2018. The results of variability analysis confirmed that the Nakanbé nested watersheds at Wayen experienced both Sahelian hydrological paradoxes and the study period was divided into one baseline period (1965-1977) and three impact periods: 1978-1994, 1995-2006, and 2007-2018. The impact studies showed that environmental degradation was the main driver of the first hydrological paradox, while climate-environment interaction became dominant during the second Sahelian hydrological paradox. The coevolution study showed the existence of a reciprocal cause-effect relationship between climate and environment in the Nakanbé watersheds and indicated that F_u Budyko-type model parameter appears to be a good indicator of the spatio-temporal variability of soil water holding capacity. Consideration of changes in soil water holding capacity in hydrological modeling by coupling Darwinian (Budyko of F_u) and Newtonian (SWAT) models has improved the runoff simulation in the nested watersheds of the Nakanbé River.

Keywords: Climate and environmental changes, Climate-environment coevolution, Budyko conceptual framework, SWAT model, Nakanbé nested watersheds, Sahel

VULGARISATION DES RÉSULTATS DE RECHERCHE

- **Articles de revues scientifiques**

[1] **Gbohoui, Y.P.**, Paturel, J.-E., Fowe Tazen, Mounirou, L.A., Yonaba, R., Karambiri, H., Yacouba, H., 2021. Impacts of climate and environmental changes on water resources: A multi-scale study based on Nakanbé nested watersheds in West African Sahel. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 35, 100828. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100828>

[2] **Gbohoui Y.P.**, Paturel J-E, Fowe T, Karambiri H, Yacouba H. 2021. Impacts des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique du bassin du Nakanbé à Wayen (Burkina Faso) à travers le cadre de budyko. In Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences Copernicus GmbH; 269–273. <https://doi.10.5194/piahs-384-269-2021>

[3] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Karambiri, H., Yacouba, H. Climate-environment coevolution in the Nakanbe nested watersheds in West African Sahel. (En preparation)

[4] **Gbohoui, Y.P.**, Yonaba, R., Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Karambiri, H., Yacouba, H. Coupling the Budyko Framework and the SWAT model for considering environmental dynamics in runoffs simulation. (En préparation).

- **Communications**

[1] **Gbohoui, Y.P.**, Yonaba R., Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Karambiri, H., Yacouba, H. (Submitted). Comparison of One-Site vs Multi-Site calibration/validation schemes for hydrological modelling of nested watersheds in the West African Sahel (Communication orale). XIth Scientific Assembly of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS 2022), Montpellier 2022.

[2] **Gbohoui, Y.P.**, Paturel, J.-E., Fowe Tazen, Karambiri, H., Yacouba, H. Impacts des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique du bassin versant du Nakanbé à Wayen (Burkina Faso) à travers le cadre de Budyko (Communication orale). 4ème Conférence Internationale de Friend Water sur l'hydrologie des grands fleuves d'Afrique, Cotonou 2021

[3] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Yacouba, H. Exploring causal relationships between vegetation coverage and the environmental parameter of Budyko-type models in the Nakanbe nested watersheds in West African Sahel (Communication orale). EGU21-13542. EGU General Assembly 2021. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-13542>

- [4] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Yacouba, H. Modélisation hydrologique des bassins versants emboîtés du bassin de Nakanbé au Burkina Faso dans un contexte de changement global (Poster). 8ème édition des Doctoriales, Ouagadougou 2020
- [5] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Yacouba, H. Evolution de la capacité de rétention en eau des sols des bassins versants du Nakanbé à Dombé et à Rambo (Communication orale). Journées scientifiques et techniques du CPCR-EAU/ Ministère de l'Eau et de l'Assainissement-5ème Edition, Ouagadougou 2020
- [6] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Yacouba, H. Applicabilité du cadre conceptuel de Budyko pour la quantification des impacts du changement global sur la ressource en eau dans le Sahel Ouest Africain (Communication orale). 7ème édition des Doctoriales 2iE, Ouagadougou 2019
- [7] **Gbohoui, Y.P.**, Fowe Tazen, Paturel, J.-E., Yacouba, H. Modélisation hydrologique des bassins versants emboîtés du bassin de Nakanbé au Burkina Faso dans un contexte de changement global (Concours Ma Thèse en 180 secondes). 6ème édition des Doctoriales 2iE, Ouagadougou 2018

SOMMAIRE

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
RESUME	v
ABSTRACT	vi
VULGARISATION DES RÉSULTATS DE RECHERCHE	vii
SOMMAIRE	ix
Liste des sigles, acronymes et abréviations	xi
INTRODUCTION GENERALE	1
I Contexte et problématique	2
II Objectifs de la thèse.....	4
III Aperçu synoptique de la bibliographie consultée	4
IV Cadre méthodologique globale	6
V Organisation du document	8
PARTIE A : ELEMENTS DE CONTEXTE ET DONNEES DE L'ETUDE	9
Introduction partielle	10
Chapitre I : Généralités sur la modélisation hydrologique et le changement global	11
I Modélisation hydrologique	11
II Écoulement et ruissellement	23
III Changement global	24
IV Études d'impact des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique d'un bassin versant.....	25
Chapitre II : Cadre physique et données de l'étude	32
I Cadre physique de l'étude	32
II Données de l'études	44
Conclusion partielle	66
PARTIE B : VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTALE	67
Introduction partielle	68
Chapitre III : Variabilité hydro-climatique	69
I Méthodologie : tests statistiques et techniques d'extraction d'indices	69
II Résultats de l'étude de variabilité hydro-climatique dans les bassins versants du Nakanbé	83
III Discussion.....	95
Chapitre IV : Variabilité environnementale et interrelations avec le climat	98
I Méthodologie pour l'analyse de la variabilité environnementale	98
II Résultats de l'étude de variabilité environnementale	101
III Discussion.....	116
Conclusion partielle	119
PARTIE C : CONTRIBUTIONS INDIVIDUELLES ET COMBINEE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL AUX CHANGEMENTS D'ECOULEMENTS DANS LES BASSINS EMBOITES DU NAKANBE A WAYEN	121
Introduction partielle	122
Chapitre V : Impacts des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau	124
I Méthodologie	124
II Résultats de l'étude d'impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements du Nakanbé sur la période 1965-2018	154
III Discussion.....	160

Chapitre VI : Coévolution climat-environnement dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen	163
I Méthodologie de recherche de coévolution climat-environnement à l'échelle de bassin versant...	163
II Résultats.....	171
III Discussion.....	180
Conclusion partielle.....	183
PARTIE D : SIMULATION DES ECOULEMENTS DU NAKANBE DANS UN CONTEXTE DE CHANGEMENT GLOBAL	185
Introduction partielle	186
Chapitre VII : Modélisation hydrologique des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen sous SWAT	188
I Méthodologie de modélisation hydrologique des bassins versants de Nakanbé.....	188
II Résultats.....	203
III Discussion.....	218
Chapitre VIII : Couplage SWAT-Budyko pour la prise en compte de la dynamique environnementale dans la modélisation hydrologique.....	221
I Méthodologie	221
II Résultats.....	225
III Discussions.....	238
Conclusion partielle.....	241
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVE.....	243
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	251
LISTE DES TABLEAUX.....	273
LISTE DES FIGURES.....	275
TABLE DES MATIERES	279
ANNEXE : Résultat des tests d'autocorrélation sur les variables hydrométéorologiques et environnementales	285

LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS

2iE	: Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement
ACP	: Analyse en Composantes Principales
AIC	: Akaike Information Criterion
AMALGAM-SO	: A Multialgorithm Genetically Adaptive Method for Single Objective Optimization
ANAM	: Agence Nationale de la Météorologie du Burkina Faso
ANN	: Artificial Neural Network
ARC	: Africa Rainfall Estimate Climatology
BDOT	: Bases de Données d'Occupation des Terres
BNDT	: Base Nationale de Données Topographique
CCM	: Convergent Cross Mapping
CCNUCC	: Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques
CEREMA	: Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement
CHIRPS	: Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations
CN	: Curve Number
CNBB	: Comité National des Barrages du Burkina
CNRS	: Centre National de la Recherche Scientifique de France
CPCR	: Cadre Permanent de Concertation sur la Recherche
CRU TS	: Climatic Research Unit gridded Time Series
DGRE	: Direction Générale des Ressources en Eau
DMB	: Data Based Mechanistic
DREAM	: Differential Evolution Adaptive Metropolis
EC-AEN	: Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé
ECREEE	: ECOWAS (Economic Community of West African States) Centre for Renewable Energy and Energy Efficiency
EDM	: Empirical Dynamic Modeling
EGU	: European Geosciences Union
ETCCDMI	: Expert Team for Climate Change Detection Monitoring and Indices
EUMETSAT	: European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FAO	: Food and Agriculture Organisation
FRIEND	: Flow Regimes from International Experimental and Network Data
GHCN	: Global Historical Climatology Network
GIEC	: Groupe d'Experts Intergouvernementaux sur l'Évolution du Climat
GIRE	: Gestion Intégrée des Ressources en Eau
GLUE	: Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
GR	: Génie Rural
HBV	: Hydrologiska Byrans Vattenavdelning model
HEC-HMS	: Hydrologic Modeling System produced by the Hydrologic Engineering Center
HSM	: HydroSciences Montpellier
IAHS	: International Association of Hydrological Sciences
IGB	: Institut Géographique du Burkina
INSD	: Institut National de la Statistique et de la Démographie
IRD	: Institut de Recherche et de Développement
JRA55	: Japanese 55-year Reanalysis
KGE	: Kling-Gupta Efficiency

LEHSA	: Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture
LOWESS	: Locally-WEighed regression Scatterplot Smoothing
LREW	: Little River Experimental Watershed
MA	: Maximum Annuel
MECV	: Ministère de l'Environnement et du Cadre Vie
MHYDAS	: Modélisation HYdrologique Distribuée des AgroSystèmes
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
MOPEX	: MOdel Parameter Estimation Experiment
MOSCEM-UA	: Multiobjective Shuffled Complex Evolution Metropolis
MSWEP	: Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation
NDVI	: Normalized Difference Vegetation Index
NOAA	: National Oceanic and Atmosphéric Administration
NS	: Nash-Sutcliffe
OMM	: Organisation Mondiale de Météorologie
ONEA	: Office National de l'Eau et de l'Assainissement
ORSC	: Office de la Recherche Scientifique Coloniale
ORSOM	: Office de Recherche Scientifique d'Outre-Mer
ORSTOM	: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
ParaSol	: Parameter Solution
PBIAS	: Percent Bias
POT	: Peak Over Threshold
PRMS	: Precipitation Runoff Modeling System
RAWS	: Remote Automated Weather Stations
RGPH	: Recensements Général de la Population et de l'Habitat
RMSE	: Root Mean Square Error
RSR	: RMSE-observations standard deviation ratio
SCE	: Shuffled Complex Evolution
SCS	: Soil Conservation Service
SIEREM	: Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation
SIG	: Système d'Information Géographique
SNOTEL	: Snowpack Telemetry
SUFI	: Sequential Uncertainty Fitting
SWAT	: Soil and Water Assessment Tool
SWAT-CUP	: SWAT Calibration and Uncertainty Programs
SWRRB	: Simulator for Water Resources in Rural Basins
UM	: Université de Montpellier
UMR	: Unité Mixte de Recherche
UNESCO	: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
USGS	: United States Geological Survey
USWRC	: Water Resources Council
UTM	: Universal Transverse Mercator
WGS84	: World Geodetic System 1984
WHC	: Water Holding Capacity
WMO	: World Meteorological Organization

INTRODUCTION GENERALE

I Contexte et problématique

L'Afrique de l'Ouest, après une période humide de 1950 à 1970, a souffert d'un long déficit pluviométrique de 1970 à 1990. Depuis le milieu des années 1990, une reprise des précipitations a été observée (Lebel et Ali, 2009; Ozer *et al.*, 2009; Salack *et al.*, 2011), et les précipitations annuelles moyennes des années récentes sont redevenues très proches de la moyenne à long terme (1900-2015), mais restent différentes de celles des années 1950 à 1970 (Mahé, 2006; Descroix *et al.*, 2015). Le passage de la période "anormalement humide" (1950-1970) à la période sèche (1970-1990) puis à une nouvelle période humide (mi-1990 à ce jour) s'est manifesté par un changement des fréquences et des intensités des pluies au niveau de la sous-région Ouest-africaine. Les années sèches (1970-1990) qu'a connu l'Afrique de l'Ouest ont été marquées par une réduction notable de la fréquence des jours pluvieux, leur intensité demeurant presque inchangée (Servat *et al.*, 1999; Le Barbé *et al.*, 2002; Panthou, 2013). En ce qui concerne la reprise de la pluviométrie des récentes décennies (1990 à nos jours), elle est marquée par une intensification des événements extrêmes (Giannini *et al.*, 2013; Panthou, 2013; Panthou *et al.*, 2014, 2018; De Longueville *et al.*, 2016; Descroix *et al.*, 2018). Au Sahel, le passage de la période humide à la période sèche a engendré une dégradation des états de surfaces entraînant la diminution de la capacité de rétention en eau des sols qui a conduit à une augmentation des coefficients de ruissellement, d'où les paradoxes hydrologiques sahéliens (Anyamba et Tucker, 2005; Fensholt et Rasmussen, 2011; Dardel *et al.*, 2014; Brandt *et al.*, 2017; Gal *et al.*, 2017; Descroix *et al.*, 2018). L'augmentation des écoulements malgré la sécheresse des années 1980 a caractérisé le premier paradoxe, tandis qu'au cours du deuxième paradoxe hydrologique sahélien (1990 à nos jours) il est constaté la continuité de l'accroissement des coefficients d'écoulement malgré le reverdissement lié à la reprise des précipitations en 1990. Ces paradoxes ont entraîné des débordements d'ouvrages hydrauliques et des inondations en milieux urbains comme ruraux. C'est le cas du barrage de Bagré sur le fleuve Nakanbé au Burkina Faso, qui mis en eau en 1992 a fait face dès 1994 (soit 2 ans après sa mise en eau) à une crue d'un niveau très supérieur à la crue de projet utilisée pour son dimensionnement alors que l'événement pluvieux tombé sur l'ensemble du bassin amont n'avait pas une fréquence très rare a priori (Bidon, 1995; Paturel *et al.*, 2003; Mahé *et al.*, 2005, 2012; Mine *et al.*, 2009).

Au Burkina Faso, le bassin du fleuve Nakanbé représente un condensé de toute la problématique de l'eau du pays (Boubacar, 2012) : il abrite plus de 50 % des retenues en eau du pays avec une densité de population (69 habitants/Km² en 2006) supérieure à la moyenne nationale (51 habitants/Km² en 2006) et couvre les trois zones climatiques avec une bonne partie de son bassin dans le Sahel. L'analyse de la dynamique des états de surface du bassin du Nakanbé à Wayen (partie sahélienne du bassin) a montré

une forte dégradation entre 1972 et 1992 (Diello, 2007a) : la surface du bassin en végétation naturelle est passée de 52 % à 17 % sous l'influence des activités humaines. Le cycle hydrologique du bassin et ses composantes ont été affectés à la fois par le changement climatique et les activités humaines, modifiant ainsi la distribution spatio-temporelle de l'écoulement avec des conséquences alarmantes (exemple du barrage de Bagré cité plus haut).

Plusieurs essais de modélisations ont été menés sur le Nakanbé pour appréhender son comportement hydrologique (Mahé *et al.*, 2005; Diello, 2007a; Somda, 2007; Zoungrana et Dior, 2008; Paturel *et al.*, 2009, 2017; Karambiri *et al.*, 2011; Fowe *et al.*, 2012; Koubra, 2016; Yonaba, 2020). Cependant, la plupart de ces travaux n'ont pas pris en compte la dynamique des états de surface. Certains ont essayé d'intégrer la dynamique du milieu à un modèle global conceptuel (Mahé *et al.*, 2005; Diello, 2007a; Paturel *et al.*, 2009; Fowe *et al.*, 2012; Paturel *et al.*, 2017), mais les résultats restent discutables, car la structure du modèle à la conception ne prend pas en compte la dynamique des états de surface. Les études ayant vraiment pris en compte la dynamique des états de surface ont été faites à une très petite échelle spatiale, le bassin versant de Tougou d'environ 38 km² (Yonaba, 2020; Yonaba *et al.*, 2021b). Or la forte variabilité des réponses élémentaires et la non-linéarité des processus de ruissellement font que l'extrapolation des résultats obtenus de la petite à la grande échelle reste délicate (Mounirou, 2012). Ainsi, chacune de ces études ayant porté sur la modélisation du bassin du Nakanbé a fourni des informations hydrologiques parcellaires pour des parties du bassin à différentes échelles temporelles et spatiales. L'inexistence ou la mauvaise qualité des données de suivi de la dynamique environnementale en Afrique de l'Ouest (Descroix, 2018a) ne permet pas une bonne prise en compte de l'évolution des propriétés physiques des grands ou moyens bassins versants dans les modèles hydrologiques à base physique. Ces constats suscitent des interrogations et posent de véritables problèmes techniques et opérationnels dans l'élaboration ou l'exécution des politiques d'aménagement, de gestion et de protection des ressources hydriques du bassin de Nakanbé en particulier et des hydrosystèmes du Sahel en général :

- (1) Comment ont évolué le climat, l'environnement et la réponse hydrologique du bassin du Nakanbé ?
- (2) Quels ont été les impacts des changements climatique et environnemental passés sur les écoulements du Nakanbé ?
- (3) Comment peut-on prendre en compte de façon précise les effets combinés des changements climatique et environnemental pour simuler de façon optimale les écoulements dans un contexte d'inexistence ou d'insuffisance de données de suivi environnemental de qualité ?

Ces questionnements sont sous-tendus par les hypothèses de recherche (HR) suivantes :

-
- **HR1.** Dans certains hydrosystèmes du Sahel, les changements climatique et environnemental ont conduit à un accroissement des coefficients de ruissellement.
 - **HR2.** La dégradation environnementale est la principale cause des paradoxes hydrologiques sahéliens, mais son impact varie selon la taille du bassin versant. L'hypothèse de variabilité spatiale des impacts des changements climatique et environnemental se fonde sur celle émise par Blöschl et al. (2007a).
 - **HR3.** Il existe une coévolution climat-environnement et sa prise en compte permettra d'améliorer la simulation des écoulements du bassin du Nakanbé à Wayen

Les réponses à ces questions permettront une compréhension fine du comportement hydrologique des bassins versants emboîtés du Nakanbé.

II Objectifs de la thèse

L'objectif général de cette thèse est de contribuer à l'amélioration de la compréhension de la réponse hydrologique des bassins versants du Sahel à différentes échelles spatio-temporelles sous changements climatique et environnemental au travers des bassins emboîtés du Nakanbé. Pour atteindre cet objectif général, trois objectifs spécifiques (OS) ont été identifiés :

- **OS1.** Analyser la variabilité hydro-climatique et environnementale dans les bassins emboîtés du Nakanbé
- **OS2.** Quantifier les impacts du changement climatique, de la dynamique environnementale et de l'interaction climat-environnement sur les écoulements des bassins emboîtés du Nakanbé.
- **OS3.** Améliorer la simulation de la réponse hydrologique du bassin versant en y intégrant la coévolution climat-environnement.

III Aperçu synoptique de la bibliographie consultée

Lors des travaux de la thèse, environ 500 ouvrages scientifiques ont été consultés. La bibliographie consultée est essentiellement constituée d'articles (95%) publiés dans des revues scientifiques à comité de lecture (essentiellement Journal of Hydrology, Hydrology and Earth System Sciences, Water Resources Research, Water, Hydrological Processes) et de manuscrits de thèse (4%) couvrant la période 1949-2021. La figure 1 présente la répartition des documents en fonction du temps et montre que près de 95% ont été publiés entre 1990 et 2021 avec le pic en 2019.

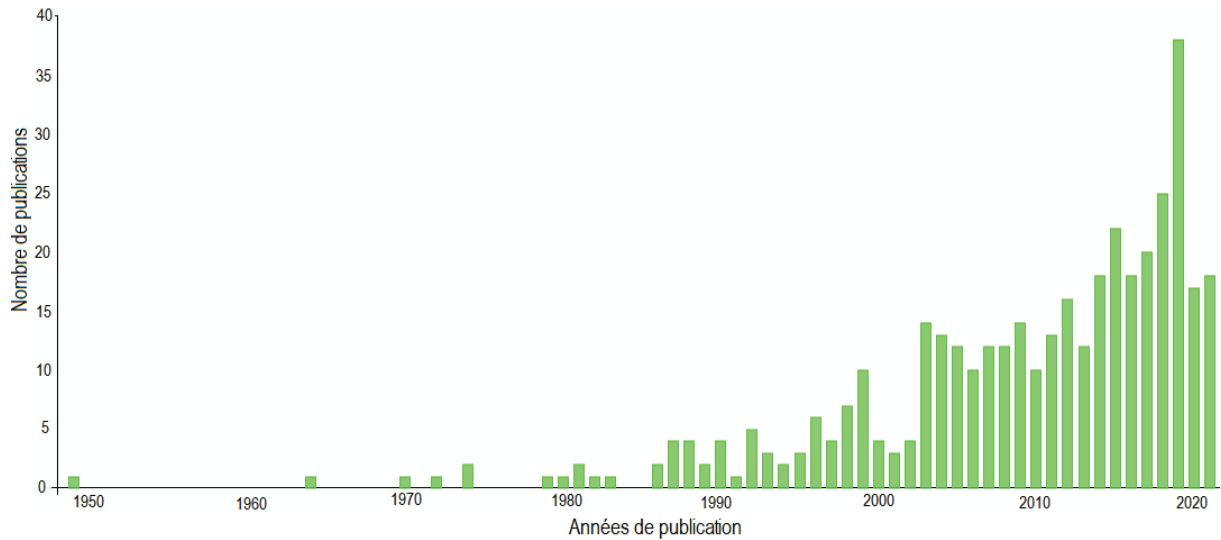


Figure 1: Bibliographie consultée

La figure 2 présente les labyrinthes de la connaissance contenue dans la bibliographie lue. Il s'agit d'une cartographie interactive synthétique des documents consultés.

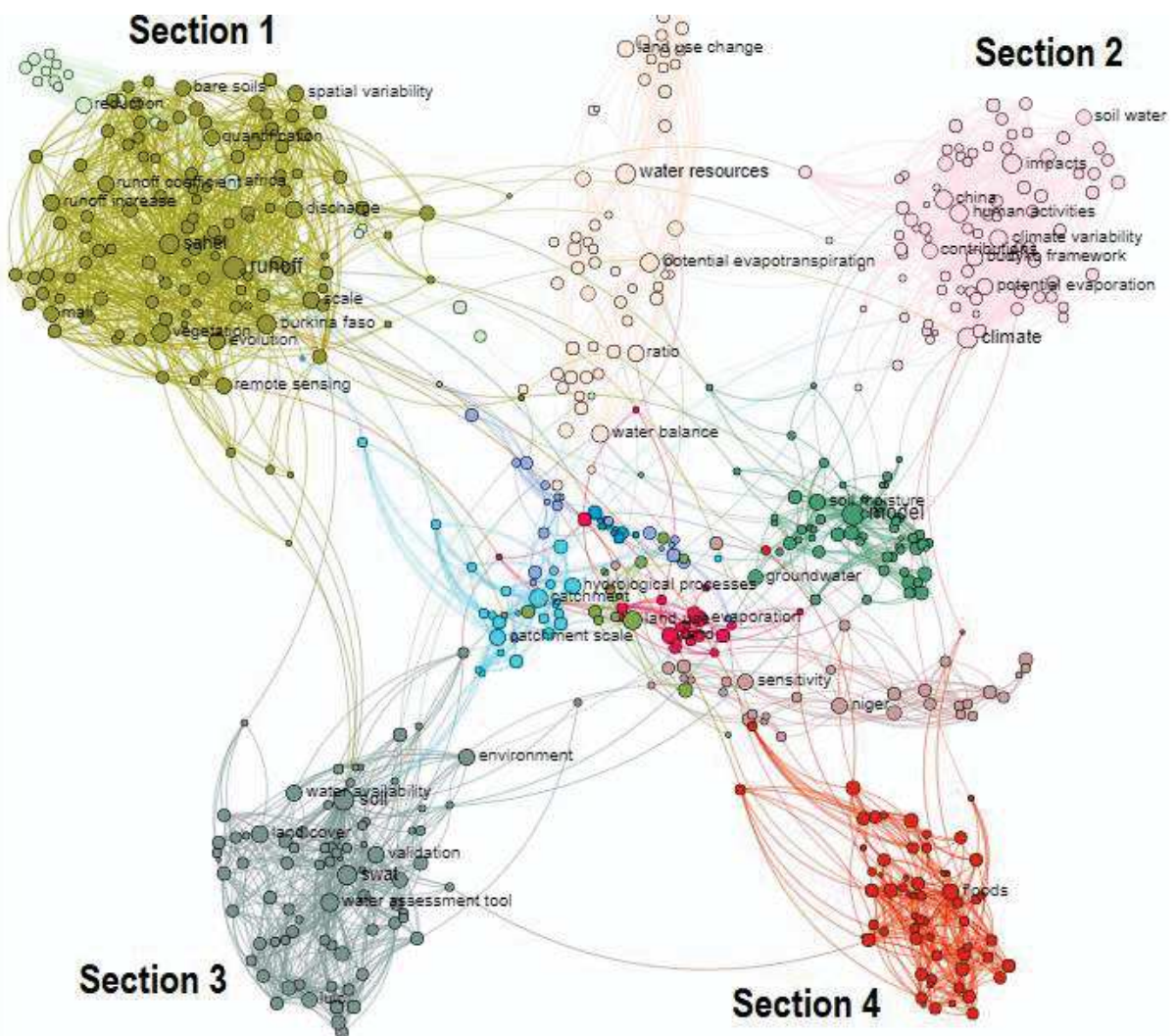


Figure 2: Cartographie interactive de la connaissance contenue dans la bibliographie lue

Cette cartographie a été réalisée sous le logiciel Gargantext, version 3.0.8.1 (<https://gargantext.org>) sur la base du corpus des documents lus. Gargantext est une plateforme collaborative pour l'analyse de corpus développée par l'Institut des Systèmes Complexes du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique de France). Les nœuds sont les termes considérés comme pertinents et les liens sont des proximités conditionnelles entre les termes pertinents. La proximité conditionnelle entre deux termes (A et B) est la probabilité d'avoir le terme B dans un document sachant qu'il contient déjà le terme A. Cette distance permet d'avoir une idée des interactions entre les termes.

L'exploration de la figure 2 montre que les documents lus peuvent être globalement regroupés en quatre sections thématiques pour répondre à la problématique de la thèse. La section 1 regroupe les travaux relatifs aux bassins versants africains et surtout sahéliens et les termes sont relatifs à l'augmentation des écoulements, aux paradoxes hydrologiques sahéliens, à la dégradation des états de surface, à l'analyse de variabilité, etc. La section 2 présente les travaux d'études d'impacts du climat ou des actions anthropiques sur les écoulements. Le cadre de Budyko a été utilisé dans la majorité des travaux. Les études d'impacts appliquant le cadre Budyko ont été effectuées pour la plupart en Chine. La section 3 montre que le modèle SWAT a été très souvent utilisé pour la quantification des impacts des changements climatiques et des états de surface. La section 4 présente les travaux relatifs à l'analyse de la variabilité hydro-climatique et environnementale. La variabilité de la ressource en eau ainsi que des extrêmes a été abordée par les travaux regroupés dans cette section.

La revue bibliographique a permis de faire un état des lieux des connaissances relatives au sujet de l'étude. En effet, il faut bien maîtriser ce qui a déjà été fait pour pouvoir positionner sa propre recherche de manière à ce qu'elle soit originale et apporte quelque chose de plus. La revue de bibliographie a permis de cerner davantage la problématique du sujet pour l'élaboration d'une méthodologie adaptée.

IV Cadre méthodologique globale

La figure 3 illustre le cadre méthodologique général adopté pour atteindre les trois objectifs spécifiques identifiés.

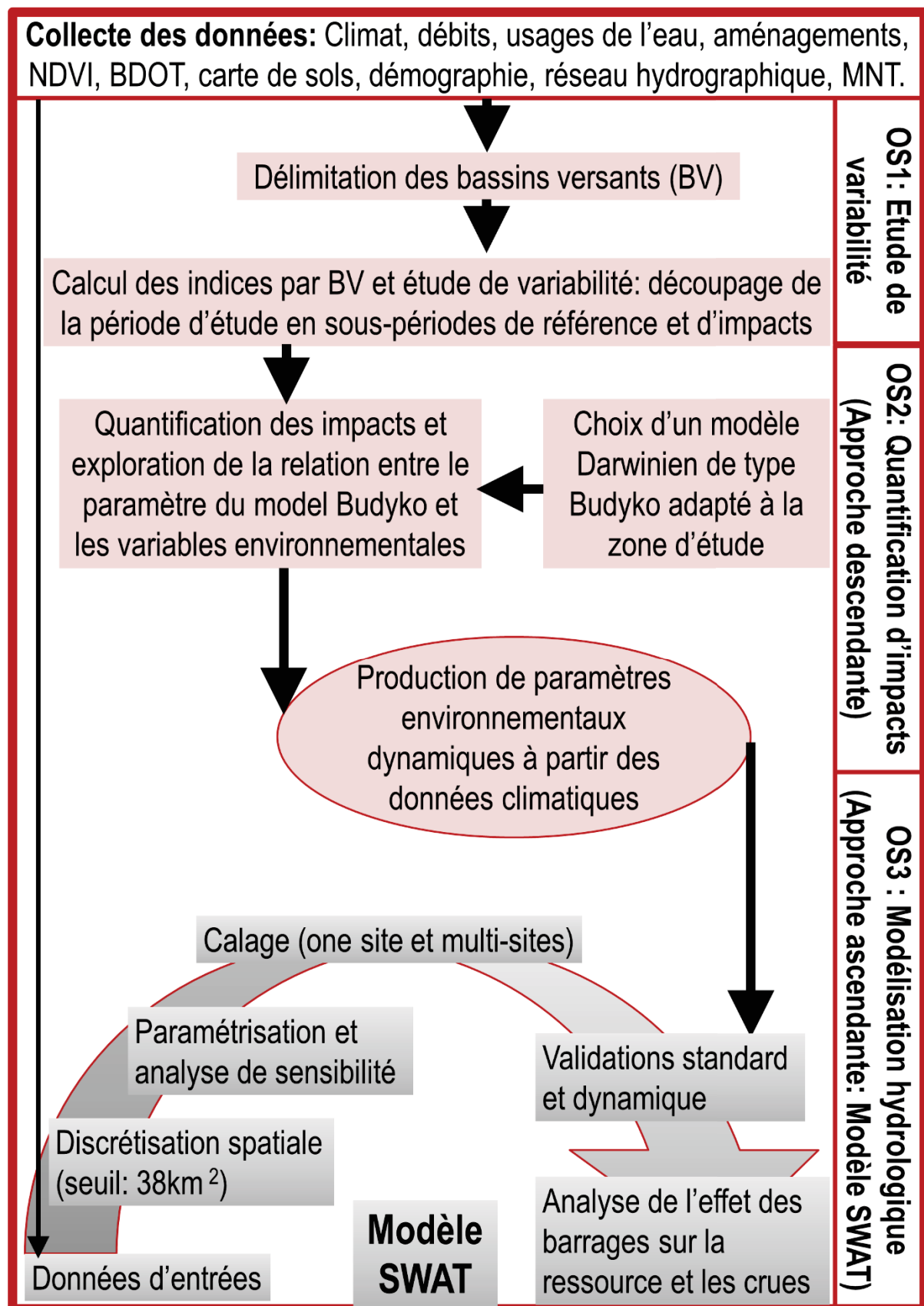


Figure 3: Cadre méthodologique global de la thèse

BDOT: Base des Données d'Occupation des Terres ; MNT : Modèle Numérique du Terrain ; NDVI : Indice normalisé de végétation

V Organisation du document

Ce manuscrit est organisé en quatre parties et huit chapitres à raison de deux chapitres par partie. En plus de l'introduction et de la conclusion générale, chaque partie démarre par une introduction et s'achève avec une conclusion partielle.

La partie A présente le contexte et les données collectées et utilisées dans le cadre des travaux de la thèse. Le chapitre I dénommé « généralités sur la modélisation hydrologique et le changement global » présente les définitions retenues pour les principaux termes utilisés. Le chapitre II est consacré à la présentation de la zone d'étude, des données hydro-climatiques et environnementales collectées ainsi que les prétraitements nécessaires.

La partie B présente les activités effectuées pour atteindre l'objectif spécifique 1. Elle comporte les chapitres III et IV. Le chapitre III est relatif à l'analyse de la variabilité hydro-climatique moyenne annuelle et des maxima. La variabilité environnementale et les interrelations avec les variables climatiques sont abordées dans le chapitre IV.

La partie C est consacrée à la mise en œuvre d'une approche descendante de type darwinien pour quantifier les impacts du changement climatique, du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement sur les écoulements des bassins emboîtés du Nakanbé (Chapitre V). Le chapitre VI a porté sur l'analyse de la coévolution climat-environnement au travers du paramètre du modèle Darwinien et des caractéristiques physiques du bassin versant.

Dans la dernière partie « Simulation de la réponse hydrologique des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen dans un contexte de changement global », le modèle hydrologique newtonien semi-distribué à base physique SWAT a été appliqué. Le chapitre VII présente des applications mono-site et multi-sites du modèle SWAT afin d'analyser l'apport de la prise en compte de l'emboîtement des bassins versants à la qualité des simulations. Enfin, la relation de coévolution climat-environnement détectée au chapitre VI a permis le couplage du modèle darwinien à celui newtonien pour une meilleure compréhension de la réponse hydrologique du bassin versant.

Dans la suite du document, les groupes de mots « bassin du Nakanbé » et « bassin du Nakanbé à Wayen » ont la même signification, de même que « bassins du Nakanbé » et « bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen ».

PARTIE A : ELEMENTS DE CONTEXTE ET DONNEES DE L'ETUDE

Introduction partielle

Les modèles hydrologiques sont importants pour plusieurs problématiques, y compris la planification et la gestion des ressources en eau ; la prévision/prédétermination des crues et étiages ; le comblement des lacunes et la reconstitution des données ; l'analyse de l'influence d'aménagement ; les études d'impacts ; etc. La dynamique complexe des systèmes hydrologiques et l'impossibilité de mesurer tous les paramètres et variables nécessaires à la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants ont conduit au développement d'une multitude de modèles hydrologiques (Pechlivanidis *et al.*, 2011). Par ailleurs, les changements climatique et environnemental ont conduit certains hydrosystèmes du Sahel Ouest-africain à un comportement paradoxal (Descroix *et al.*, 2018) que les modèles hydrologiques ont du mal à reproduire.

L'objectif de cette première partie est de situer le contexte de l'étude et de présenter la zone d'étude ainsi que les données collectées et les prétraitements effectués. Dans le chapitre I, les termes centraux seront définis et le sens à accorder à l'utilisation de chacun des termes dans ce document sera précisé. En effet, certains termes comme « changement climatique, changement global, etc. » ont plusieurs significations, parfois contradictoires. La question de la modélisation hydrologique sera également abordée avec les limites et difficultés y afférentes. Le premier chapitre s'achèvera par l'exploration des différentes techniques de quantification des impacts des changements climatique et environnemental. Dans le chapitre II, le cadre physique du Sahel en général et de la zone d'étude en particulier ainsi que les données hydro-climatiques et environnementales collectées seront présentées.

Chapitre I : Généralités sur la modélisation hydrologique et le changement global

I Modélisation hydrologique

I.1 Définition

Un modèle hydrologique est une représentation simplifiée d'un hydrosystème (WMO et UNESCO, 2012). C'est donc une interprétation orientée du comportement hydrologique des bassins versants selon le concepteur et l'objectif poursuivi. Ainsi, il n'y a pas de modèle parfait, car aucune représentation simplifiée du comportement hydrologique d'un bassin versant ne saurait prendre en compte toutes les interactions à toutes les échelles à cause de la complexité des phénomènes naturels. Cependant, la modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable pour l'évaluation et la gestion des ressources en eau et des risques (crues, étiages, qualité des eaux, etc.). La modélisation d'un hydrosystème consiste à développer un modèle spécifique ou à choisir le modèle le plus adapté et à évaluer sa capacité à représenter la réalité en comparant les résultats du modèle avec les observations (Figure A. 1).

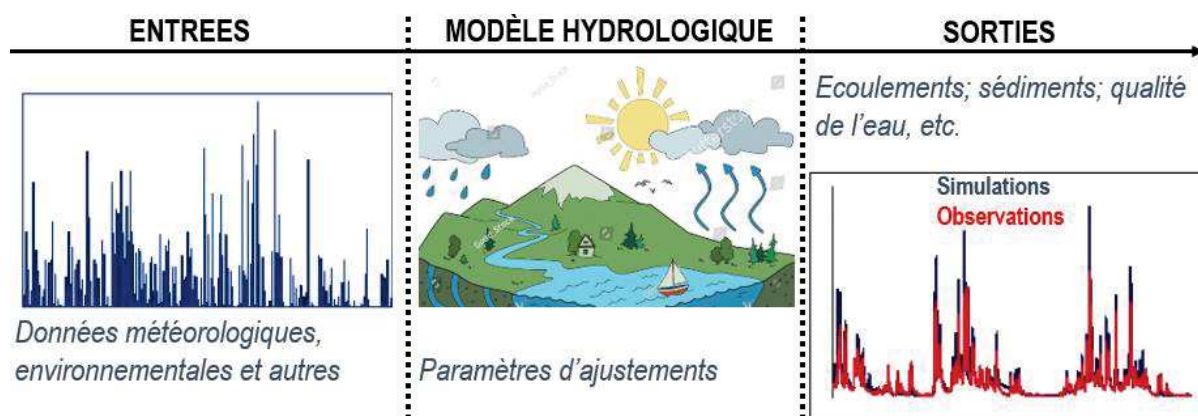


Figure A. 1 : Processus de modélisation hydrologique

Les modèles hydrologiques essaient d'approcher le fonctionnement hydrologique du bassin versant à travers diverses approches. Il peut donc y avoir autant de modèles que d'hydrologues et c'est peut-être ce qui explique le foisonnement des modèles hydrologiques (Ambroise, 1999). La nécessité de classifier la panoplie de modèles hydrologiques est apparue et plusieurs auteurs y ont essayé (Pechlivanidis *et al.*, 2011), mais des confusions persistent sur l'appartenance de tel ou tel modèle à une famille donnée. Ici, nous proposons de présenter les modèles selon leur nature ou leur structure.

I.2 Classification des modèles hydrologiques selon leur nature

Les modèles hydrologiques peuvent être classés dans la catégorie newtonienne (approche ascendante) ou darwinienne (approche descendante) (Sivapalan *et al.*, 2003; Blöschl *et al.*, 2007a, 2013; Wang et Tang, 2014a). L'approche newtonienne nécessite une compréhension approfondie des processus physiques individuels agissant dans un bassin hydrographique afin de construire un modèle hydrologique détaillé basé sur les équations de conservation. L'approche darwinienne cherche à expliquer le comportement d'un système hydrologique dans son ensemble en identifiant des schémas temporels ou spatiaux simples et robustes qui capturent les processus pertinents.

I.2.1 Modèles newtoniens ou ascendants

L'hydrologie, science « dure », était principalement basée sur les équations de conservation de Newton pour comprendre le comportement des bassins versants (Brutsaert, 2005). Des modèles « physiques » ont ainsi été développés pour capturer les processus importants à l'échelle du bassin versant en supposant implicitement que la mise à l'échelle des processus est possible grâce à des valeurs correctes de paramètres par le biais d'observations, d'expériences et d'algorithmes d'optimisation.

Cette approche permet d'analyser les contrôles de causalité, mais le résultat est en grande partie le reflet des hypothèses du modèle. Les interrelations et les effets d'échelle sont difficiles à saisir et il n'est pas aisé de définir la structure du modèle et les paramètres de manière réaliste (Blöschl *et al.*, 2007a). Le problème de l'équifinalité et de non-unicité, où différents ensembles de paramètres et structures de modèles peuvent donner des résultats tout aussi « bons » (Pechlivanidis *et al.*, 2011), pose des problèmes quant à la compréhension du comportement hydrologique du bassin versant capturé par ces modèles.

Les modèles newtoniens sont basés sur une approche mécaniste, mais réductionniste. La nécessité d'approfondir la connaissance des systèmes hydrologiques de plus en plus changeants a conduit à des appels répétés pour une approche darwinienne (holistique) de la science hydrologique, ou pour un couplage des approches darwinienne et newtonienne (Harman et Troch, 2014).

Le couplage de modèles darwinien-newtoniens devrait permettre de mieux comprendre le comportement changeant des bassins versants jaugés comme non jaugés. Pour ce faire, on a besoin d'une approche qui va au-delà de la mécanique de génération de ruissellement (Approche newtonienne) et qui intègre les propriétés climatiques et paysagères sous-jacentes (Sivapalan *et al.*, 2003; McDonnell *et al.*, 2007; Thompson *et al.*, 2013).

I.2.2 Transposition des théories de Charles Darwin en hydrologie

Charles Darwin (1809 - 1882) fut un biologiste et naturaliste anglais célèbre pour sa « théorie de l'évolution ». Cependant, il est l'auteur d'autres théories comme celle de la biogéographie (Harman et Troch, 2014). En faisant un parallèle entre les travaux de Darwin à l'hydrologie, des chercheurs ont commencé à se questionner sur la prise en compte de l'évolution des bassins versants dans la compréhension de leur réponse hydrologique. Pendant plusieurs décennies, de grands efforts ont été déployés pour analyser des systèmes hydrologiques des bassins versants, ce qui a permis d'obtenir des informations approfondies (même si incomplètes) sur la distribution spatio-temporelle et les processus contrôlant la génération de ruissellement et la répartition du bilan hydrique dans plusieurs bassins versants (Blöschl *et al.*, 2013; Harman et Troch, 2014). Le comportement hydrologique du bassin versant est le résultat de processus géomorphologiques, pédologiques, écologiques et anthropiques qui opèrent sur de nombreuses échelles de temps. L'objectif général de l'hydrologie darwinienne est donc d'expliquer les origines des variations au sein des échantillons de bassins versants étudiés à travers le monde. Mais, est-ce que l'approche de Darwin est vraiment transférable à l'étude des bassins versants ?

Gould (1983) a constaté que Darwin a poursuivi trois grandes stratégies pour générer des théories explicatives : (1) mesurer et extrapoler des processus observables (2) classifier et remplacer l'espace-temps, et (3) chercher pour les signatures uniques des mécanismes historiques intégrés dans la forme actuelle. La mise en œuvre de ces stratégies en hydrologie devrait permettre de surmonter le problème de « l'unicité du lieu » sans nier ou simplifier les caractéristiques uniques complexes des bassins versants (Harman et Troch, 2014).

I.2.3 Approche darwinienne ou descendante

Le terme « approche darwinienne » est potentiellement une source de confusion, car les liens avec Darwin restent allusifs plutôt qu'explicites. Selon Harman et Troch (2014), l'approche darwinienne vise à fournir une explication de la co-évolution historique du paysage pour les modèles hydrologiques. Il s'agit en quelque sorte d'une connexion entre la paléohydrologie (Schumm, 1967; Baker, 1996) et l'hydrologie actuelle des bassins versants.

Pour ce faire, l'hydrologie darwinienne adopte les mêmes stratégies que Darwin pour développer des hypothèses explicatives : mécanismes d'extrapolation, substitution espace-temps et recherche de signatures. Elle accorde une plus grande attention au rôle des processus écologiques dans le cycle hydrologique (Harte, 2002; Harman et Troch, 2014). Ainsi, l'approche darwinienne s'intéresse moins à la

description mécaniste du processus hydrologique isolément qu'à l'explication du comportement hydrologique des systèmes hydrologiques dans leur ensemble.

L'hydrologie darwinienne se distingue de celle newtonienne par le type de question à laquelle elle cherche à répondre. Elle cherche à documenter les modèles de variation dans les systèmes hydrologiques et à développer des théories qui expliquent ces modèles en matière de mécanismes et de conditions qui déterminent leur développement historique. L'hydrologie darwinienne considère le bassin versant comme le corps humain et on ne saurait étudier les éléments (crues, étiages, etc.) isolément (Blöschl *et al.*, 2013b), contrairement à l'approche newtonienne dans laquelle, le bassin versant est considéré comme la somme de petits éléments au niveau desquels des équations de conservation et de quantité de mouvement sont appliquées. Ainsi, l'approche darwinienne consisterait à analyser l'évolution du débit par exemple et d'autres variables du bassin (propriétés physiques, topographie, végétation, pluie, etc.) pour détecter des signaux. Il s'agit donc de comprendre comment la variété, la distribution et la fonction contemporaine des systèmes hydrologiques sont déterminées par leur évolution historique (Harman et Troch, 2014).

L'approche darwinienne se base essentiellement sur la recherche de signature. Elle consiste à identifier les processus dominants qui contrôlent la réponse hydrologique dans différents environnements (paysages et climats) et à différentes échelles. Elle se base sur l'analyse des similarités et des différences et sur l'interprétation des liens climat-environnement (Blöschl *et al.*, 2013b). Dans le contexte darwinien, l'échelle ou la taille peut être considérée comme un paramètre de similarité en soi. Plusieurs autres indices de similarité ont été utilisés : indice d'aridité, processus de génération du ruissellement (hortonien ou par saturation), NDVI, indice de Horton, indice de saisonnalité, propriétés physiques des bassins. La variabilité annuelle des écoulements par exemple est la meilleure signature qui reflète la co-évolution du climat, des sols, des végétations et de la topographie. La courbe de Budyko est le meilleur exemple d'un modèle empirique de co-évolution (Modèle de type darwinien), qui exploite les relations entre le climat, les propriétés du bassin (y compris végétation) et le débit (Blöschl *et al.*, 2013b). La recherche de comportements d'échelle est également compatible avec une approche darwinienne.

1.2.4 Couplage des modèles darwinien et newtonien

Le besoin de prédire le comportement hydrologique changeant des bassins versants qui parfois échappe aux modèles basés sur les équations de conservation et de quantité de mouvement (approche newtonienne) a amené les hydrologues à discuter de nombreux concepts et approches qui ont reçu le terme « darwinien » (Wagner *et al.*, 2013). Pour faire face au défi du changement global, les nouvelles

approches devraient être une synthèse de la physique (newtonien) et de l'écologie (darwinien) (Klemeš, 1983; Harte, 2002; Sivapalan *et al.*, 2003; Blöschl *et al.*, 2013b). Le couplage des deux approches peut être fait de manière hiérarchique : partir de l'exploration de contrôles de premier ordre (approche darwinienne) dans la modélisation de la réponse du bassin versant vers la complexification du modèle en réponse à des déficiences dans la reproduction des observations à différents niveaux (Figure A. 2).

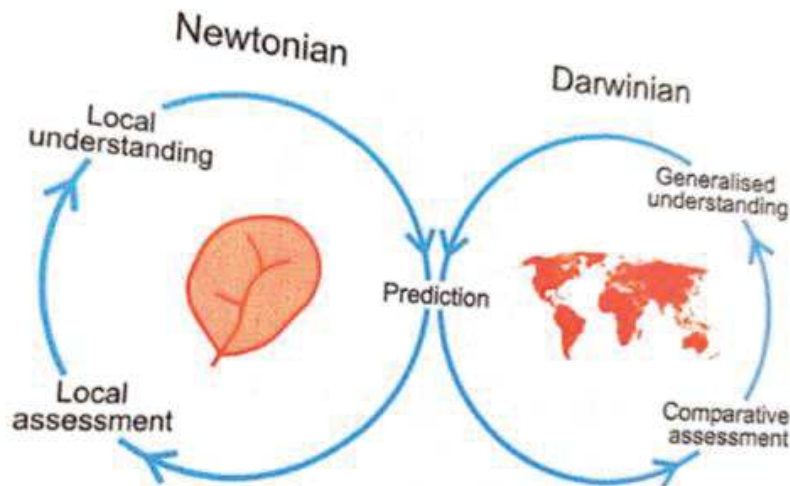


Figure A. 2: Couplage des approches newtonienne et darwinienne pour la prédiction (Blöschl *et al.*, 2013b).

I.3 Classification selon la structure des modèles hydrologiques

Selon la structure des modèles hydrologiques, on distingue des modèles empiriques, conceptuels, physiques et hybrides (Pechlivanidis *et al.*, 2011).

I.3.1 Modèles empiriques

Encore appelés modèles métriques ou « boîte noire », les modèles empiriques sont basés sur les observations et cherchent à caractériser la réponse du système pour les données disponibles à travers une approche essentiellement empirique. Les modèles empiriques établissent des relations mathématiques entre les variables d'entrée et de sortie pour représenter le comportement global d'un bassin versant. La simplicité de ces modèles permet une application relativement facile sur les bassins non jaugés et en ingénierie hydrologique. Toutefois, il est à noter que ces modèles dépendent de la taille des données disponibles et les résultats sont souvent imprécis (Wheater, 2002). Parmi les approches nouvelles de modélisation empirique, on peut citer les techniques DMB (Data Based Mechanistic) et ANN (Artificial Neural Network) (Pechlivanidis *et al.*, 2011).

I.3.2 Modèles conceptuels

Deux critères permettent de distinguer les modèles conceptuels : la structure du modèle et la nature des paramètres. La structure des modèles conceptuels tend à se baser sur une utilisation extensive des réservoirs schématiques interconnectés pour représenter la vue conceptuelle des caractéristiques hydrologiques importantes du bassin versant. Tous les paramètres des modèles conceptuels n'ont pas de signification physique et ils sont estimés par calage. Les modèles conceptuels considèrent donc en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Parmi les modèles conceptuels, on peut citer le modèle HBV « Hydrologiska Byrans Vattenavdelning model » (Bergström, 1976), les modèles du « Génie Rural GR » (Perrin *et al.*, 2007), etc.

I.3.3 Modèles physiques

La nécessité de représenter les échanges terre-atmosphère d'une manière distribuée dans l'espace et en continu a conduit à une résurgence de modèles hydrologiques à base physique parmi lesquels on peut citer : SWAT (Neitsch *et al.*, 2011), PRMS (Leavesley, 1984; Markstrom *et al.*, 2015), HEC-HMS (USACE, 2000; Scharffenberg *et al.*, 2010), BRANCH model (Schaffranek *et al.*, 1981), Kineros (Smith *et al.*, 1995; Hernandez *et al.*, 2000), MHYDAS (Moussa *et al.*, 2010), etc.

Les modèles hydrologiques à base physique représentent les composants du processus hydrologique tel que l'évapotranspiration, l'infiltration, les écoulements dans les zones saturées / non saturées en utilisant des équations de mouvement basées sur la continuité. Les équations mathématiques utilisées sont souvent celles de Saint-Venant pour l'écoulement de surface dans les cours d'eau, la loi de Darcy pour l'écoulement souterrain saturé et l'équation de Richards ou Boussinesq pour l'écoulement souterrain en milieu non saturé.

Les modèles physiques sont caractérisés par des paramètres mesurables qui décrivent en principe les propriétés physiques du milieu. Cependant, ils sont généralement faits au laboratoire ou à petite échelle sur site expérimental et l'extrapolation à grande échelle entraîne souvent des hypothèses, dont l'indépendance des processus et propriétés physiques de l'échelle qui soulève des inquiétudes à propos de leur utilisation (Beven, 2004). Le problème d'échelle se pose à cause des hétérogénéités verticales et horizontales des propriétés du bassin.

En théorie, les paramètres de modèles physiques peuvent être mesurés ou calculés à partir de mesures directes de grandeurs physiques. Or, en pratique, les paramètres du modèle physique ne peuvent pas

être tous déterminés à partir de grandeurs physiques mesurables en raison des non-linéarités et des hétérogénéités structurelles des systèmes hydrologiques (Beven, 1995).

1.3.4 Modèles hybrides

Comme leur nom l'indique, les modèles hybrides sont basés sur la combinaison des caractéristiques d'au moins deux types de modèles : empirique, conceptuel et physique (Koren *et al.*, 2004; Yonaba, 2009). Ces modèles sont nés dans l'optique d'améliorer davantage les simulations en tirant les avantages liés à différentes structures de modèle. Par exemple, les modèles hybrides empirique-conceptuels sont développés pour remplacer des modules complexes des modèles conceptuels par des relations empiriques telles que des réseaux de neurones qui, une fois optimisés, constituent des outils de calculs très simples, rapides et transportables sur des supports informatiques simples (Yonaba, 2009). Les modèles hybrides offrent la possibilité de traiter des problèmes d'identifiabilité (équifinalité) des paramètres (Pechlivanidis *et al.*, 2011).

1.4 Autres types de classification des modèles hydrologiques

Il existe plusieurs autres critères de classification des modèles hydrologiques. Selon la représentation de l'espace, on distingue les modèles globaux, semi-distribués ou distribués. En fonction de la nature des variables, un modèle peut être déterministe, stochastique ou mixte. Selon la discrétisation temporelle, les modèles hydrologiques peuvent être classés en modèle événementiel ou continu. La classification des modèles hydrologiques n'est pas universelle et il peut y avoir autant de types de modèles que d'hydrologues. En raison de l'ambiguïté de certains critères de classification, des confusions persistent sur l'appartenance d'un modèle à une classe donnée.

1.5 Mise en œuvre d'une modélisation hydrologique

1.5.1 Choix d'un modèle

Le choix ou le développement d'un modèle est un compromis entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du modèle (Figure A. 3). En effet, pour une quantité fixée de données disponibles, la performance d'un modèle hydrologique est optimale pour un degré de complexité déterminé. Un modèle trop simple ne permettra pas d'exploiter toutes les informations dérivables dans les données et, à l'inverse, il n'est pas opportun d'utiliser un modèle très complexe et non vérifiable à partir des données disponibles. En général, en fonction des données disponibles, un essai de modélisation peut permettre d'identifier le modèle le plus parcimonieux. La parcimonie est un

principe consistant à n'utiliser que le minimum de causes élémentaires pour expliquer un phénomène. Un modèle parcimonieux sera le modèle le moins complexe, mais aussi performant que les autres.

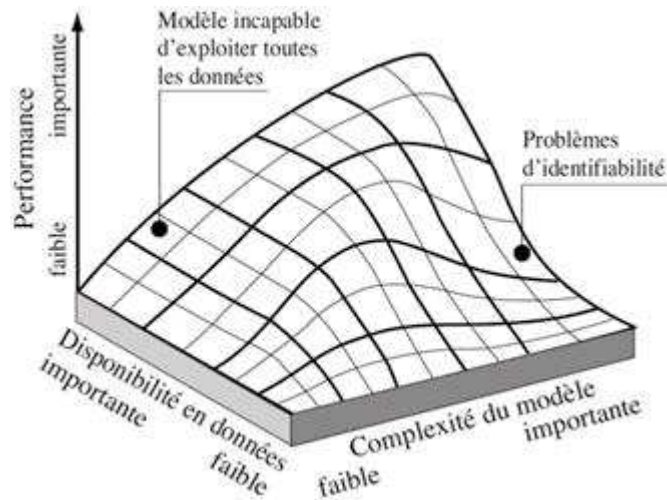


Figure A. 3 : Relation entre données disponibles, complexité et performance d'un modèle hydrologique (adaptée de Hingray et al. (2009))

Le choix d'un modèle dépend essentiellement donc de l'objectif de l'étude, des données disponibles, du milieu, des échelles spatio-temporelles et des moyens (matériels et financiers). Il faut aussi prendre en compte la facilité d'utilisation qui concerne l'expérience du modélisateur ou de son équipe de travail avec le modèle ou de la disponibilité de ressources pour l'apprentissage.

L'adéquation modèle-zone d'étude (milieu et échelles spatio-temporelles) consiste à s'assurer que le modèle est capable de reproduire les principaux processus hydrologiques du comportement hydrologique de la région d'études au travers d'une revue de littérature. De nos jours, cette phase de la revue de littérature semble être la première étape pour baliser le chemin et cibler un ensemble restreint de modèles capables d'aider à atteindre l'objectif de l'étude.

1.5.2 Analyse de sensibilité d'un modèle

L'analyse de sensibilité évalue l'impact des changements dans les paramètres sur les sorties du modèle (Pechlivanidis *et al.*, 2011). Elle vise à comprendre le comportement du système modélisé, évaluer l'applicabilité du modèle et identifier les paramètres les plus sensibles pour lesquels il faut des valeurs plus précises. Il y a deux types d'analyse de sensibilité : locale et globale.

L'analyse de sensibilité locale consiste à changer un paramètre tout en maintenant les autres paramètres constants pour analyser son effet sur les résultats de simulation (Abbaspour *et al.*, 2018). Le coefficient de sensibilité (variation) locale peut être constant ou variable. Un coefficient de sensibilité constant indique une relation de proportionnalité linéaire entre le paramètre analysé et la sortie du modèle tandis

qu'une relation non linéaire se traduit par un coefficient de sensibilité variable. L'analyse de sensibilité locale est facilement réalisable et interprétable. Cependant, elle ne prend pas en compte les interactions entre paramètres qui peuvent influencer les sorties du modèle. Or, les paramètres des modèles hydrologiques sont très souvent dépendants.

L'analyse de sensibilité globale est plus difficile à mettre en œuvre car elle prend en compte le changement de tous les paramètres. Sa mise en œuvre nécessite l'utilisation des techniques d'échantillonnage aléatoires telles que celles de Monte-Carlo, d'Hypercube Latin, etc. L'avantage de l'analyse de sensibilité globale est qu'elle produit des résultats plus fiables, mais les plages de paramètres et le nombre d'exécutions affectent la sensibilité relative des paramètres (Abbaspour *et al.*, 2018). L'analyse de sensibilité globale estime les changements moyens de la fonction objectif résultant des changements de chaque paramètre, pendant que tous les autres paramètres changent. Il est donc très difficile d'attribuer la variation dans la sortie du modèle à un paramètre spécifique.

Pour les modèles à plusieurs paramètres, l'analyse de sensibilité permet d'identifier les paramètres les plus sensibles qui seront calés afin de leur attribuer des plages de valeurs plus précises.

I.5.3 Calage d'un modèle

Le calage est un processus de sélection des jeux de valeurs appropriées des paramètres d'un modèle pour reproduire au mieux la réponse observée (Figure A. 4).

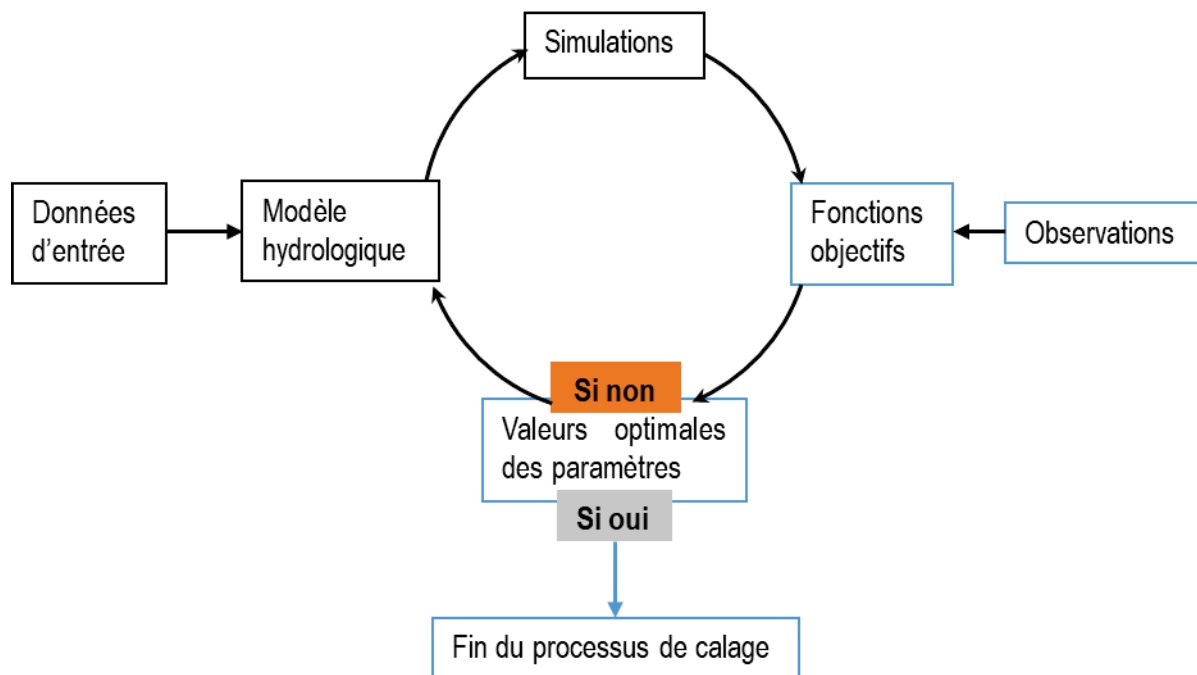


Figure A. 4: Procédure d'ajustement des paramètres d'un modèle hydrologique

Le processus d'ajustement des paramètres peut être manuel ou automatique. Le calage manuel (essai-erreur) nécessite l'expertise du modélisateur dans la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants de la zone d'étude. La calibration automatique se base sur des fonctions objectifs (critères de performance) avec des algorithmes d'optimisation pour rechercher les valeurs optimales des paramètres, mais ne peut entièrement remplacer le jugement humain. Le processus de calage automatique peut être achevé par un calage manuel (calage mixte). Une fonction objectif est une mesure numérique de la différence entre la sortie du modèle et les observations (Pechlivanidis *et al.*, 2011). L'algorithme d'optimisation recherche dans la surface de réponse (surface décrite par la fonction objectif dans l'espace des paramètres) les valeurs des paramètres qui optimisent la valeur numérique de la fonction objectif, en fonction des plages admissibles prédéfinies des paramètres.

L'algorithme d'optimisation peut être local ou global (Pechlivanidis *et al.*, 2011). En effet, il y avait deux courants dans la conception des algorithmes d'optimisation pour le calage des paramètres d'un modèle. Le premier croit en l'existence d'un optimum réel tandis que le deuxième suppose la non-unicité des résultats et utilise des méthodes statistiques pour trouver des plages de valeurs optimales de paramètres (Chahinian, 2004). Les conditions de continuité et de dérivabilité au second degré qu'exigent les algorithmes de recherche globale (déterministes) ne peuvent être respectées par les modèles hydrologiques, raison pour laquelle ils ne sont plus acceptables pour l'étalonnage des paramètres (Abbaspour, 2015). Les algorithmes d'optimisation les plus utilisés en modélisation hydrologique sont SUFI2 (Abbaspour *et al.*, 2004, 2007) ; GLUE (Beven and Binley, 1992) ; ParaSol (Van Griensven et Meixner, 2003, van Griensven et Meixner, 2007) ; MOCOM (Yapo *et al.*, 1998) ; SCE (Duan *et al.*, 1993) ; MOSCEM-UA (Vrugt *et al.*, 2003) ; AMALGAM-SO (Vrugt *et al.*, 2008a) et DREAM (Vrugt *et al.*, 2008b).

1.5.4 Validation d'un modèle

La validation a lieu après le calage pour vérifier si le modèle fonctionne correctement sur une partie des données qui n'a pas été utilisée pour le calage. Elle consiste à utiliser les paramètres du modèle calé sur une période pour simuler les écoulements sur une autre période. La validation vise donc à vérifier la robustesse du modèle et sa capacité à décrire la réponse hydrologique du bassin versant. La période de disponibilité des données est généralement fractionnée en deux sous-périodes (Klemeš, 1986; Coron *et al.*, 2012), et on utilise une sous-période pour caler le modèle et l'autre pour la validation.

L'objectif des tests de validation étant d'identifier et de documenter la capacité prédictive des modèles, plusieurs recommandations ont été faites quant au choix des périodes de calage et de validation. Il faut que le modélisateur identifie la longueur et les fenêtres de calage-validation pour obtenir des paramètres

stables surtout dans les conditions actuelles de changement climatique et environnemental. Même si la procédure d'échantillon fractionné (split-sample test) est la plus utilisée, celle de calage-validation croisé dit « Differential Split-Sample Test (DSST) » (Klemeš, 1986) semble être adaptée aux conditions de non-stationnarité globale (Thirel *et al.*, 2015). Le calage sur une période humide et la validation en période sèche ou vice-versa amélioreraient les simulations en cas de changement climatique (Van Liew et Garbrecht, 2003). La mise en œuvre d'un processus multi-sites permet d'analyser la transposabilité spatiale et la possibilité d'utiliser les paramètres calés pour des bassins versants non jaugés (Van Liew et Garbrecht, 2003; Moussa *et al.*, 2007).

En ce qui concerne les proportions des chroniques d'observations à consacrer respectivement au calage et à la validation, il n'existe pas de consensus, mais le ratio 70/30 (70% en calage et 30% en validation) semble être celui recommandé (Yonaba, 2020). L'approche de calage-validation utilisée jusqu'à nos jours consiste à considérer les paramètres calés comme statiques lors de la validation et ceci à toutes les échelles spatio-temporelles. Cette hypothèse pourrait compromettre la qualité des prédictions des modèles compte tenu des changements profonds des hydrosystèmes et de l'évolution du comportement hydrologique des bassins versants selon les saisons (Muleta, 2012).

I.5.5 Critères de performance

Les critères de performance les plus courantes et les plus utilisées en hydrométéorologie sont résumées dans le tableau A. 1. Les critères de performances permettent d'évaluer la qualité des simulations d'un modèle comparativement aux observations. En terme général, ils permettent d'évaluer la ressemblance entre deux jeux de données. Ces critères sont également utilisés comme fonctions objectifs dans le processus d'ajustement des paramètres. Pour l'optimisation, il faut une sélection intelligente des fonctions objectifs, car les résultats basés sur une simple fonction objectif sont souvent biaisés sur des aspects particuliers de l'hydrogramme (Pechlivanidis *et al.*, 2011).

Tableau A. 1 : Critères de performance

Critère de performance ou fonction objectif	Observations
$R^2 = \frac{[\sum_i (Q_{o,i} - \overline{Q_o})(Q_{s,i} - \overline{Q_s})]^2}{\sum_i (Q_{o,i} - \overline{Q_o})^2 \sum_i (Q_{s,i} - \overline{Q_s})^2}$	$R^2 \in [0 ; 1]$; 1 indique une bonne corrélation ($Q_o = Q_s$)
$NS = \frac{\sum_i (Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_i (Q_{o,i} - \overline{Q_o})^2}$	$NS \in]-\infty ; 1]$; $NS=1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$PBIAS = 100 \frac{\sum_i (Q_{o,i} - Q_{s,i})}{\sum_i Q_{o,i}}$	$PBIAS \in]-100 ; 100[$; $PBIAS=0 \Rightarrow$ pas de biais entre moyenne simulée et observée ; $PBIAS < 0 \Rightarrow$ surestimation et $PBIAS > 0 \Rightarrow$ sous-estimation.
$KGE_{2009} = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_s}{\sigma_o} - 1\right)^2 + \left(\frac{\overline{Q_s}}{\overline{Q_o}} - 1\right)^2}$	$KGE \in]-\infty ; 1]$; $KGE=1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$KGE_{2012} = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\frac{\sigma_s}{\overline{Q_s}}}{\frac{\sigma_o}{\overline{Q_o}}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\overline{Q_s}}{\overline{Q_o}} - 1\right)^2}$	$KGE \in]-\infty ; 1]$; $KGE=1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$RMSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_o - Q_s)_i^2$	$RMSE \in] 0 ; +\infty[$; $RMSE=0 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$RSR = \frac{RMSE}{\sigma_s} = \frac{\sqrt{\sum_i (Q_o - Q_s)_i^2}}{\sqrt{\sum_i (Q_{o,i} - \overline{Q_o})^2}}$	$RSR \in] 0 ; +\infty[$; $RSR=0 \Rightarrow Q_o = Q_s$

R^2 : coefficient de détermination ; NS : Critère de Nash-Sutcliffe ; PBIAS : Pourcentage de biais ; KGE : Critère d'efficacité de Kling-Gupta ; RMSE : Erreur quadratique moyenne ; RSR : Rapport de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) à l'écart type des données mesurées ; Q_o et Q_s indiquent respectivement les valeurs observée et simulées ; $\overline{Q_o}$ et $\overline{Q_s}$ sont les moyennes respectives de Q_o et Q_s ; σ_o et σ_s sont les écarts types des variables observées et simulées respectivement ; r est le coefficient de corrélation linéaire entre les valeurs observées et simulées.

I.5.6 Incertitudes

Les algorithmes d'optimisation les plus utilisés pour le calage des modèles hydrologiques sont stochastiques et basés sur la non-unicité des résultats appelée équifinalité (Beven et Binley, 1992). La notion d'équifinalité se fonde sur le fait qu'en règle générale, plusieurs jeux de paramètres peuvent conduire à des résultats de qualité similaire.

Le calage stochastique des paramètres suppose donc l'existence d'incertitude (non-unicité des jeux de paramètres) et il est nécessaire de saisir l'ignorance et le manque de compréhension des processus dans les systèmes naturels au travers de l'analyse des incertitudes. Il faut donc choisir des algorithmes d'optimisation capables d'explorer toutes les gammes de surfaces réponses possibles afin d'estimer les intervalles de confiance, les erreurs et les incertitudes liés à l'opération de calage.

L'analyse des incertitudes est un moyen de calculer et de représenter la certitude avec laquelle, les résultats du modèle approchent la réalité. Les incertitudes dans la modélisation hydrologique peuvent

provenir des données (d'entrée ou de sortie), de la structure ou des paramètres (calés ou non) du modèle. Il est difficile d'évaluer et de quantifier les incertitudes provenant de toutes ces sources et il n'existe pas de procédé d'analyse complète de toutes les incertitudes des modèles hydrologiques (Srinivasan, 2020a). En effet, il est impossible de capturer la variabilité et la complexité locale des données de précipitations par exemple à travers quelques points de mesure.

L'analyse d'incertitude d'un modèle hydrologique consiste à estimer l'incertitude dans la sortie du modèle par rapport à l'incertitude dans les entrées. L'incertitude liée aux paramètres est influencée par l'incertitude liée aux données d'entrée et de sortie à cause de l'optimisation du modèle pendant le processus de calage. L'incapacité du modèle à représenter les processus physiques réels est à l'origine des incertitudes liées à la structure des modèles. Le procédé d'analyse d'incertitudes communément utilisé consiste à utiliser des techniques d'échantillons (Monte-Carlo, Hypercube Latin, etc.) pour générer des simulations multiples. Certains algorithmes d'optimisation de calage tels que GLUE, SUFI2 intègrent l'analyse d'incertitudes.

II Écoulement et ruissellement

En général, le terme « écoulement » renvoie au mouvement d'un fluide (WMO et UNESCO, 2012). En hydrologie, il se rapporte à la circulation de l'eau et peut être souterrain ou de surface. Toutefois, l'emploi du terme « écoulement » sans spécifications particulières dans ce document doit être compris comme « écoulement de surface », car l'écoulement de surface est le principal phénomène étudié. L'écoulement de surface concerne la circulation de l'eau dans le réseau hydrographique.

Le ruissellement se produit sur les versants en dehors du réseau hydrographique et peut être direct ou retardé (WMO et UNESCO, 2012). Le ruissellement peut se produire sous deux formes : ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (appelé ruissellement hortonien) et ruissellement par saturation. Le ruissellement hortonien apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse l'infiltrabilité du sol, alors que le ruissellement par saturation se produit lorsque la capacité du sol à stocker l'eau est épuisée et que la capacité à transmettre latéralement le flux d'eau est également dépassée (Musy et Higy, 1998). La présence d'écoulement latéral dans un bassin versant indiquerait donc la nature hortonienne du ruissellement sur ce bassin versant.

Eu égard à ces définitions, l'écoulement dans le réseau hydrographique (écoulement de surface) regroupe le ruissellement (direct et retardé) et le débit de base. Cependant, des confusions persistent dans l'usage des termes « écoulement » et « ruissellement » (Musy et Higy, 1998). Sur le plan quantitatif,

les deux termes s'équivaldront dans un bassin versant sans débit de base et sans contribution des eaux souterraines à l'écoulement dans le réseau hydrographique.

Le ruissellement et l'écoulement se quantifient par des mesures directes de débits. Le coefficient d'écoulement représente le ratio entre la quantité d'eau écoulée et la quantité d'eau précipitée pendant une période donnée sur un bassin versant spécifique et n'implique pas que toute l'eau écoulée provienne des précipitations considérées. Le coefficient de ruissellement représente, lors d'une crue, la part de l'eau précipitée qui a ruisselé. Le coefficient de ruissellement est donc événementiel (à court terme), alors que celui d'écoulement peut être calculé à long terme. Dans ce document, nous employons le terme « coefficient d'écoulement », lorsque la période concernée est d'au moins un an.

III Changement global

L'expression « changement global », traduction du terme anglais « global change », est apparue dans les années 1970 (Buttel *et al.*, 1990) et désigne le changement des conditions climatiques dans l'atmosphère terrestre liées aux activités humaines. L'objectif de l'étude du changement global est de comprendre les interactions à court et long termes entre climat, environnement (biosphère, hydrosphère, sol), et les activités humaines (Cossart, 2018).

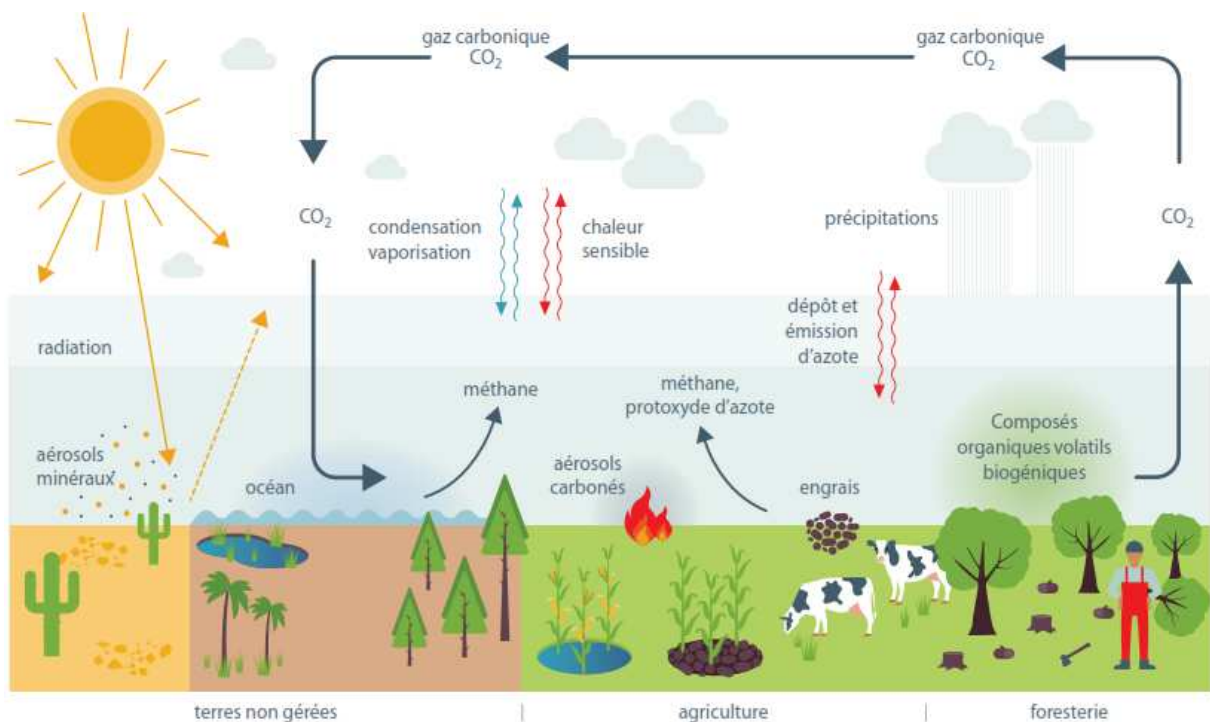


Figure A. 5 : Interactions climat-environnement (Dupar, 2020)

La figure A. 5 illustre les interactions possibles entre le climat et les terres gérées (utilisées par l'Homme) ou non gérées. La terre et le climat interagissent de manière complexe à différentes échelles spatiales et

temporelles (Jia *et al.*, 2019). La terre est à la fois émettrice et puits d'absorption des gaz à effet de serre. Les conditions physiques, écologiques et hydrologiques de la terre déterminent son interaction avec le climat. Selon un rapport spécial du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) paru en 2019, les changements de couverture ou d'occupation des sols peuvent affecter le climat (Jia *et al.*, 2019). Les changements de couverture de sol impactent les flux du gaz carbonique (CO₂) qui affectent toutes les variables climatiques et atmosphériques à l'échelle locale comme régionale. Ils peuvent réduire ou aggraver le réchauffement à l'échelle de la région et influencer l'intensité, la fréquence et la durée des phénomènes météorologiques extrêmes. Sur la base des scénarios de reboisement à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, il a été démontré que les pays peuvent annihiler les effets du réchauffement induit par les gaz à effet de serre, aux niveaux local et régional, en plantant des arbres (Dupar, 2020). En effet, un quart des mesures visant à limiter le changement climatique et adoptées par les pays concerneraient les sols (Jia *et al.*, 2019). Le changement climatique affecte également la dégradation des terres. Ces constats exposent l'interrelation climat-environnement et montrent qu'une gestion durable des sols est un moyen efficace pour limiter le changement climatique.

Dans cette thèse, le changement global est analysé au travers des changements climatique et environnemental. Le terme « changement climatique » renvoie à plusieurs définitions. D'après la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC), les changements climatiques sont dus directement ou indirectement aux actions anthropiques et sont différents de la variabilité naturelle du climat (CCNUCC, 1992). Il serait donc très difficile de quantifier le changement climatique en se basant sur cette définition de la CCNUCC. C'est pourquoi, ailleurs, le changement climatique est défini comme la variation de l'état du climat, que l'on peut déceler au moyen de tests statistiques et qui persiste pendant une longue période (GIEC, 2013). Cette deuxième définition du changement climatique inclut variabilité naturelle et changements dus aux activités humaines. Le changement environnemental étudié dans le présent document est relatif aux états de surface au sens de Casenave et Valentin (1991). Il inclut la couverture et l'occupation des sols. Le terme « variabilité » est souvent utilisé pour englober la variabilité naturelle et le changement.

IV Études d'impact des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique d'un bassin versant

Le cycle hydrologique et ses composants sont affectés par le changement climatique et les activités humaines. Le débit, l'un des composants les plus vulnérables, subit des impacts qui entraînent des conséquences alarmantes. Par conséquent, il est important de comprendre séparément les effets de chacun des facteurs sur les écoulements afin d'élaborer des stratégies et politiques d'adaptation pour la

planification et la gestion des ressources en eau. Si l'étude des impacts du changement climatique a connu un grand essor, la quantification des impacts du changement environnemental a été très peu abordée. Pour quantifier les impacts, la période de données disponibles est subdivisée en plusieurs sous-périodes dont une de référence (naturelle) ou de base. Les méthodes de quantification des impacts des changements sur les écoulements supposent que la différence entre le débit moyen sur la période impactée et celle de référence/base constitue la variation totale d'écoulement et est égale à la somme de la variation due au changement climatique et au changement des états de surface.

Le choix de la période de référence (naturelle) n'est pas évident, et pour surmonter cette difficulté, des tests statistiques sont souvent utilisés pour déceler le point de changement. La période de référence identifiée sur la base des tests statistiques de détection de changement est appelée période de base. Les méthodes de détection de changement les plus utilisées pour identifier la période de base sont le test de détection de rupture de Pettitt (Pettitt, 1979), le test de détection de tendance séquentielle et conventionnelle de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975b; Sneyers, 1990), la méthode de double cumul (Searcy et Hardison, 1960), le test de détection de tendance de Buishand (Buishand, 1984) et l'approche visuelle.

Quatre techniques regroupées en trois approches méthodologiques sont généralement utilisées pour quantifier les impacts du changement climatique et des actions anthropiques sur les écoulements (Sivapalan *et al.*, 2003; Blöschl *et al.*, 2007b; Wang, 2014a; Dey and Mishra, 2017). L'approche expérimentale nécessite le suivi d'au moins deux bassins versants proches dont un naturel et l'autre modifié par les activités anthropiques, tandis que l'approche descendante (méthodes analytiques et conceptuelles) et celle ascendante (modélisation à base physique) se basent sur les données hydrométéorologiques disponibles.

La figure A. 6 présente le cadre méthodologique global de quantification des impacts sur la base des approches descendante et ascendante. Les méthodes analytiques sont applicables lorsqu'il existe une relation pluie-débit indépendante de l'évolution du climat ou en cas d'existence de période naturelle (référence). Compte tenu de l'impact hydrologique des actions anthropiques, elles peuvent être regroupées en deux catégories (Wang, 2014a). Les actions anthropiques de type I concernent les activités humaines à effet immédiat sur les écoulements comme la construction des barrages, les rejets importants, etc. Seule, l'approche ascendante de modélisation permet la quantification des impacts des activités de type I sur la réponse hydrologique d'un bassin versant (Figure A. 6). L'évolution des états de surface (LULC) due aux actions de l'Homme (activité type II) affecte l'évolution à long terme des écoulements (Kramer *et al.*, 1999).

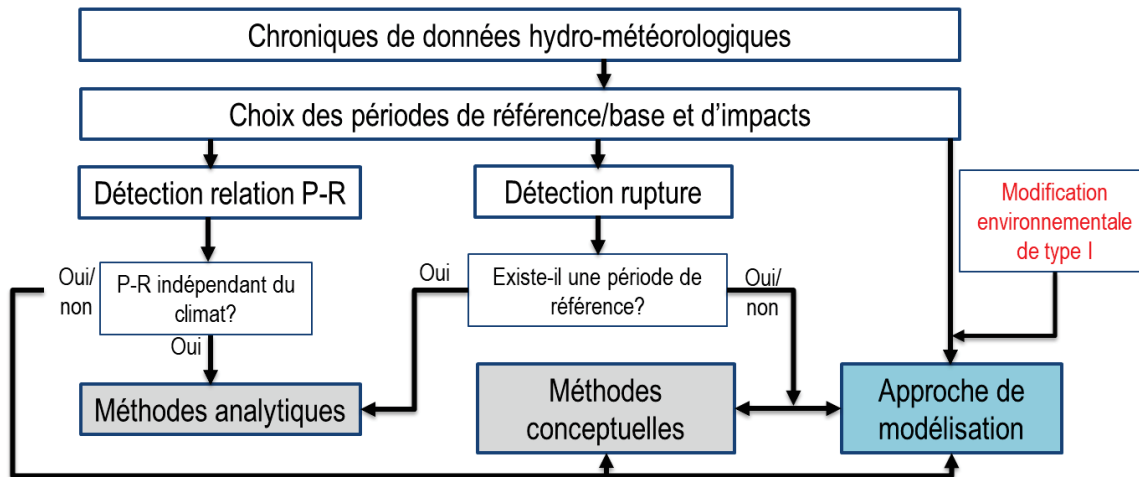


Figure A. 6 : Cadre méthodologique de quantification d'impacts (inspirée de Wang (2014a))

Fond gris : approche descendante ; Fond bleu : approche ascendante ; LULC (Land Use, Land Cover) : modification des états de surface ; P : Précipitations ; R : écoulement à l'exutoire du bassin versant.

IV.1 Approche expérimentale

L'approche expérimentale est basée essentiellement sur l'étude de bassins versants appariés. C'est la plus ancienne méthode d'analyse des effets des actions anthropiques sur la réponse hydrologique et elle est recommandée pour analyser l'effet du changement du couvert végétal sur la variation de débit (Bosch et Hewlett, 1982). La méthode de bassins versants appariés exige le suivi et la collecte des observations à long terme sur des bassins naturels et modifiés situés dans des conditions environnementales et climatiques similaires. Un groupe de bassins est suivi en condition naturelle et l'autre sous actions anthropiques. La mise en œuvre de cette méthode repose sur l'hypothèse que la corrélation entre le débit dans deux bassins versants physio-graphiquement similaires restera la même si le couvert végétal reste le même ou change de manière similaire (Zhao *et al.*, 2010). Ainsi, la mise en œuvre des techniques de régression sur le bassin de référence (naturel) permet d'évaluer la corrélation et d'établir l'« équation de prédiction » qui est utilisée pour prédire le débit du bassin traité (sous actions anthropiques) pendant la période de prévision. La différence entre les débits mesurés et prédits permet d'estimer l'effet du traitement (actions anthropiques). La méthode de bassins appariés est adaptée pour les petits bassins versants (< 1 Km²), car les bassins versants relativement moyens et grands (100 – 2 500 km²) subissent une grande variabilité environnementale et il est extrêmement difficile de trouver plusieurs bassins de ce genre dans une même zone climatique (Lørup *et al.*, 1998; Zhao *et al.*, 2010).

IV.2 Approches descendantes

Les approches descendantes regroupent des méthodes analytiques et conceptuelles.

IV.2.1 Méthodes analytiques

Les méthodes analytiques sont pour la plupart basées sur l'élasticité du climat ou la sensibilité hydrologique. La théorie de l'élasticité a été élaborée à la base pour les études de l'offre et de la demande en économie. Elle stipule que le prix d'un produit est fonction de l'offre et de la demande (Whewell, 1829; Cournot, 1838; Henderson, 1973). En supposant la continuité de la fonction reliant le prix à l'offre et à la demande, Cournot (1838) a montré que l'élasticité-prix peut être obtenue selon l'équation Eq A. 1. Cette expression du coefficient d'élasticité est similaire à celle obtenue par McCuen (1974) en ce qui concerne les variables entrant dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle.

$$\left\{ \begin{array}{l} e = \frac{dp}{dq} \frac{q}{p} \\ \frac{dp}{p} = e \frac{dq}{q} \end{array} \right. \quad \text{Eq A. 1}$$

e est le coefficient d'élasticité ; $\frac{dp}{dq}$ est la variation du prix par rapport à celle de la demande; p est le prix et q la demande.

À l'échelle d'un bassin versant, le débit est fonction de plusieurs paramètres climatiques dont la pluie (P), l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui tient compte des températures (T), du rayonnement solaire (R_n), de la vitesse moyenne du vent (U). En appliquant l'équation Eq A. 1, on a l'expression de la variation des écoulements due au climat (Eq A. 2).

$$\frac{dR^c}{R} = \varepsilon_P \frac{dP}{P} + \varepsilon_T \frac{dT}{T} + \varepsilon_{R_n} \frac{dR_n}{R_n} + \varepsilon_U \frac{dU}{U} \quad \text{Eq A. 2}$$

R représente l'écoulement à l'exutoire du bassin versant et dR^c est sa variation due au climat. ε_P , ε_T , ε_{R_n} et ε_U sont les coefficients d'élasticité ou de sensibilité des écoulements aux facteurs climatiques et dP , dT , dR_n et dU leurs variations.

Plusieurs travaux de recherche ont utilisé l'équation Eq A. 2 pour quantifier les impacts du changement climatique sur les écoulements (Yang et Yang, 2011; Wang *et al.*, 2016b), mais les coefficients d'élasticité dépendent du modèle de relation climat-débit, ce qui est très peu réaliste. Si les modèles ne représentent pas bien le processus d'écoulement, alors les impacts calculés sur la base de la dérivation de ces modèles n'auront aucun sens. Pour surmonter cette difficulté, plusieurs expressions non paramétriques des coefficients d'élasticité des facteurs climatiques ont été développées (Dey et Mishra, 2017; Bourgin *et al.*, 2021).

Les méthodes basées sur l'élasticité du climat permettent de quantifier l'impact du climat lorsque celui de l'environnement est déduit en supposant que la variation de débit est uniquement due au climat et à l'environnement.

IV.2.2 Méthodes conceptuelles

Les méthodes conceptuelles concernent les cadres de Budyko (Budyko, 1963, 1974a; Wang et Hejazi, 2011) et de Tomer Schilling (Tomer et Schilling, 2009). Dans cette sous-section, nous présentons uniquement le cadre de Tomer et Schilling, la méthode basée sur le cadre de Budyko est présentée dans la sous-section 1.2.2 du chapitre V. Tomer et Schilling (2009) ont montré que les changements dus au climat, à la végétation ou aux pratiques de gestion des terres peuvent être analysés au travers du mouvement de deux indices : excès d'eau (P_{ex}) et excès d'énergie (E_{ex}) (Figure A. 7).

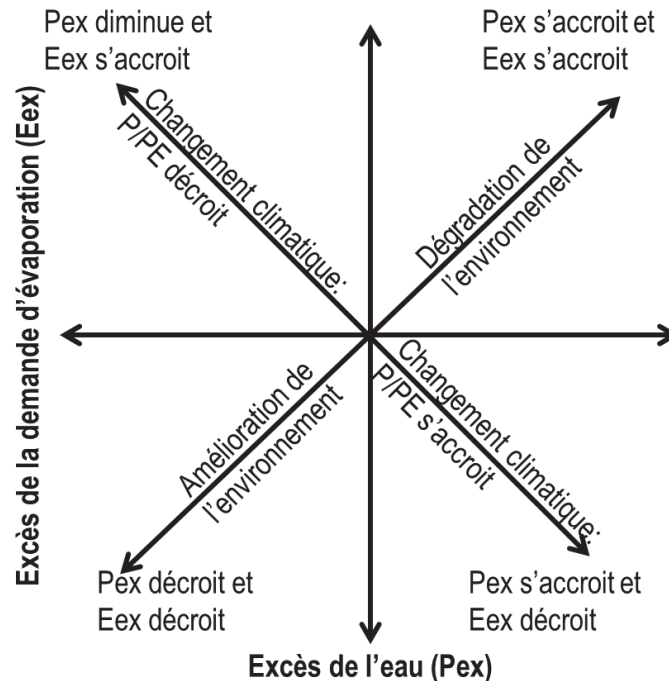


Figure A. 7 : Cadre de Tomer et Schilling explicitant les changements éco-hydrologiques associés aux changements du climat et de l'utilisation des terres

Les paramètres d'excès d'eau (P_{ex}) et d'énergie (E_{ex}) sont calculés sur la base des données de précipitations (P), d'évapotranspiration potentielle (ETP) et d'évapotranspiration réelle (ETR).

$$\begin{cases} E_{ex} = \frac{ETP - ETR}{ETP} \\ P_{ex} = \frac{P - ETR}{P} \end{cases} \quad \text{Eq A. 3}$$

Les directions des changements hydrologiques peuvent indiquer les impacts relatifs du changement climatique et des activités humaines sur l'hydrologie du bassin versant. L'approche de Tomer et Schilling (2009) repose sur l'hypothèse selon laquelle les activités humaines sont indépendantes du changement climatique et que le changement d'affectation des sols n'a d'incidence que sur l'évapotranspiration réelle, mais pas sur les précipitations ou l'évapotranspiration potentielle. Par conséquent, les changements éco-hydrologiques résultants de l'excédent d'eau et d'énergie augmentent ou diminuent, en fonction de

l'évapotranspiration réelle. D'un autre côté, les changements dans les rapports P/ETP sont nécessaires pour augmenter l'excès d'eau et diminuer la demande évaporative excédentaire, ou vice-versa. La méthode de Tomer et Schiling ne fournit pas directement la variation du débit, mais fournit des indications générales quant à savoir si la variation est due au changement climatique ou aux activités humaines. Elle est donc qualitative et non quantitative.

IV.3 Approches de modélisation

La quantification des impacts des changements climatique et environnemental par l'approche de modélisation nécessite que le modèle hydrologique prenne en compte de façon explicite la dynamique environnementale des bassins versants. Il existe une multitude de modèles hydrologiques, mais peu prennent en compte la dynamique d'évolution du milieu dans leur conception. Des indicateurs de pression anthropique peuvent servir de base à la transcription de la dynamique du milieu dans certains paramètres des modèles conceptuels. Cependant, la sensibilité de tels modèles aux paramètres concernés n'est pas prouvée (Diello, 2007a). Il s'avère donc nécessaire d'utiliser un modèle hydrologique qui prenne en compte dans sa conceptualisation une évolution de l'environnement. D'après Parkin et al. (1996), la façon la plus rationnelle d'évaluer l'impact du changement environnemental est d'utiliser des modèles distribués à base physique.

Le choix du modèle hydrologique fait, il est calé sur la période de base et les simulations sur la période affectée par les changements permettent de quantifier les impacts. Pour quantifier les impacts des changements climatique et environnemental, deux scénarios sont considérés sur la période d'impact. Dans le premier scénario, les propriétés du bassin versant (végétation et autres) sont supposées stationnaires et les conditions climatiques réelles sont prises en compte. Dans le second scénario, les données environnementales réelles de la période d'impact sont prises en compte. Les contributions des différents changements à la variation d'écoulement sont données par l'équation Eq A. 4.

$$\begin{cases} \Delta Q^{tot} = \bar{Q}_I^{obs} - \bar{Q}_B^{obs} \\ \Delta Q^c = \bar{Q}_1^{sim} - \bar{Q}_B^{obs} \\ \Delta Q^e = \bar{Q}_I^{obs} - \bar{Q}_2^{sim} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} C_c = \frac{\bar{Q}_1^{sim} - \bar{Q}_B^{obs}}{\bar{Q}_I^{obs} - \bar{Q}_B^{obs}} \\ C_e = \frac{\bar{Q}_I^{obs} - \bar{Q}_2^{sim}}{\bar{Q}_I^{obs} - \bar{Q}_B^{obs}} \end{cases} \quad Eq A. 4$$

\bar{Q}_B^{obs} et \bar{Q}_I^{obs} sont les débits moyens observés respectivement sur les périodes de base et impactée ; ΔQ^{tot} est la variation totale du débit entre la période impactée et celle de base; \bar{Q}_1^{sim} et \bar{Q}_2^{sim} sont respectivement la moyenne des simulations sous le premier scénario (simulations sous période impactée en utilisant les conditions environnementales de la période de base) et le second scénario (prise en

compte des conditions environnementales de la période impacté). C_c et C_e sont les contributions respectives des changements climatique et environnemental à la variation de l'écoulement (ΔQ^{tot}).

Chapitre II : Cadre physique et données de l'étude

I Cadre physique de l'étude

I.1 Sahel Ouest-africain

Étymologiquement, "Sahel" provient d'un mot arabe "Sahil" qui signifie littéralement "rivage" ou "bordure" du désert (Le Houerou, 1980). Il est devenu mondialement connu lors de la sécheresse des années 1970 et s'applique en toute rigueur à l'Afrique seule (L'Hôte *et al.*, 1996). Le Sahel est donc une bande de transition entre le désert saharien, au nord, et la zone soudanienne, au sud. Les limites de cette zone sont floues et fluctuantes. Les critères permettant de tracer les limites du Sahel varient d'une discipline scientifique à l'autre. Les agronomes, climatologues, écologistes, géologues, hydrologues, géopoliticiens ont chacun une conception du Sahel qui diffère de celle des autres (Diello, 2007). Sur le plan géopolitique, le Comité permanent Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel (CILSS) a été créé le 12 septembre 1973 à la suite des grandes sécheresses qui ont frappé le Sahel dans les années 70. Il regroupe de nos jours treize (13) États membres dont : 8 États côtiers (Bénin, Côte d'Ivoire, Gambie, Guinée, Guinée-Bissau, Mauritanie, Sénégal, Togo) ; 4 États enclavés (Burkina Faso, Mali, Niger, Tchad) et 1 État insulaire (Cap Vert).

Il existe une multitude de critères de classification climatologique d'une région (L'Hôte *et al.*, 1996). La classification hydro-climatologique en Afrique Centrale et de l'Ouest a été essentiellement basée sur les précipitations (Rodier, 1964; Dubreuil *et al.*, 1972; L'Hôte *et al.*, 1996), car dans cette zone les régimes hydrologiques sont intimement liés aux régimes climatologiques dont le facteur prépondérant est la pluviométrie (Rodier, 1964). Pour les climatologues, le Sahel (Nord et Sud) correspond à la bande comprise entre les isohyètes 100 mm et 750 mm, alors que pour les hydrologues, la dégradation du réseau hydrographique qui caractérise le Sahel se manifeste entre les isohyètes 300 mm et 750 mm (Rodier, 1964). Ainsi, le Sahel hydrologique couvre les climats semi-arides (Figures A. 8 et A. 9). L'aridité caractérise un milieu dont les précipitations moyennes annuelles sont faibles et très déficitaires par rapport à l'évapotranspiration. L'indice d'aridité est le rapport entre l'évapotranspiration potentielle et la précipitation. Les zones humides sont caractérisées par un indice d'aridité inférieur à 0,76 et celles limitées en eau ont un indice d'aridité supérieur à 1,35 (McVicar *et al.*, 2012). Les figures A. 8 et A. 9 présentent les régimes climatologiques sur la base des données pluviométriques couvrant respectivement les périodes 1951-1989 (L'Hôte et Mahé, 1996) et 1998 à 2014 (Pöyry Energy Ltd. et ECREEE, 2017). Le régime pluviométrique dans le Sahel est unimodal et les épisodes de pluie surviennent entre juin et septembre. Sur la base de la définition hydro-climatologique du Sahel (zone semi-aride désertique ou tropicale), les pays comme le Bénin, la Côte d'Ivoire, la Gambie, la Guinée, la

Guinée-Bissau, le Togo n'ont aucune partie de leur territoire dans la bande sahélienne, mais ils font partie du CILSS (Sahel géopolitique).

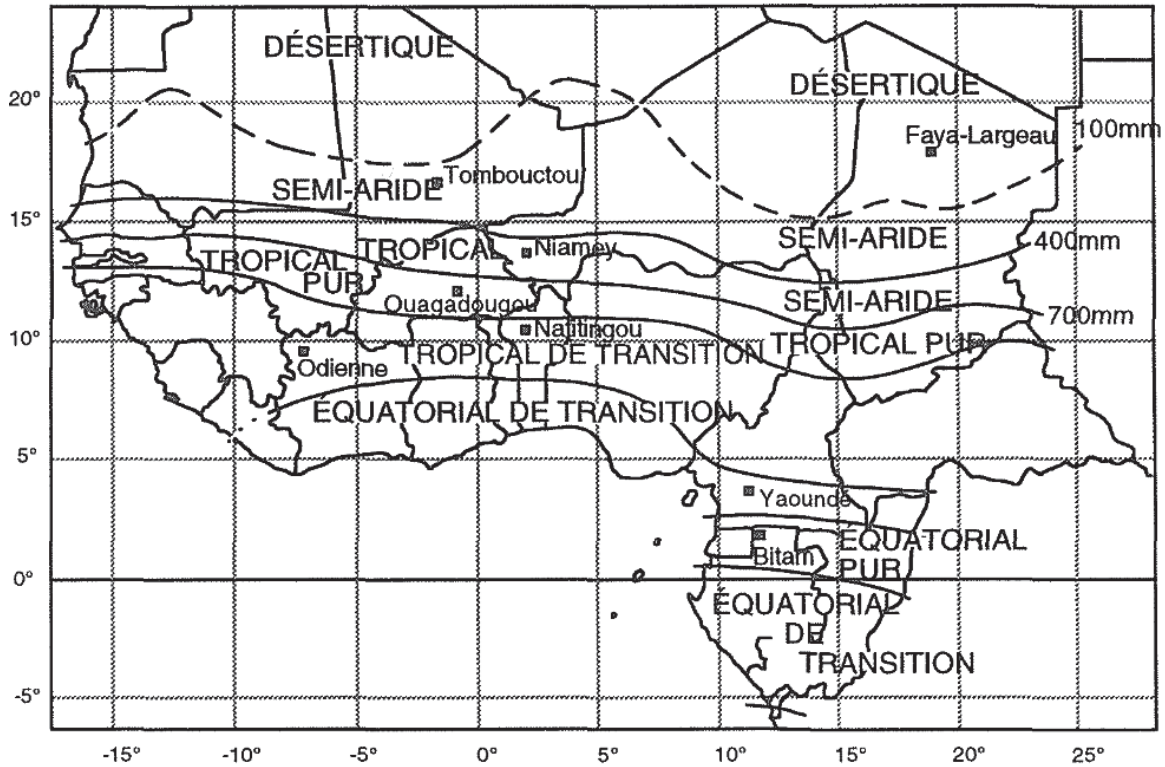


Figure A. 8 : Régimes climatologiques de l'Afrique de l'Ouest et du Centre sur la base des données pluviométriques de 1951 à 1989 (Extrait de L'Hôte et al., 1996)

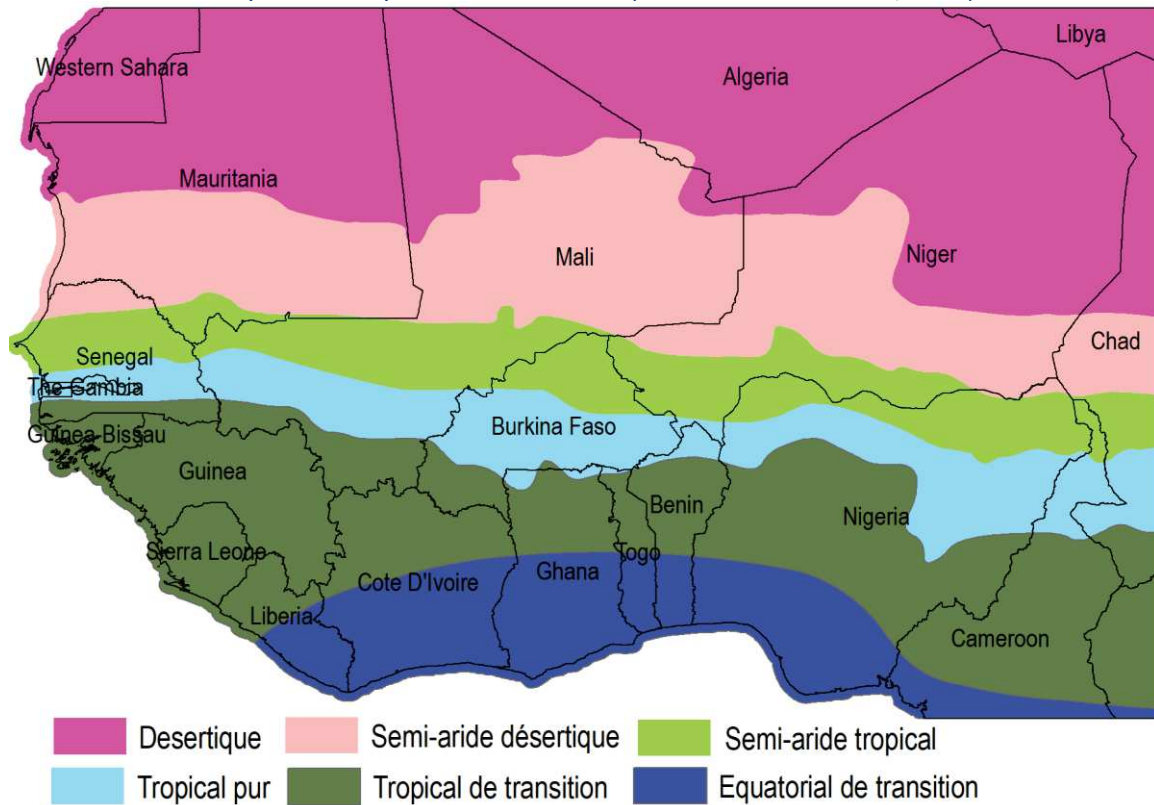


Figure A. 9 : Zones climatique de l'Afrique de l'Ouest et du Centre sur la base des données de pluies de 1998-2014 (Source des données SIG : Pöyry Energy Ltd. et ECREEE, 2017).

Le Sahel marque la transition, à la fois climatique et floristique entre le domaine saharien au nord et le domaine soudanien au sud. La couverture végétale est essentiellement constituée de savane et de steppe (Le Houerou, 1980). Localement discontinue, elle se présente comme une mosaïque de formations variées ayant le même fond floristique. La steppe se compose d'un tapis herbacé discontinu parsemé d'arbres et d'arbustes. La savane est dominée par des graminées annuelles. La partie sud du Sahel est une zone d'agriculture et d'élevage tandis que la partie nord est essentiellement dédiée au pastoralisme. L'agriculture est extensive et l'accroissement de la population a entraîné le défrichement de plus en plus de parcours (végétation naturelle) pour répondre aux besoins alimentaires (Le Houerou, 1980; Diello, 2007a; Descroix, 2018a). Bien que le Sahel ne possède pas de caractères géomorphologiques propres, il est néanmoins caractérisé par l'étendue des dunes fossiles d'une part, et d'autre part, par la fréquence des mares temporaires de saison humide. Les sols sont majoritairement sableux, rouge-jaunâtre, légèrement acides et très pauvres en matière organique (Le Houerou, 1980). Ce sont des arénosols luviques selon la classification de la FAO. Dans la partie sud du Sahel, les sols sont peu profonds sur cuirasse latéritique.

I.2 Présentation de la zone d'étude

I.2.1 Le fleuve Nakanbé

Le Nakanbé (Volta blanche) est un affluent de la Volta (Figure A. 10) dont les ressources en eau sont partagées par six pays de l'Afrique de l'Ouest que sont le Bénin, le Burkina Faso, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Mali et le Togo. Le bassin du Nakanbé fait donc partie de l'Autorité du Bassin de la Volta (ABV). Au Burkina Faso, le Nakanbé a pour principaux affluents, le Nakanbé stricto sensu (subdivisé en Nakanbé supérieur, moyen, et inférieur), le Nazinon, la Sissili, la Pendjari et le Nouhao. Le Nakanbé stricto sensu est le plus important et draine une aire de 45 186 km² (AEN, 2015).

Le Nakanbé stricto sensu prend sa source dans la zone sahélienne, sous le quatorzième parallèle (Figure A. 10). Cette source est en réalité un marigot qui ne débite que sous les fortes averses de la saison des pluies. Il coule vers le sud en passant par les stations hydrométriques de Rambo et de Ramsa pour alimenter le réservoir de Dourou (encore appelé Toécé ou Kanazoé) d'une capacité nominale de 75 millions de m³. Sa pente longitudinale déjà faible s'adoucit encore et il passe à la station hydrométrique de Yilou. Le Nakanbé stricto sensu reçoit sur sa rive gauche notamment des petits affluents aux débits intermittents, qui sont les petits cours d'eau de la région de Tikaré. Après avoir reçu d'autres petits affluents, le Nakanbé alimente le réservoir de Ziga d'une capacité nominale de 208 millions de m³, destiné à l'approvisionnement en eau potable de la ville de Ouagadougou et des communes environnantes et

passé à la station de Wayen. Après la station hydrométrique de Wayen, il reçoit sur sa droite le Massili, qui alimente les barrages de Loumbila et de Ouagadougou.

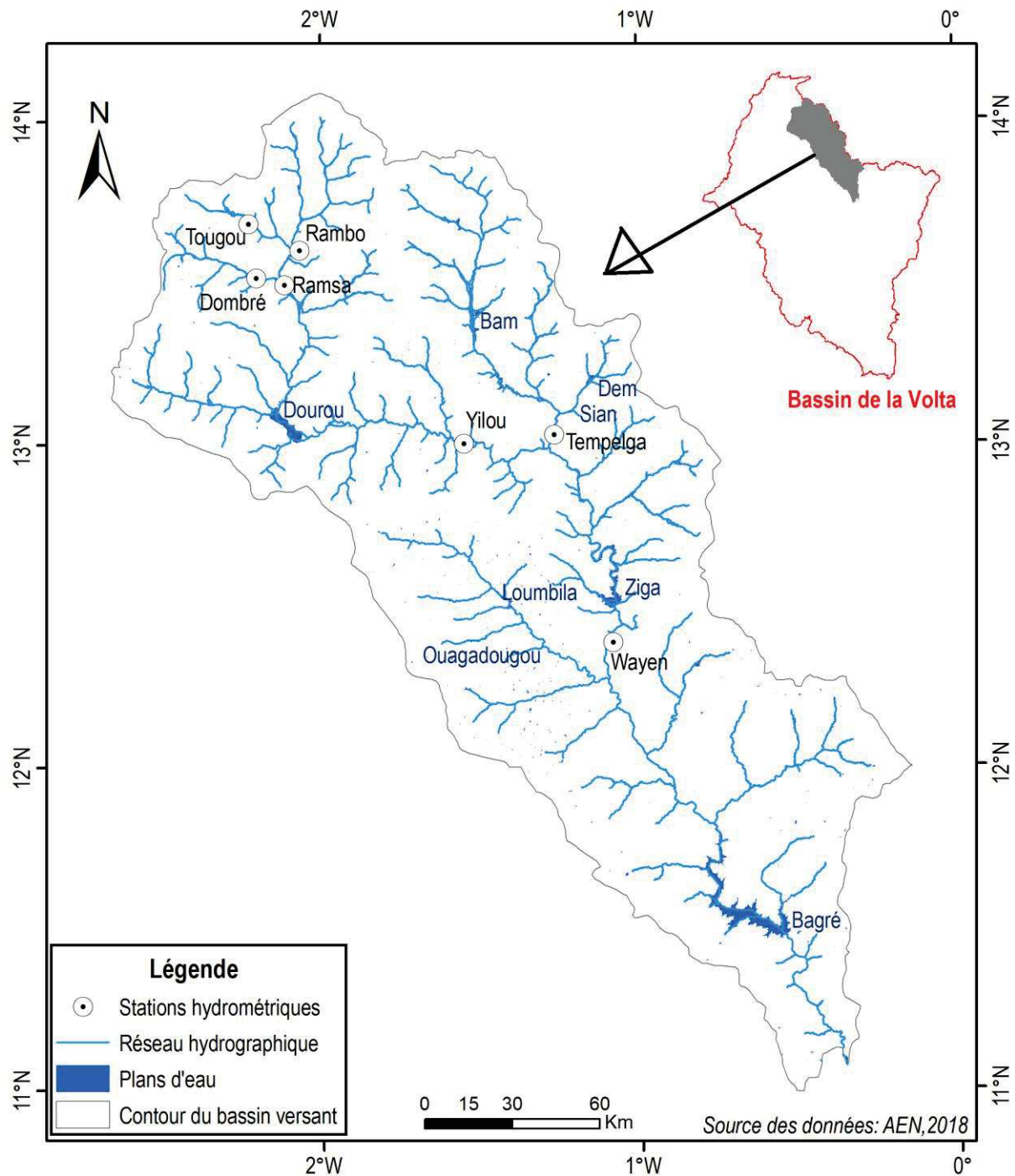


Figure A. 10 : Bassin du Nakanbé stricto sensu au Burkina Faso

Sur sa rive gauche après la station de Wayen, le Nakanbé reçoit trois affluents que sont le Bomboré, le Dougoula et le Tcherbo. Sur la rive droite, à l'Ouest, le bassin est très étroit, car le Nakanbé stricto sensu coule à une cinquantaine de kilomètres à peine du Nazinon (Figure A. 11) qui suit un tracé sensiblement parallèle. La pente du Nakanbé s'adoucit à son arrivée au barrage Bagré d'une capacité de 1 700 millions de mètres cubes (1 700 Mm³) alimentant une centrale hydroélectrique de 16 MW et un périmètre irrigué

de 3 380 ha en 2018. Le potentiel de terre irrigable par le barrage de Bagré est estimé à 30 000 ha (Bidon, 1995). A la frontière ghanéenne, le Nakanbé reçoit sur sa rive gauche, la Nouhao. Sur le territoire Ghanéen, il reçoit le Nazinon puis passe à la station de Pwalagu.

1.2.2 L'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé

Le Burkina Faso fait face à une forte pression sur ses ressources en eau due à de nombreuses situations : le réchauffement climatique, l'accroissement de la population (taux de croissance de 3,10% par an), le développement des activités économiques et industrielles (AEN, 2015).

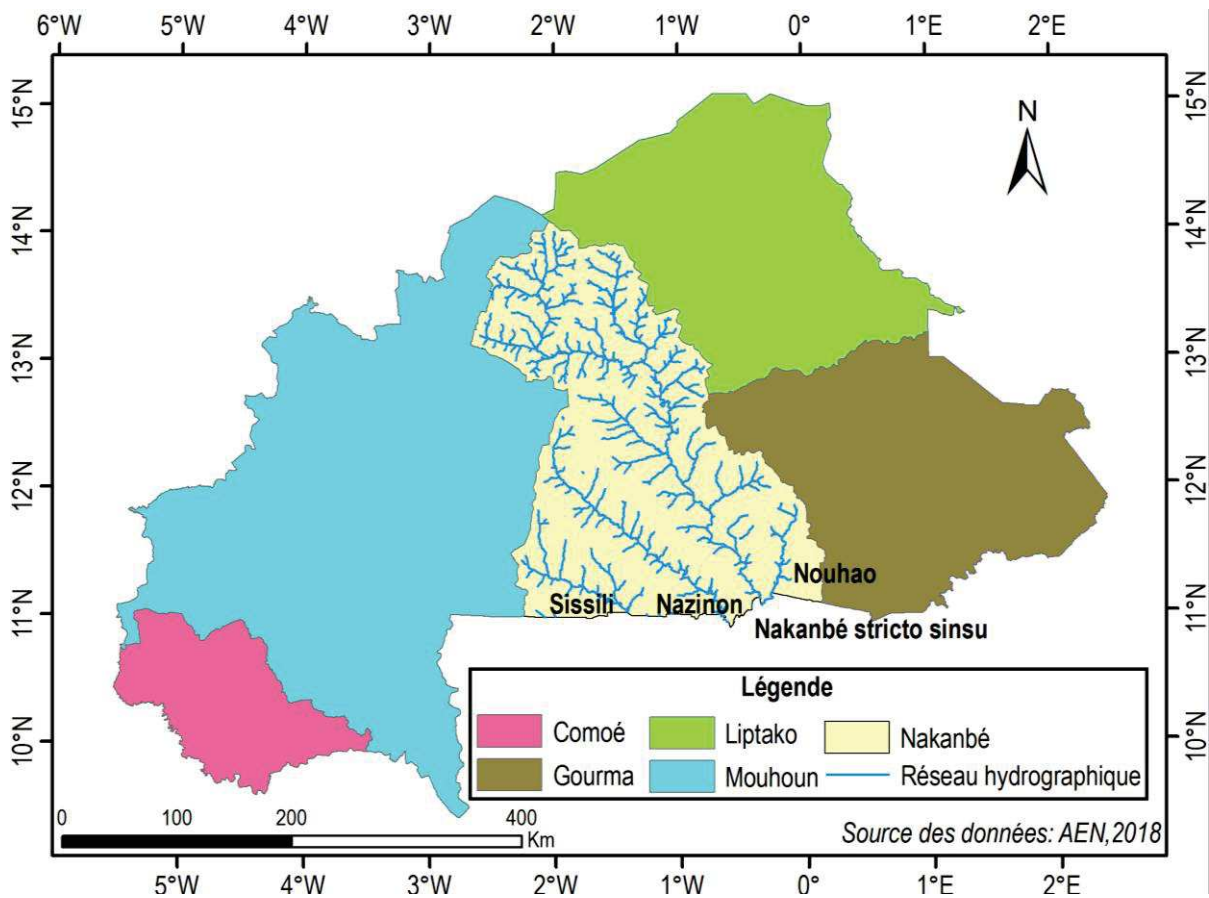


Figure A. 11 : Espaces de compétence des agences de l'eau du Burkina Faso

Pour mitiger ces problèmes liés à l'eau et s'inscrire dans la dynamique de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), cinq Agences de l'Eau recouvrant tout le territoire ont été créées (Figure A. 11). Il s'agit des agences de l'eau des Cascades, du Gourma, du Liptako, du Mouhoun et du Nakanbé. L'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé (EC-AEN) comprend tous les affluents du Nakanbé stricto sensu à l'exception de la Pendjari attribuée à l'Agence de l'eau du Gourma (AEN, 2015).

La superficie totale de l'EC-AEN est de 60 337 km², et couvre totalement ou partiellement les territoires de 145 communes. L'espace totalise plus de 4 700 villages et compte administrativement 23 provinces et 7 régions (Nord, Centre, Centre Nord, Centre Ouest, Centre Sud, Centre Est, Plateau Central) ainsi que certaines parties de 3 autres régions (Boucle du Mouhoun, Sahel, Est). L'EC-AEN couvre 22% de la superficie du Burkina avec plus de 40% de la population totale du pays. La démographie est marquée par un fort taux de croissance (3,12% entre 2006 et 2015 contre 3,10% au niveau national), une forte densité (86 habitants/km²) au-dessus du seuil supportable pour l'équilibre écologique (50 habitants/km²) au Burkina Faso (MECV, 2004; INSD *et al.*, 2009). L'EC-AEN abrite 44,9% des villes du pays dont Ouagadougou la capitale politique (AEN, 2015).

Les principaux types de formations végétales rencontrées sur l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé sont constitués de steppes, de savanes et de forêts galeries. Les steppes sont définies comme les formations typiques de la zone sahélienne. Ce sont des formations couvertes par un tapis herbacé discontinu disposé en touffes plus ou moins espacées. Les savanes sont des formations comportant un tapis herbacé dense, continu d'au moins 80 cm de hauteur. Il faut signaler que les plus vastes savanes se localisent au sud dans les aires classées (parc national de Pô appelé Parc National Kaboré Tambi, le ranch de gibier de Nazinga et la forêt classée de la Sissili). Les forêts galeries sont des formations forestières tributaires de cours d'eau à écoulement temporaire ou permanent. On rencontre quelques forêts claires et forêts galeries surtout dans la partie sud de l'EC-AEN (sous-bassins du Nakanbé inférieur, de la Sissili et de la partie sud du Nazinon). Il est à noter que ces écosystèmes naturels perdent du terrain du fait d'une dynamique d'occupation des sols où les champs de cultures pluviales en particulier s'élargissent très sensiblement à leurs dépens. Le bois et le charbon de bois constituent de loin les principales sources d'énergie domestique en milieu rural et urbain. L'agriculture pluviale est la plus dominante et reste marquée par des pratiques extensives à faible rendement. L'agriculture irriguée se pratique à l'aval et parfois à l'amont des plans d'eau de surface et dans les bas-fonds. Le système d'élevage reste de loin dominé par le mode traditionnel extensif avec une charge en bétail au-dessus de la capacité naturelle d'accueil (AEN, 2015).

Sur le plan relief et géomorphologie, l'EC-AEN se présente comme une vaste pénéplaine faiblement ondulée. Les formations géologiques rencontrées sont variées et peuvent être regroupées en deux grands ensembles géologiques constitués de roches plutoniques et volcano-sédimentaires. On note également, la présence de l'arsenic à forte teneur dans certaines formations rocheuses. L'espace de compétence de l'AEN est essentiellement couvert par des formations géologiques peu productives. La productivité hydraulique des ouvrages de captage de l'eau souterraine dépend de l'importance des failles qui affectent le socle rocheux et des faciès pétrographiques des différentes formations lithologiques

traversées. En 2012, 4 827 puits et 25 353 forages ont été recensés dans l'EC-AEN (AEN, 2015). En ce qui concerne la productivité hydraulique, les différentes formations géologiques de l'EC-AEN peuvent être qualifiées de la manière suivante :

- Une productivité hydraulique très bonne pour les formations plutoniques telles que la granodiorite, tonalite et diorite quartzifère. Les débits permanents peuvent dépasser 20 m³/h.
- Une bonne productivité hydraulique pour les orthogneiss, les micaschistes à disthène, les leptynites à grenat, les micaschistes à grenat, les sillimanites et staurotide.
- Une productivité hydraulique faible pour les formations volcano-sédimentaires, qu'il s'agisse des schistes, des gabbros et diorites, des basaltes, des andésites. La productivité des ouvrages peut également chuter en cours d'exploitation suite au colmatage des fissures par les argiles d'altération.
- Une productivité hydraulique très faible pour les plutons intrusifs post-tectoniques (granites alcalins, syénite, leuco-granite, granite à biotite et souvent à amphibole). Il y est difficile d'atteindre 5 m³/h et lorsqu'ils sont fins et à grains homogènes, atteindre même 2 m³/h n'est pas chose aisée.

Les caractéristiques biophysique, géomorphologique et hydrogéologique de l'EC-AEN sont peu favorables à une mobilisation importante des ressources en eau souterraine. Les eaux de surface restent la principale source d'approvisionnement en eau dans l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé. Les ressources en eau de surface renouvelables sont estimées à 1 220 Mm³ (AEN, 2015). Les taux d'accès à l'eau potable varient d'une région à l'autre entre 64% (région du Centre-Ouest) et 79% (région du Centre Sud). Au niveau des villes, seules Ouagadougou et Koudougou ont un taux d'accès de 100% ; onze villes ont un taux d'accès inférieur à 50% et neuf entre 50 et 85% (AEN, 2015). L'accroissement de la production en eau potable (3 à 10%) est nettement en dessous du taux d'urbanisation qui est de l'ordre de 90% dans la région du Centre qui abrite Ouagadougou et de 11% à 29% pour les autres régions de l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé. Dans le sous-bassin du Nakanbé supérieur, des zones à forte teneur d'arsenic dans l'eau du fait de certaines formations géologiques sont localisées. Les ressources en eau, aussi bien souterraine que de surface de l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé, sont soumises aux aléas climatiques.

I.2.3 La partie sahélienne du bassin du Nakanbé

L'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé couvre trois régimes hydro-climatologiques (Figure A. 12). La zone sahélienne qui couvre la totalité du sous-bassin du Nakanbé supérieur est caractérisée par une pluviosité moyenne annuelle inférieure ou égale à 600 mm, une courte saison des

pluies, une grande variabilité dans la répartition des pluies, une forte évapotranspiration et d'importantes amplitudes thermiques. La zone soudano-sahélienne qui couvre pratiquement la totalité des sous-bassins du Nakanbé moyen et inférieur, est caractérisée par une pluviosité annuelle moyenne comprise entre 600 et 900 mm, des pluies n'excédant pas une période de 6 mois au cours d'une année et des amplitudes thermiques annuelles moyennes. La station hydrométrique de Wayen est celle disposant d'une chronique de données suffisante dont la majeure partie du bassin jaugé se trouve dans le Sahel.

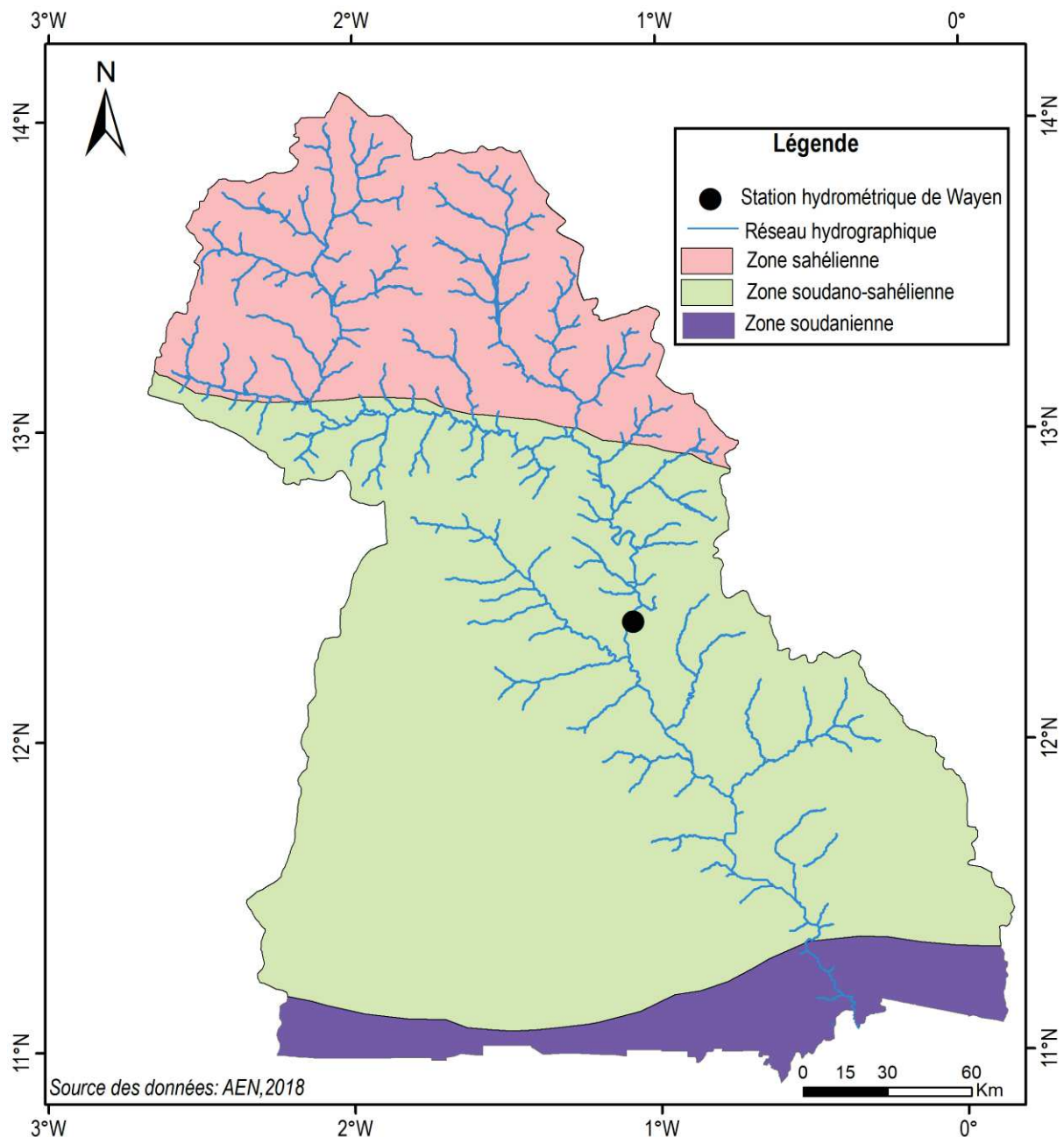


Figure A. 12 : Zones climatologiques de l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé

Plusieurs travaux dont la revue a été faite par Descroix et al. (2018) ont montré le comportement hydrologique paradoxal des bassins versants du Sahel depuis la grande sécheresse de 1970-1980 qui s'est caractérisé par un accroissement des coefficients de ruissellement. Ainsi, pour mieux comprendre

la réponse hydrologique du bassin du Nakanbé face au changement global, il est judicieux de s'intéresser au bassin versant contrôlé par la station de Wayen qui comporte la partie sahélienne du bassin. L'une des causes (les plus indexées) du paradoxe hydrologique sahélien est la dégradation environnementale due aux actions anthropiques. Le bassin du Nakanbé à Wayen (21 178 km²) couvre moins de 8% de la superficie du Burkina Faso et abrite plus de 11% de la population du pays en 2006 (Boubacar, 2012). De même, le bassin du Nakanbé à Wayen abrite plus de 50% des retenues d'eau (369 sur 667) du bassin de Nakanbé alors que le fleuve Nakanbé alimente plus de la moitié des retenues du pays (Boubacar, 2012). Eu égard à tous ces constats, le bassin du Nakanbé à Wayen a été retenu comme cadre physique de notre étude dont l'objectif principal est de parvenir à une compréhension fine de la réponse hydrologique de la partie sahélienne du bassin du fleuve Nakanbé.

I.3 Géologie du bassin du Nakanbé à Wayen

La géologie du bassin montre qu'il repose sur des roches dures et imperméables : roches magmatiques, métamorphiques dures et sédimentaires imperméables (Figure A. 13).

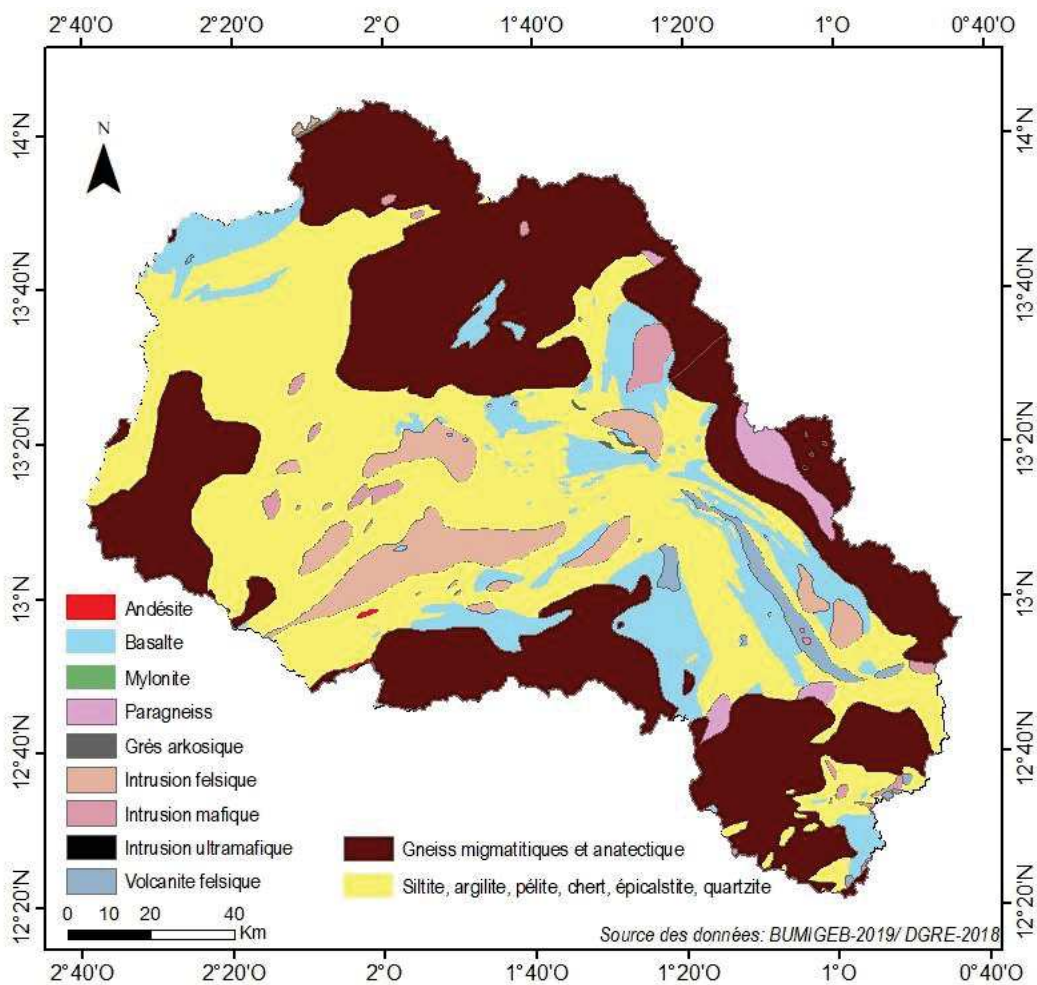


Figure A. 13 : Géologie du bassin du Nakanbé à Wayen

La nature des formations géologiques qui couvre le bassin est l'une des causes de la faible productivité hydraulique des ouvrages de captage de l'eau souterraine.

I.4 Caractéristiques physiographiques des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen

L'analyse des stations hydrométriques installées dans le bassin du fleuve Nakanbé a permis de retenir sept bassins jaugés respectivement à Tougou, Rambo, Dombéré, Ramsa, Yilou, Tempelga et Wayen (Figure A. 14).

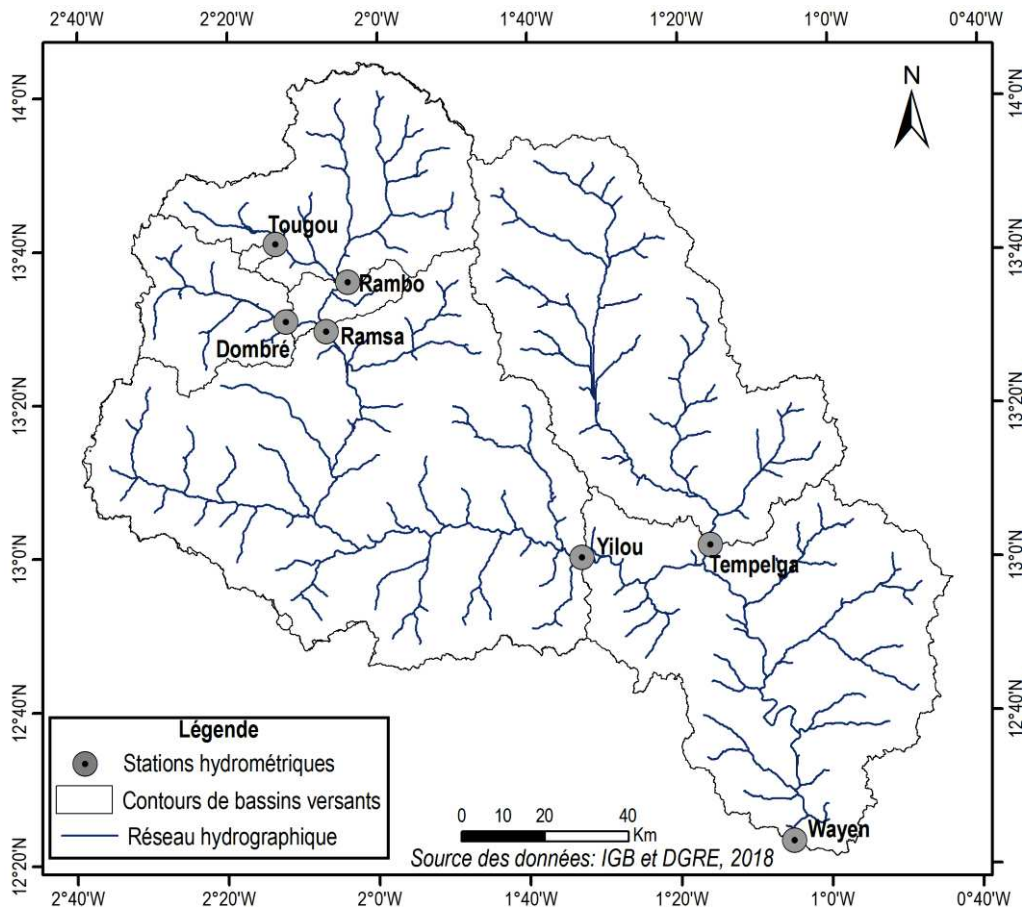


Figure A. 14 : Bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen

Le réseau hydrographique du Burkina Faso a été obtenu auprès de l'Institut Géographique du Burkina (IGB). Le modèle numérique de terrain (MNT) du bassin a été téléchargé sur le site de l'agence d'exploration aérospatiale japonaise qui fournit l'altitude de n'importe quel point du globe avec une résolution horizontale de 30 m (<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>). À partir du MNT, les sept bassins versants ont été délimités sur la base des positions géographiques des sept stations hydrométriques en prenant une surface minimale critique adaptée pour faire ressortir le plus petit sous-bassin (Nakanbé à Tougou d'environ 38 km²). L'extraction des limites des bassins a été faite sur la base d'un réseau hydrographique corrigé par rapport à celui obtenu de l'IGB, considéré comme référence. Le bassin du Nakanbé a été donc délimité en sept sous-bassins emboîtés (Figure A. 14) : Nakanbé à Tougou

(38 km²), Rambo (2 471 km²), Nakanbé à Dombré (1 060 km²), Nakanbé à Ramsa (3 826 km²), Nakanbé à Yilou (11 276 km²), Nakanbé à Tempelga (4 906 km²) et Nakanbé à Wayen (21 178 km²). Dans cette étude, la station dite de Tempelga est placée pour évaluer les apports du bras du cours d'eau drainant la partie Nord-Est du bassin qui comporte les lacs Bam, Sian et Dem. Cette station ne dispose donc pas de données de débits mesurés.

Les propriétés physiographiques de chacun des sept bassins emboîtés ont été extraites ou calculées. Elles concernent la surface, le périmètre, la pente moyenne (Eq A. 5), la longueur du rectangle équivalent (Eq A. 6) et l'indice de forme (Eq A. 7).

$$I = \frac{Alt_{max} - Alt_{min}}{10\sqrt{S}} \quad \text{Eq A. 5}$$

I est la pente moyenne en %, Alt_{max} et Alt_{min} sont respectivement les altitudes minimales et maximales en mètre (m) de la surface du bassin versant, S sa superficie en km².

$$L = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16S}}{4} \quad \text{Eq A. 6}$$

L (km) est la longueur du rectangle équivalent, P (km) le périmètre et S (km²) est la superficie du bassin versant.

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} \quad \text{Eq A. 7}$$

P (km) le périmètre et S (km²) est la superficie du bassin versant. K_G est le coefficient de compacité de GRAVELIUS ou indice de forme (sans unité) qui permet de caractériser la forme du bassin versant.

Sur la base des propriétés physiques des bassins versants, le temps de concentration a été estimé en utilisant la formule empirique de Ventura (Eq A. 8). Le temps de concentration t_c est le temps nécessaire pour que tout le bassin versant contribue au ruissellement à l'exutoire du bassin versant. La formule de Ventura est adaptée pour l'estimation du temps de concentration des bassins versants ruraux (CEREMA, 2021).

$$t_c = 76,3 \frac{\sqrt{S}}{\sqrt{I}} \quad \text{Eq A. 8}$$

S est en km², I en % et t_c en mn.

Le tableau A. 2 présente les caractéristiques physiographiques et les temps de concentration théorique des sept bassins étudiés. Selon la classification ORSTOM des bassins versants en fonction de la pente

longitudinale moyenne (Rodier et Auvray, 1965), le bassin du Nakanbé à Wayen appartient à la classe des bassins à pentes extrêmement faibles ($I < 0,2\%$). De l'amont vers l'aval la pente moyenne du cours d'eau s'adoucit. Les coefficients de GRAVELIUS des sept bassins versants sont supérieurs à 1 indiquant la forme allongée du bassin du Nakanbé à Wayen. L'analyse des temps de concentration des bassins montre que le pas de temps journalier est adapté pour l'analyse de la relation pluie-débit au niveau de toutes les stations à l'exception de Tougou où des données infra-journalières sont nécessaires. Enfin, l'analyse du réseau hydrographique montre qu'il est dendritique (Figure A. 14).

Tableau A. 2 : Caractéristiques physiographiques des bassins versants du Nakanbé

Bassins	Surface (S en Km ²)	Périmètre (P en km)	Pente moyenne (I en %)	Longueur du rectangle équivalent (L en km)	Indice de forme (KG)	Temps de concentration (Jours)
Tougou	38	42	0,94	18,87	1,91	<1
Dombré	1060	158	0,33	61,50	1,36	3
Rambo	2471	245	0,40	96,66	1,39	4
Ramsa	3826	291	0,32	110,31	1,33	6
Yilou	11276	894	0,28	419,78	2,37	11
Tempelga	4906	589	0,34	276,66	2,37	6
Wayen	21178	1338	0,18	635,52	2,59	18

La figure A. 15 présente la courbe hypsométrique du bassin du Nakanbé à Wayen. La courbe hypsométrique d'un bassin versant indique le pourcentage de la surface du bassin au-dessus d'une altitude donnée. On constate que plus de 90% du bassin ont une altitude comprise entre 280 m et 360 m. L'indice global de pente (Eq A. 9) est de 0,011%.

$$I_g = \frac{Alt_{5\%} - Alt_{95\%}}{10L} \quad \text{Eq A. 9}$$

I_g est l'indice global de pente, L (Km) est la longueur du rectangle équivalent ; $Alt_{5\%}$ et $Alt_{95\%}$ sont les altitudes (m) correspondant respectivement à 5% et 95% de la surface du bassin versant en utilisant la courbe hypsométrique.

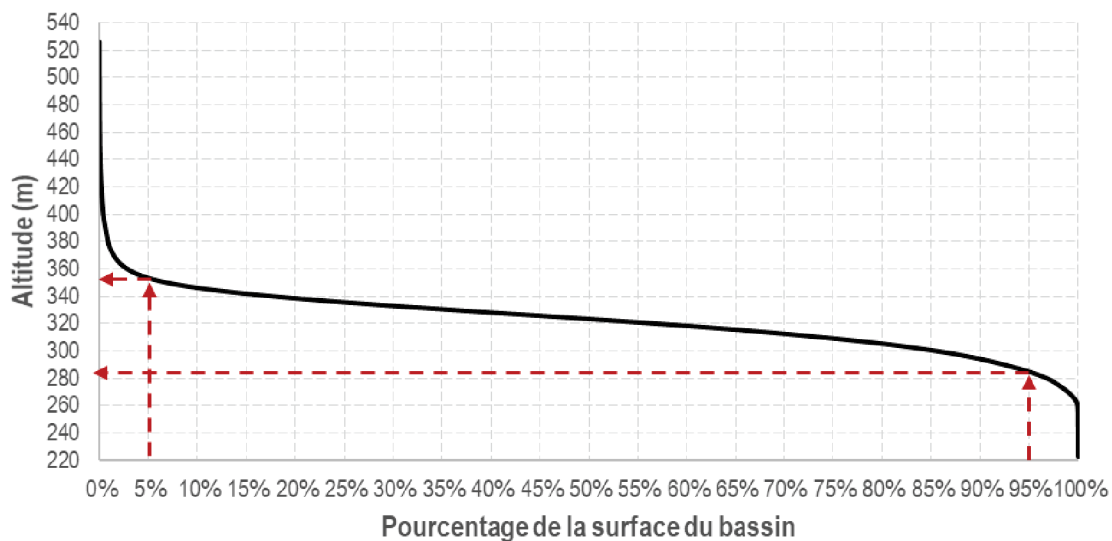


Figure A. 15 : Courbe hypsométrique du bassin du Nakanbé à Wayen

II Données de l'études

II.1 Echelles spatio-temporelle et période d'étude

La question de l'échelle est une problématique centrale en hydrologie pour la compréhension des interrelations entre le climat, l'environnement et les écoulements. Dans la présente étude, sept bassins versants de tailles variant de 38 à 21 178 km² ont été utilisés pour appréhender ces interrelations. Un choix cohérent et pertinent d'une échelle temporelle unique à tous ces bassins versants est indispensable. L'analyse du temps de concentration (sous-section I.3) a montré que le pas de temps journalier est adapté pour l'analyse de la relation pluie-débit sur les sept bassins versants à l'exception de Tougou où des données plus fines sont nécessaires. Par ailleurs, la plupart des données ponctuelles mesurées par les organismes nationaux sont au pas journalier (Boubacar, 2012). Ainsi, le pas de temps journalier a été retenu pour la collecte des données hydrométéorologiques. Cette échelle temporelle n'a pas été imposée aux données environnementales, car le changement environnemental s'observe à une échelle temporelle plus grossière (IGN-FI et IGB, 2005; Diello, 2007a; Yonaba, 2020).

L'objectif général de la thèse est de parvenir à une meilleure compréhension de la réponse hydrologique des bassins versants du Sahel au travers de l'étude du bassin versant du fleuve Nakanbé à Wayen. Il est donc souhaitable que la période d'étude couvre les trois périodes qui caractérisent l'évolution du régime hydroclimatologique de la région (période humide d'avant 1970, sécheresse des années 1980 et reprise des précipitations depuis 1990). La station hydrométrique de Wayen a été installée en 1955, mais à cette date, seulement trois stations pluviométriques étaient disponibles sur le bassin. Or, les pluies ont un caractère erratique (Panthou, 2013) et les stations pluviométriques mesurent des données ponctuelles. Pour obtenir une répartition spatiale acceptable des stations pluviométriques, la période 1965-2018 (54 ans) a été retenue. La figure A. 16 présente les stations hydrométéorologiques utilisées.

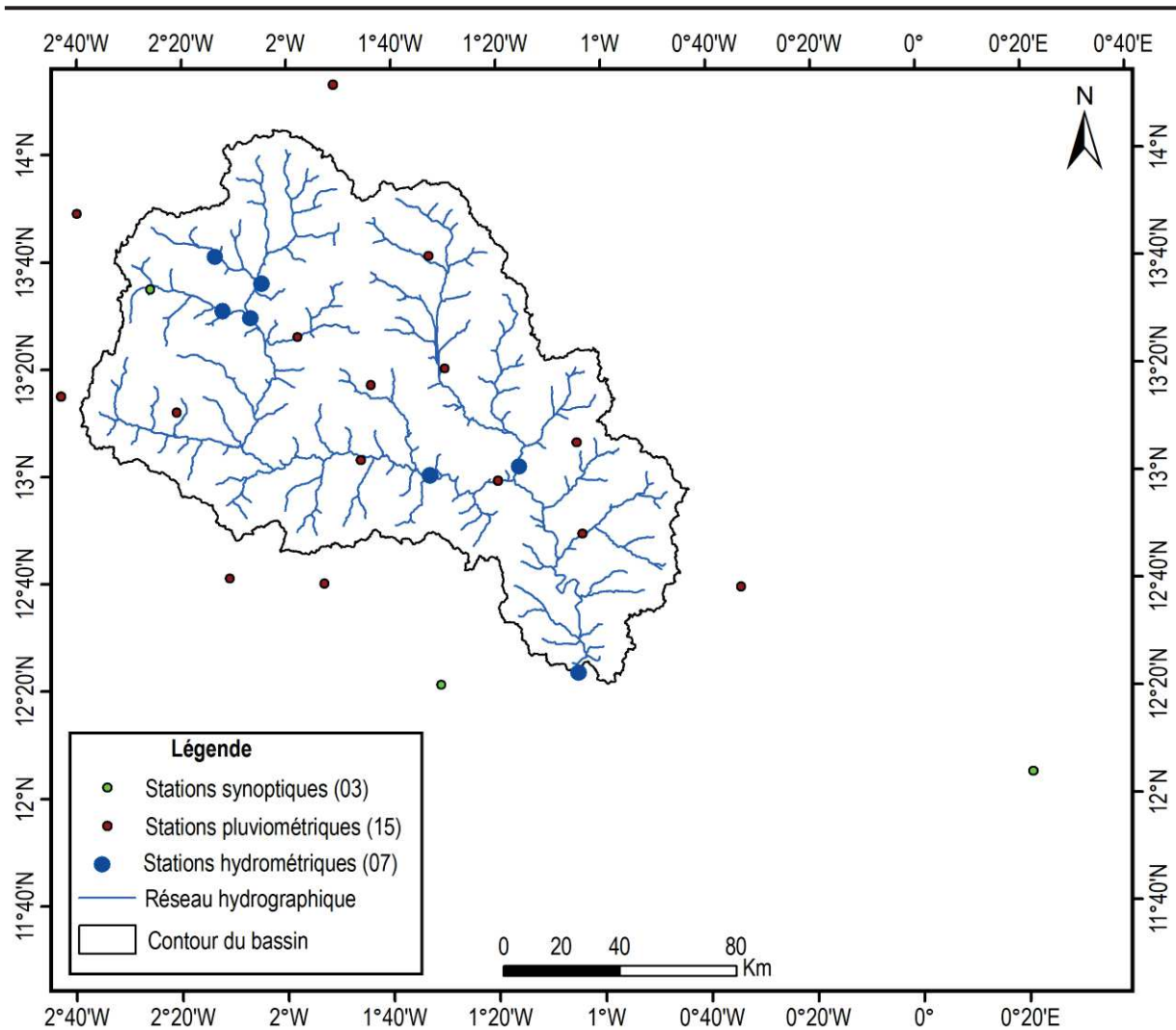


Figure A. 16 : Zone d'étude avec les stations hydrométéorologiques au sol utilisées

II.2 Critères de validité des données et de sélection des stations

Les données sont entachées d'incertitudes et l'objectif de la critique des données est de choisir les données les plus adaptées à l'étude ou de faire les corrections nécessaires pour limiter leurs effets sur les résultats de l'étude. Ici, nous présentons les sources de données disponibles et celles choisies ainsi que les corrections effectuées si nécessaire. Les données utilisées concernent le climat (pluie, évapotranspiration potentielle), les débits, l'environnement (états de surface, indice de végétation, démographie).

La première caractéristique de toutes données est leur qualité intrinsèque. Les données doivent avoir une faible incertitude de mesure, donc doivent être exemptes d'erreur de mesure systématique. Les données utilisées dans cette étude proviennent des organismes nationaux chargés de la production ou des banques de données et la correction des erreurs systématiques doivent être déjà faite à leur niveau. La vérification de la qualité intrinsèque effectuée a consisté à s'assurer de l'homogénéité temporelle des

données. Cette caractéristique est très difficile à vérifier et il n'existe pas de méthodes éprouvées pour déterminer et ajuster les inhomogénéités dans les séries chronologiques (Klein Tank *et al.*, 2009). Cependant, les changements d'emplacement, d'environnement (exposition), d'instrumentation ou de pratiques d'observation ont été analysés et les périodes de données y afférentes ont été invalidées pour éviter la prise en compte des sauts parasites dans la détection de changement. Dans les chroniques hydrométriques par exemple, le changement ou la modification de la section d'écoulement sans la mise à jour de la courbe de tarage constitue une source importante d'erreur systématique dans les données.

La longueur des séries chronologiques est un critère important dans l'analyse de changements. Pour des raisons statistiques, une analyse valable des extrêmes par exemple nécessite des séries chronologiques longues pour obtenir des estimations raisonnables de l'intensité et de la fréquence d'événements rares, tels que la valeur de retour sur 20 ans (Klein Tank *et al.*, 2009). En effet, les phénomènes naturels présentent par nature une variabilité très importante et détecter une évolution sur de telles variables nécessite un changement brutal ou une longue durée d'observations. Pour les données hydrométéorologiques par exemple, il faudrait disposer d'environ 50 années de données pour pouvoir détecter un changement d'amplitude de 40% par rapport à la moyenne (Renard, 2006). La plupart des études de stationnarité hydrométéorologique ont considéré des séries de données de longueurs supérieures à 20 ans (Robson, 2002; Kundzewicz and Robson, 2004; Svensson *et al.*, 2005; Kundzewicz *et al.*, 2014; Nka, 2016). La rareté de longues chroniques hydrométéorologiques qui caractérise l'Afrique de l'Ouest (Mahé, 2006; New *et al.*, 2006; Nka, 2016) a conduit à la limitation de la longueur minimale des chroniques hydro-climatiques à 20 ans.

Le contrôle-qualité a permis d'identifier les lacunes dans les données mesurées aux stations. Au niveau des données hydrométriques, le pourcentage de lacunes (Eq A. 10) a été utilisé pour juger de la validité ou non d'une année (Nka, 2016).

$$\%lacunes\ d'une\ année = \frac{Valeurs\ manquantes\ entre\ Juin\ et\ Octobre}{Nombre\ total\ de\ jours\ entre\ Juin\ et\ Octobre} \quad Eq\ A.\ 10$$

Une année est dite manquante dans l'un des cas ci-dessous :

- Pas de débits dans la période de Juin à Octobre (saison des pluies) ;
- Plus de 50% de lacunes dans la série ;
- Présence de lacunes au cœur de la pointe de crue empêchant d'avoir une idée de l'évolution de l'hydrogramme sur cette partie.

II.3 Sources des données aux stations et difficultés d'accès

Les données hydrométéorologiques utilisées proviennent de la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE), de l'Agence Nationale de la Météorologie (ANAM), de l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) et de la base du Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation (SIEREM). Les organismes nationaux chargés de la production des données hydrologiques et météorologiques sont respectivement la DGRE et l'ANAM.

Les données produites par 2iE concernent le bassin versant expérimental de Tougou. En effet depuis 2003, l'Institut 2iE avec l'aide du laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM) et de la Coopération Suisse a instrumenté le bassin versant de Tougou de 38 km² dans la province de Yatenga. La station hydrométrique de Tougou est sur un petit affluent intermittent du fleuve Nakanbé et le bassin jaugé est représentatif de la zone purement sahélienne. Bien que les données de la station de Tougou soient disponibles aux pas de temps infra-journaliers (Mounirou, 2012; Yonaba, 2020), elles ont été agrégées au pas de temps journalier pour raison de cohérence avec les données des autres stations.

La banque de données SIEREM (Boyer *et al.*, 2006) est un système d'information développé par le laboratoire HSM sur l'ensemble de l'Afrique. Elle contient les informations relatives à 13 000 stations hydrométéorologiques sur la période 1837-2015 (<http://www.hydrosciences.fr/sierem/>). En plus des données hydrométéorologiques, SIEREM contient aussi des données relatives aux contours de bassins versants, aux réseaux hydrographiques et des photos géoréférencées. À la base, SIEREM a été créée avec les données collectées par l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer, aujourd'hui IRD) en Afrique de l'Ouest et Centrale. La banque est alimentée par les données provenant des services nationaux, des organismes inter-états et des organismes de recherche. L'accès aux données brutes n'est pas possible sur le site du SIEREM car elles demeurent la propriété des services nationaux africains.

Depuis l'installation des stations hydrométéorologiques en Afrique jusqu'à la période des indépendances, le suivi des réseaux d'observation était réalisé par des organismes du colon : de 1943 à 1953, c'est l'Office de la Recherche Scientifique Coloniale (ORSC), puis l'ORSOM (Office de Recherche Scientifique d'Outre-Mer) et l'ORSTOM jusqu'en 1984. Après les indépendances, il était nécessaire que les Etats africains se dotent de structures nationales pour la gestion de leurs réseaux. Depuis les années 1990, la gestion des réseaux hydrométéorologiques est entièrement à la charge de chaque pays africain. Mais, par manque de moyens financiers, les services nationaux n'arrivent pas à assurer le fonctionnement,

l'entretien et le développement des réseaux hydrométéorologiques. C'est ainsi que de nombreuses lacunes apparaissent dans les chroniques de données à partir des années 1980.

Au cours de cette thèse, les difficultés d'accès aux données ont été multiformes. La situation sécuritaire du Burkina Faso nous a obligés à éviter les visites de terrain qui étaient nécessaires à la collecte de certains types de données et pour se rendre compte de l'état des installations et équipements. La DGRE nous a permis d'accéder gratuitement à l'essentiel des données hydrométriques disponibles. Cependant, certaines informations spécifiques (courbes de tarage, courbes hauteur-volume et hauteur-surface) n'ont pas pu être obtenues pour diverses raisons internes à la DGRE. La difficulté la plus contraignante a été l'obtention des données météorologiques journalières auprès de l'ANAM. En effet, l'accès aux données météorologiques brutes auprès de l'ANAM est conditionné par une contrepartie financière qui est fonction de la quantité de données demandées. Notre budget n'étant pas suffisant pour permettre l'acquisition des données météorologiques nécessaires auprès de l'ANAM, nous avons donc exploité les données déjà disponibles au sein de nos deux laboratoires d'appartenance : HSM et LEHSA (Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture du 2iE). Afin de disposer de longues séries chronologiques de données, des bases de données spatialisées ont été utilisées pour combler les lacunes dans les données collectées.

II.4 Banques de données spatialisées utilisées

Selon les données d'entrée et la technique utilisées, on distingue trois groupes de bases de données de pluies spatialisées (Sun *et al.*, 2018) : (1) Bases de données élaborées en spatialisant les informations recueillies au niveau des stations pluviométriques ; (2) Bases de données issues des données de réanalyse des modèles physiques et dynamiques de l'atmosphère ; (3) Bases de données issues des informations satellitaires. Les stations pluviométriques au sol permettent des mesures directes de précipitations et de ce fait présentent moins d'incertitudes que les autres. La qualité des jeux de données spatialisées élaborée sur la base des données issues des stations au sol dépend de la densité du réseau météorologique. Ainsi, la diminution dans le temps du nombre de stations dans le monde (Sun *et al.*, 2018) pose de réelles préoccupations quant à l'utilisation des seules données au sol pour l'obtention des bases spatialisées. Les estimations de pluie par les satellites proviennent de mesures d'ondes électromagnétiques (infrarouges et micro-ondes). Il s'agit d'estimations indirectes souvent entachées d'erreurs, mais présentent l'avantage d'être continues. Les données de réanalyse sont produites en combinant des observations historiques et des données de modélisation du système terrestre. Les observations assimilées dans le système de réanalyse, les paramétrages du modèle et les interactions complexes entre le modèle et les observations influencent les prévisions de précipitations et conduisent à de fortes variabilités (Sun *et al.*, 2018). Il est à noter que la plupart des jeux de données fusionnent une

partie des entrées et techniques mentionnées ci-dessus pour produire des jeux de données aussi précis que possible. Dans cette étude, les banques de données basées uniquement sur les données de réanalyse n'ont pas été explorées.

Sur la base du pas de temps journalier, de la résolution spatiale ($\leq 0,1^\circ$) et de la période de présence de lacunes (1980 à nos jours) dans les données de pluie mesurées au sol, trois banques de données spatialisées de pluies ont été identifiées : CHIRPSv2.0, MSWEPv2.2 et ARCV2. Les jeux de données CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations) et ARC (Africa Rainfall Estimate Climatology) font partie des meilleures bases de données pour la surveillance de la sécheresse et des inondations au Burkina Faso (Dembélé et Zwart, 2016). MSWEPv2.2 (Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation Version 2.2) est une nouvelle banque de données (Beck *et al.*, 2018) qui n'a pas encore été évaluée à l'échelle du Burkina Faso. CHIRPSv2.0 est dérivée des données satellitaires et de réanalyse avec une résolution spatiale de $0,05^\circ$ au pas de temps journalier sur la période 1981 à nos jours (Funk *et al.*, 2014). ARCV2 est issue de la fusion des données mesurées au sol (stations pluviométriques) et satellitaires avec une résolution spatiale $0,1^\circ$ au pas de temps journalier et couvrant la période 1983 à nos jours (Novella et Thiaw, 2012). MSWEP V2 est le premier ensemble de données de précipitations mondiales avec une résolution spatio-temporelle de $0,1^\circ/3h$ dérivée de la fusion des trois types de données (stations au sol, satellite et réanalyse) et couvre la période 1979 à 2017.

Deux bases de données spatialisées d'évapotranspiration (CRU TS v 4.03 and TerraClimate) ont aussi été analysées au pas de temps annuel. Les données de la base CRU TS (Climatic Research Unit gridded Time Series) sont calculées sur des grilles de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, basées sur une archive de températures moyennes mensuelles fournies par plus de 4 000 stations météorologiques réparties dans le monde entier et couvre la période de 1901 à nos jours (Harris *et al.*, 2020). La base TerraClimate a une résolution spatiale de $1/24^\circ$ (~ 4 km) et les données couvrent la période de 1958 à nos jours (Abatzoglou *et al.*, 2018).

II.5 Traitement des données hydrométéorologiques

Les données hydrométéorologiques collectées aux stations comportent beaucoup de lacunes (Figure A. 17). Dans les données pluviométriques, les lacunes apparaissent à partir de 1986. Pour limiter l'effet des lacunes, une méthodologie adéquate de traitement des données a été mise en œuvre pour la constitution des échantillons.

La critique des données (sous-section II.2) a permis la sélection des stations à utiliser et d'identifier les lacunes dans les séries chronologiques. Sur la base de la revue de littérature et de critères tels que la résolution spatio-temporelle, la période de disponibilité de données, des banques de données spatialisées ont été identifiées. Une étude comparative entre les données mesurées aux stations d'observation et celles issues des banques spatialisées a permis le choix de la banque de données la plus adaptée à chaque type de variable dans la zone d'étude. La constitution des échantillons à analyser a été faite en comblant les lacunes au niveau des stations ou en utilisant directement les données provenant de la banque appropriée. Les données provenant des jeux de données spatialisées ont été corrigées si nécessaire.

II.6 Données de précipitation

Les données de précipitations journalières ont concerné 18 stations (figures A. 16 et 17), mais celles de la station synoptique de Fada n'ont pas été utilisées compte tenu de son éloignement du bassin. La figure A. 17 montre les périodes couvertes par les données disponibles. Les stations synoptiques de Ouaga Aéro et de Ouahigouya disposent les plus longues et plus complètes chroniques de données couvrant la période 1965 à 2015 sans lacunes. Ainsi, ces deux stations ont été utilisées pour identifier la banque de données de pluies journalières la plus adaptée au bassin du Nakanbé à Wayen. Pour ce faire, les données des trois banques identifiées (ARCV2, CHIRPSv2.0 et MSWEPv2.2) ont été comparées à celles de ces deux stations sur la période 2000-2015 au travers des critères d'efficacité de Kling-Gupta, KGE (Gupta *et al.*, 2009) et de pourcentage de biais, PBIAS (Moriasi *et al.*, 2007). La période 2000-2015 a été utilisée pour identifier la banque de données adaptée, car plus de 90% des lacunes et données manquantes se trouvent dans cette période. Le critère KGE donne la performance de la banque de données à produire des données similaires à celles observées tandis que le pourcentage de biais rend compte de la sous-estimation ou de la surestimation.

Les résultats de l'étude comparative (Figure A. 19) montrent que les données de la base ARCV2 sont les plus proches des observations au sol. La similitude (KGE) entre les données de la banque ARCV2 et celles mesurées aux stations est supérieure à 80% avec des biais inférieurs à 3%. La base CHIRPSv2.0 vient en deuxième position, mais sa performance reste inférieure à 0,5. Les données de la banque MSWEPv2.2 divergent vraiment des mesures au sol (KGE varie entre 0,01 et 0,02 ; PBIAS > 10%). La bonne performance de ARCV2 pourrait être liée à la manière dont les données journalières ont été calculées. En effet, les valeurs journalières ont été obtenues en sommant les hauteurs de pluies par pas de temps de 3 heures de 06h00 GMT à 06h00 GMT (Novella et Thiaw, 2012). L'Agence Nationale de la Météorologie (ANAM) du Burkina Faso utilise également la même fenêtre pour relever les données au

niveau des stations pluviométriques. De plus, la banque de données ARC a été développée spécifiquement pour l'Afrique.

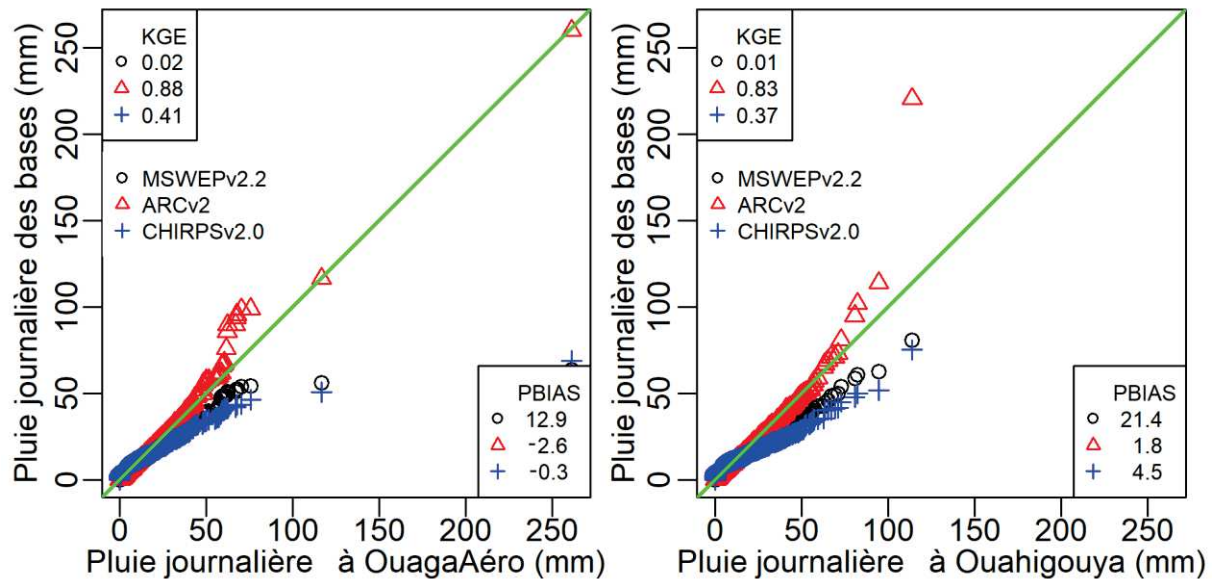


Figure A. 19 : Etude comparative des bases spatialisées sur la période 2000-2015

La base ARCv2 fournit des données de précipitations corrigées des biais par la méthode de Reynolds (Novella et Thiaw, 2012) et pourraient donc être directement utilisées pour l'étude des impacts du changement climatique à l'échelle locale. Toutefois, l'essor de nouvelles approches de corrections de biais qui donneraient de meilleurs résultats par rapport aux anciennes nous a amenés à vérifier si à l'échelle de notre zone d'étude, une nouvelle correction n'améliorerait pas la qualité des données. Les approches de correction de biais sont basées sur des transformations statistiques et celles non paramétriques donneraient de meilleurs résultats (Gudmundsson *et al.*, 2012). L'approche non paramétrique de traitement de biais « empirical quantiles mapping ou quantile-quantile » est très largement répandue et permettrait de réduire significativement les biais dans les données de précipitation de la zone d'étude (Boubacar, 2012).

La figure A. 20 présente les données corrigées sur la période 2000-2015 avec la méthode « empirical quantiles mapping ou quantile-quantile ». La mise en œuvre d'une nouvelle correction de biais sur les données de ARCv2 n'améliore pas la qualité des données aux stations de OuagaAéro et Ouahigouya sur la période 2000-2015. Les biais sont devenus plus forts ($|PBIAS| < 3$ pour les données brutes et $|PBIAS| > 3$ pour les données corrigées).

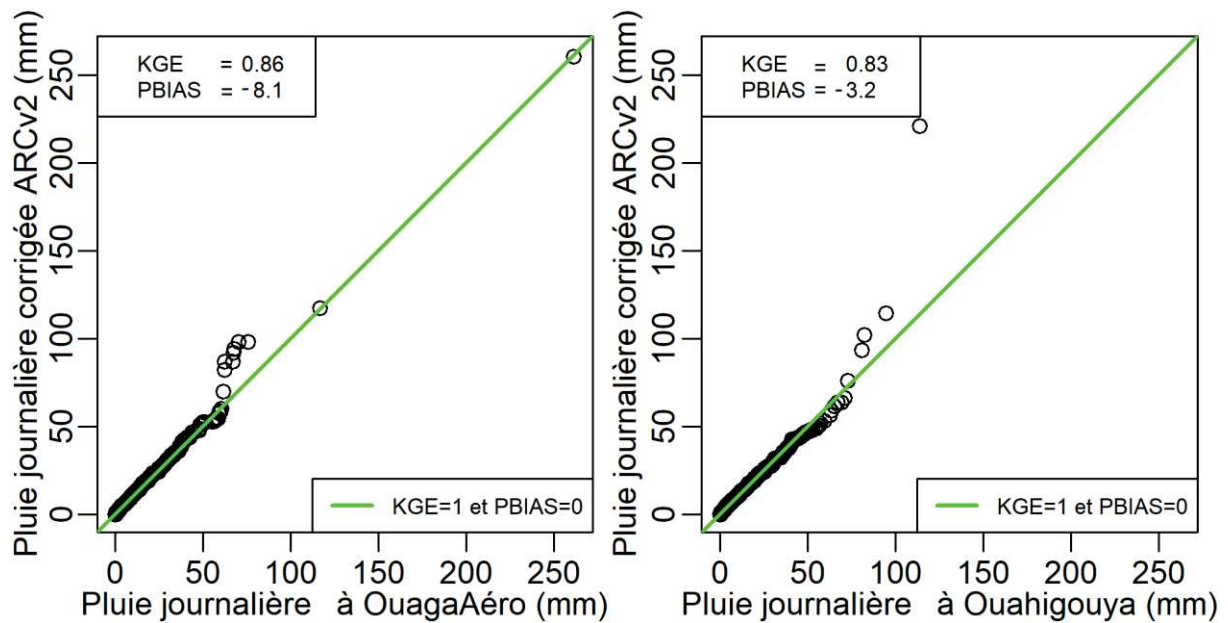


Figure A. 20 : Correction supplémentaire de biais de la banque de données ARCv2 par l'approche « empirical quantiles mapping »

Les lacunes et données manquantes ont été comblées par les données issues de la base ARCv2 pour les 17 stations sans correction supplémentaires. Les échantillons de pluies journalières moyennes pour chacun des bassins versants ont été obtenus en appliquant la méthode des polygones de Thiessen (Thiessen, 1911).

II.7 Évapotranspiration potentielle

La station de Ouahigouya est la seule station synoptique à l'intérieur du bassin. Afin de disposer d'au moins trois stations synoptiques pour permettre la spatialisation des données d'Évapotranspiration Potentielle (ETP), les stations synoptiques de Ouaga Aéro et Fada ont été prises en compte. Les chroniques des données d'ETP collectées s'arrêtent en 2003. Il s'agit de l'ETP de Penman-Monteith, couramment utilisée en hydrologie, et qui est la plus satisfaisante des formules d'estimation de l'ETP d'un point de vue physique (Oudin, 2004). Les banques de données fournissant de longues chroniques de données d'ETP à une échelle spatiale acceptable, au pas de temps journalier et gratuitement disponibles sont rares.

L'analyse des impacts des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique au travers du cadre conceptuel de Budyko (Partie C de la thèse) nécessite des données d'ETP à fine résolution spatiale au pas de temps interannuel. Pour permettre une couverture spatiale fine du bassin et disposer des données d'ETP jusqu'en 2018, les bases de données CRU TS v. 4.03 de l'unité de recherche climatique de l'Université d'East Anglia (Harris *et al.*, 2014, 2020) et TerraClimate (Abatzoglou *et al.*, 2018) ont été analysées. Une étude comparative avec les données aux stations de Ouaga Aéro et de

Ouahigouya (stations synoptiques les plus proches du bassin) au pas de temps annuel a montré que les données d'ETP de TerraClimate sont les plus proches des données de l'Agence Nationale de la Météorologie, ANAM (Figure A. 21).

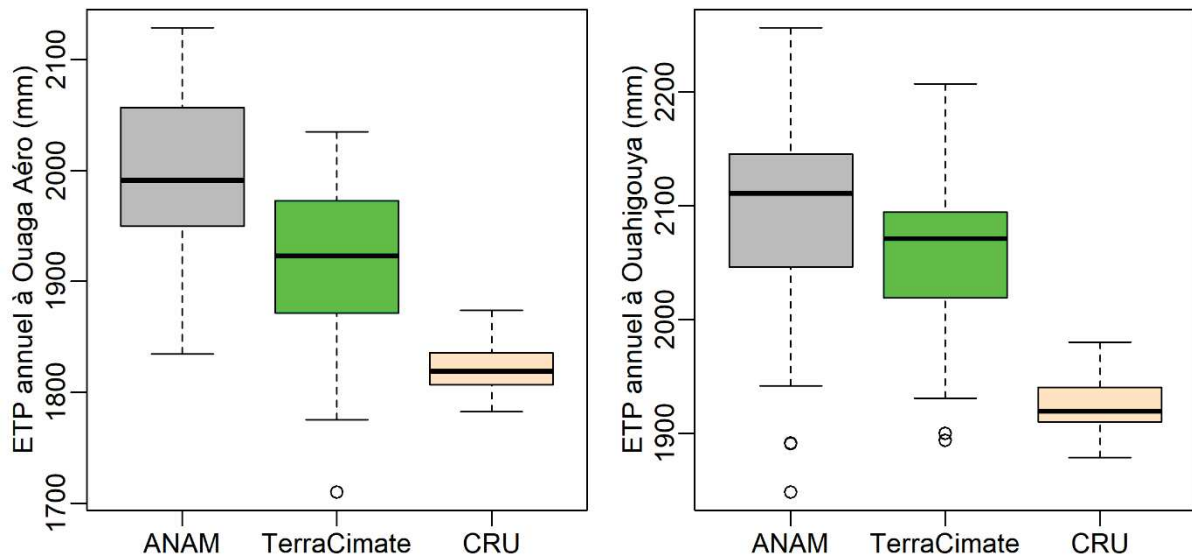


Figure A. 21 : Comparaison de deux banques d'ETP aux données aux stations de l'ANAM sur la période 1965-2003

L'application des tests de Bartlett (test paramétrique de comparaison des variances de deux échantillons) et de Mann-Whitney (test non paramétrique de comparaison de la distribution de deux échantillons) aux données d'ETP de TerraClimate et de l'ANAM montre qu'au seuil de significativité de 95% (p - value < 0,05) :

- La variance de l'échantillon d'ETP de TerraClimate n'est pas significativement différente de celle provenant de l'ANAM pour les deux stations étudiées ;
- A la station synoptique de Ouahigouya, les moyennes ne sont pas significativement différentes.

TerraClimate fournit un ensemble de données sur le climat et le bilan hydrique à une résolution spatiale $1/24^\circ$ (~4 km) et au pas de temps mensuel couvrant la période 1958 à nos jours (<http://www.climatologylab.org/terraclimate.html>). Les données de la banque TerraClimate sont produites sur la base de l'ensemble de données WorldClim (Hijmans *et al.*, 2005; Fick et Hijmans, 2017), CRU Ts4.0 (Harris *et al.*, 2014), JRA55 (Kobayashi *et al.*, 2015) et Root zone storage capacity (Wang-Erlandsson *et al.*, 2016). Les données de TerraClimate ont été validées au pas de temps annuel avec des données hydro-climatiques de stations provenant de divers réseaux, notamment le GHCN, SNOTEL et RAWS (Abatzoglou *et al.*, 2018). Les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) et d'évapotranspiration réelle (ETR) utilisées dans cette étude ont été extraites de la banque de données TerraClimate au pas de temps mensuel et agrégées aux pas de temps annuel et interannuel pour la quantification des impacts dans la partie C. Pour la modélisation hydrologique sous SWAT (Parite D), les données climatiques

nécessaires au calcul de l'ETP au niveau des stations synoptiques ont été utilisées du fait que SWAT nécessite des données d'entrée au pas journalier au moins. De plus le générateur météorologique intégré au modèle SWAT permet de combler les lacunes (Arnold *et al.*, 2012b).

II.8 Autres données météorologiques

Les données journalières de températures (maximale et minimale en °C), d'humidité relative moyenne de l'air (%), de vitesse moyenne du vent (m/s), de rayonnement solaire (J/cm² converti en MJ/m²) ont été collectées au niveau des stations synoptiques à proximité du bassin versant du Nakanbé à Wayen sur la période 1965-2018. Ces données ont été utilisées dans la modélisation hydrologique du bassin sous SWAT (Partie D du document). Les données manquantes sont générées par le générateur météorologique intégré au logiciel SWAT.

II.9 Données hydrologiques

Le recoupement des informations de la base SIEREM, de celles obtenues auprès de la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) du Burkina Faso et des données de suivi hydrologique de certains bassins versants expérimentaux de 2iE a permis d'identifier 7 stations hydrométriques dans le bassin du Nakanbé à Wayen (Figures A. 14 et 16). Le sous-bassin de Tougou est imbriqué dans celui de Rambo ($S_{\text{Rambo}} \approx 65S_{\text{Tougou}}$) ; les sous-bassins de Rambo et de Dombré sont emboîtés dans Ramsa et les sous-bassins de Ramsa et de Tempelga sont emboîtés dans Wayen.

Les données journalières de débits disponibles au niveau de chacune de ces stations ont été collectées sur la période 1965 – 2018. Elles contiennent beaucoup de lacunes (Figure A. 17) et une attention particulière a été accordée à leur contrôle-qualité. La station de Wayen installée en 1955 fournit la plus longue chronique. Sur la base des critères de contrôle-qualité (sous-section II.2), les années non valides ont été supprimées. En plus de la détection des années non valides sur la base de la présence de lacunes dans les saisons pluvieuses, les débits mesurés après modification de la section d'écoulement (Informations reçues de la DGRE) sans mise à jour de la courbe de tarage n'ont pas été pris en compte. C'est le cas par exemple de la station de Wayen sur la période 2015-2018. En effet, la construction d'un ouvrage de franchissement en 2015 a endommagé les échelles limnimétriques qui ont été remises en place sans actualisation de la courbe de tarage. À l'issue du contrôle-qualité des données, seules les stations de Wayen, Ramsa et Rambo disposent d'au moins 20 années de données valides (Figure A. 17).

Compte tenu de l'importance du fleuve Nakanbé pour le Burkina Faso, plusieurs retenues d'eau ont été construites sur son cours pour l'agriculture, l'approvisionnement en eau potable et l'hydro-électricité

(Figure A. 22). Des informations reçues de la DGRE, le bassin du Nakanbé à Wayen abrite 352 retenues d'eau artificielles. D'après la classification des barrages en fonction de leur taille au Burkina Faso (CNBB, 2015), les barrages de plus de cinq millions de mètres cubes sont considérés comme de grands barrages. Ainsi, sur les 371 retenues d'eau du bassin, seuls les barrages de Goinré (19 888 000 m³), de Dourou (75 000 000 m³), de Ziga (200 000 000 m³) et le lac Bam (41 102 000 m³) peuvent être considérés comme de grandes retenues. Plus de 92% des retenues d'eau ont une capacité inférieure à 1 000 000 m³. Les quatre grandes retenues avec cinq autres sont suivies et les niveaux journaliers d'eau dans ces retenues sont disponibles pour certaines périodes (Figure A. 22). Les dates de mise en eau, les périodes de suivi ainsi que des informations relatives à l'état des retenues sont consignées dans le tableau A. 3. À l'exception de Ziga, les autres retenues sont très peu suivies et entretenues. Les informations sur l'état des retenues sont à titre indicatif, car proviennent de visites lointaines selon la DGRE. Le barrage de Dourou est à but agro-pastoral alors que celui de Ziga sert principalement à l'alimentation en eau potable de la ville de Ouagadougou située en dehors des limites du bassin du Nakanbé à Wayen. Les volumes mensuels prélevés pour alimenter Ouagadougou ont été collectés sur la période 2004-2018 auprès de l'Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA). Ils oscillent entre 500 000 m³ à 5 500 000 m³.

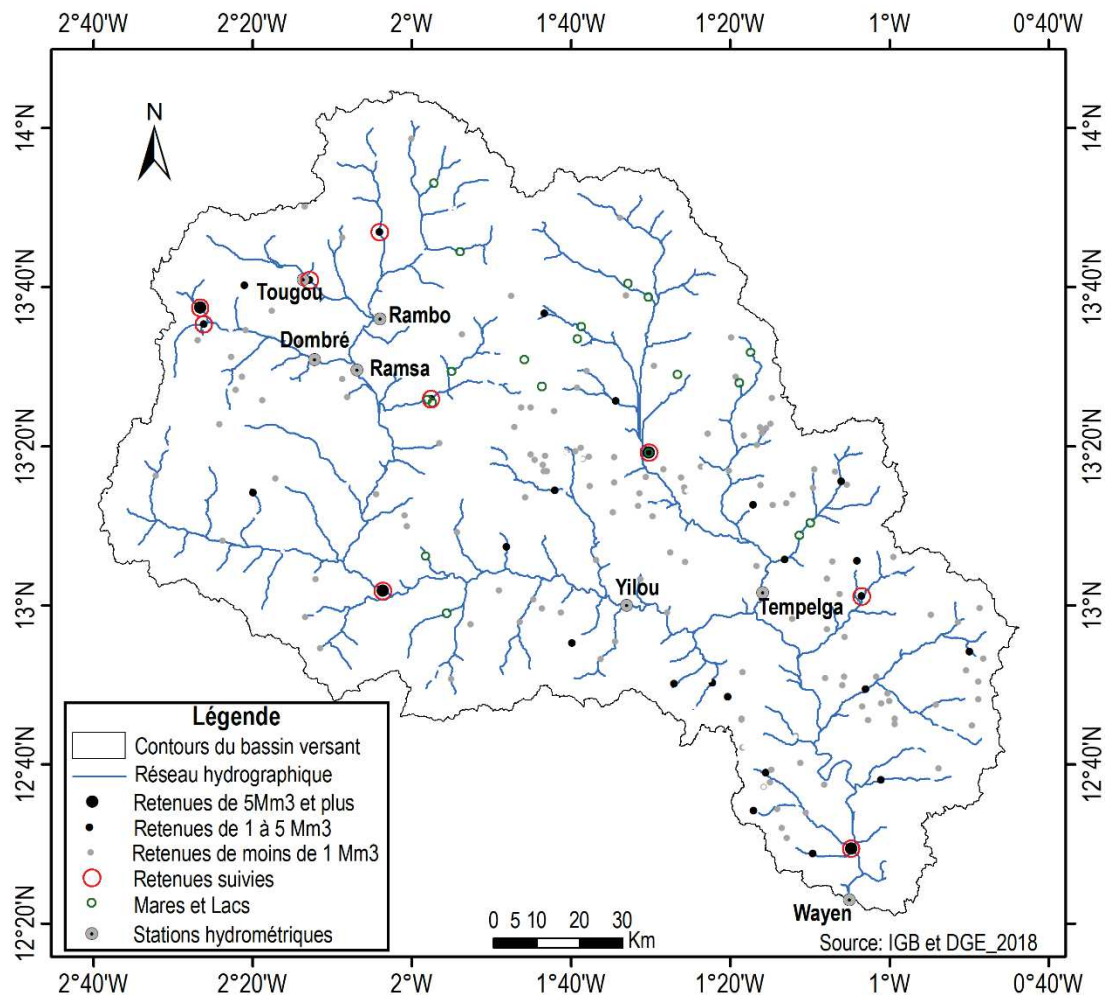


Figure A. 22 : Aménagements du bassin du Nakanbé à Wayen

Tableau A. 3 : Retenues suivies dans le bassin du Nakanbé à Wayen

Designation	Nature	Longitude	Latitude	Capacité (m ³)	Année de mise en eau	Période de suivi	Etat
TITAO	Barrage	-2,07	13,78	1 125 000	1955	1989-2018	Moyen (Fuites sous le barrage)
LOUDA	Barrage	-1,06	13,02	3 200 000	1959	1984-2018	Moyen (Fuites sous le barrage)
TOUGOU	Barrage	-2,21	13,68	4 254 000	1962	1962-2018	Mauvais (Fuites sous le barrage)
GOINRÉ	Barrage	-2,44	13,62	19 888 000	1967	1981-2018	Bon
OUAHIGOUYA	Barrage	-2,43	13,59	2 700 000	1977	1985-2018	Moyen
SEGUENEGA	Barrage	-1,96	13,43	1 740 000	1986	1995-2018	En rehabilitation en 2018
DOUROU	Barrage	-2,06	13,03	75 000 000	1995	1996-2018	Moyen
					(Rehabilitation)		
ZIGA	Barrage	-1,08	12,49	200 000 000	2000	2000-2018	Bon
BAM	Lac	-1,50	13,32	41 102 000	-	1966-2018	-

II.10 Reconstitution des écoulements annuels à Wayen après la mise en eau des barrages de Dourou et de Ziga

Le cadre de Budyko utilisé dans la partie C pour quantifier les contributions des changements climatique et environnement au changement d'écoulement s'applique normalement pour des bassins versants peu affectés par les actions anthropiques à effet immédiat comme la construction de grand barrage.

Dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen, les barrages les plus importants (Dourou et Ziga) ont été mis en eau après 1994. La capacité cumulée des barrages de Ziga et de Dourou fait près de 80% du volume de toutes les retenues artificielles du bassin du Nakanbé à Wayen. Ces deux barrages peuvent emmagasiner plus de 70% du volume d'écoulement moyen annuel du bassin. Leur mise en eau affecte donc les écoulements annuels à Wayen. Il est donc nécessaire de reconstituer les écoulements annuels du Nakanbé à Wayen sur la période 1995-2014.

L'analyse des données de remplissage des barrages de Dourou et de Ziga montre qu'ils se remplissent une fois par an (Figures A. 23 et 24). Les niveaux les plus faibles s'obtiennent courant Juin-Juillet et les retenues sont pleines entre Août et Octobre.

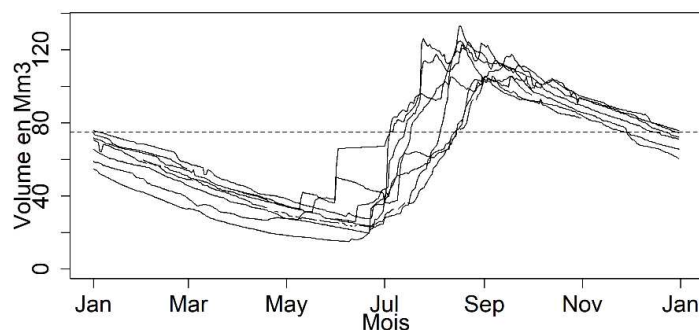


Figure A. 23 : Evolution du volume d'eau dans le barrage de Dourou selon les mois de l'année
Période : 2008-2018 ; les pointillés indiquent la capacité nominale du barrage

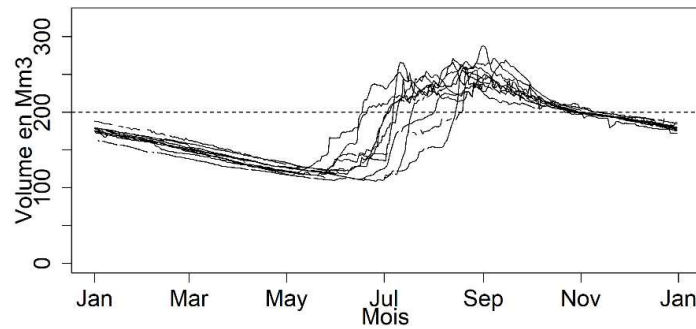


Figure A. 24 : Evolution du volume d'eau dans le barrage de Ziga selon les mois de l'année
Période : 2002-2017 ; les pointillés indiquent la capacité nominale du barrage

À l'exception de l'année de mise en eau des barrages, le volume annuel d'eau qui devrait s'écouler à Wayen si les deux barrages n'avaient pas été construits (V_{ER}) peut être obtenu selon l'équation Eq A. 11.

$$V_{ER} = V_E + V_{PBS} + V_{PBH} \quad \text{Eq A. 11}$$

$$V_{PB} = V_{Inf} + V_P + V_{Evap} \quad \text{Eq A. 12}$$

V_{ER} est le volume annuel d'écoulement reconstitué à Wayen ; V_E , le volume observé annuel écoulé à Wayen (avec la présence des barrages) ; V_{PBS} et V_{PBH} , les volumes d'eau « perdus » dans les barrages respectivement en période sèche et humide. V_{PB} regroupe V_{PBS} et V_{PBH} . Le terme « volumes d'eau perdus » regroupe les prélèvements, les pertes par infiltration et évaporation au niveau des barrages. V_{inf} et V_{Evap} désignent respectivement les volumes d'eau infiltrés et évaporés. V_P représente la quantité d'eau prélevée dans les barrages et utilisée hors du bassin.

L'équation générale du bilan hydrologique d'un réservoir sur un intervalle de temps (Fowe, 2015) s'écrit sous la forme de l'équation Eq A. 13.

$$\Delta V_B = V_{Entrant} + V_{pcp} - V_p - V_{Evap} - V_{Inf} - V_{déversé} \quad \text{Eq A. 13}$$

$V_{Entrant}$ et V_{pcp} représentent les apports respectifs du bassin en amont du barrage et des précipitations tombant directement dans la retenue.

V_p , V_{Evap} , V_{inf} et $V_{déversé}$ sont les volumes sortant du réservoir représentant respectivement les prélèvements, l'évaporation, l'infiltration et le volume d'eau déversé en aval du barrage.

En saison sèche, il n'y a pas de précipitation ni d'apport du bassin amont, car le fleuve Nakanbé est intermittent et son écoulement se fait seulement en saison de pluies en amont de Wayen. Le déversement en aval du barrage est également nul. Ainsi, en intégrant ces considérations dans l'Eq A. 13, la variation du volume d'eau dans un barrage entre la fin et le début d'une saison pluvieuse (ΔV_{BS}) peut être obtenue selon l'équation Eq A. 14 :

$$\begin{cases} \Delta V_{BS} = -V_P - V_{Evap} - V_{Inf} = -(V_{maxB} - V_{minB}) \\ V_{PBS} = (V_{maxB} - V_{minB})_{Dourou} + (V_{maxB} - V_{minB})_{Ziga} \end{cases} \quad Eq A. 14$$

V_{maxB} et V_{minB} sont les volumes d'eau dans le barrage respectivement à la fin de la saison pluvieuse de l'année n et au début de la saison pluvieuse de l'année $n+1$.

En général, l'infiltration n'est pas considérée dans le bilan hydrologique des réservoirs (Güntner *et al.*, 2004). De plus, la nature cristalline de la géologie de la zone d'étude ne facilite pas l'infiltration en dehors des zones de faille. Ainsi, en saison pluvieuse, nous négligeons les pertes par infiltration au niveau des barrages. En négligeant l'infiltration dans l'équation Eq A. 12, le volume d'eau « perdu » dans les barrages en saison de pluies (V_{PBH}) est calculé selon l'équation Eq A. 15 :

$$V_{PBH} = V_P + V_{Evap} = \sum_{i=Juin}^{Octobre} (V_P + ETP * S_{PE})_i^{Ziga} + \sum_{i=Juin}^{Octobre} (V_P + ETP * S_{PE})_i^{Dourou} \quad Eq A. 15$$

S_{PE} est la surface du plan d'eau. L'évapotranspiration potentielle a été utilisée pour calculer l'évaporation au-dessus des barrages, car en Afrique tropicale et sahélienne, l'évaporation des grandes nappes d'eau est très proche de l'évapotranspiration potentielle (Brunel et Bouron, 1992). Le barrage de Dourou étant essentiellement exploité pour l'agriculture et l'abreuvement des animaux, il n'y a pas d'usages en dehors du bassin et pendant la saison pluvieuse, les prélèvements sont très limités. Les prélèvements pour usages hors du bassin ont donc été négligés pour le barrage de Dourou ($V_P^{Dourou} = 0$). Pour le barrage de Ziga les prélèvements pour l'alimentation en eau de Ouagadougou en aval de Wayen sont pris en compte. Les courbes surface-volume des barrages couplées avec les courbes de remplissage ont permis d'estimer pour chaque instant la surface du plan d'eau (S_{PE}). Le volume d'écoulement annuel reconstitué à Wayen a été obtenu en intégrant les équations Eq A. 14 et Eq A. 15 dans l'Eq A. 11.

II.11 Dynamique des crues dans les bassins versants du Nakanbé

L'étude de la dynamique des crues est nécessaire pour appréhender les conditions d'indépendance des crues d'un bassin versant. Dans cette partie, nous analysons particulièrement l'espacement minimum nécessaire entre deux crues pour qu'elles soient supposées indépendantes. En effet, le critère d'espacement des crues est une des contraintes de base de la méthode d'extraction des crues par valeur supérieure à un seuil. Plusieurs approches permettent d'évaluer l'espacement des crues d'un bassin versant (Lang *et al.*, 1999; Svensson *et al.*, 2005; Nka, 2016). Lang *et al.* (1999) ont rappelé l'approche proposée par le conseil des ressources en eau des États-Unis (USWRC) qui exprime l'espacement (θ) entre deux crues en fonction du logarithme de la surface du bassin versant (Eq A. 16).

$$\theta < 5 \text{ jours} + \log\left(\frac{S}{2,59}\right) \quad \text{Eq A. 16}$$

S est la surface du bassin versant en km² ; θ , l'espacement en jours.

Sur la base de l'inspection des séries chronologiques journalières de 21 cours d'eau dans le monde (dont un en Afrique), Svensson *et al.* (2005) ont fixé l'intervalle de temps (θ) entre deux crues successives indépendantes comme exprimé dans l'équation Eq A. 17.

$$\begin{cases} \theta \geq 5 \text{ jours, si } S < 45\,000 \text{ km}^2 \\ \theta \geq 10 \text{ jours, si } 45\,000 \text{ km}^2 \leq S \leq 100\,000 \text{ km}^2 \\ \theta \geq 20 \text{ jours, si } S > 100\,000 \text{ km}^2 \end{cases} \quad \text{Eq A. 17}$$

D'après ces deux premières méthodes (Eq A. 16 et Eq A. 17), la durée minimale entre deux crues consécutives indépendantes est uniquement fonction de la taille du bassin versant alors que d'autres phénomènes (relief, la topographie, la géologie, etc.) peuvent impacter l'espacement des crues. La troisième approche est basée sur la construction de l'hydrogramme moyen de crue pour chaque bassin versant (Lang et Lavabre, 2007). Pour chaque bassin versant, elle consiste à (Nka, 2016):

- Extraire l'évènement majeur de chaque année ;
- Normaliser les hydrogrammes extraits en divisant les débits par le débit maximal annuel (QMA) ;
- Construire l'hydrogramme représentatif du régime de crue par déduction de la médiane des hydrogrammes normés ;
- Déterminer une durée moyenne de dépassement de la moitié de la valeur maximale de l'hydrogramme normé (0,5). C'est la durée caractéristique moyenne des crues du bassin versant considéré et elle est notée D.

L'espacement minimal entre deux crues indépendantes (Θ) est la moitié de la durée caractéristique des crues D. L'utilisation de l'approche basée sur la construction de l'hydrogramme moyen nécessite la disponibilité de chronique de débit contrairement aux deux premières basées sur la taille du bassin versant.

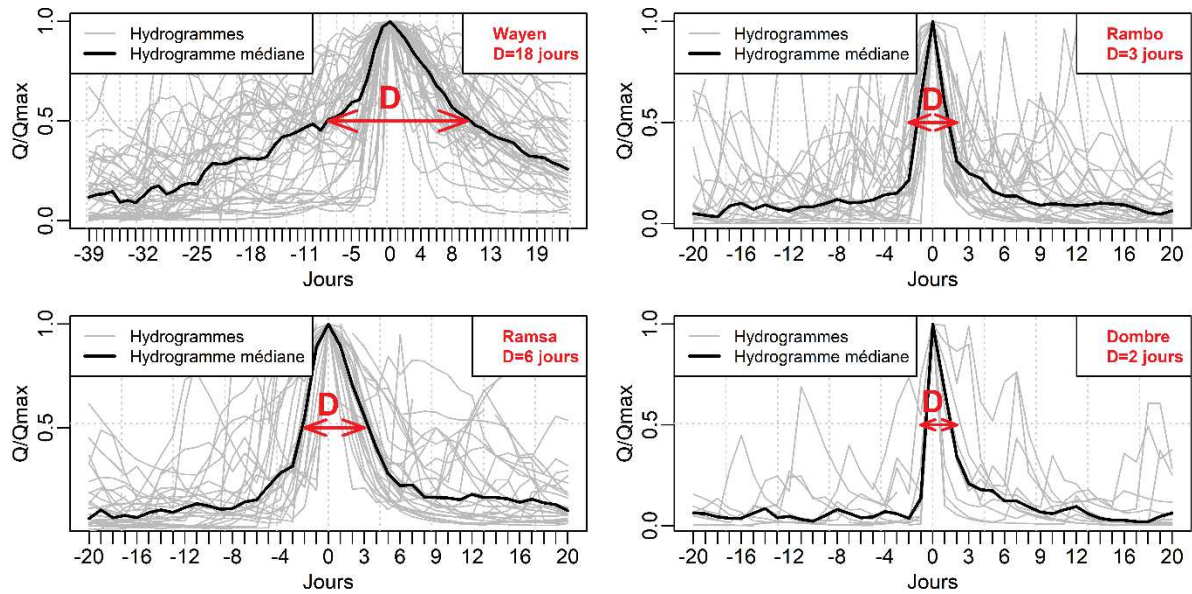


Figure A. 25 : Durées caractéristiques des crues du Nakanbé à Dombré, Rambo, Ramsa et Wayen

La figure A. 25 présente les hydrogrammes normés ainsi que les durées caractéristiques des crues des bassins versants du Nakanbé à Dombré, Rambo, Ramsa et Wayen. Les stations de Yilou et de Tempelga ne disposant pas de chroniques de débits suffisantes (Figure A. 17) n'ont pas été prises en compte. Au niveau du bassin de Tougou, le temps de concentration étant inférieur à la journée (Tableau A. 2), les données journalières de débit ne peuvent pas permettre l'analyse de la dynamique des crues sur ce bassin versant.

Les résultats de l'application des trois approches à nos bassins versants sont reportés dans le tableau A. 4. On constate que selon l'approche du conseil des ressources en eau des États-Unis (USWRC), l'espacement minimal pour que deux crues successives soient indépendantes est d'au moins six jours, tandis que selon Svenson et al. (2005), la contrainte d'espacement pour l'indépendance des crues est de cinq jours pour tous les sept bassins versants. D'après ces deux approches, l'espacement minimal entre deux crues consécutives indépendantes sur le bassin de Tougou est d'au moins cinq jours alors qu'il est inférieur à une journée. Des travaux antérieurs sur ce bassin ont montré que les écoulements à la suite d'une précipitation ne durent que quelques heures (Mounirou, 2012; Yonaba, 2020). Ainsi, les résultats de l'approche basée sur la construction de l'hydrogramme moyen ont été retenus. En effet, cette approche a été appliquée sur plusieurs bassins versants de l'Afrique de l'Ouest pour la prise en compte de l'indépendance des crues dans l'échantillonnage des crues par valeurs supérieures à un seuil (Nka, 2016).

Tableau A. 4 : Espacement minimal entre deux crues consécutives indépendantes dans les bassins versants du Nakanbé

Bassins	Surface (Km ²)	Lang et Lavabre (2007)		Svensson et al. (2005)	USWRC
		D	C2=D/2		
Wayen	21 178	18 jours	9 jours	5 jours	8,91 jours
Yilou	11 276			5 jours	8,64 jours
Tempelga	4 906			5 jours	8,27 jours
Ramsa	3 826	6 jours	3 jours	5 jours	8,17 jours
Rambo	1 060	3 jours	1,5 jour	5 jours	7,98 jours
Dombré	2 471	2 jours	1 jour	5 jours	7,61 jours
Tougou	38	<1 jour	<1 jour	5 jours	6,16 jours

D est la durée caractéristique de crues et C2, l'espacement minimal entre deux crues consécutives indépendantes

II.12 Données d'états de surface

Les données d'états de surface collectées concernent l'occupation/utilisation du sol et l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI). Les données NDVI collectées sont bihebdomadaires et couvrent la période 1981-2015 (Pinzon et Tucker, 2014). Il s'agit d'une base de données de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) de 8 km de résolution spatiale élaborée sur la base des enregistrements des radiomètres avancés de très grande résolution de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et de l'EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites). Le NDVI est une valeur estimée de l'« intensité de vert » des états de surface, résultant de l'analyse de données satellitaires (Eq A. 18).

$$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R} \quad \text{Eq A. 18}$$

ρ_{PIR} et ρ_R sont respectivement la réflectance de la surface du sol dans les bandes Proches Infrarouge (PIR) et Rouge (R).

Le NDVI est un indicateur de la santé végétale d'un écosystème, car une dégradation environnementale se traduit par une diminution de la valeur du NDVI. Il est sans dimension et varie entre -1 et 1. Les valeurs négatives correspondent aux surfaces autres que les couverts végétaux, comme la neige ou les nuages pour lesquels la réflectance dans le rouge est supérieure à celle du proche infrarouge. Dans la pratique, les faibles valeurs indiquent des plans d'eau et des sols nus, tandis que les zones de végétation ont des valeurs élevées, signe d'une forte activité de photosynthèse.

Les données relatives à la couverture et à l'occupation des sols proviennent des Bases de Données d'Occupation des Terres (BDOT) 1992/2002 élaborées par l'Institut Géographique du Burkina (IGB). La Base Nationale de Données Topographique (BNDT) élaborée en 2012 (IGN-FI et IGB, 2015), contient un thème relatif à l'occupation du sol, mais ne contient pas toutes les unités nécessaires à l'analyse des états de surface. Les Bases de Données d'Occupation des Terres (BDOT 1992/2002) ont été réalisées à une échelle de 1/200 000 et la plus petite unité cartographiée est en général de 25 ha, mais de 5 ha pour

les plans d'eau et les villes avec un linéaire minimum de 100 m (IGN-FI et IGB, 2005). La nomenclature de la BDOT est organisée en quatre niveaux avec différents sous-niveaux pour aboutir à 47 types d'occupation de sol pour tout le Burkina Faso. Le bassin de Nakanbé à Wayen est couvert par 24 unités (Figure A. 26 et tableau A. 5).

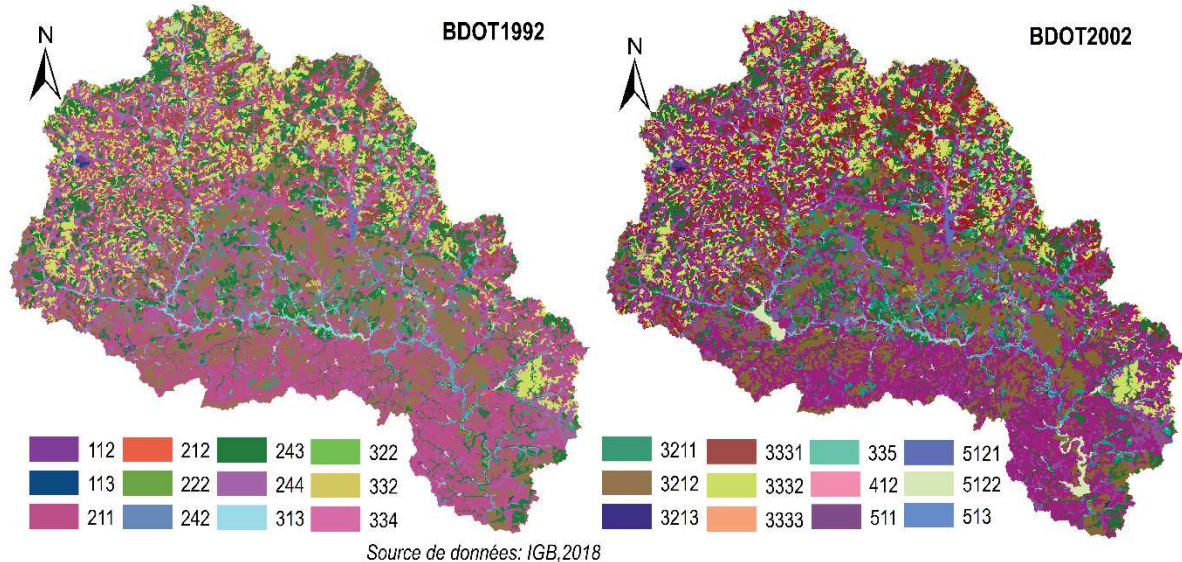


Figure A. 26 : Occupation des terres du bassin du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002

Tableau A. 5 : Description des codes de la Base de Données d'Occupation des Terres (BDOT)

Code BDOT	Unités correspondantes	% en 1992	% en 2002
112	Tissus urbains discontinus	0,09	0,10
113	Habitat rural	0,14	0,13
211	Cultures pluviales	31,88	31,68
212	Périmètres irrigués	0,02	0,01
222	Vergers et petits fruits	0,00	0,00
242	Systèmes culturaux et parcellaires complexes	0,44	0,39
243	Territoires agricoles avec présence d'espaces naturels	14,17	13,88
244	Territoires agrosylvopastorales	11,21	11,36
313	Forêts galeries	0,84	0,76
3211	Savane herbeuse	2,18	2,18
3212	Savane arbustive	14,36	14,26
3213	Savane arborée	0,03	0,03
322	Fourrés	0,01	0,01
332	Roches nues	1,16	1,19
3331	Steppe herbeuse	8,67	9,17
3332	Steppe arbustive	10,78	10,24
3333	Steppe arborée	0,15	0,13
334	Zones incendiées	0,00	0,00
335	Sols nus	3,15	3,05
412	Prairies marécageuses	0,12	0,10
511	Cours d'eau permanents	0,00	0,00
5121	Plan d'eau naturel	0,13	0,19
5122	Plan d'eau artificiel	0,29	0,96
513	Cours d'eau temporaires	0,18	0,18

Les descriptions de chacune des unités d'occupation de sol sont contenues dans le guide de la Base de Donnée d'Occupation des Terres (IGN-FI et IGB, 2005). Les principales unités d'occupations de sol sont

les cultures (Cultures pluviales, périmètres irrigués, systèmes culturaux et parcellaires complexes, territoires agricoles avec présence d'espaces naturels, territoires agrosylvopastorales) qui occupent plus de 50% de la surface du bassin du Nakanbé à Wayen. La végétation naturelle est essentiellement constituée de steppe (arbustive et herbeuse) et de savane (arbustive et herbeuse). Les forêts sont quasiment inexistantes. La végétation forestière restante constituée de quelques îlots de forêts-galeries est tributaire du cours d'eau principal.

II.13 Données démographiques

Les données démographiques ont été collectées auprès de l'Institut National de la Statistique et de la Démographie (INSD) du Burkina Faso. Les données reçues concernent les fichiers villages des Recensements Généraux de la Population et de l'Habitat (RGPH) 1985, 1996 et 2006. Les résultats du dernier recensement de 2019 n'étaient pas disponibles au moment de la collecte des données démographiques. Pour obtenir la démographie du bassin, nous avons été obligés de passer de l'échelle de villages à l'échelle de communes, car les villages ne disposent pas de limites géographiques établies sur une carte. Les densités de population par unité de surface (hbts/km²) ont été calculées pour chacune des communes et l'intersection spatiale avec notre zone d'étude a permis d'extraire les densités de population dans le bassin aux différentes dates de recensement. L'autre problème auquel nous avons été confrontés est la dynamique de l'organisation administrative au Burkina Faso.

Depuis l'époque coloniale, le pays a connu à plusieurs reprises une modification de son découpage administratif (INSD *et al.*, 2009). L'appellation et les limites des circonscriptions administratives ont varié à chaque découpage. En août 1998, la loi n°040/98/AN, portant orientation de la décentralisation au Burkina Faso, en son article 10, a mis en place les collectivités locales que sont : la région, la province et la commune. Elle crée aussi les circonscriptions administratives que sont : la région, la province, le département et le village. De 1985 à 2006, le nombre de provinces est passé de 30 à 45 et le nombre de villages de 7 100 à 9 000. Depuis le 23 avril 2006 (date des premières élections municipales), le pays comprend 13 régions administratives, 49 communes urbaines, 302 communes rurales et près de 9 000 villages. Les données relatives aux limites administratives obtenues auprès de l'Institut Géographique du Burkina (IGB) concernent les régions, les provinces et les communes du découpage de 2006. Sur la base de cette carte administrative de l'IGB, le bassin du Nakanbé à Wayen est couvert par 64 communes (Figure A. 27). Les données de recensement du RGPH 1996 et 2006 sont disponibles pour les 64 communes. À la date du recensement du RGPH 1985, le bassin abritait 55 départements réorganisés en 64 communes en 2006. La reconstitution des densités des populations dans les 9 nouvelles communes a été faite en faisant la moyenne des densités des communes limitrophes.

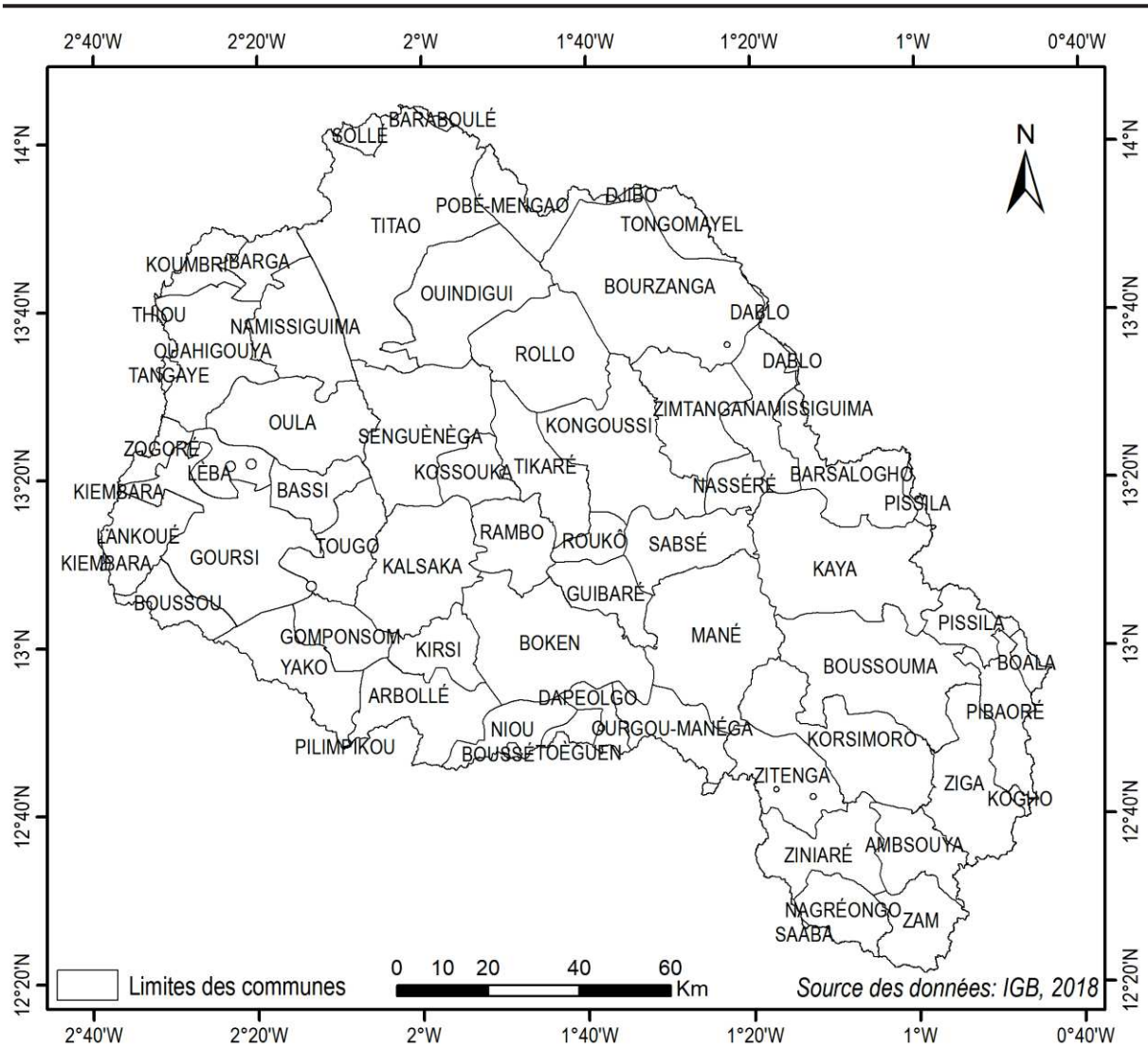


Figure A. 27 : Communes du bassin du Nakanbé à Wayen

Conclusion partielle

Le chapitre I a été essentiellement consacré à la définition des termes centraux de l'étude ainsi qu'à l'analyse du contexte général de modélisation et des études d'impacts. Dans le chapitre II, nous avons présenté les caractéristiques physiques de la zone d'étude, les données collectées ainsi que les traitements effectués. Le cadre physique de l'étude est le bassin du fleuve Nakanbé à Wayen qui couvre une superficie de 21 178 Km². Les données hydrométéorologiques journalières collectées ont concerné sept stations hydrométriques, 18 stations pluviométriques dont trois synoptiques sur la période 1965-2018. À l'issue du contrôle-qualité des données de précipitations, les valeurs manquantes ont été comblées en utilisant la banque de données ARCv2, identifiée comme la plus appropriée. Compte tenu de l'insuffisance de stations pouvant fournir les variables nécessaires au calcul de l'évapotranspiration potentielle, les données spatialisées de la banque TerraClimate ont été retenues pour la quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements du bassin. Le bassin du Nakanbé à Wayen abrite 371 retenues d'eau dont deux (Dourou et Ziga) mises en eau après 1994 font près de 80% du volume cumulé de toutes les retenues artificielles. Ainsi, les écoulements annuels naturels à Wayen ont été reconstitués à partir de 1995. Les données environnementales collectées ont concerné l'indice normalisé de végétation (NDVI), la démographie (transformée en densité de population) en 1985/1996/2006, les états de surface du bassin en 1992 et 2002.

**PARTIE B : VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE ET
ENVIRONNEMENTALE**

Introduction partielle

Les changements climatique et environnemental sont les défis les plus complexes de notre siècle. Ces changements ont impacté la réponse hydrologique de plusieurs bassins versants à travers le monde (Svensson *et al.*, 2005; Karambiri *et al.*, 2011; Mango *et al.*, 2011; Grijzen *et al.*, 2013; Descroix *et al.*, 2018; Bai *et al.*, 2019; Piemontese *et al.*, 2019; Kang *et al.*, 2020). Cependant, les tendances de ces changements varient d'une région à une autre (Ozer et Ozer, 2005; New *et al.*, 2006; Hountondji *et al.*, 2011; Gbohoui *et al.*, 2018; Najibi et Devineni, 2018).

Dans certains hydrosystèmes du Sahel Ouest-africain, les changements climatique et environnemental observés ont conduit à des réponses hydrologiques inattendues communément appelées « paradoxe hydrologique sahélien » (Mahé et Paturel, 2009; Descroix *et al.*, 2018; Wendling *et al.*, 2019). La conséquence principale du paradoxe hydrologique sahélien est l'augmentation exacerbée du coefficient de ruissellement qui est la cause des inondations et débordements d'ouvrages. En Afrique, les inondations représentent la cause principale des catastrophes naturelles avec plus de 27 000 décès entre 1950 et 2019 (Tramblay *et al.*, 2020).

Dans cette partie nous présenterons comment ont évolué les variables hydro-climatiques et environnementales dans sept bassins emboîtés (38-21 178 km²) du Nakanbé à Wayen sur la période 1965-2018. L'analyse sera focalisée sur les moyennes et les maxima. Les méthodes reconnues d'études de stationnarité (Mann, 1945; Kendall, 1975b; Hubert *et al.*, 1989; Yue et Wang, 2004) seront utilisées pour analyser les intensités et la régression de Poisson sera appliquée aux indices de fréquence pour étudier leur tendance. La relation pluie-débit-environnement sera également explorée.

Chapitre III : Variabilité hydro-climatique

Dans ce chapitre, nous analysons la variabilité spatio-temporelle des données hydrométéorologiques du bassin du Nakanbé sur la base des tests statistiques conventionnels d'analyse d'intensité et de fréquence.

I Méthodologie : tests statistiques et techniques d'extraction d'indices

I.1 Techniques d'analyse de la variabilité hydro-climatique

L'étude de variabilité regroupe l'analyse de l'évolution (tendance) et la recherche de ruptures dans des séries chronologiques. Les études de variabilité reposent sur des techniques statistiques.

I.1.1 Principe des tests statistiques

Un test statistique consiste à définir une règle de décision concernant la validité d'une hypothèse sur un échantillon de données. Les calculs réalisés sur l'échantillon conduiront à retenir l'hypothèse nulle H_0 ou son alternative H_1 sachant qu'une seule est vraie. Les tests statistiques permettent de contrôler la validité d'une hypothèse émise sur une population à partir d'un échantillon aléatoire tiré de cette population (Bourque et al., 2009). L'hypothèse émise (hypothèse nulle) correspond généralement à un postulat de prudence que l'on n'est prêt à rejeter qu'avec un degré élevé de certitude. **L'hypothèse nulle (H_0) correspond en quelque sorte au contraire de ce que l'on cherche à prouver.**

Dans le domaine de l'étude de variabilité hydro-climatique, H_0 correspond généralement à une situation de « stationnarité de la série », alors que l'hypothèse alternative traduit un changement (rupture, tendance). Une série chronologique est dite stationnaire, lorsque l'évolution de ses paramètres (moyenne, variance, etc.) ne présente pas de changements significatifs dans le temps. Le test permettra de valider ou de rejeter H_0 . Si le résultat du test amène à accepter l'hypothèse nulle H_0 alors aucune conclusion ne peut être tirée à partir des observations étudiées, la probabilité que le résultat obtenu soit dû au hasard étant élevée. En revanche, le rejet de H_0 peut signifier que le résultat ne semble pas être dû au hasard. Quelque soit le résultat d'un test statistique, il y a un risque de se tromper (Tableau B. 1) : refuser H_0 alors que H_0 est vrai (risque de 1^{ère} espèce, de probabilité α) ou accepter H_0 alors que H_1 est vrai (risque de 2^{ème} espèce, de probabilité β).

Tableau B. 1: Risques d'erreur des tests d'hypothèses

Réalité Décision	H_0 (hypothèse nulle)	H_1 (hypothèse alternative)
H_0 (hypothèse nulle)	Choix correct (1- α)	Choix erroné (β)
H_1 (hypothèse alternative)	Choix erroné (α)	Choix correct (1- β)

Les indicateurs α et β sont interdépendants. Quand l'erreur α est réduite, β augmente. $1-\beta$ indique la puissance du test et $1-\alpha$ formalise le niveau de sécurité du résultat obtenu. Habituellement, les valeurs de α sont 10%, 5% ou 1%. Le choix de la probabilité α est un compromis, car la diminuer (augmenter la probabilité d'accepter H_0) conduit à une règle de décision plus sévère qui aboutit à n'abandonner H_0 que dans des cas rarissimes et donc à conserver H_0 bien souvent à tort. Compte tenu de la nature aléatoire des phénomènes climatiques et de l'insuffisance des données en Afrique, la probabilité α est souvent prise égale à 10% (Nka, 2016). Ainsi dans la présente étude nous avons fixé $\alpha=10\%$.

Pour le choix d'une hypothèse, la probabilité « p » du test est comparée à la probabilité α pour juger de la validité de l'hypothèse H_0 . Le paramètre « p » ou « p-value » est la probabilité (si l'hypothèse nulle est vraie) d'observer des résultats au moins autant en désaccord avec H_0 que les résultats obtenus (Lemaitre, 2002). La valeur de p permet de voir à quel point les observations condamnent l'hypothèse nulle. Le calcul de « p » revient à calculer, sous l'hypothèse H_0 , la probabilité que les observations s'éloignent au moins autant de H_0 que ce qui a été observé. Autrement dit, le p-value est la probabilité d'obtenir les observations, étant donnée H_0 . Si $p \leq \alpha$, l'hypothèse H_0 n'est pas valide et dans le cadre d'une étude de stationnarité, on conclura que la série n'est pas stationnaire au seuil de α et que le résultat du test est statistiquement significatif. Il y a une part de subjectivité dans cette décision qu'il faut avoir à l'esprit (Tableau B. 1) : l'hypothèse nulle H_0 pourrait être vraie, mais avec une probabilité inférieure à $\alpha\%$ considérée comme trop faible pour croire en H_0 et elle est donc rejetée. En l'absence de résultats significatifs, c'est-à-dire de résultats permettant de rejeter H_0 , le jugement est hypothétique. Selon l'approche de Fisher, en cas d'absence de significativité, l'hypothèse nulle ne saurait être acceptée alors que d'après l'approche de Neyman et Pearson, le rejet de l'une des 2 hypothèses implique l'acceptation de l'autre, et vice-versa (Bourque et al., 2009).

L'application de tout test statistique nécessite la vérification au préalable de certaines conditions telles que le caractère aléatoire et indépendant des observations. Selon la nature du test, des conditions d'application supplémentaires peuvent être nécessaires. On distingue deux groupes de tests : les tests paramétriques et les tests non paramétriques. Un test paramétrique requiert la vérification de la normalité des distributions. Un test non paramétrique ne nécessite pas la vérification de conditions d'application supplémentaires. Dans cette étude, nous avons préféré les tests non paramétriques autant que possible compte tenu de la longueur des données disponibles.

Pour juger de l'indépendance des données d'une série chronologique, l'autocorrélation est analysée. Une série chronologique est dite autocorrélée lorsque la valeur de la variable mesurée à un instant t est corrélée aux valeurs précédentes (au temps $t-1$, $t-2$, etc.) ou suivantes ($t+1$, $t+2$, etc.) : la série est corrélée

à elle-même avec un décalage (lag) donné. Soit une variable aléatoire X_t de moyenne μ et d'écart-type σ . L'autocorrélation de X (ρ) pour un décalage de k est (Metcalf et Cowpertwait, 2009) :

$$\rho = \frac{E((X_t - \mu)(X_{t+k} - \mu))}{\sigma^2} = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \mu)(X_{t+k} - \mu)}{\sum_k^n (X_t - \mu)^2} \quad \text{Eq B. 1}$$

L'autocorrélation est considérée significative (p-value $\leq 0,05$) si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC) :

$$SC = \left| -\frac{1}{n} \pm \frac{2}{\sqrt{n}} \right| ; n \text{ est la taille de l'échantillon} \quad \text{Eq B. 2}$$

Dans la pratique, le corrélogramme et les droites d'équation $y=SC$ et $y=-SC$ sont représentés dans un même repère. Si des valeurs de ρ se trouvent en dehors des deux droites, alors il y a autocorrélation. Dans cette étude, l'autocorrélation des séries chronologiques a été vérifiée en utilisant la fonction `acf` sous le logiciel R.

I.1.2 Tests non paramétriques de comparaison d'échantillons

I.1.2.1 Test de comparaison de 2 échantillons de Mann-Whitney

Le test proposé par Mann-Whitney (aussi appelé test de Wilcoxon) est un test non paramétrique qui permet de comparer la distribution de deux échantillons indépendants. Il teste l'hypothèse selon laquelle les échantillons sont identiquement positionnés : les médianes des deux échantillons sont égales (Lehmann et D'Abrera, 1975). Ce test est l'alternative non paramétrique du test t de Student.

Soit 2 échantillons indépendants E1 et E2 comportant respectivement n_1 observations (x_1, x_2, \dots, x_{n_1}) et n_2 observations (y_1, y_2, \dots, y_{n_2}). La statistique U du test de Mann-Whitney est la somme du nombre de couples (x_i, y_i) pour lesquels $x_i > y_i$. Quand n_1 et n_2 sont assez grands (> 20), sous H_0 , U suit approximativement la loi normale $N(\mu, \sigma)$ et on a :

$$U = \frac{S - \mu}{\sigma} \text{ avec } \mu = \frac{n_1 n_2}{2} \text{ et } \sigma = \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}} \quad \text{Eq B. 3}$$

Avec la table de la loi normale, on lit u_α tel que $P(|N| \geq u_\alpha) = \alpha$ et on calcule

$$\varepsilon = \frac{U - \mu}{\sigma} \quad \text{Eq B. 4}$$

Si $-u_\alpha < \varepsilon < u_\alpha$ alors H_0 est rejetée.

Pour n_1 et n_2 quelconques, les tables de Mann et Whitney permettent d'avoir sous H_0 , ma tel que $P(U \leq ma) = \alpha$, H_0 est rejetée au risque d'erreur α si $U \leq ma$.

1.1.2.2 Test de comparaison de k échantillons de Kruskal et Wallis

Il s'agit d'un test statistique non paramétrique sur le rang qui permet de vérifier si plusieurs échantillons (k) proviennent bien de la même population et qu'ils ont les mêmes caractéristiques (Kruskal et Wallis, 1952). Le test de Kruskal et Wallis est la généralisation du test de Mann-Whitney et représente l'alternative non paramétrique de l'ANOVA. En étude de stationnarité hydrologique, le test de Kruskal et Wallis permet de comparer les sous-séries préalablement détectées avec la procédure de segmentation. L'hypothèse nulle suppose l'égalité des moyennes des différentes sous-séries et l'hypothèse alternative est qu'il existe au moins un couple de deux sous-séries de moyennes significativement différentes.

La statistique H du test est :

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^c \frac{R_k^2}{n_k} - 3(N+1) \quad \text{Eq B. 5}$$

R_k est la somme des rangs des individus du groupe k ; n_k la taille de l'échantillon k et N la somme des n_k .

Le test de Kruskal et Wallis permet d'étudier la dispersion des moyennes conditionnelles autour de la moyenne globale et l'hypothèse nulle correspond à $H \approx 0$. Plus H est grand et plus l'hypothèse alternative est crédible.

Si le nombre d'échantillons est assez grand ($k > 5$), sous H_0 , H suit la loi du χ^2 à $k-1$ degrés de liberté. La table de χ^2 est donc utilisée pour déterminer χ_α^2 tel que $P(H \geq \chi_\alpha^2) = \alpha$ et H_0 est rejetée au risque d'erreur α pour $H \geq \chi_\alpha^2$. Dans le cas contraire, H_0 est acceptée. Si $k < 5$, les tables du test de Kruskal et Wallis sont utilisées et H_α est déterminée sous H_0 pour $P(H \geq H_\alpha) = \alpha$, H_0 est rejetée si $H \geq H_\alpha$ et acceptée dans le cas contraire.

1.1.3 Étude de stationnarité

Pour étudier la variabilité hydro-climatique, les éléments caractérisant la non-stationnarité sont généralement liés aux changements de la moyenne, de la variance ou de la forme (Ondo, 2002; Slater et al., 2020) (Figure B. 1).

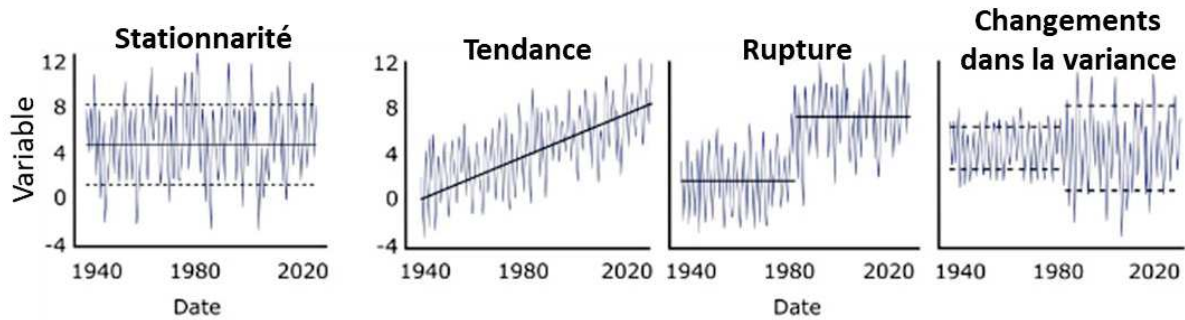


Figure B. 1: Stationnarité et différents types de non stationnarité (Adapté de Slater *et al.* (2020))

Les formes majeures de non-stationnarité sont la détection de tendance ou de rupture. Une tendance résulte d'un changement graduel dans les propriétés de la variable aléatoire. Une rupture est caractérisée par une modification subite dans les propriétés de la chronique analysée et suppose la stabilité des propriétés de part et d'autre de l'année de rupture.

Les séries hydro-climatiques présentent naturellement de fortes fluctuations sans une direction privilégiée ; il s'agit de la variabilité intrinsèque. Le changement d'une variable sur une période donnée est souvent décrit avec la pente d'une tendance linéaire (Klein Tank *et al.*, 2009). Dans les rapports du GIEC, le terme «tendance» fait référence à des changements sur des échelles de temps plus longues que les échelles de temps dominantes de la variabilité dans une série chronologique (GIEC, 2013, 1995; Klein Tank *et al.*, 2009). Selon la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), la tendance et la variabilité se rapportent à la même échelle de temps, mais à des causes différentes (cf. section II du chapitre I). Dans la pratique, l'étude de changements se fait sur la base des tests statistiques sans se soucier des causes (Klein Tank *et al.*, 2009; GIEC, 2013). Cela implique que les mécanismes physiques derrière les changements détectés restent inconnus.

Il existe dans la littérature une multitude de tests permettant de vérifier le caractère stationnaire des variables hydro-climatiques. Le choix d'un test dépend du type de non-stationnarité que l'on veut mettre en exergue, mais aussi fortement des hypothèses à la base des tests développés. Pour l'analyse de la variabilité hydro-climatique, plusieurs auteurs ont utilisé le test de Pettitt (mono-rupture) (Pettitt, 1979) et la procédure de segmentation (Hubert *et al.*, 2007, 1998, 1989) pour la détection des ruptures et le test de Mann Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975a) pour l'analyse des tendances monotones (Robson *et al.*, 1998; Robson, 2002; Kundzewicz *et al.*, 2004; Kundzewicz *et al.*, 2005, 2014; Svensson *et al.*, 2005; Nka, 2016). Ces tests sont reconnus comme étant robustes pour l'analyse des tendances des données hydro-climatiques en ce sens qu'ils sont non paramétriques, ne nécessitent pas de données normalement distribuées, et ont une faible sensibilité aux données manquantes (Klein Tank *et al.*, 2009).

Dans la présente étude, l'intensité des événements a été étudiée en appliquant les tests statistiques non paramétriques de Mann Kendall et de de Pettitt, et la procédure de segmentation ont été utilisés respectivement pour la détection de tendance, de ruptures unique et multiple. La régression de Poisson a permis d'analyser la fréquence des événements hydro-pluviométriques. Les séries hydro-climatiques utilisées ont une taille d'au moins 20 éléments (cf. sous-section II.2 du chapitre II).

1.1.3.1 Test de tendance de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975a) est un test statistique non paramétrique qui permet d'identifier une tendance dans une série temporelle. L'hypothèse H_0 testée est « il n'y a pas de tendance ». Soit (x_1, \dots, x_T) un échantillon de T valeurs indépendantes issu d'une variable aléatoire X , dont on étudie la stationnarité. La statistique du test de Mann-Kendall est définie comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{T-1} \sum_{j=i+1}^T \text{sgn}(X_i - X_j) \quad \text{Eq B. 6}$$

La fonction « sgn » est définie comme suit :

$$\begin{aligned} & \text{sgn}: \mathfrak{R} \rightarrow \mathfrak{R} \\ & \forall z \in \mathfrak{R}, z \rightarrow \text{sgn}(z) \\ & \text{telle que } \begin{cases} \forall z > 0, \text{sgn}(z) = 1 \\ z = 0, \text{sgn}(z) = 0 \\ \forall z < 0, \text{sgn}(z) = -1 \end{cases} \quad \text{Eq B. 7} \end{aligned}$$

La valeur de S permet de décider de la stationnarité ou non de la série :

$$\begin{cases} \text{Sous l'hypothèse } H_0, S \approx 0 \\ \text{Si } S > 0 \rightarrow \text{Tendance croissante} \\ \text{Si } S < 0 \rightarrow \text{Tendance décroissante} \end{cases}$$

Sous l'hypothèse nulle, l'espérance mathématique et la variance de S se formulent comme suit (Mann, 1945; Kendall, 1975a) :

$$E(S) = 0 \text{ et } \text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad \text{Eq B. 8}$$

En cas d'ex aequo dans la série, la variance de S se calcule de la manière suivante :

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{k=1}^n e_k k(k-1)(2k+5)}{18} \quad \text{Eq B. 9}$$

Où e_k désigne le nombre d'égalités impliquant k valeurs.

Si la taille de l'échantillon analysé dépasse 10, alors la loi statistique Z du test suit une loi normale centrée réduite et la significativité (Yue and Wang, 2004; Renard, 2006) est obtenue comme suit :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases}, \text{ et } \begin{cases} p = 0,5 - \Phi(|Z|) \\ \Phi(|Z|) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{|Z|} e^{-\frac{t^2}{2}} dt \end{cases} \quad \text{Eq B. 10}$$

Pour estimer la force de la tendance constatée par le test de Mann Kendall, la pente de Sen est souvent utilisée, car le coefficient de régression est souvent erroné (Sen, 1968). La pente de Sen est l'équivalent non paramétrique de la pente de la régression linéaire (Mangini et al., 2018). Elle n'est pas sensible aux outliers (valeurs aberrantes/extrêmes), donc plus robuste. La pente de Sen est donc un bon indicateur de l'amplitude de la tendance. L'estimateur de la pente de Sen (β) est la médiane de l'ensemble des pentes joignant les paires de points X_i et X_j . Cet estimateur n'est pas biaisé.

$$\beta = \text{Mediane}\left(\frac{X_j - X_i}{t_j - t_i}\right); \text{ avec } t_j < t_i \quad \text{Eq B. 11}$$

t est l'instant associé à la série chronologique X.

L'application du test de Mann-Kendall suppose l'indépendance de la chronique utilisée. La corrélation entre les valeurs de la chronique affecte la significativité du test. Pour éliminer l'effet de l'autocorrélation, plusieurs techniques ont été proposées : prétraitement de la chronique pour supprimer la corrélation à travers un processus autorégressif (Von Storch, 1999) et des procédures de taille effective ou équivalente de l'échantillon qui permettent une modification de la variance de la statistique de Mann-Kendall (Hamed et Rao, 1998; Yue et Wang, 2004). L'approche de von Storch est valide seulement en cas d'inexistence de tendance dans la série, dans le cas contraire elle introduit un biais dans l'évaluation de la significativité de la tendance (Yue et Wang, 2004). L'application de la procédure empirique de Hamed et Rao (1998), conduit généralement à un taux de rejet après correction beaucoup plus élevé qu'il ne devrait l'être (Yue et Wang, 2004). Dans cette étude, en cas d'autocorrélation dans la chronique des données, la méthode de correction développée par Yue et Wang (2004) qui utilise la technique de taille effective d'échantillon (rééchantillonnage) pour éliminer l'influence d'autocorrélation de la série sur le test de Mann-Kendall au travers de la simulation de Monte Carlo a été appliquée. Les différentes étapes de la procédure sont les suivantes :

- Supprimer d'abord la tendance de la série, si elle existe ;
- La corrélation de la série de l'échantillon est alors estimée en utilisant la série rééchantillonnée ;

- Le test de Mann-Kendall modifié par la taille effective de l'échantillon est appliqué pour évaluer la significativité de la tendance dans la chronique originale.

Dans cette étude, le test de Mann-Kendall a été réalisé avec le package « trend » sous le logiciel R (Pohlert, 2018). En cas d'autocorrélation, la forme modifiée du test élaborée par Yue et Wang (2004) a été appliquée en utilisant le package « modifiedmk » (Patakamuri et O'Brien, 2020).

1.1.3.2 Test de détection de rupture de Pettitt

Une « rupture » est une modification brutale dans la loi de probabilité de la chronique des données à une date donnée (Aka et al., 1996). Le test de Pettitt est un test non paramétrique de détection mono-rupture basé sur le rang. C'est une adaptation du test de Mann-Whitney (Pettitt, 1979) permettant d'identifier le temps auquel se produit un changement. Il permet de détecter les changements de moyenne. L'hypothèse nulle H_0 et celle alternative H_1 sont les suivantes :

- H_0 : les variables suivent une ou plusieurs distributions ayant un même paramètre de position (homogénéité des données) : « il n'y a pas de rupture » ;
- H_1 : il existe un temps t à partir duquel les variables changent de paramètre de position : « il y a donc rupture ».

La statistique du test est :

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T D_{ij}; D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j) \quad \text{Eq B. 12}$$

$U_{t,T}$ teste deux échantillons X_1, \dots, X_t et X_{t+1}, \dots, X_T .

La fonction « sgn » est définie comme dans l'équation Eq B. 7.

Il faut noter que si H_0 est vérifiée, $E(D_{ij})=0$. Ainsi, la variable K_T permet de tester l'hypothèse nulle d'absence de rupture :

$$K_T = \max_{1 \leq t < T} |U_{t,T}| \quad \text{Eq B. 13}$$

La probabilité p de dépassement de la valeur k prise par K_T sur la série observée est donnée par :

$$p = \Pr(K_T \geq k) \approx 2 \exp \left[-\frac{6k^2}{T^3 + T^2} \right] \quad \text{Eq B. 14}$$

Si $p \leq \alpha$ (fixé ici à 0,1), H_0 est rejetée et on retient que la série présente une rupture au temps t définissant K_T .

Dans cette étude, le test de Pettitt a été réalisé avec le package « trend » sous le logiciel R (Pohlert, 2018).

1.1.3.3 Procédure de segmentation

L'objectif de la procédure de segmentation est de découper une série chronologique hydro-pluviométrique en sous-séries homogènes (Hubert *et al.*, 1989, 2007). Elle permet de détecter plusieurs dates de rupture dans une série chronologique contrairement au test de Pettitt qui ne détecte qu'une seule rupture. Le processus consiste à diviser une série chronologique de n éléments en k sous-séries et à évaluer la différence quadratique d_k entre chaque sous-série et sa moyenne \bar{x}_k . L'écart quadratique entre la série et la segmentation est noté D_m .

$$\bar{x}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i}{n_k}; d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2; D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d_k \quad \text{Eq B. 15}$$

x_i est une série chronologique ; n_k désigne l'effectif de la sous-série k .

Les segmentations ainsi produites ne seront acceptables que si les moyennes de deux segments contigus sont significativement différentes (Hubert *et al.*, 1989). La vérification de cette différence se fait à l'aide du concept contraste de Scheffé. La procédure de segmentation recherche donc la meilleure segmentation possible qui minimise D_m au sens des moindres carrés. L'hypothèse nulle de la procédure de segmentation est la stationnarité de la série étudiée. Si la procédure n'arrive pas à segmenter la série en sous-séries homogènes significativement différentes, alors l'hypothèse nulle de stationnarité est acceptée, dans le cas contraire elle est rejetée. La significativité de la procédure de segmentation est donc liée à celle du test de Scheffé qui est appliqué plusieurs fois (autant de fois qu'il y a de segments). Ainsi, la vraie question que l'on peut se poser est de savoir le risque de 1^{ère} espèce (α) de la procédure lorsque le test de Scheffé avec un risque α a été appliqué plusieurs fois. Une simulation sur 100 séries stationnaires de 50 valeurs avec $\alpha=0,01$ pour le test de Scheffé a conduit à un risque de 1^{ère} espèce de 11/100 (Hubert *et al.*, 1989). Ainsi, il est conseillé d'utiliser la procédure avec $\alpha=0,01$ pour le test de Scheffé. Hubert *et al.* (1989) n'ont donc pas pu attribuer un niveau de significativité précis à la procédure de segmentation, ce qui constitue une limite qui ne permet pas de considérer la procédure comme un test statistique en tant que tel, mais elle constitue un excellent outil pour une première analyse. Dans cette étude, les résultats de la procédure de segmentation sont pris en compte uniquement en cas de ruptures multiples. Dans le cas contraire, les résultats du test de Pettitt sont utilisés. La procédure de segmentation a été implémentée dans l'outil KhronoStat (Boyer, 1998).

1.1.3.4 Analyse de la fréquence des événements

L'analyse de l'évolution de la fréquence d'un événement (nombre de jours de précipitation/crue supérieur à un seuil par exemple) ne peut être réalisée avec les tests de détection de changement dans les amplitudes comme les modèles linéaires classiques, ou non paramétriques comme Mann Kendall. Les modèles linéaires supposent que les observations suivent une distribution normale alors que les données de comptage suivent une distribution de Poisson. Ainsi, l'utilisation d'un modèle linéaire classique pour traiter des réponses de type "comptage" peut entraîner, entre autres, une estimation biaisée de l'erreur standard des paramètres du modèle, ce qui peut conduire à une estimation erronée de la p-value, et à une conclusion inexacte. De plus, l'utilisation de modèles linéaires classiques pour analyser des données de type comptage peut conduire à des prédictions négatives. La détection de tendance dans les données de comptage peut être faite avec la régression logistique ou celle de Poisson (Vormoor et al., 2016).

Si l'analyse de fréquence porte sur des extrêmes, la régression de Poisson est plus adaptée. En effet, selon la théorie des valeurs extrêmes, le nombre d'excès dans une période donnée (en général 1 an), suit une distribution de Poisson (Ribatet, 2011). La régression de Poisson a été très souvent utilisée pour l'étude de tendance sur la fréquence des crues et précipitations (Mallakpour et Villarini, 2015; Mangini et al., 2018; Villarini et al., 2013, 2011; Vormoor et al., 2016). On dit qu'une variable aléatoire Y suit une distribution de Poisson de paramètre λ lorsqu'elle prend pour valeur $y=0,1,2,3\dots$ avec une probabilité définie par :

$$\Pr(Y = y) = \frac{e^{-\lambda} \lambda^y}{y!} \quad \text{Eq B. 16}$$

Lambda (λ) est le paramètre qui définit la distribution de Poisson. La distribution de Poisson est caractérisée par un coefficient de variation égal à 1 : son espérance (moyenne) et sa variance sont égales à λ ($E(y) = \text{Var}(y) = \lambda$). Le modèle de régression de Poisson se traduit par :

$$\log(\hat{y}) = \beta_0 + \sum_{j=1}^p \beta_j x_j ; j = 1 \Rightarrow \log(\hat{y}) = \beta_0 + \beta x \quad \text{Eq B. 17}$$

\hat{y} est la réalisation de la variable à expliquer Y ; β_0 l'ordonnée à l'origine ; β_j le coefficient associé à la $j^{\text{ème}}$ variable explicative. Dans notre cas, nous analysons l'évolution de la fréquence des événements en fonction des années. La significativité du coefficient β permet de conclure à la présence ou non de tendance dans la fréquence de l'événement.

Pour s'assurer que le modèle de Poisson s'ajuste très bien aux données, le test du Chi2 de Pearson a été utilisé (test de la qualité de l'ajustement de Pearson). Les hypothèses du test sont :

H0 : Le modèle décrit bien le lien entre les variables, donc s'ajuste bien aux données

H1 : Le modèle ne décrit pas bien le lien entre les variables

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^I \frac{(y_i - \hat{y}_i)^2}{\hat{y}_i} \quad \text{Eq B. 18}$$

\hat{y}_i désigne les prédictions et y_i les observations,

Si χ^2 tend vers 0 ou $1-\chi^2$ tend vers 1 alors le modèle ajuste bien les données. Si l'ajustement n'est pas bon, la condition d'absence de surdispersion doit être vérifiée. En plus de la condition d'indépendance des observations (inhérente à tout test statistique), l'application du modèle de régression de Poisson nécessite que la distribution des observations suive une loi de Poisson : variance égale à la moyenne (appelée variance théorique). Si cette condition n'est pas respectée, on parle de surdispersion et une autre structure d'erreur (quasi-Poisson par exemple) devra être appliquée. En effet, la surdispersion peut conduire à une p-value excessivement faible, et donc aboutir à une conclusion erronée sur la significativité de la liaison entre les comptages observés et la ou les variables explicatives. Le paramètre phi (Φ) permet d'estimer l'écart entre la variance réelle des observations et celle théorique.

$$\phi = \frac{\text{Variance observée}}{\text{Variance théorique}} = \frac{\text{Variance observée}}{\text{Moyenne}} \quad \text{Eq B. 19}$$

En pratique, phi est estimé par le ratio de la déviance résiduelle sur le nombre de degrés de liberté du modèle (nddl) :

$$\hat{\phi} = \frac{\text{Déviance résiduelle}}{\text{nddl}} \quad \text{Eq B. 20}$$

Si ce ratio est supérieur à 1, alors il y a surdispersion. Dans ce cas, la structure d'estimation d'erreur "quasi Poisson" est utilisée. Celle-ci va conduire à une augmentation de l'erreur standard des paramètres du modèle pour éviter une conclusion erronée sur la significativité de la liaison entre les comptages observés et la ou les variables explicatives.

1.1.3.5 Ajustement des données pour inspection visuelle

La représentation graphique des données permet de visualiser l'évolution temporelle de la série chronologique. Pour faire ressortir la tendance, des techniques d'ajustement sont souvent utilisées. La technique LOWESS (Locally-WEighted regression Scatterplot Smoothing) est une alternative robuste à la régression classique et consiste en une procédure itérative pondérant successivement les observations en fonction inverse de leur distance au modèle des résidus (Cleveland, 1979). Elle permet d'écarter les

“outliers” susceptibles de biaiser l’ajustement. L’auscultation de la courbe de régression LOWESS permet une visualisation graphique des changements qui sera approuvée par les résultats des tests statistiques.

I.2 Extraction des variables

La statistique permet de déterminer les caractéristiques d’une population à partir de l’étude d’une partie de cette population, appelée échantillon. L’échantillon est par nature incomplet et il faut qu’il soit représentatif de la population et adapté au paramètre de la population étudiée afin d’être suffisant pour atteindre les objectifs de l’étude avec un niveau de confiance suffisant. L’échantillonnage est une phase importante qui conditionne les résultats de l’analyse statistique. L’échantillonnage désigne les techniques de sélection de l’échantillon à l’intérieur de la population pour estimer les caractéristiques de l’ensemble de la population. En hydrologie, l’échantillonnage dépend du processus hydrologique étudié. Pour l’étude de la variabilité de la ressource en eau, l’extraction de variables au pas annuel est suffisante alors que l’analyse des extrêmes nécessite un échantillonnage instantané des variables.

I.2.1 Valeurs annuelles

Pour étudier la variabilité de la ressource en eau, les variables hydro-climatiques (précipitations, évapotranspiration potentielle, écoulement) ont été agrégées au pas annuel. Les données agrégées ont été préalablement contrôlées et traitées (section II du chapitre II).

I.2.2 Techniques d’extraction des maxima

1.2.2.1 Extraction des valeurs maximales annuelles (MA)

La méthode d’extraction par valeur maximale annuelle consiste à retenir de la chronique des observations (journalières dans notre cas) la valeur la plus élevée pour chaque année. Cette technique d’échantillonnage permet d’obtenir un échantillon qui respecte la condition d’indépendance des observations indispensable à l’application de tout test statistique (Mangini et al., 2018; Nka, 2016). Cependant, elle néglige d’autres événements moins importants (mais peut-être plus importants que le maxima d’une autre année) qui se produiraient la même année que l’événement maximal et ne permet donc pas l’analyse de fréquence (Renard, 2006).

1.2.2.2 Extraction par valeurs supérieures à un seuil (POT)

L’échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil (POT : Peak Over Threshold) nécessite le respect de l’indépendance des événements sélectionnés (Renard, 2006; Nka, 2016). Le choix du seuil revêt une importance capitale. Un seuil trop bas conduira à l’extraction d’un nombre important d’événements, mais

dont les valeurs faibles ne permettront pas de les considérer comme événements rares. Par contre, un seuil très élevé réduira la taille de l'échantillon et se rapprochera de l'approche d'extraction par valeur maximale annuelle. L'extraction des extrêmes de précipitation a été faite sur la base des recommandations de l'équipe d'experts sur la détection et les indices du changement climatique (ETCCDMI) (Klein Tank et al., 2009; Zhang et al., 2011) et de l'outil Rclimdex (Zhang et Yang, 2004). Pour l'extraction des débits par la méthode POT, trois contraintes doivent être prises en compte :

- La contrainte de redescente C1 (définir le seuil X_1 de la valeur minimale X_{min} de la variable X analysée entre deux pointes données pour qu'elles proviennent d'événements différents) ;
- La contrainte d'espacement C2 (définir un espacement temporel minimal Θ entre deux pointes pour qu'elles proviennent d'événements différents) ;
- Choix du seuil qui est un compromis entre sélection d'événement vraiment extrême et taille de l'échantillon à extraire.

Les contraintes C1 et C2 sont explicitées sur la figure B. 2.

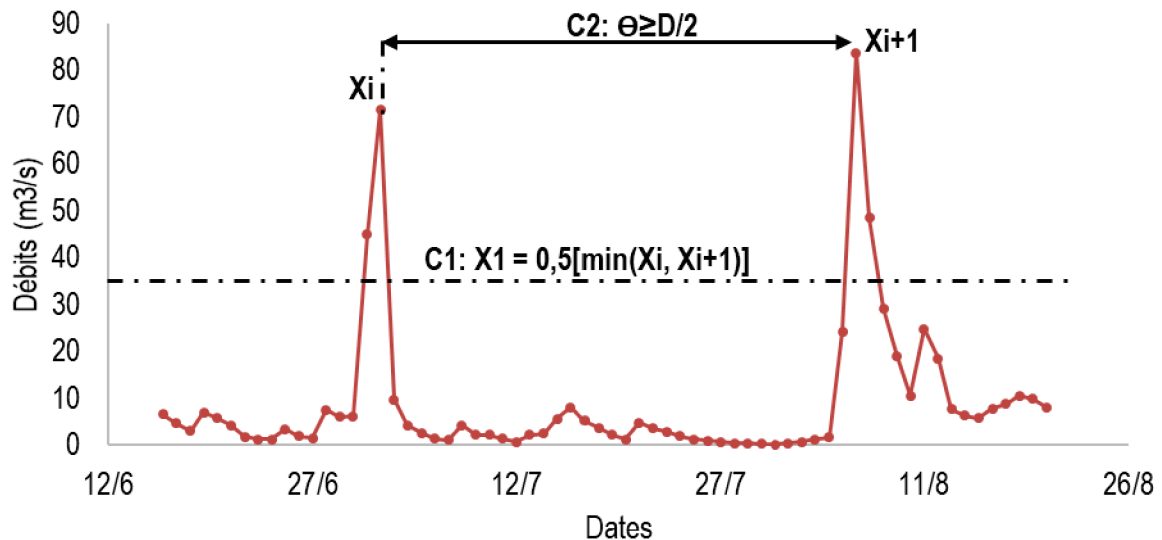


Figure B. 2: Contraintes de redescente et d'espacement des crues (Adaptée de Nka, 2016)

D est la durée caractéristique des crues du bassin. La contrainte de redescente veut que $X_{min} < X_1$ et ici, $X_{min} = 0$

L'extraction par valeurs supérieures à un seuil a été implémentée au travers du package R POT (Ribetet, 2011).

I.2.3 Indices de maxima hydro-pluviométriques

Huit indices de précipitation et neuf indices de débits ont été définis (Tableaux B. 2 et B. 3). Ces indices permettent de suivre les tendances de la fréquence et de l'intensité des maxima. La plupart de ces indices sont basés sur des centiles plutôt que des seuils fixes et permettent donc d'avoir une vision uniforme des

changements observés, quels que soient le bassin et la région (Slater et al., 2020). Cette approche relative d'estimation de seuil a été utilisée dans plusieurs travaux portant sur l'analyse de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes (Langbein, 1949; Ruiz-Villanueva *et al.*, 2016; Quesada-Montano *et al.*, 2018). Les indices ainsi définis permettent des comparaisons spatiales, car ils échantillonnent la même partie de la distribution de probabilité de l'événement étudié à chaque endroit. Les indices basés sur le nombre de jours dépassant les seuils de centiles (indices de fréquence) se prêtent moins à des comparaisons directes d'impact, mais fournissent des informations indirectes utiles pour les études d'impact et l'adaptation.

Pour les précipitations, les seuils de centiles sont calculés à partir de l'échantillon de tous les jours humides (précipitations journalières supérieures ou égale à 1 mm) de chaque année. Parmi les huit indices de précipitation définis, quatre sont relatifs à l'intensité et trois liés à leur fréquence (Tableau B. 2). La tendance de l'indice composite P95p/Pan peut être utilisée pour comparer, par exemple, l'évolution de la demande en systèmes de drainage et d'assainissement à différents endroits (Klein Tank et al., 2009).

Tableau B. 2 : Indices utilisés pour la caractérisation des événements pluvieux extrêmes

N°	Indice	Nom de l'indice	Définition	Unité
1	PMA	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	Hauteur maximale annuelle des précipitations d'un jour	mm
2	PMA_5j	Cumul maximal des précipitations de 5 jours	Hauteur maximale annuelle des précipitations sur 5 jours pluvieux consécutifs	mm
3	P95p	Pluviométrie annuelle due aux jours très pluvieux	Somme des précipitations journalières de hauteurs supérieures au 95 ^{ème} percentile de l'année	mm
4	I	Intensité journalière simple	Total annuel des précipitations sur le nombre des jours pluvieux ($P_j \geq 1,0$ mm)	mm / jour
5	P95p/Pan	Proportion de précipitations annuelles dues aux jours très pluvieux	Pourcentage de précipitations annuelles dues aux jours très pluvieux	%
6	NJPI	Nombre de jours de précipitations intenses	Nombre de jours de l'année avec précipitation ≥ 10 mm	Jour
7	NJPTI	Nombre de jours de précipitations très intenses	Nombre de jours de l'année avec précipitation ≥ 20 mm	Jour
8	NJPE	Nombre de jours de précipitations extrêmes	Nombre de jours de l'année avec précipitation \geq à la valeur minimale des PMA de la période d'étude	Jour

Les indices de crues concernent neuf indices dont cinq relatifs à l'intensité et 4 portant sur la fréquence (Tableau B. 3).

Tableau B. 3: Indices utilisés pour la caractérisation des crues

N°	Indice	Définition	Unité
1	QMA	Débit journalier maximal de l'année	m ³ /s
2	POT0	Débits journaliers \geq min des QMA de la période d'étude	m ³ /s
3	POT1	Débits journaliers \geq 1 ^{er} quartile des QMA de la période d'étude	m ³ /s
4	POT2	Débits journaliers \geq 2 ^{ème} quartile des QMA de la période d'étude	m ³ /s
5	POT3	Débits journaliers \geq 3 ^{ème} quartile des QMA de la période d'étude	m ³ /s
6	NC	Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT0 par an	U
7	NCF	Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT1 par an	U
8	NCTF	Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT2 par an	U
9	NCE	Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT3 par an	U

I.3 Démarche adoptée pour les études de variabilité hydro-climatique

La figure B. 3 présente la démarche globale adoptée pour l'étude de variabilité.

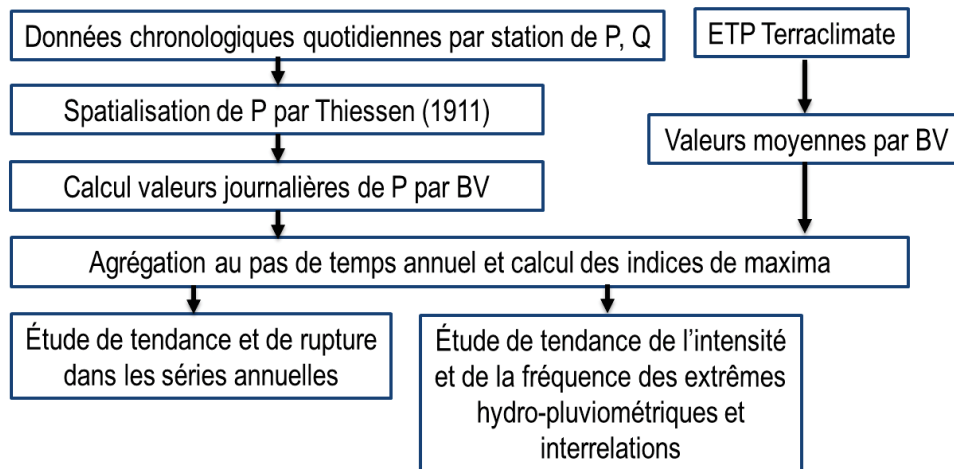


Figure B. 3: Démarche méthodologique adoptée pour l'étude de variabilité

P désigne la précipitation (mm) ; ETP l'évapotranspiration potentielle de Penman Monteith (mm) ; Q débit (m³/s) et BV Bassin Versant.
Pour l'agrégation au pas de temps annuel, le Q est converti en hauteur d'eau écoulée (R).

L'analyse de la variabilité des écoulements a été faite pour les bassins du Nakanbé à Wayen, à Ramsa et à Rambo qui disposent d'au moins 20 années de données valides.

II Résultats de l'étude de variabilité hydro-climatique dans les bassins versants du Nakanbé

II.1 Variabilité hydro-climatique annuelle de 1965 à 2018

La vérification du caractère aléatoire et indépendant des observations a été faite en analysant l'autocorrélation. Les coefficients d'autocorrélation sont mis en relation avec le décalage γ relatif et comparés aux seuils critiques. Les résultats (Figures An 1 et An 2 en annexe) montrent que :

- Les précipitations annuelles présentent des autocorrélations significatives pour des décalages d'une à neuf années ;
- Les données d'évapotranspiration potentielle annuelle sur les bassins versants de Wayen et Tempelga sont autocorrélées au décalage d'un an ;
- Les données annuelles d'évapotranspiration potentielle (pour le reste des bassins exceptés Wayen et Tempelga) et d'écoulement ne présentent pas d'autocorrélation significative au seuil de confiance de 95% ($p\text{-value} \leq 0,05$).

Les résultats de l'analyse de stationnarité des variables hydro-climatiques au pas de temps annuel sont résumés dans la figure B. 4 et les tableaux B. 4 et B. 5. L'analyse de tendance (Tableau B. 4) indique une augmentation significative globale des trois variables étudiées (précipitation, évapotranspiration potentielle et écoulement annuel) entre 1965 et 2018 (p -value $< 0,1$ et pente de Sen > 0). L'évolution interannuelle de ces trois variables de 1965 à 2018 dans les sous-bassins est similaire à celle du bassin du Nakanbé à Wayen (Figure B. 4). L'évapotranspiration potentielle et l'écoulement se sont accrus de façon linéaire contrairement aux précipitations. L'évolution des précipitations annuelles montre une diminution de 1965 à 1990 (plus faibles valeurs entre 1981 et 1990), une reprise à partir de 1990 qui s'est intensifiée depuis 2006.

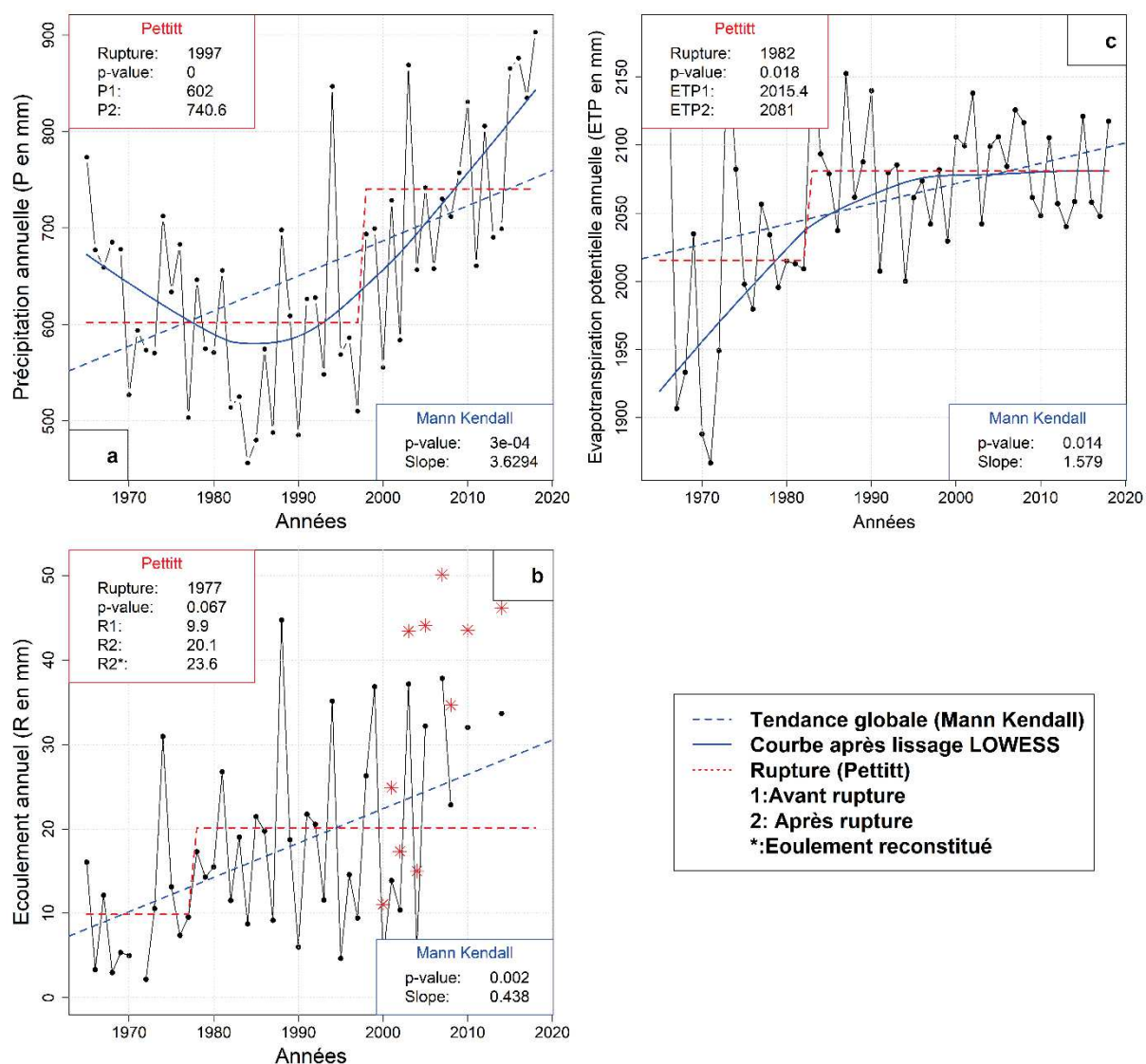


Figure B. 4: Evolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du Nakanbé à Wayen au pas annuel : a. Précipitation ; b. Ecoulement ; c. Evapotranspiration potentielle.

Tableau B. 4: Tendances des variables hydro-climatiques de 1965 à 2018.

Bassins du Nakanbé à	Variables hydro-climatique	Test de Mann-Kendall	
		p_value	Pen de Sen
Wayen (21 178 km ²)	P	0,00	3,63
	ETP	0,01	1,58
	R	0,00	0,44
Yilou (11 276 km ²)	P	0,00	4,45
	ETP	0,02	1,38
Tempelga (4 906 km ²)	P	0,00	3,15
	ETP	0,02	1,54
Ramsa (3 826 km ²)	P	0,00	5,05
	ETP	0,03	1,20
	R	0,04	0,85
Rambo (2 471 km ²)	P	0,00	5,05
	ETP	0,05	1,21
	R	0,03	0,51
Dombre (1 060 km ²)	P	0,00	5,20
	ETP	0,03	1,21
Tougou (38 km ²)	P	0,00	5,20
	ETP	0,04	1,22

P : Précipitation ; ETP : Evapotranspiration réelle ; R : écoulement.

Tableau B. 5: Ruptures dans les données hydro-climatiques annuelles dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen sur la période 1965-2018.

Bassins du Nakanbé à	Variables (mm)	Test de Pettitt			Procédure de segmentation			
		p-value	Rupture et moyennes avant/après (p – value ≤ 0,10)			Rupture et moyennes avant/après		
			Année	Avant	Après	Année	Avant	Après
Wayen (21 178 km ²)	P	0,000	1997	602,0	740,6	1997	602,0	710,1
	ETP	0,018	1982	2 015,4	2 081,0	2014	710,1	869,8
	R	0,067	1977	9,9	20,1/ 23,5*			
Yilou (11 276 km ²)	P	0,000	2000	596,2	770,4	2000	596,2	734,6
	ETP	0,034	1982	2 019,2	2 079,3	2014	734,6	895,7
Tempelga (4 906 km ²)	P	0,009	1997	586,4	692,5			
	ETP	0,024	1982	2 042,8	2 109,5			
Ramsa (3 826 km ²)	P	0,000	1993	543,1	709,6	1981	587,6	451,5
						1990	451,5	620,5
						2006	620,5	792,5
	ETP	0,072	1982	2 057,7	2 115,0			
	R	0,106						
Rambo (2 471 km ²)	P	0,000	1997	533,4	707,5	1969	650,2	497,2
						1993	497,2	657,0
						2014	657,0	870,0
	ETP	0,082	1982	2 067,8	2 126,0			
	R	0,110						
Dombre (1 060 km ²)	P	0,004	1990	571,4	736,1			
	ETP	0,063	1982	2 036,8	2 091,5			
Tougou (38 km ²)	P	0,004	1990	571,1	736,5			
	ETP	0,070	1982	2 050,1	2 105,2			

* Ecoulement reconstitué après la mise en eau des barrages de Ziga et de Dourou
Les vides indiquent la non-détection de rupture significative.

L'analyse des ruptures dans les séries hydro-climatiques annuelles (Tableau B. 5) a indiqué :

- 1977 comme année de rupture dans l'accroissement des écoulements du bassin. Les écoulements sur la période d'après rupture font plus du double de ceux d'avant rupture ;
- 1982 comme année de rupture dans l'évolution de l'évapotranspiration potentielle (ETP) au niveau des sept bassins versants du fleuve Nakanbé à Wayen. Le ratio entre l'ETP d'après et d'avant rupture est de 1,03 ;
- Plusieurs années de ruptures dans les données de précipitations qui peuvent être scindées en trois groupes. Le premier groupe constitué des ruptures des années 1969 et 1981 indique une diminution des précipitations. Les ruptures intervenues dans la période 1990-2000 (1990 ; 1993 ; 1997 ; 2000) caractérisent la reprise des précipitations après la sécheresse des années 1980. La rupture pluviométrique de 2006 indique une intensification des précipitations. La rupture de 2014 n'a pas été prise en compte, à cause de la faible longueur de la série entre 2014 et 2018 (04 ans).

La variabilité spatiale des changements dans les données météorologiques (Tableau B. 4) montre que les sous-bassins situés vers le nord-ouest (Ramsa, Rambo, Dombré, Tougou) ont les taux de variations les plus élevés pour les précipitations et les plus faibles pour l'évapotranspiration potentielle. Le taux de diminution de l'aridité du bassin a été plus fort dans le nord-ouest. On peut alors conclure que les changements climatiques ont été plus prononcés dans la partie nord-ouest du bassin. Au niveau de tous les bassins, les taux de variations (pente de Sen) des précipitations sont supérieurs à ceux des évapotranspirations potentielles, par conséquent, l'évolution du climat de 1965 à 2018 a conduit à une diminution globale de l'aridité du bassin, le climat du bassin est devenu de plus en plus humide.

En résumé, la variabilité hydro-climatique dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen a été caractérisée par :

- Un accroissement significatif de l'évapotranspiration potentielle de 1965 à 2018 avec une rupture significative en 1982 au niveau des sept bassins versants ;
- Une diminution des précipitations annuelles de 1965 à 1990 et une reprise à partir de 1990 suivie d'une intensification depuis 2006. Trois groupes de ruptures ont été constatés : avant la sécheresse des années 1980 (1969/1981) ; autour de la reprise des années 1990 (1990 ; 1993 ; 1997 ; 2000) et 2006 qui traduit une intensification dans l'accroissement des précipitations annuelles constatées depuis 1990 ;
- Le changement climatique a globalement conduit à une diminution de l'aridité du climat de 1965 à 2018 et ce changement a été plus prononcé dans la partie nord-ouest du bassin versant du Nakanbé à Wayen.

II.2 Variabilité des maxima hydro-pluviométriques de 1965 à 2018

II.2.1 Contraintes d'extraction des indices par valeurs supérieures à un seuil

Pour l'extraction des extrêmes par valeurs supérieures à un seuil, il faut respecter la contrainte de redescente C1 et d'espacement C2 (sous-section I.2.2 de ce chapitre). Le seuil doit également être assez élevé pour que les conditions d'application de la loi des extrêmes soient respectées. La contrainte C1 est relative à l'évolution de la variable étudiée entre deux pointes successives (Figure B. 2) et vaut zéro pour les précipitations. Le tableau B. 6 présente pour chaque bassin versant les valeurs de la contrainte d'espacement C2 et les seuils de débits et de précipitations. La contrainte d'espacement des crues est fonction de la durée caractéristique des crues (D) du bassin versant (Chapitre II). La longueur des chroniques de débits disponibles à Yilou et Tempelga n'a pas permis la détermination de la durée caractéristique des crues pour ces bassins.

Tableau B. 6: Contrainte d'espacement des crues et seuils d'extraction hydro-pluviométriques dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen

Bassins	Surface (Km ²)	D	C2=D/2	Seuils de débits (m ³ /s)				Min des PMA (mm)
				POT0	POT1	POT2	POT3	
Wayen	21 178	18 jours	9 jours	14,3	50,5	122,5	185,4	20,3
Yilou	11 276							17,7
Tempelga	4 906							22,3
Ramsa	3 826	6 jours	3 jours	16,1	31,9	49,7	92,0	22,7
Rambo	1 060	3 jours	1,5 jour	10,4	23,6	46,5	64,8	17,2
Dombéré	2 471	2 jours	1 jour	18,9	50,3	55,6	80,3	34,2
Tougou	38	<1 jour	<1 jour	10,3	21,7	22,9	47,4	22,3

POT0 est la valeur minimale des maxima journaliers annuels de débits de la série ; POT1, POT2 et POT3, respectivement le 1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} quantiles. PMA est la valeur minimale de l'échantillon des maxima journaliers annuels de pluie.

Sur la base des critères définis précédemment (sous-section I.2.3), 17 indices de maxima hydro-pluviométriques ont été extraits et analysés.

II.2.2 Variabilité des crues

II.2.2.1 Indices de fréquence des crues

Quatre indices de fréquence de crues ont été analysés :

- Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT0 par an (NC)
- Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT1 par an (NCF)
- Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT2 par an (NCTF)
- Nombre de crues avec un débit de pointe \geq POT3 par an (NCE)

Les résultats de l'extraction des indices (Tableau B. 7) montrent que le nombre moyen de crues par an est inférieur ou égal à 1 pour les seuils POT2 (NCTF) et POT3 (NCE). L'avantage de la technique POT étant d'obtenir un échantillon de taille supérieure à celle de la sélection par valeur maximale annuelle, les analyses de tendances n'ont été faites que sur les échantillons de POT0 et POT1. En effet, plusieurs auteurs recommandent l'utilisation de la méthode POT lorsque le nombre moyen de POTs par an est entre 1,65 et 4,5 (Bezack et al., 2014; Lang et al., 1999; Langbein, 1949; Naghettini, 2017).

Tableau B. 7 : Fréquence moyenne annuelle des crues dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen

Stations	Période	NC		NCF		NCTF		NCE	
		Total	Moyenne	Total	Moyenne	Total	Moyenne	Total	Moyenne
Wayen	1965-2014	112	2,3	59	1,2	31	0,6	15	0,3
Ramsa	1983-2016	74	2,6	50	1,8	30	1,1	7	0,3
Rambo	1983-2017	155	4,4	61	1,7	27	0,8	12	0,3
Dombré	2006-2016	23	2,6	10	1,1	6	0,7	3	0,3
Tougou	2004-2018	52	4,0	16	1,2	13	1,0	4	0,3

La figure B. 5 illustre l'évolution de la fréquence des crues par période : 1965-1977 (période humide), 1978-1994 (période sèche) et 1995-2014 (reprise des précipitations et mise en eau des deux grands aménagements du bassin). On constate que la période 1978-1994 a connu les fréquences les plus élevées de crues, suivie de 1995-2014 et enfin 1965-1977. L'accroissement de la fréquence des crues par rapport à la période 1965-1977 montre que l'augmentation de l'écoulement annuel (Figure B. 4b) se traduit également par la recrudescence des crues. La légère diminution de la fréquence de crues entre 1978-1994 et 1995-2014 est certainement due à la mise en eau des barrages de Ziga et de Dourou, car la tendance des précipitations est croissante entre ces deux périodes (Figure B. 4a). En effet, les premières crues sont emmagasinées par les barrages et ce n'est qu'après leur remplissage qu'elles parviennent à l'exutoire (Wayen) en aval.

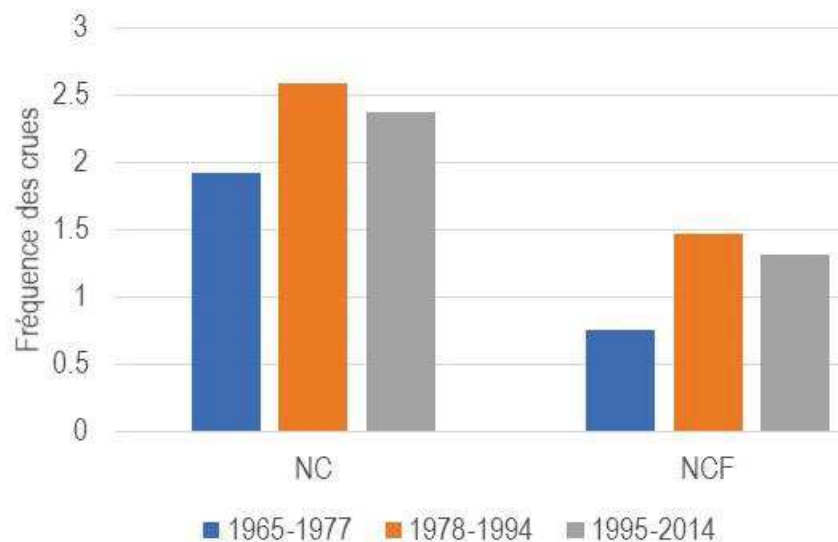


Figure B. 5 : Evolution des indices de fréquences des crues de 1965 à 2014 à Wayen

Les résultats de l'analyse de la tendance de la fréquence des crues (Tableau B. 8) montrent que l'évolution de la fréquence des crues ne présente pas de tendance significative aux stations de Wayen et Ramsa. Par contre, à Rambo, on note une recrudescence significative des crues (p -value=0,00). La non-détection de tendance dans l'évolution de la fréquence des crues à l'exutoire des grands bassins (Wayen et Ramsa) peut être due aux effets des barrages.

Tableau B. 8: Tendance de la fréquence des crues

Indices	Période	p-value		Taux de changement (β) si p -value $\leq 0,10$	
		NC	NCF	NC	NCF
Wayen	1965-2014	0,52	0,14	-	-
Ramsa	1983-2016	0,46	0,44*	-	-
Rambo	1983-2017	0,00*	0,02*	0,03	0,04

* présence de surdispersion, application de la structure d'erreur de quasi-Poisson. Les longueurs des chroniques de débits disponibles au niveau des autres stations ne sont pas suffisantes (moins de 20 ans)

II.2.2 Indices d'intensité des crues

Les indices d'intensité de crues analysées sont :

- Le débit journalier maximal de l'année (QMA) ;
- Le débit journalier supérieur ou égal à la valeur minimale des QMA de la période d'étude (POT0) ;
- Le débit journalier supérieur ou égal au 1^{er} quartile des QMA de la période d'étude (POT1) ;
- Le débit journalier supérieur ou égal au 2^{ème} quartile des QMA de la période d'étude (POT2) ;
- Le débit journalier supérieur ou égal au 3^{ème} quartile des QMA de la période d'étude (POT3).

La recherche d'autocorrélation dans les indices extraites a montré qu'elles sont indépendantes (Figures An 3 et An. 4 en annexe).

Tableau B. 9: Vérification de la stationnarité des crues entre 1965 et 2018

Station	Période	p-value de Mann Kendall			p-value de Pettitt		
		QMA	POT0	POT1	PMA	POT0	POT1
Wayen	1965-2014	0,12	0,26	0,53	0,57	0,84	0,38
Ramsa	1983-2016	0,38	0,51	0,21	0,59	0,44	0,41
Rambo	1983-2017	0,09	0,47	0,17	0,39	0,79	0,23
Dombré	2006-2016		0,20			0,48	
Tougou	2004-2018		0,17			0,21	

Les vides indiquent les échantillons de moins de 20 éléments

Les résultats des tests de Mann Kendall et de Pettitt indiquent que l'évolution des crues dans le bassin est globalement stationnaire (Tableau B. 9). Sur les trois indices de crues analysés, seuls les maxima journaliers annuels de débits (QMA) à Rambo ont montré une tendance significative (p -value $< 0,10$) à l'augmentation (Figure B. 6). Toutefois, ce constat peut être le reflet des effets des retenues d'eau qui par essence jouent un rôle de laminage des crues. En effet, le bassin du Nakanbé à Wayen abrite plusieurs aménagements (371) de capacités variables (0 à 200 millions de m³) construits en majorité entre 1960 et 2000 (Figure A. 22). Les débits journaliers étudiés sont donc impactés par l'effet de ces retenues. La non-

détection de tendance et de rupture significative dans l'évolution des débits de crues est à considérer avec beaucoup de réserves.

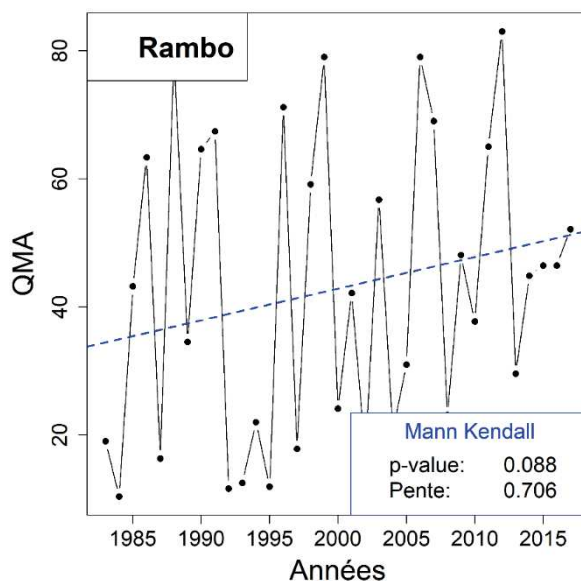


Figure B. 6: Tendence des maxima journaliers annuels (QMA) à Rambo

II.2.3 Variabilité des pluies extrêmes

II.2.3.1 Indices de fréquence des pluies extrêmes

Trois indices de fréquence de précipitations extrêmes ont été analysés :

- Nombre de jours de l'année avec précipitation ≥ 10 mm (NJPI)
- Nombre de jours de l'année avec précipitation ≥ 20 mm (NJPTI)
- Nombre de jours de l'année avec précipitation \geq à la valeur minimale des PMA (maxima annuels des pluies journalières) de la série (NJPE).

Tableau B. 10: Tendence de la fréquence des pluies extrêmes

Indices	Période	p-value			Taux de changement (β) si p-value $\leq 0,10$		
		NJPI	NJPTI	NJPE	NJPI	NJPTI	NJPE
Wayen	1965-2018	0,00*	0,00*	0,00*	0,01	0,01	0,01
Yilou	1965-2018	0,00	0,00*	0,00*	0,01	0,02	0,02
Tempelga	1965-2018	0,00*	0,75*	0,98*	0,01	-	-
Ramsa	1965-2018	0,00*	0,00*	0,00*	0,01	0,02	0,02
Rambo	1965-2018	0,00*	0,00*	0,00*	0,01	0,02	0,01
Dombré	1965-2018	0,00	0,00*	0,00*	0,01	0,01	0,02
Tougou	1965-2018	0,00*	0,75*	0,98*	0,01	-	-

* présence de surdispersion, application de la structure d'erreur de quasi-Poisson ; NJPI, NJPTI et NJPE sont le nombre de jours de l'année avec précipitation supérieur respectivement à 10 mm, 20 mm et PMA (maxima annuels des pluies journalières)

Les résultats de l'étude de tendance de la fréquence des précipitations extrêmes (Tableau B. 10) indiquent :

- La recrudescence très significative (p -value = 0,00) des précipitations journalières intenses dans les 7 bassins versants ;
- Les précipitations journalières très intenses et extrêmes (NJPTI et NJPE) sont aussi en augmentation dans tous les bassins emboîtés à l'exception des sous bassins de Tempelga et de Tougou où aucune tendance significative n'a été observée (p -value > 0,1).

L'évolution interannuelle de la fréquence des précipitations journalières extrêmes est semblable à celle des hauteurs de précipitations annuelles (Figure B. 7). La reprise des précipitations a donc été caractérisée par la recrudescence des précipitations extrêmes, ce qui explique la tendance globale d'accroissement de 1965 à 2018. Les lignes en pointillé rouges indiquent la tendance sur la base d'une régression de Poisson (distribution d'erreurs de quasi-Poisson). Les lignes bleues montrent l'évolution interannuelle des indices lissée selon la technique LOWESS (Cleveland, 1979).

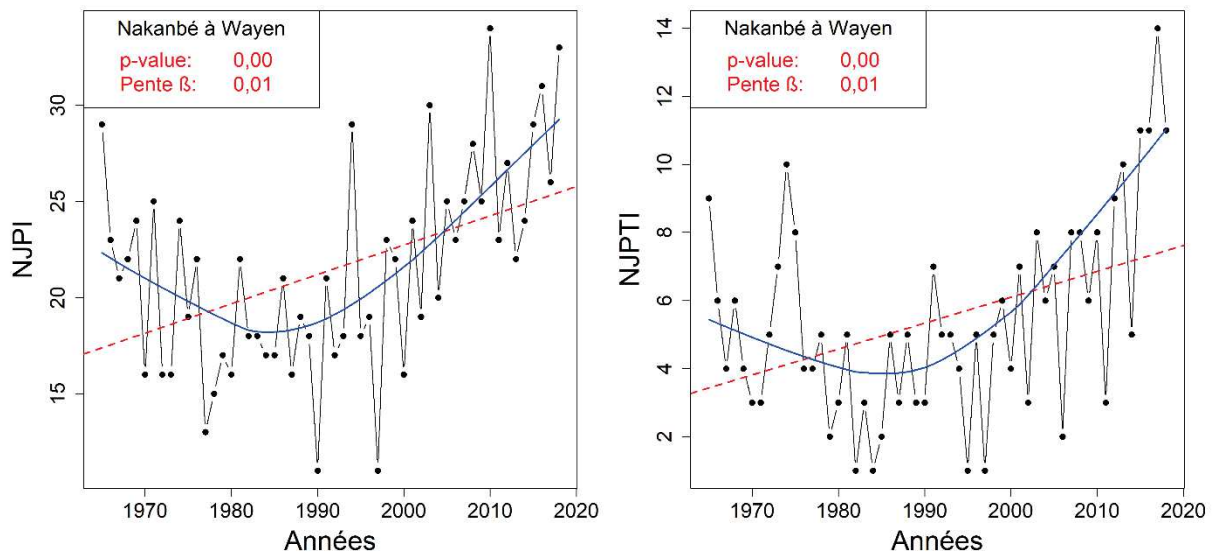


Figure B. 7: Evolution de la fréquence des précipitations journalières extrêmes
 NJPI et NJPTI sont le nombre de jours de l'année avec précipitation supérieur respectivement à 10 mm et 20 mm

II.2.3.2 Indices d'intensité des pluies extrêmes

Les indices d'intensité de précipitations extrêmes analysés sont :

- La hauteur maximale annuelle des précipitations d'un jour (PMA)
- La hauteur maximale annuelle des précipitations sur 5 jours pluvieux consécutifs (PMA_5j)
- La somme des précipitations journalières de hauteurs supérieures au 95^{ème} percentile de l'année (P95p)
- L'intensité journalière simple (I)
- L'indice composite P95p/Pan qui est le rapport entre P95p et la précipitation totale des jours humides de l'année

La vérification de l'autocorrélation des indices (Figures An 5 et An 6 en annexe) a montré que :

- Les PMA et PMA_5j sont indépendants (pas d'autocorrélation au seuil de confiance de 95%)
- Les P95p, I et P95p/Pan sont autocorrélés.

Les résultats de l'application des tests de détection de tendance sur les indices d'intensité des pluies extrêmes (Tableau B. 11) montrent que de 1965 à 2018 :

- Les précipitations dues aux jours très humides (P95p) et l'indice composite P95p/Pan se sont significativement accrues dans tout le bassin versant du Nakanbé à Wayen ;
- Les pluies maximales journalières annuelles (PMA) et l'intensité moyenne journalière des pluies (I) se sont accrues de façon significative ($p\text{-value} \leq 0,10$) dans tous les sous-bassins à l'exception de Tempelga et de Tougou ;
- Les hauteurs maximales annuelles des précipitations sur 5 jours pluvieux consécutifs (PMA_5j) se sont accrues significativement dans les bassins du Nakanbé à Wayen, Ramsa et Rambo ;
- Les évolutions des intensités des extrêmes de précipitations dans les bassins de Tougou et de Tempelga sont contrastées par rapport aux autres bassins.

Tableau B. 11: Tendance des indices d'intensité des pluies de 1965 à 2018

Indices	Période	p-value					Pente de Sen (Slope) si p-value $\leq 0,10$				
		PMA	PMA_5j	P95p	I	P95p/Pan	PMA	PMA_5j	P95p	I	P95p/Pan
Wayen	1965-2018	0,04	0,09	0,00*	0,01*	0,01*	0,15	0,25	2,28	0,03	0,0023
Yilou	1965-2018	0,02	0,14	0,00*	0,00*	0,01*	0,20		2,67	0,04	0,0023
Tempelga	1965-2018	0,82	0,67	0,03*	0,29*	0,00*			-0,74		-0,0020
Ramsa	1965-2018	0,02	0,06	0,00*	0,00*	0,00*	0,31	0,39	4,54	0,04	0,0049
Rambo	1965-2018	0,01	0,03	0,00*	0,00*	0,00*	0,32	0,40	4,27	0,03	0,0043
Dombré	1965-2018	0,03	0,26	0,00*	0,00*	0,03	0,32		2,79	0,09	0,0023
Tougou	1965-2018	0,82	0,67	0,03*	0,29*	0,00*			-0,74		-0,0020

* présence d'autocorrélation, application de la forme modifiée du test de Mann-Kendall élaborée par Yue et Wang (2004)

Globalement, on note l'intensification des extrêmes dans le bassin (Tableau B. 11) avec des ruptures positives après la reprise (Tableau B. 12) des précipitations annuelles autour de 1990. Les taux d'accroissement des indices d'extrêmes sont plus élevés que celui de l'intensité moyenne journalière annuelle de pluie et P95p est l'indice le plus impacté. La contribution des précipitations dues aux jours très humides est de plus en plus importante avec un taux de croissance très élevé (atteignant 4,54). La proportion de précipitations annuelles dues aux jours très humides (P95p/Pan) permet de mieux appréhender la tendance de l'intensité des extrêmes pluviométriques.

Tableau B. 12: Ruptures dans l'évolution des indices d'intensité des pluies de 1965 à 2018

Indices	Période	p-value					Année de rupture si p-value ≤ 0,10				
		PMA	PMA_5j	P95p	I	P95p/Pan	PMA	PMA_5j	P95p	I	P95p/Pan
Wayen	1965-2018	0,07	0,21	0,00	0,00	0,02	2002+		1997+	2000+	2000+
Yilou	1965-2018	0,02	0,19	0,00	0,00	0,00	2000+		1997+	2000+	1995+
Tempelga	1965-2018	1,00	1,00	0,21	0,48	0,04					1981-
Ramsa	1965-2018	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	2002+	1995+	1995+	1992+	1995+
Rambo	1965-2018	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	1998+	1995+	1995+	1992+	1995+
Dombré	1965-2018	0,07	0,39	0,01	0,00	0,05	1987+		2000+	1992+	2003+
Tougou	1965-2018	1,00	1,00	0,21	0,48	0,04					1981-

+ rupture positive : moyenne avant rupture < moyenne après rupture ; - rupture négative : moyenne avant rupture > moyenne après

La figure B. 8 présente la variabilité spatiale contrastée de l'évolution de l'intensité des pluies extrêmes dans les bassins versants du Nakanbé au travers du bassin à Wayen et à Tempelga. On constate que l'évolution de l'indice P95p/Pan est globalement monotone entre 1965 et 2018 contrairement à l'évolution des précipitations annuelles (Figure B. 4a). La tendance de l'évolution du P95p/Pan est significativement positive sur l'ensemble du bassin, mais décroissante dans le bassin de Tempelga. La tendance positive globale de l'indice composite P95p/Pan (proportion des précipitations annuelles due aux jours très humides) indique que les extrêmes augmentent de façon disproportionnée plus rapidement que les précipitations totales annuelles.

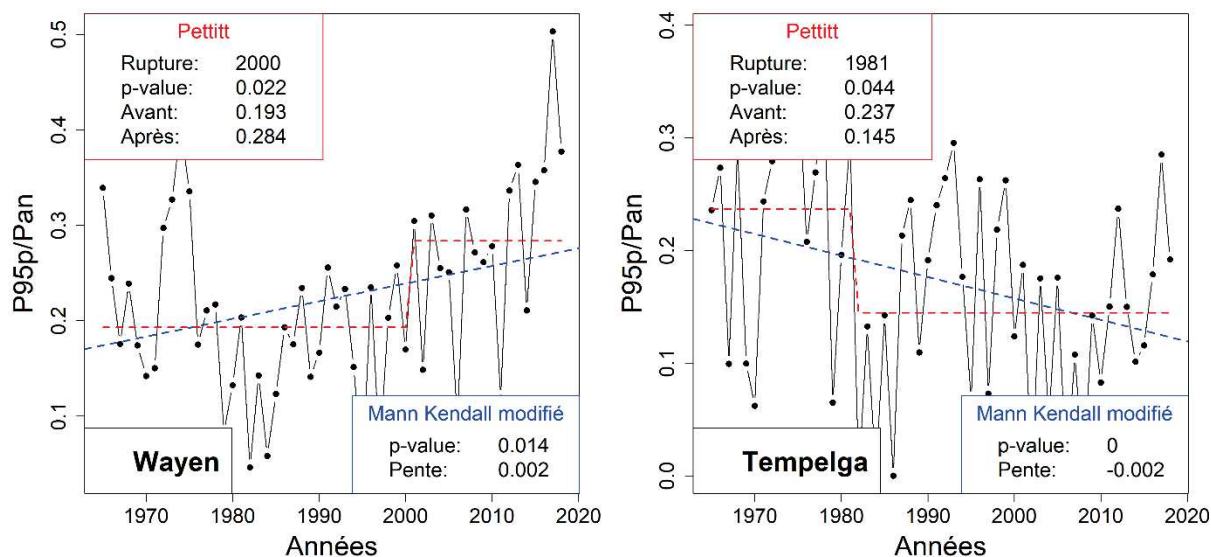


Figure B. 8: Evolution de la contribution des précipitations des jours très humides aux précipitations totales annuelles dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen et à Tempelga de 1965 à 2018.

P95p est la somme des précipitations journalières de hauteurs supérieures au 95^{ème} percentile de l'année

Pan : hauteur totale de précipitation annuelle

La variabilité spatiale de l'évolution des indices d'intensité montre que la partie nord-est du bassin (Nakanbé à Tempelga) présente des tendances contrastées par rapport aux autres parties du bassin. Nous ne nous attardons pas sur les résultats par rapport au bassin de Tougou compte tenu de la taille de ce sous-bassin (38 km²) et du fait que la seule station proche est celle de Ouahigouya qui se trouve à plus de 20 km.

II.3 Interrelations entre pluie et débit maximal annuel

Les précipitations extrêmes sont l'une des causes de la survenue des crues. La mise en relation des indices de pluies extrêmes et de crues a pour but d'explorer des similitudes dans le comportement des débits maximaux et des pluies extrêmes. Pour ce faire, les tests de corrélation de Pearson et Spearman ont été appliqués. La corrélation de Spearman permet de détecter des tendances monotones et celle de Pearson évalue la relation linéaire entre deux variables continues. Les résultats consignés dans le tableau B. 13 montrent que la relation monotone entre les précipitations et le débit maximal journalier annuel est linéaire, car les coefficients de corrélation de Pearson sont similaires à ceux de Spearman.

Tableau B. 13: Corrélation entre débit journalier maximal annuel et précipitations

Bassins	Coefficient de corrélation entre					
	QMA et PMA		QMA et PMA-5j		QMA et Pan	
	Pearson	Spearman	Pearson	Spearman	Pearson	Spearman
Wayen	0,45	0,43	0,66	0,61	0,56	0,53
Ramsa	0,42	0,33	0,55	0,45	0,39	0,38
Rambo	0,11	0,19	0,41	0,42	0,32	0,38

L'établissement de modèles de régression linéaire entre le débit journalier maximal annuel (QMA) et les précipitations extrêmes (PMA et PMA_5j) montre que les crues sont mieux corrélées au cumul de précipitation sur cinq jours consécutifs qu'à la pluie maximale journalière (Figure B. 9). La corrélation entre QMA et PMA_5j est positive et statistiquement très significative au niveau des bassins étudiés. Les temps de concentration des bassins étudiés (tous supérieurs ou égal à 4 jours, voire sous-section I.4 du chapitre II) justifient la forte corrélation des QMA avec PMA-5j au détriment des PMA. En effet, en fonction de la variabilité spatiale des pluies, des pluies consécutives sur cinq jours peuvent contribuer à une même crue.

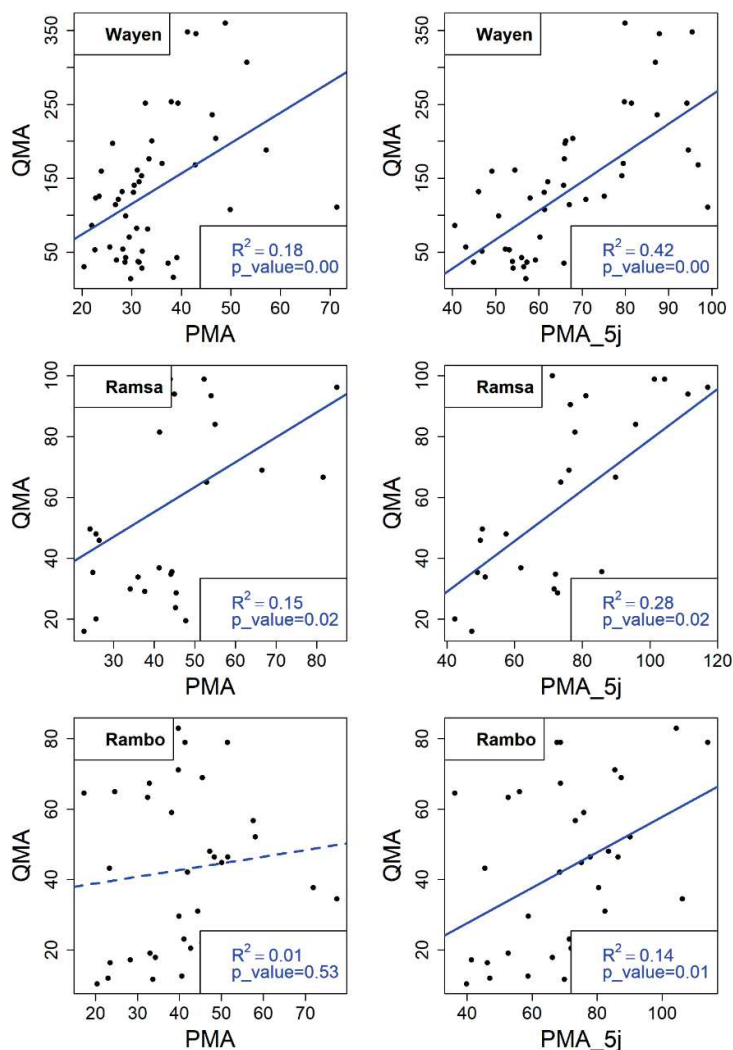


Figure B. 9: Relations entre maxima de pluies et de débits dans les bassins versants du Nakanbé

QMA= débit journalier maximal annuel ; PMA= pluie journalière maximale annuelle ; PMA_5j= hauteur maximale annuelle des précipitations sur 5 jours pluvieux consécutifs ; R= coefficient de corrélation de Pearson

III Discussion

Les résultats de l'étude de la variabilité montrent que l'évolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du fleuve Nakanbé à Wayen peut être résumée par la figure B. 10.

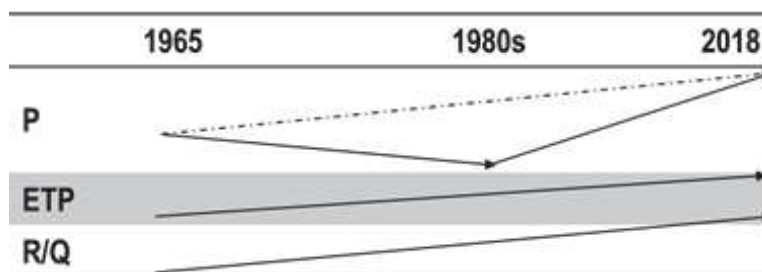


Figure B. 10: Synthèse de l'évolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du Nakanbé à Wayen de 1965 à 2018

P est la précipitation ; ETP, l'évapotranspiration potentielle ; R, Ecoulement annuel ; Q, Débit de crue

La tendance croissante soutenue de l'évapotranspiration potentielle au niveau de tous les bassins pourrait être le reflet du réchauffement climatique qui a causé une augmentation significative des températures dans toutes les régions du Burkina Faso (De Longueville *et al.*, 2016; Bambara *et al.*, 2018). L'évolution des précipitations annuelles présente trois sous-périodes : période de sécheresse (1965-1989), période de reprise (1990-2006) et celle de 2007-2018. Les périodes d'avant sécheresse et de reprise de précipitations ont été abondamment citées dans les travaux antérieurs (Nicholson, 2000; Descroix *et al.*, 2009, 2018; Mahé et Paturel, 2009). La rupture de 2006 a été certainement causée par l'augmentation récente des précipitations annuelles. Des travaux sur des données pluviométriques à l'échelle du Sahel permettront de valider cette nouvelle date de rupture détectée.

L'évolution de la fréquence des pluies extrêmes dans le bassin est similaire à celle des hauteurs de pluies annuelles : une diminution de 1965 à 1990 suivie d'une reprise (Figures B. 4a et B. 7). Cependant, l'intensité des pluies extrêmes a été croissante même pendant la sécheresse des années 1980 (Figure B. 8, tableaux B. 11 et 12). De 1965 à 2018, l'évolution des précipitations dans le bassin a été caractérisée par une recrudescence et une intensification des extrêmes. Ce constat corrobore les résultats d'autres travaux à l'échelle du Sahel (Panthou, 2013; Panthou *et al.*, 2018, 2014). Cependant, sur la base de l'analyse des données ponctuelles au niveau de 17 stations sur la période 1950-2013, De Longueville *et al.* (2016) ont constaté des tendances non significatives au niveau des pluies extrêmes à l'échelle du Burkina Faso. Ce résultat est certainement dû à la méthode (analyse des données par station) et au nombre stations utilisées (17 pour tout le pays). Dans cette thèse, les données de pluies étudiées ont concerné des moyennes par bassin contrairement aux données ponctuelles analysées par De Longueville *et al.* (2016). En effet, l'usage des données régionalisées pour l'analyse du changement climatique est recommandé par l'Organisation Mondiale de Météorologie (OMM), car la régionalisation permet de réduire l'effet de la variabilité naturelle et d'augmenter ainsi la probabilité de détection pour conduire à des conclusions plus robustes (Klein Tank *et al.*, 2009).

L'indice composite P95p/Pan (précipitation des jours très humides divisée par la hauteur totale de pluie annuelle) est recommandé pour étudier la possibilité d'un changement relativement plus important des événements de précipitations extrêmes par rapport à la quantité totale (Groisman *et al.*, 1999). L'accroissement de cet indice malgré l'accroissement des précipitations (depuis 1990) dans les bassins du Nakanbé, indique que les précipitations extrêmes augmentent de façon disproportionnée plus rapidement que la précipitation totale annuelle.

La recherche de relation monotone entre les débits de crue de pointe journalière annuelle (QMA) et les intensités de précipitations extrêmes a montré une corrélation linéaire significative avec le cumul maximal

annuel des précipitations consécutives sur cinq jours (PMA_5j). Ce constat pourrait s'expliquer hydrologiquement par le fait que les temps de concentration des bassins étudiés sont tous supérieurs ou égaux à 4 jours (1.4 du chapitre II). Ainsi, en fonction de la variabilité spatiale des précipitations, des pluies consécutives sur cinq jours peuvent contribuer à une même crue.

En résumé, l'évolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du Nakanbé à Wayen sur la période 1965 – 2018 a été caractérisée par une augmentation des écoulements malgré la diminution des précipitations annuelles (1965-1990) et par l'accroissement de l'évapotranspiration. Ce constat confirme que le bassin du Nakanbé à Wayen a connu également le paradoxe hydrologique sahélien (Descroix et al., 2018). L'analyse de la variabilité hydro-climatique dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen révèle donc que la précipitation n'est pas le facteur prépondérant dans la génération des écoulements. La question qui reste posée est d'identifier le facteur qui a gouverné l'évolution des écoulements du bassin de 1965 à 2018.

Chapitre IV : Variabilité environnementale et interrelations avec le climat

La variabilité environnementale a été analysée au travers des états de surface, de l'indice de végétation (NDVI), de la densité de population, des aménagements, des coefficients d'écoulement et de ruissellement.

I Méthodologie pour l'analyse de la variabilité environnementale

I.1 Types d'états de surface retenus et reclassification

De nos jours, la compréhension de la réponse hydrologique des bassins versants est très complexe surtout dans le Sahel. Dans le Sahel Ouest-africain, plusieurs études ont mis en évidence l'influence des organisations superficielles sur les écoulements de surface (Valentin, 1981; Albergel, 1987; Casenave et Valentin, 1991), et donc la dynamique environnementale. À l'échelle de la parcelle dans le bassin supérieur du Nakanbé, Yacouba et al. (2002) ont montré que trois types d'états de surface se distinguent par rapport à l'aptitude au ruissellement (CR) : végétation naturelle (CR = 0,17), cultures (CR = 0,24) et sols nus (CR = 0,54). Les modélisations pluie-débit n'intégrant pas la dynamique environnementale ne semblent donc pas suffisantes et certains travaux (Diello, 2007a; Paturol *et al.*, 2017; Yonaba, 2020) ont dès lors essayé d'intégrer l'environnement au travers de quatre types d'état de surface (surfaces en végétation, surfaces cultivées, sols nus et plans d'eau) avec des résultats probants.

Les données d'états de surface utilisées dans cette étude proviennent de la Base de Données d'Occupation de Terres (BDOT) qui contient plus de 40 types de couvertures et d'utilisation de sols (dont 24 identifiés dans le bassin du Nakanbé à Wayen). Ce nombre étant jugé trop important, ces différentes unités ont été regroupées selon la similarité de leurs comportements hydrologiques.

Sur la base du guide de nomenclature de la BDOT (IGN-FI et IGB, 2005) qui fournit une illustration de chacune des unités de couverture et d'utilisation de sols, les 24 unités présentes dans le bassin du Nakanbé à Wayen ont été réparties dans les quatre types d'états de surface retenus (Tableau B. 14).

Tableau B. 14: Reclassification des unités de couverture et d'utilisation des sols de la BDOT

Types d'états de surface retenus	Unités de couverture et d'utilisation de sols (BDOT)
Végétation	Forêts galeries ; savane herbeuse /arbustive /arborée ; fourrés ; vergers et petits fruits ;
Cultures	Territoires agricoles avec présence d'espaces naturels ; territoire agrosylvopastoral ; cultures pluviales ; systèmes culturaux et parcellaires complexes ; périmètres irrigués
Sols nus	Sols nus ; roches nues ; habitat rural ; tissus urbain discontinu ; zones incendiées ; steppes herbeuse /arbustive /arborée
Plans d'eau	Prairies marécageuses, plan d'eau artificiel/naturel ; cours et voies d'eau temporaires ; cours et voies d'eau permanents

I.2 Taux de variation et Analyse en Composantes Principales

Pour chaque sous-bassin, la dynamique des états de surface entre 1992 et 2002 a été analysée au travers du taux moyen annuel de variation (Eq B. 21).

$$Tx_{an} = \frac{Sx_{2002} - Sx_{1992}}{(2002 - 1992)Sx_{1992}} \quad \text{Eq B. 21}$$

Tx_{an} est le taux moyen de variation annuelle de l'état de surface x ; Sx_{2002} et Sx_{1992} sont respectivement les surfaces couvertes par l'état de surface x en 2002 et 1992.

La classification des sous-bassins en fonction des variables environnementales a été faite au travers de l'Analyse en Composantes Principales (ACP). L'ACP est la plus ancienne des méthodes d'analyse des données permettant une description essentiellement graphique de l'information contenue dans les tableaux de données (Hotelling, 1933). Pour son application, les différents bassins (Nakanbé à Wayen, Yilou, Tempelga, Ramsa, Rambo et Dombré) ont été considérés comme les individus sur lesquels les variables environnementales (différents types d'états de surface, densité de population, taux de couverture végétale) ont été étudiées. Le principe de la méthode consiste à obtenir une représentation approchée du nuage des individus dans un sous-espace de dimensions faibles k ($k <$ au nombre de variables). La recherche de ce sous-espace se fait pas à pas et on cherche une droite d_1 maximisant la dispersion du nuage projeté sur d_1 avec itérations sous contrainte d'orthogonalité avec d_2 . Les droites d_1, d_2, \dots ainsi obtenues sont dites axes principaux. Le nuage pourra être visualisé par projection des individus sur le premier plan factoriel (d_1, d_2) par exemple. Les composantes principales (facteurs) qui maximisent les sommes des carrés sur les projections orthogonales sont ainsi extraites. Le taux d'inertie des axes principaux à retenir doit être supérieur à celui du quantile 0,95 de distributions aléatoires. L'Analyse en Composantes Principales (ACP) a été appliquée aux matrices des bassins versants/variables environnementales afin d'identifier :

- Les ressemblances entre les bassins versants du point de vue des variables environnementales ;
- Les liaisons entre les variables environnementales ;
- La caractérisation des bassins à partir des variables environnementales.

L'Analyse en Composantes Principale (ACP) a été réalisée en utilisant le package R « Factoshiny ».

I.3 Taux de couverture végétale

Le taux de couverture végétale (M) est une caractéristique importante de l'état de surface d'une région. Dans cette étude, ce taux a été calculé à partir des données NDVI (Normalized Difference Vegetation

Index) du bassin en utilisant la méthode proposée par Gutman et Ignatov (1998) et appliquée dans le cadre de plusieurs travaux antérieurs (Greve et al., 2014; Li et al., 2013; Yang et al., 2009) :

$$M = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad \text{Eq B. 22}$$

M est adimensionnel et représente la proportion de la surface totale couverte de végétation. $NDVI_{min}$ et $NDVI_{max}$ sont respectivement les valeurs du NDVI pour les sols nus et les forêts denses. $NDVI_{min}$ et $NDVI_{max}$ sont globalement constants et indépendants de la région d'étude (Gutman et Ignatov, 1998) et ont pour valeurs respectives 0,05 et 0,80 (Yang et al., 2009).

Le NDVI étant un indicateur de la santé végétale (intensité de vert), le taux de couverture calculé varie en fonction des saisons et selon l'activité des plantes. Ainsi, des indices relatifs aux taux de couverture en période humide/sèche (fonction du NDVI en saison de pluies/sèche) ont été analysés. Dans le bassin du Nakanbé à Wayen, la saison des pluies couvre la période de Juin à Octobre.

I.4 Coefficients d'écoulement et de ruissellement

Les coefficients d'écoulement/ruissellement sont des paramètres très importants qui gouvernent la réponse hydrologique d'un bassin versant. Le coefficient d'écoulement (CE) est relatif à la ressource en eau et est le ratio entre le volume annuel d'eau écoulé à l'exutoire d'un bassin et le volume total annuel précipité (Eq B. 23).

$$CE = \frac{\text{Volume annuel d'eau écoulé à l'exutoire d'un bassin}}{\text{volume total précipité au cours de l'année}} \quad \text{Eq B. 23}$$

Le coefficient de ruissellement (CR) est relatif à chaque événement pluvieux et varie même au cours de l'événement. Pour des raisons d'exploitation des résultats, nous l'avons relié à chaque crue. Ainsi, le coefficient de ruissellement moyen lors d'une crue est obtenu en divisant le volume de la crue par le volume de la pluie contributrice (Eq B. 24 et figure B. 11). Le volume d'eau ruisselé lors d'une crue a été calculé sur la base de la durée caractéristique des crues de chaque bassin versant, étant donné que c'est ce paramètre de durée caractéristique des crues qui a été utilisé pour l'échantillonnage des crues.

$$CR = \frac{\text{Volume de crue}}{\text{Volume précipité}} = \frac{24 * 3600 * \sum_{j=T_p-D/2}^{j=T_p+D/2} Q_j}{1000S \sum_{j=T_p-t_c}^{j=T_p} P_j} \quad \text{Eq B. 24}$$

Avec Q_j est le débit journalier (m^3/s) ; T_p la date correspondante à la pointe de la crue ; P_j la hauteur de pluie journalière (mm) ; D la durée caractéristique des crues du bassin versant (jours) ; S la surface du bassin versant (km^2) ; t_c le temps de concentration du bassin (jours).

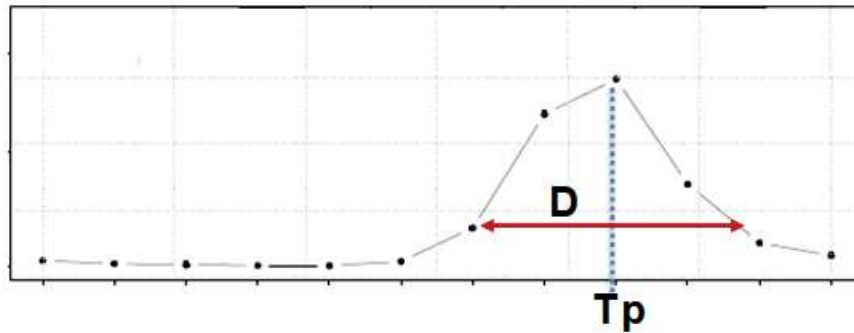


Figure B. 11: Calcul du coefficient de ruissellement (CR)

II Résultats de l'étude de variabilité environnementale

II.1 Etats de surface du bassin en 1992 et 2002

La reclassification des 24 unités d'occupation de sol des BDOT en quatre types d'états de surface a permis l'élaboration des cartes d'états de surface pour le bassin du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002 (Figure B. 12). Les pourcentages de chaque type d'état de surface par sous-bassin ainsi que les taux de variations moyennes annuelles sont présentés dans le tableau B. 15.

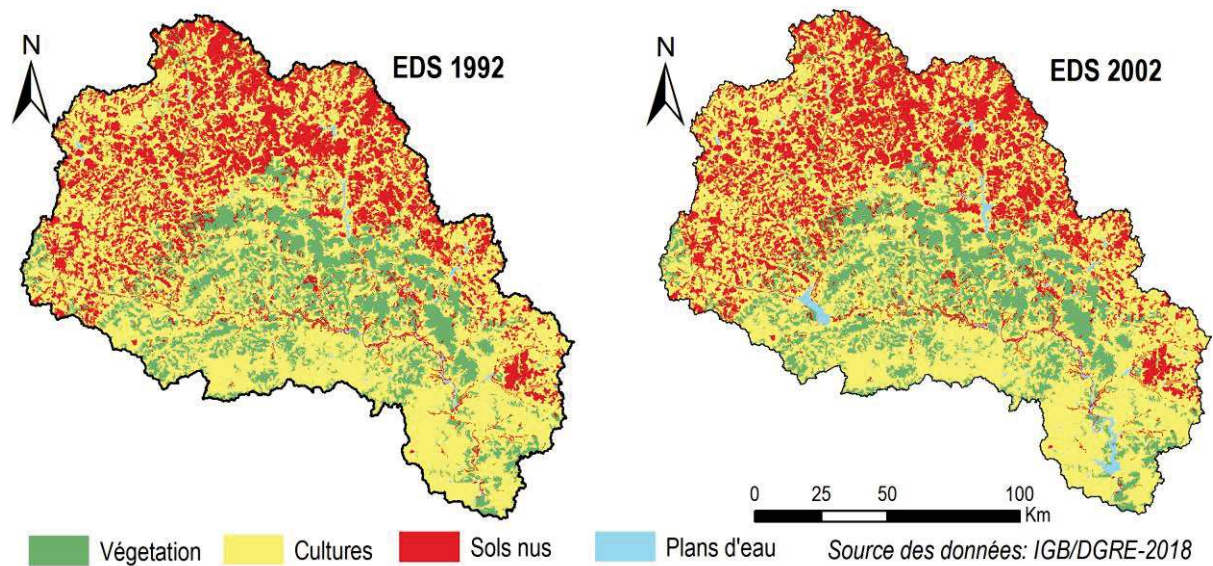


Figure B. 12: Cartographie des états de surface du Bassin du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002

Tableau B. 15: Etats de surface des bassins versants du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002

Bassins	EDS 1992 (%)				EDS 2002 (%)				Taux de variation (%)			
	VGT	CULT	SN	PE	VGT	CULT	SN	PE	VGT	CULT	SN	PE
Wayen	17,41	57,71	24,15	0,72	17,22	57,32	24,02	1,43	-0,11	-0,07	-0,05	9,86
Yilou	17,56	56,2	25,9	0,34	17,35	56,04	25,73	0,88	-0,12	-0,03	-0,07	15,88
Tempelga	14,68	48,82	35,34	1,16	14,47	48,58	35,49	1,46	-0,14	-0,05	0,04	2,59
Ramsa	1,75	53,01	44,72	0,52	1,54	53,12	44,87	0,46	-1,20	0,02	0,03	-1,15
Rambo	2,1	50,5	46,92	0,48	1,77	50,4	47,33	0,49	-1,57	-0,02	0,09	0,21
Dombré	0,78	59,85	38,64	0,73	0,78	60,05	38,65	0,51	0,00	0,03	0,00	-3,01
Tougou	0	60,32	39,67	0	0	58,48	41,51	0	0,00	-0,31	0,46	0,00

VGT : Végétation ; CULT : Cultures ; SN : Sols nus ; PE : Plans d'eau

L'analyse des cartes d'états de surface (Figure B. 12 et tableau B. 15) révèle que :

- Entre 1992 et 2002, les états de surface n'ont pas significativement évolué à l'exception des plans d'eau. Dans le bassin du Nakanbé à Wayen, les surfaces en eau ont doublé à cause de la construction des deux grandes retenues du bassin : Dourou en 1995 (45 km² au plan normal) et Ziga en 2000 (80 km² au plan normal). Globalement, les surfaces en végétation ont diminué dans tous les sous-bassins (-1,57 à 0,00%).
- Les cultures constituent l'état de surface majoritaire dans tous les sous-bassins versants ;
- La partie nord du bassin est la plus nue.

Les résultats de la cartographie des états de surface sont similaires à ceux obtenus par Diello (2007), à l'exception des proportions de sols nus. Cette différence pourrait être liée à la confusion entre sol nu et sol cultivé à certaines périodes de l'année. En effet, sur le terrain, l'affectation à l'un ou à l'autre type d'état de surface reste subjective (Diello, 2007). La confusion entre différents états de surface sur les images LANDSAT a également été soulevée par Descroix (2018) dans les travaux de Amogu (2009) : augmentation des surfaces de sol nu liée à la mise en culture, qui même sans dégradation des sols, laisse le sol à nu durant une grande partie de l'année.

La stabilité des états de surface depuis 1990 a été constatée par Diello (2007) qui avait montré que les changements les plus importants dans les états de surface du bassin du Nakanbé ont eu lieu entre 1975 et 1990. Cependant, les états de surface présentent une variabilité spatiale significative. La partie nord du bassin est caractérisée par moins de 2% de végétation naturelle et près de 50% de sols nus.

II.2 Évolution des indices de végétation (NDVI)

II.2.1 Variabilité du NDVI moyen annuel

L'évolution des valeurs moyennes annuelles du NDVI des bassins versants du Nakanbé de 1982 à 2018 (Figure B. 13) est caractérisée par une diminution de 1982 à 1984, suivie d'un accroissement de 1984 à 1993 (année de rupture) et depuis 1993 aucune tendance significative n'a été observée. La stabilité relative des valeurs du NDVI depuis 1993 est en accord avec le faible taux de variation constaté entre les états de surface de 1992 et de 2002 (Figure B. 12 et tableau B.15). Le test de Pettitt indique une rupture dans l'évolution du NDVI de tous les bassins en 1993 et les moyennes d'après rupture font 1,07 fois celles d'avant rupture.

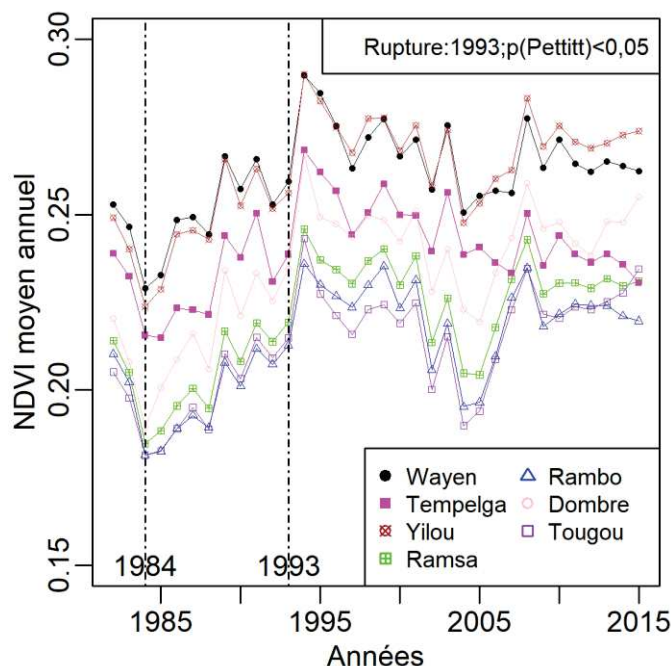


Figure B. 13: Evolution du NDVI moyen annuel de 1982 à 2015 dans les bassins du Nakanbé

L'année de rupture dans les données de NDVI (1993) étant proche de l'une des années de rupture dans les données hydro-climatiques (1994), la période 1982-2015 a été subdivisée en deux sous périodes (1982-1994 et 1995-2015) pour analyser la variabilité spatiale du taux de couverture végétale. La figure B. 14 présente la variabilité spatiale du taux de couverture végétale du bassin avant et après la rupture. La variabilité spatiale du taux de couverture en végétation M (dédit du NDVI) est en accord avec la variabilité des états de surface. En effet, la partie nord du bassin dominée par des sols nus présente les plus faibles valeurs de taux de couverture végétale.

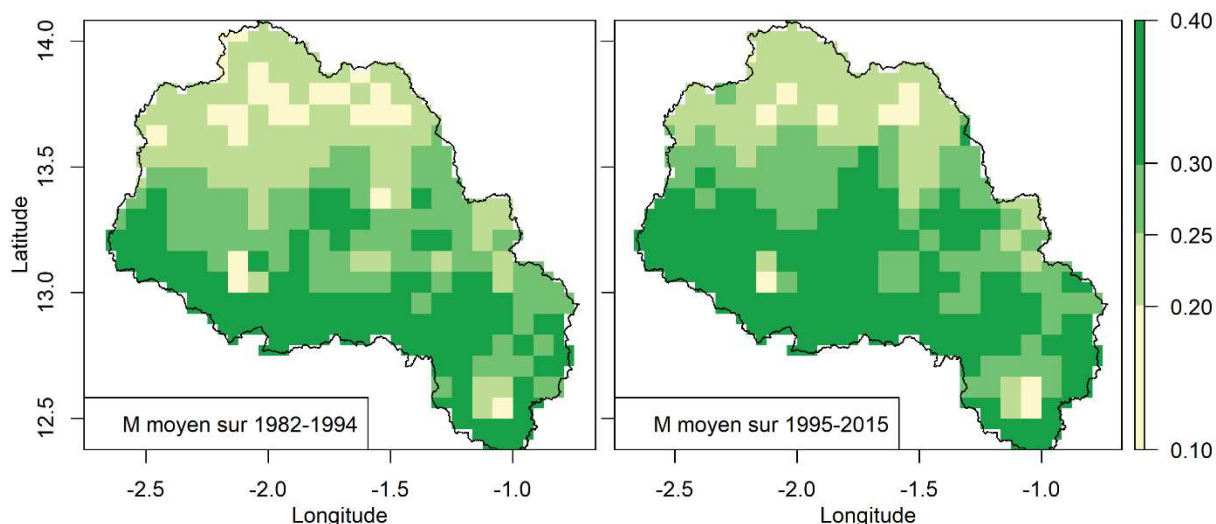


Figure B. 14: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen

II.2.2 Variabilité des NDVI par saisons sèche et humide

L'intensité de l'activité de photosynthèse des plantes que reflète le NDVI varie en fonction des saisons. En saison pluvieuse, les surfaces en végétation et culture auront un indice NDVI élevé tandis que pendant la saison sèche, il sera faible, voire nul, pour les surfaces cultivées. Le découpage des chroniques de NDVI en sous-chroniques de saisons sèche (novembre à mai) et humide (juin à octobre) a permis de mieux apprécier la dynamique environnementale du bassin. La figure B. 15 montre que la tendance des moyennes annuelles du NDVI est dominée par les valeurs prises pendant la saison pluvieuse. La stationnarité des données du NDVI en saison sèche signifierait que la reprise des précipitations vers 1990 n'a pas encore permis la création de nouvelles forêts qui permettrait d'accroître le taux de couverture du bassin en saison sèche.

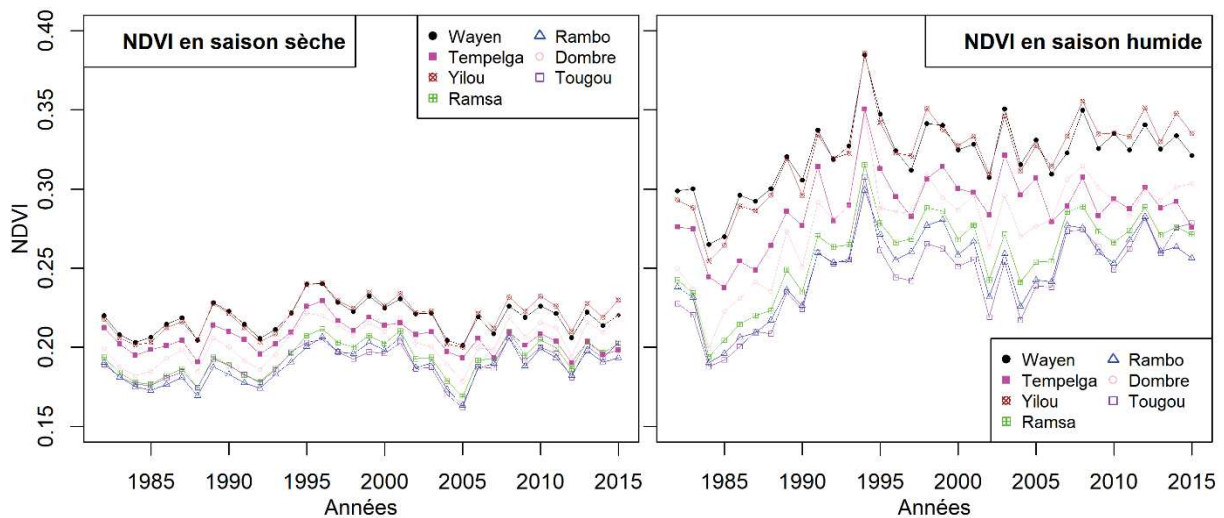


Figure B. 15: Evolution du NDVI par saison dans les bassins versants du Nakanbé de 1982 à 2015

Les figures B. 16 et B. 17 présentent la variabilité spatiale du taux de couverture végétale du bassin en saison sèche et en saison de pluies. Le taux de couverture végétale (obtenu à partir des NDVI) a été compilé par saison. La variabilité spatiale des taux de couverture en saison sèche comme humide est en accord avec celle des moyennes annuelles et montre que la partie nord du bassin demeure la zone la moins recouverte, quelle que soit la saison. Le taux de couverture végétale du bassin variant entre 0,09 et 0,55 (NDVI entre 0,11 et 0,46) traduit la faible densité de la végétation sur le bassin. Les taux de couverture en saison de pluies font près de 1,5 fois celui de la saison sèche. En effet plus de 50 % de la superficie du bassin est cultivée et après les récoltes, les zones de culture ne sont pas loin de celles de sols nus en matière de couverture végétale. Ce constat révèle la nécessité de créer des plantations pérennes pour améliorer le taux de couverture végétale en tout temps.

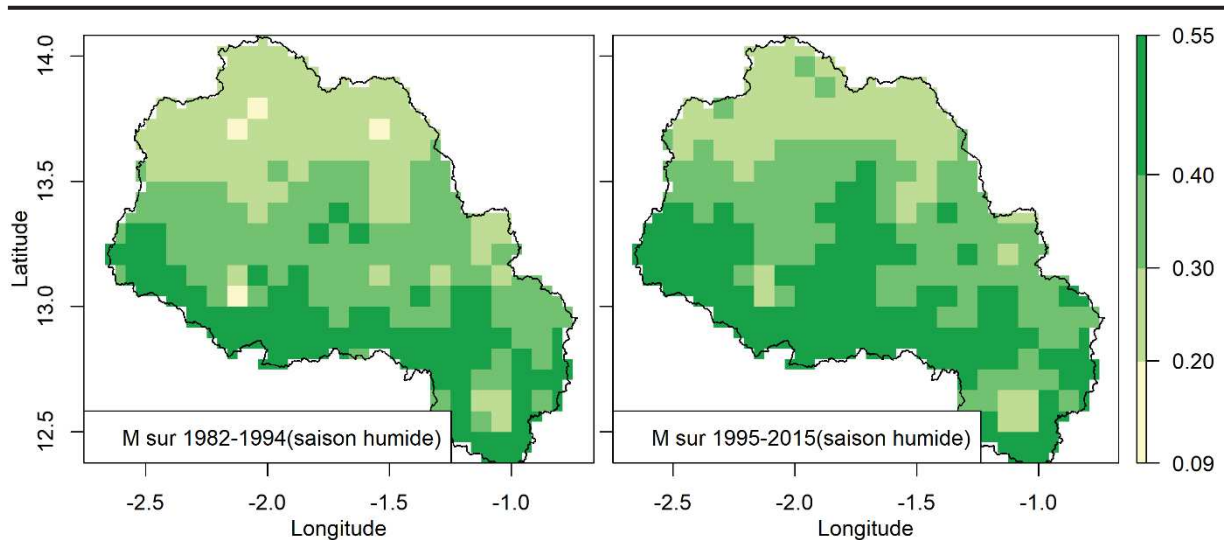


Figure B. 16: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen pendant la saison humide

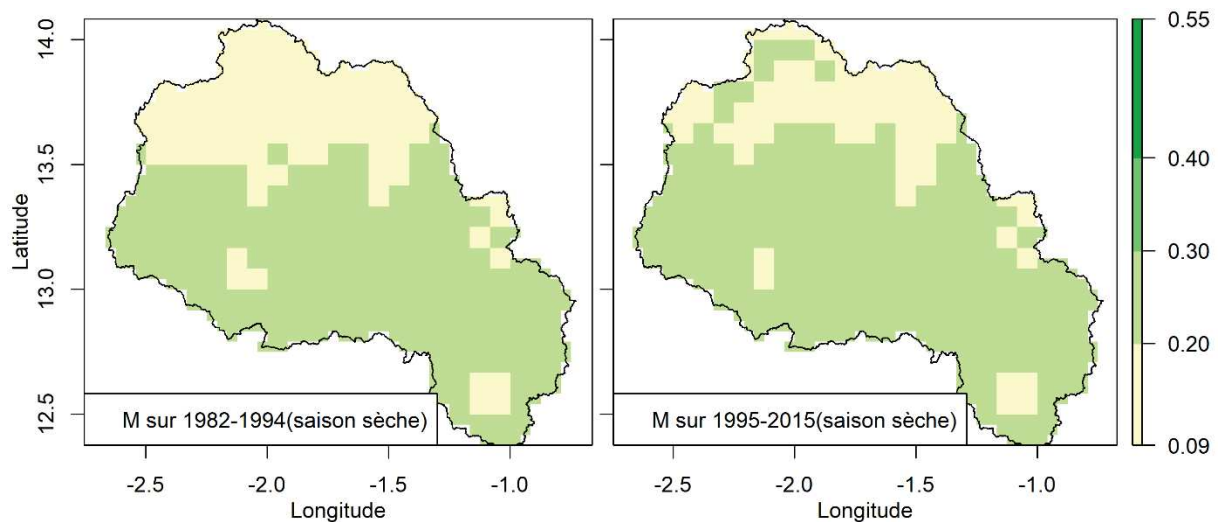


Figure B. 17: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen pendant la saison sèche

II.3 Dynamique démographique dans le bassin

Dans le bassin du Nakanbé, il a été démontré l'existence d'une relation entre la dynamique démographique et les superficies cultivées (Diello, 2007). La variabilité spatio-temporelle de la démographie du bassin a été analysée au travers de la densité de population. La densité de population indique le nombre moyen d'habitants au kilomètre carré et est un indicateur de la pression anthropique. Une densité au-dessus de 50 habitants/km² au Burkina Faso indiquerait une zone confrontée à un risque écologique majeur (MECV, 2004). En effet, dans les zones où la densité dépasse 50 habitants/km², la productivité des forêts sèches ne permet plus de satisfaire les besoins énergétiques des populations, et la biodiversité et la régénération des sols sont compromises.

Les densités ont été estimées par commune sur la base des données du Recensement Général de la Population et de l'Habitat (RGPH) de 1985, 1996 et 2006 recueillies auprès de l'Institut National de la Statistique et de la Démographie (INSD). La figure B. 18 illustre la variabilité spatio-temporelle de la densité de population dans le bassin de 1985 à 2006.

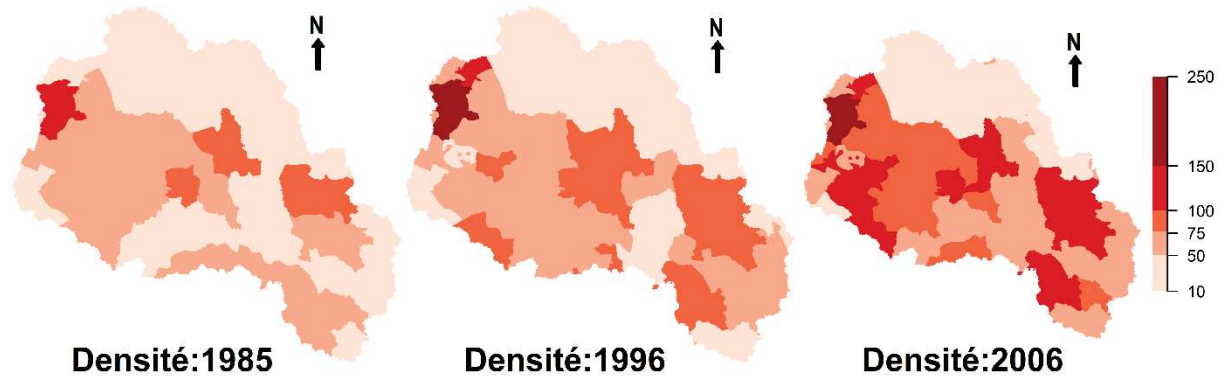


Figure B. 18: Variabilité spatio-temporelle de la densité de population (habitant/km²) dans le bassin du Nakanbé à Wayen

La dynamique démographique a été caractérisée par un accroissement de la densité de population dans tous les bassins. La densité moyenne de population dans le bassin du Nakanbé à Wayen a évolué de 50 hbts/km² en 1985 à 79 hbts/km² en 2006 (Tableau B. 16). En 2006, les densités de population sont largement supérieures à la capacité d'accueil maximale (50hbts/km²) dans tous les bassins. La variabilité spatiale montre que le bassin du Nakanbé à Dombéré est le plus peuplé et celui de Rambo, le moins peuplé. En effet, le bassin de Dombéré abrite la ville de Ouahigouya, la 5^{ème} plus grande ville du pays. De 1985 à 2006, la densité de population s'est accrue de 1,4 en moyenne par an dans tous les bassins.

Tableau B. 16 : Dynamique démographique dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen

Bassins du Nakanbé à	Densité de population (habitants/km ²)		
	1985	1996	2006
Wayen (21 178 km ²)	49,82	61,97	79,01
Yilou (11 276 km ²)	54,16	66,62	84,89
Tempelga (4 906 km ²)	40,86	49,64	66,27
Ramsa (3 826 km ²)	50,65	66,72	84,17
Rambo (2 471 km ²)	31,81	44,88	55,75
Dombéré (1 060 km ²)	97,60	121,83	156,04
Tougou (38 km ²)	56,97	62,94	79,30

II.4 Interrelations entre variables climatique-environnementale-hydrologique

II.4.1 Classification environnementale des bassins versants du Nakanbé

L'objectif de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) est de caractériser les sept bassins en fonction des états de surface (Végétation, sols nus, cultures et plans d'eau), de la densité de population, de l'indice NDVI et de parvenir à regrouper les bassins suivant le degré d'anthropisation. La rupture identifiée dans

la dynamique environnementale a été utilisée pour constituer deux échantillons pour l'ACP (tableau B. 17).

Tableau B. 17: Constitution des échantillons pour l'Analyse en Composantes Principales

Variables	Echantillons N°1 (1982-1994)	Echantillons N°2 (1995-2015)
Végétation/Cultures/Sols nus/ Plans d'eau	Carte d'états de surface de 1992	Carte d'états de surface de 2002
Densité de population	Moyenne densités de 1985 et 1996	Moyenne densités de 1996 et 1996
NDVI	Moyenne sur 1982-1994	Moyenne sur 1995-2015

Les résultats de l'ACP sur les deux échantillons montrent qu'il existe des relations fortes entre les variables et suggère que deux axes principaux sont suffisants pour appréhender une part importante de la variabilité des données. Les deux premières dimensions expriment plus de 82% de l'inertie totale du jeu de données (Tableau B. 18). La variabilité expliquée par le plan formé par les deux premières dimensions est significative, car elle est supérieure à la valeur de référence qui vaut 81,74 %. La valeur de référence est le quantile 0,95 de la distribution des pourcentages d'inertie obtenue en simulant 1 753 tableaux de données de taille équivalente sur la base d'une distribution normale.

Tableau B. 18: Résultats de l'Analyse en Composantes Principales (ACP)

Dimensions	Echantillon N°1 (1982-1994)		Echantillon N°2 (1995-2015)	
	% de variance	% cumulé de variance	% de variance	% cumulé de variance
Composante1	50,25	50,25	58,36	58,36
Composante2	32,15	82,40	32,72	91,08
Composante3	16,21	98,61	7,10	98,18
Composante4	1,29	99,90	1,54	99,72
Composante5	0,10	100,00	0,28	100,00
Composante6	0,00	100,00	0,00	100,00

Les figures B. 19 et B. 20 montrent les contributions de chacune des six variables à la constitution des deux axes principaux (cercles de corrélation) et la classification des bassins en fonction des variables environnementales sur la base d'une classification hiérarchique.

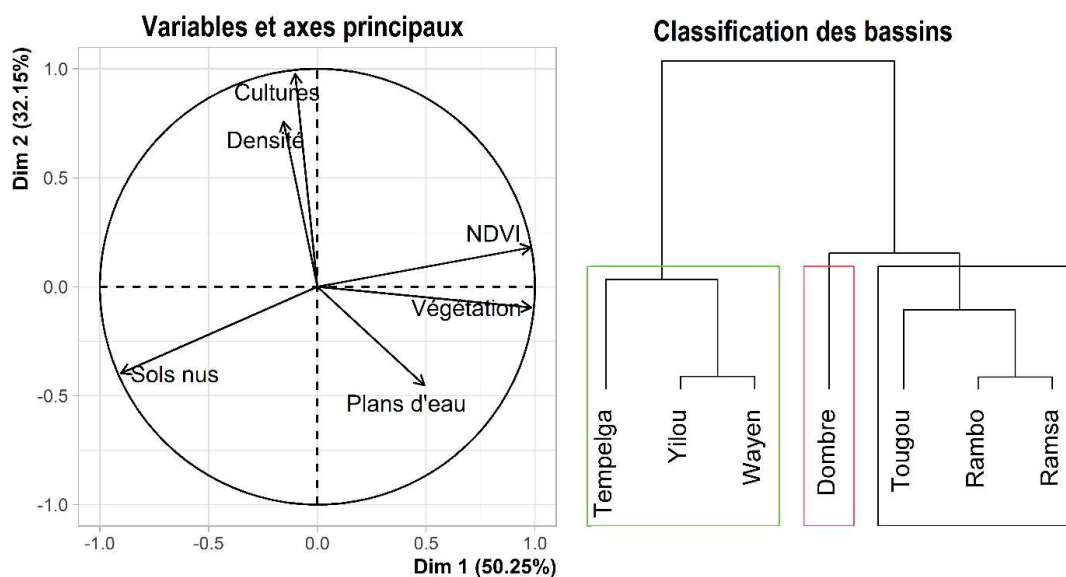


Figure B. 19: Analyse en Composantes Principales et classification (Echantillon 1 : données de la période 1978-1994)

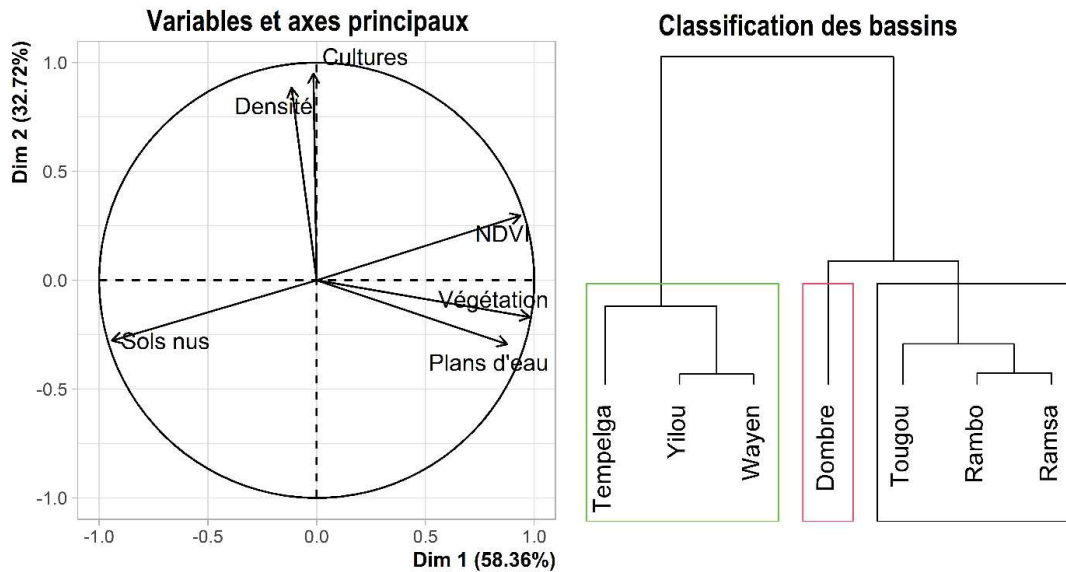


Figure B. 20: Analyse en Composantes Principales et classification (Echantillon 2 : données de la période 1995-2015)

L'emplacement d'une variable par rapport aux axes dans le cercle de corrélation permet de la classer dans une catégorie ou une autre. Plus une flèche est proche du cercle, meilleure est la corrélation de la variable correspondante avec les axes factoriels. Les cercles de corrélations montrent que :

- Les variables Sols nus, NDVI et Végétation sont bien corrélées avec l'axe principal N°1. La corrélation est négative pour les sols nus et positive pour le NDVI et la végétation. L'axe principal N°1 explique donc la couverture du bassin ;
- L'axe principal N°2 explique l'utilisation du sol dans le bassin qui est essentiellement de l'agriculture. La proportion du bassin cultivé est fortement corrélée avec la densité de population ;
- Il n'y a pas de corrélation significative entre les variables « Densité » et « Plans d'eau » et les axes principaux ;
- Les variables « Sols nus », « Végétation », « NDVI » et « Cultures » expliquent plus de 82% de la variabilité environnementale dans les bassins versants du Nakanbé.

La classification des sept bassins en fonction des axes principaux aboutit à 3 groupes de bassins (figures B. 19 et B. 20). Le groupe N°1 constitué des bassins de Tougou, Rambo et Ramsa, est caractérisé par de fortes proportions de sols nus. Ce groupe comprend les sous-bassins versants situés dans le nord du bassin caractérisé par de faibles couvertures végétales. Le bassin de Dombré (groupe N°2) s'est dissocié compte tenu de la forte densité de population qu'il abrite. Le groupe N°3 caractérisé par de forts taux de couverture végétale est constitué des bassins de Wayen, Yilou et Tempelga. Ce constat rejoint les résultats de l'analyse de la variabilité des états de surface qui avaient montré que la partie du bassin comprise entre la station de Ramsa et de Wayen était la plus couverte en végétation.

II.4.2 Interrelation NDVI période humide et précipitations annuelles

Les tendances dans les données de NDVI peuvent être dues à des variations biophysiques et aux actions anthropiques (Hountondji et al., 2004). Les variations significatives des taux de couverture végétale pourraient donc être expliquées par les tendances des précipitations ou les actions anthropiques. Dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen, on note une corrélation significative entre la pluie et les NDVI (Figure B. 21).

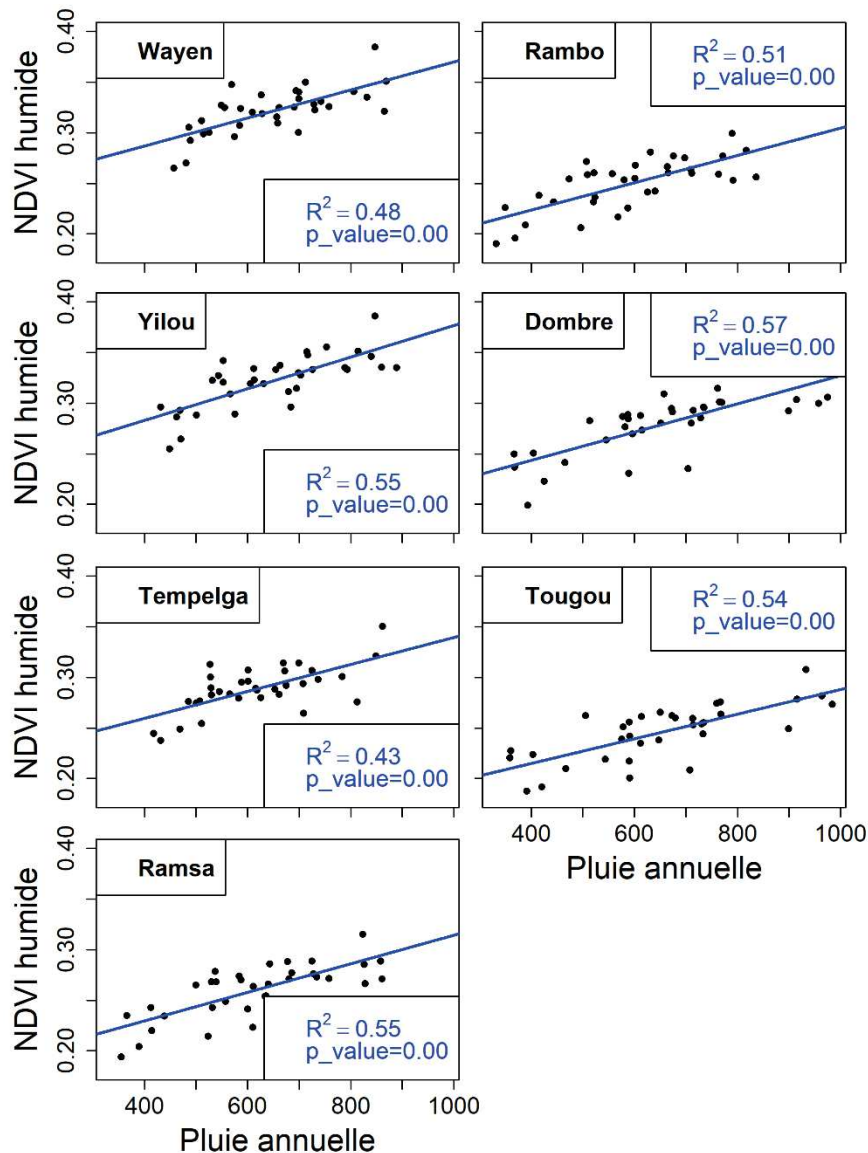


Figure B. 21: Relation entre pluie et NDVI en saison de pluies

Ce résultat rejoint l'idée générale de relation de proportionnalité linéaire entre le NDVI et la précipitation annuelle lorsque la hauteur de précipitation varie entre 200 et 1200 mm (Nicholson et Farrar, 1994; D'Adamo et al., 2021). En effet, le NDVI caractérise l'activité photosynthétique de la végétation qui est intimement liée aux précipitations, surtout en zone sahéenne. La végétation reverdit pendant la saison pluvieuse et se dégrade en saison sèche. Les coefficients de détermination sont similaires au niveau de

tous les bassins ($R^2 \approx 0,50$). Dans les bassins versants du Nakanbé, les précipitations expliquent 50% de l'information de végétation.

Le ratio « NDVIhumide/Pan » est un indicateur de l'efficacité de l'utilisation de l'eau et varie selon les types de végétation (Davenport et Nicholson, 1993). L'efficacité d'utilisation de la pluie est le taux de productivité primaire par unité de pluie. Elle est généralement mesurée en récoltant les plantes, en déterminant le poids sec de la partie végétative ou du grain et en le divisant par les apports d'eau (précipitations + irrigation). L'efficacité de l'utilisation de l'eau est un indice important dans la recherche sur le changement climatique et les études hydrologiques, car elle reflète la façon dont les cycles du carbone et de l'eau sont couplés et constitue un trait intégral efficace pour évaluer les réponses des végétations au changement climatique (Bhattacharya, 2019). Les types de végétation des zones arides ont généralement des ratios élevés, indiquant une utilisation plus efficace de l'eau. La variabilité du rapport « NDVIhumide/Pan » devrait permettre d'analyser l'évolution interannuelle de l'importance de la couverture végétale et d'appréhender l'efficacité de l'utilisation de l'eau par la végétation à l'échelle des bassins versants du Nakanbé.

L'analyse de la variabilité du ratio « NDVIhumide/Pan » indique une décroissance significative dans tous les bassins avec rupture après l'année 2000 (Figure B. 22). La tendance à la baisse du ratio en réponse à l'augmentation des précipitations annuelles dans tous les bassins indiquerait une dégradation physiologique de la végétation ou une utilisation abusive des terres qui masquerait les effets des précipitations sur la productivité des plantes. Dans le bassin du Nakanbé à Wayen l'utilisation des sols ne saurait être la seule cause de la diminution de l'efficacité de l'utilisation de l'eau, car depuis 1990, on note une stabilisation dans la dynamique des états de surface du bassin (Tableau B. 15 et figure B. 13). En général, la végétation des zones arides présente de nombreuses caractéristiques physiologiques et structurelles pour limiter les pertes d'eau par transpiration ou améliorer l'approvisionnement en eau par les racines, contrairement aux espèces végétales dans les régions plus humides (Davenport et Nicholson, 1993). Le passage d'une période sèche à une période humide a-t-il entraîné une modification des caractéristiques physiologiques des plantes ? Le sixième rapport d'évaluation du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernementaux sur l'Évolution du Climat) a mis en exergue des modifications dans les activités saisonnières de nombreuses espèces végétales dues au réchauffement planétaire (GIEC, Sous presse).

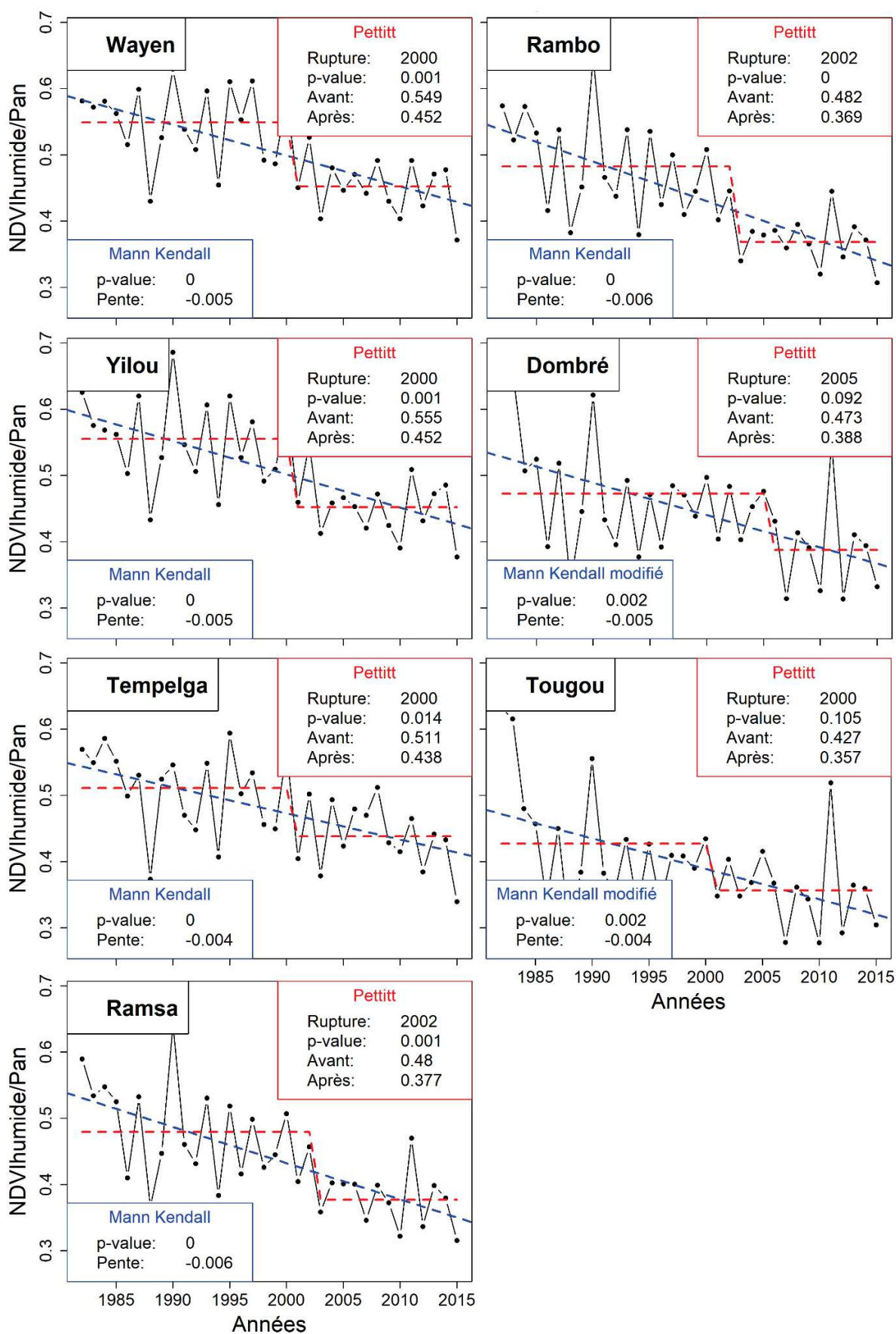


Figure B. 22: Evolution de l'efficacité de l'utilisation de l'eau par la végétation

Les résultats des tests d'autocorrélation sont en annexe (Figure An 7)

II.4.3 Variabilité des coefficients d'écoulements et de ruissellement

II.4.3.1 Coefficients d'écoulement annuel

L'application des tests de vérification de stationnarité (Mann-Kendall et Pettitt) sur les données des coefficients d'écoulement donne des résultats similaires à ceux des écoulements annuels (Tableau B. 19).

Tableau B. 19: Vérification de la stationnarité de l'évolution des coefficients d'écoulement dans le bassin du Nakanbé

Indices	Période	Test de tendance de Mann-Kendall		Test de rupture de Pettitt	
		p-value	Pente de Sen	p-value	Année de rupture
Wayen	1965-2014	0,00*	0,0009	0,00	1978
Ramsa	1983-2016	0,38			
Rambo	1983-2017	0,71			

* présence d'autocorrélation (Figure An 8 en annexe), application de la forme modifiée du test de Mann-Kendall élaborée par Yue et Wang (2004). Les résultats du test d'autocorrélation sont en annexe.

Pour présenter l'évolution des coefficients d'écoulement dans le bassin du Nakanbé à Wayen, la période d'étude (1965-2018) a été subdivisée en trois sous-périodes : 1965-1977 ; 1978-1994 et 1995-2014. L'année 1977 représente la rupture dans les écoulements du bassin, les plus grandes retenues d'eau du bassin ont été mises en eau à partir de 1995 et les données de débits valides à la station de Wayen se sont arrêtées en 2014. La période commune de données de débits à la plupart des bassins (1995-2018) a été considérée pour l'analyse de la variabilité spatiale des coefficients d'écoulement. La figure B. 23 présente l'évolution temporelle et spatiale des coefficients d'écoulement dans les bassins versants du Nakanbé.

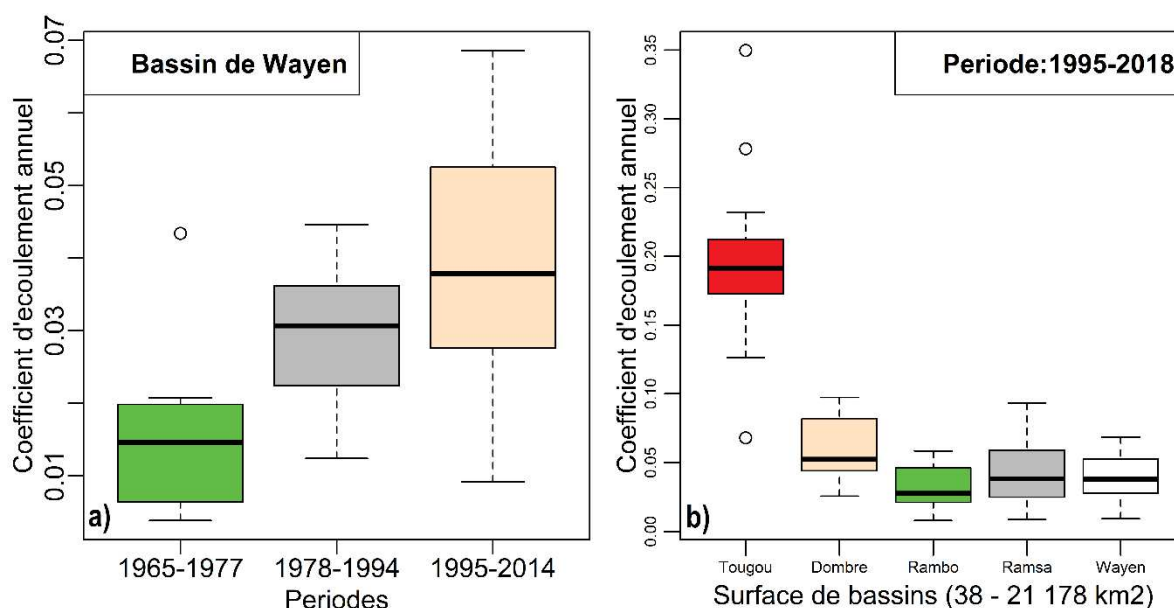


Figure B. 23: Variabilité spatio-temporelle des coefficients d'écoulement dans le bassin du Nakanbé

La figure B. 23a indique un accroissement des coefficients d'écoulement et montre que les coefficients d'écoulement après 1977 sont nettement supérieurs à ceux d'avant 1977. Malgré la construction des grands aménagements du bassin (Dourou, 75 millions de m³ en 1995 et Ziga 200 millions de m³ en 2000), les coefficients d'écoulement après leurs mises en eau dépassent ceux d'avant construction. Le passage de la période humide (1965-1977) à la période sèche (1978-1994) est caractérisé par une diminution de 8% des hauteurs de précipitation et un doublement des coefficients d'écoulement moyens annuels, malgré l'accroissement de l'évaporation (Tableau B. 20). En l'absence de la construction des barrages de Ziga et de Dourou, la période 1995-2014 devrait être caractérisée par une augmentation des coefficients d'écoulement de plus de 30% par rapport à la période sèche. Autrement dit, entre 1965 et 2014, les coefficients d'écoulements ont été multipliés par trois dans le bassin du Nakanbé. Cet accroissement du coefficient d'écoulement annuel d'une période à une autre est associé à une forte variabilité interannuelle.

Tableau B. 20: Valeurs moyennes des variables hydro-climatiques par période dans le bassin du Nakanbé

Variables	Période 1965-1977	Période 1978-1994	Période 1995-2014
R	9,9	18,9	21,5/28,7*
P	636,3	584,1	686,9
ETP	2016,3	2062,3	2078,8
CE	0,015	0,032	0,031/0,042*

* indique les données reconstituées après la mise eau des barrages de Dourou (1995) et Ziga (2000) ; R, P, ETP et CE sont respectivement l'écoulement, la pluie, l'évapotranspiration potentielle et le coefficient d'écoulement moyens annuels.

La variabilité spatiale des coefficients d'écoulement (Figure B. 23b) indique une diminution avec l'augmentation de la surface du bassin versant. De façon générale, l'agrandissement d'un bassin versant (sans changement de forme) entraîne l'accroissement de son temps de concentration et favorise l'infiltration/évaporation des eaux de pluie. Cependant, la variabilité du coefficient d'écoulement est également liée à la variabilité des états de surface.

II.4.3.2 Coefficients de ruissellement

Les coefficients de ruissellement analysés ici ont été calculés pour chaque crue (voir sous-section I.4). Ainsi, l'évolution des coefficients de ruissellement relatifs aux maxima annuels de débits journaliers (CRMA), débits journaliers dépassant les seuils POT0 (CRPOT0) et POT1 (CRPOT1) a été étudiée de 1965 à 2018 dans les bassins versants du fleuve Nakanbé. Les résultats des tests de vérification de stationnarité montrent que les coefficients de ruissellement relatifs aux crues du bassin se sont globalement accrus de 1968 à 2018 à l'exception du bassin de Rambo où une diminution a été constatée au niveau des coefficients de ruissellement liés au POT1 (Tableau B. 21 et figure B. 24).

Tableau B. 21 : Tendance des coefficients de ruissellement (Test de Mann-Kendall)

Indices	Période	p-value			Pente de Sen (Slope) si p-value $\leq 0,10$		
		CRMA	CRPOT0	CRPOT1	CRMA	CRPOT0	CRPOT1
Wayen	1965-2014	0,00*	0,01	0,03	0,0011	0,0001	0,0004
Ramsa	1983-2016	0,77	0,59	0,31			
Rambo	1983-2017	0,32	0,08	0,41		-0,0001	
Dombré	2006-2016		0,49				
Tougou	2004-2018		0,01*			0,0018	

* présence d'autocorrélation, application de la forme modifiée du test de Mann-Kendall élaborée par Yue et Wang (2004). Les résultats du test d'autocorrélation sont en annexe (Figures An 9 et An 10). CRMA, CRPOT0 et CRPOT1 sont les coefficients de ruissellement liés respectivement aux QMA (maxima annuels de débits journaliers), POT0 et POT1. POT0 et POT1 sont les débits journaliers supérieurs ou égaux respectivement à la valeur minimale des QMA et au 1^{er} quartile des QMA

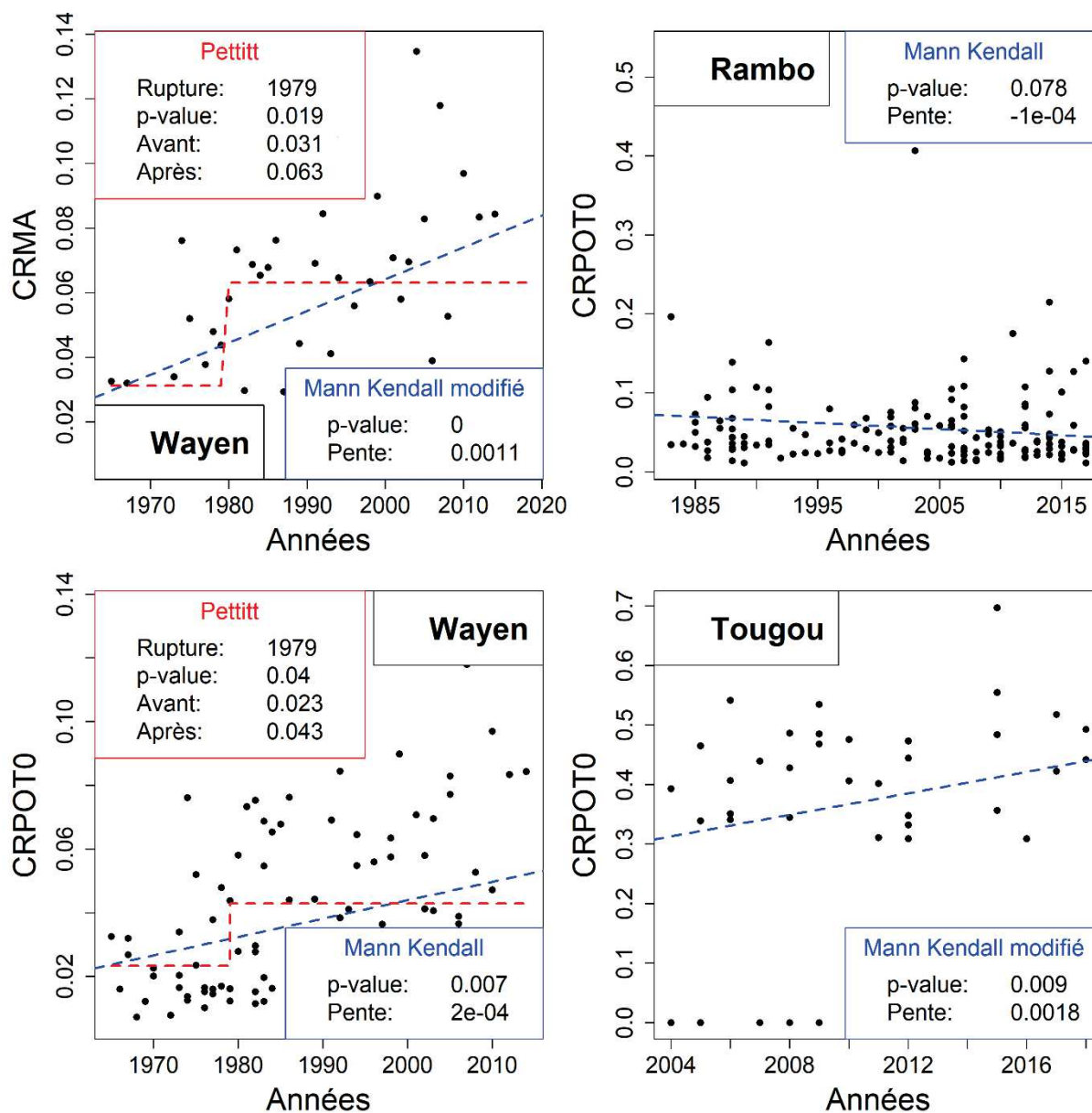


Figure B. 24: Evolution des coefficients de ruissellement liés aux crues dans les bassins du Nakanbé
CRMA et CRPOT0 sont les coefficients de ruissellement liés respectivement aux QMA (maxima annuels de débits journaliers) et POT0 (débits journaliers supérieurs ou égaux à la valeur minimale des QMA)

L'application du test de Pettitt indique une rupture positive significative en 1979 (moyenne avant rupture inférieure à moyenne après) dans les coefficients de ruissellement liés aux crues du Nakanbé (Tableau B. 22 et figure B. 24).

Tableau B. 22 : Recherche de rupture dans l'évolution des coefficients de ruissellement (Test de Pettitt)

Indices	Période	p-value			Année de rupture si p-value $\leq 0,10$		
		CRMA	CRPOT0	CRPOT1	CRMA	CRPOT0	CRPOT1
Wayen	1965-2014	0,02	0,03	0,17	1979+	1979+	
Ramsa	1983-2016	0,87	0,57	0,58			
Rambo	1983-2017	0,77	0,16	0,75			
Dombré	2006-2016	NA	0,45	NA			
Tougou	2004-2018	NA	0,54	NA			

+ indique une rupture positive. Les vides indiquent les tailles d'échantillons inférieures à 20.

Nous rappelons que la rupture dans les écoulements annuels à Wayen a été constatée en 1977 (voir sous-section II.1) et celui des coefficients d'écoulement annuels en 1978 (voir sous-section II.4.3.1). Ainsi, pour raison de constance et de conformité nous retenons l'année 1977 comme année de rupture dans la réponse hydrologique des bassins du Nakanbé.

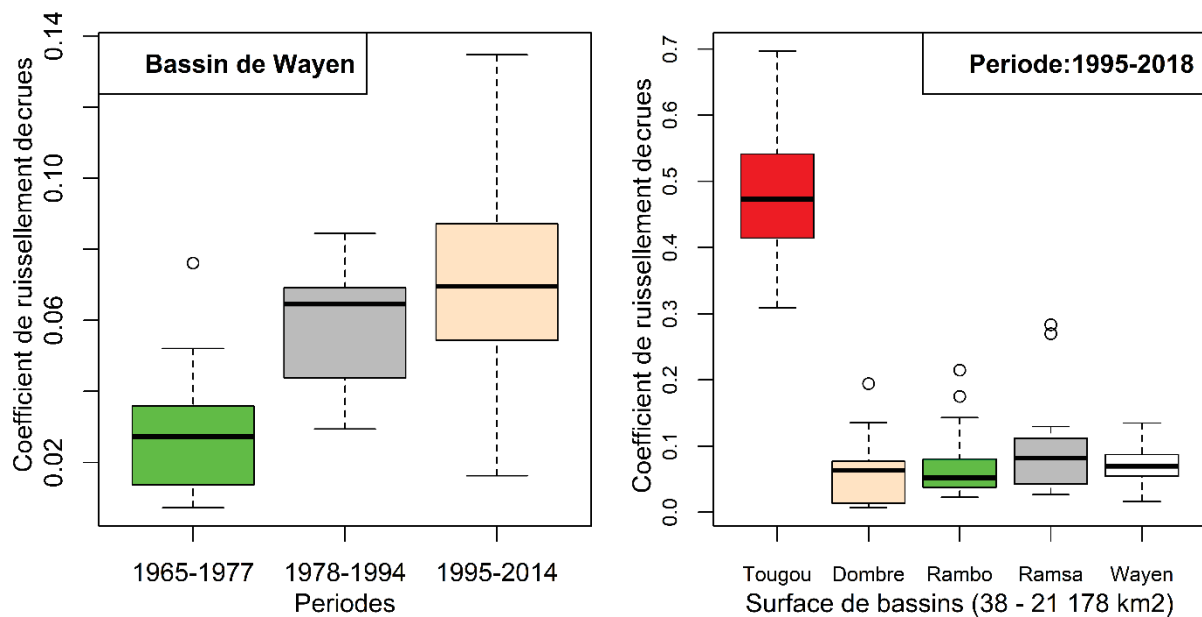


Figure B. 25: Variabilité des coefficients de ruissellement liés à la crue de pointe journalière annuelle

La figure B. 25 montre l'évolution spatio-temporelle des coefficients de ruissellement dans les bassins versants du Nakanbé de 1965 à 2018. Les variabilités des coefficients d'écoulement annuels et de ruissellement de crues dans les bassins sont similaires (Figure B. 23 et B. 25). La période 1978-1994 par rapport à 1965-1977 est caractérisée par une rupture positive significative dans les coefficients d'écoulement et de ruissellement de crues. Au cours de la période 1995-2015, on note une augmentation, mais pas significative par rapport à la période 1978-1994. La variabilité spatiale des coefficients d'écoulement (Figures B. 23b et B. 25b) reflète le fait que l'agrandissement d'un bassin versant (sans changement de forme) entraîne une diminution des coefficients de ruissellement.

II.5 Evolution du cumul des volumes des aménagements du bassin

La figure B. 26 illustre l'évolution des volumes des retenues d'eau érigées dans le bassin du Nakanbé. Sur les 371 retenues d'eau recensées dans le bassin, les barrages de Dourou et de Ziga mis en eau respectivement en 1995 et 2000 font près de 80% du volume total des aménagements du bassin. Le barrage de Dourou est situé entre la station de Ramsa et de Yilou, tandis que celui de Ziga se trouve en aval près de Wayen (Figure A. 22). On peut donc retenir que 1995 représente une année de rupture dans la dynamique d'aménagement du bassin.

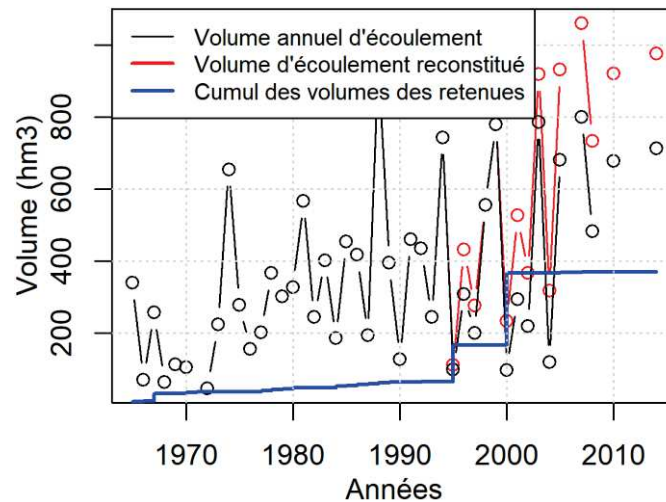


Figure B. 26: Evolution des aménagements du bassin du Nakanbé

III Discussion

La variabilité environnementale et les interrelations avec le climat ont été analysées au travers de la couverture/occupation/utilisation des sols et des coefficients d'écoulement et de ruissellement.

L'évolution du taux de couverture végétale (déduit du NDVI) des bassins versants du Nakanbé sur la période 1982-2015 (Figure B. 13) indique une diminution de 1982 à 1984, suivie d'un accroissement de 1984 à 1993 (année de rupture) et depuis 1993 aucune tendance significative n'a été observée. La tendance non significative du NDVI sur la période 1994-2015 confirme la stabilisation de l'évolution des états de surface depuis 1990 (Figure B. 12). En effet, tout le potentiel de terres cultivables sur le bassin a quasiment été utilisé avant 1990 (Diello, 2007). L'accroissement du taux de couverture entre 1984 et 1993 reflète le reverdissement du Sahel constaté par certains auteurs (Anyamba et Tucker, 2005; Fensholt et Rasmussen, 2011). Cet accroissement du taux de couverture après la fin de la sécheresse des années 80 serait dû à l'amélioration de l'activité chlorophyllienne des arbres restants et non une densification, car après 1993, la tendance s'est estompée. De même la moyenne du NDVI avant et après

la rupture demeure très proche (0,26 contre 0,27). Ces résultats confirment la complexité de la dynamique des données NDVI des bassins versants du Sahel (Fensholt et Rasmussen, 2011).

La dynamique démographique a été caractérisée par un accroissement de la densité de population dans tous les bassins versants du Nakanbé. De 1985 à 2006, la densité de population s'est accrue de 1,4 en moyenne par an dans tous les bassins versants. Ainsi, en 2006, la capacité d'accueil maximale pour un équilibre écologique (50hbts/km²) a été dépassée, ce qui signifie que tout le bassin versant du Nakanbé à Wayen est confronté à un risque écologique majeur (MECV, 2004).

L'analyse de corrélation entre les différentes variables indique une bonne corrélation entre pourcentages du bassin en végétation/sols nus et NDVI d'une part et entre pourcentage du bassin cultivé et densité de population d'autre part (Figures B. 19 et B. 20). La corrélation entre sols nus, végétation et NDVI s'explique par le fait que ces trois variables sont relatives à la couverture végétale du bassin versant. La corrélation entre sols cultivés et densité de population serait due au caractère extensif de l'agriculture pratiquée sur le bassin. Ce constat avait conduit Diello (2007) à adopter une régression logistique entre les superficies cultivées et la démographie pour modéliser les états de surface du bassin du Nakanbé.

La variabilité de la couverture végétale d'un bassin versant peut-être expliquée par la variabilité du climat (essentiellement les précipitations) ou les actions anthropiques. Dans les bassins versants du Nakanbé, la valeur du NDVI est proportionnelle à la hauteur de précipitation comme l'avaient constaté Nicholson et Farrar (1994) au Botswana. Les précipitations expliquent 50% de l'information de végétation et le reste est certainement dû à d'autres facteurs tels que: températures, vent, humidité, hydrographie, géologie et actions anthropiques (Farrar et al., 1994). Le ratio « NDVIhumide/Pan » (indicateur de l'efficacité de l'utilisation de l'eau par la végétation) est décroissant dans tous les bassins versants avec rupture après l'année 2000. La tendance à la baisse du ratio malgré la reprise des précipitations autour de 1990 indiquerait une dégradation physiologique de la végétation et pourrait être l'explication de la sécheresse édaphique ayant suivi la sécheresse climatique (Dardel *et al.*, 2014; Descroix *et al.*, 2018). L'évolution de l'efficacité d'utilisation de l'eau par les végétaux étant reconnue comme une des conséquences du changement climatique (Bhattacharya, 2019), la décroissance constatée dans les bassins versants du Nakanbé indiquerait une modification dans les activités saisonnières des espèces végétales due au réchauffement planétaire (GIEC, Sous presse).

La tendance des coefficients d'écoulement annuels renforce l'hypothèse de sécheresse édaphique dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen. Dans ce bassin versant, les coefficients d'écoulement se sont accrus de 1965 à 2018 (Tableau B. 20) malgré la sécheresse des années 1980 et la mise en eau des

barrages de Dourou (75 Mm³ en 1995) et de Ziga (200 Mm³ en 2000). En l'absence de ces deux barrages, le coefficient d'écoulement moyen sur la période 1995-2014 serait trois fois plus élevé que celui de la période 1965-1977 (0,015 sur la période 1965-1977 contre 0,042 sur la période 1995-2014). Des taux d'accroissement similaires du coefficient d'écoulement ont été constatés sur plusieurs bassins versants du Sahel ouest-africains. Pour exemples, dans les bassins versants de la Sirba, du Dargol et du Gorouol, les coefficients d'écoulement se sont accrus de 400 à 500% sur la période 1950-2010 (Descroix, 2018a). La continuité de l'accroissement des coefficients d'écoulement malgré la reprise des précipitations (autour des années 1990) et la sécheresse édaphique constatées dans les bassins versants du Nakanbé confirment que le bassin versant du Nakanbé à Wayen subit aussi le deuxième paradoxe hydrologique sahélien (Dardel et al., 2014; Descroix et al., 2018).

Conclusion partielle

L'objectif de cette partie, constituée des chapitres III et IV, était d'analyser la variabilité hydro-climatique et environnementale dans les bassins du Nakanbé sur la période 1965 à 2018. Dans le chapitre III, la variabilité de la moyenne et des extrêmes hydroclimatiques a été analysée. Au pas de temps annuel, la précipitation, l'évapotranspiration potentielle et les écoulements ont été étudiés. L'analyse de la variabilité des maxima hydro-pluviométriques a été faite au travers de huit indices de précipitations (5 d'intensité et 3 de fréquence) et neuf indices de débits (5 d'intensité et 4 de fréquence). Les tests statistiques de Mann-Kendall, de Pettitt et la procédure de segmentation ont été appliqués pour l'analyse des intensités tandis que la régression de Poisson a été utilisée pour étudier la tendance des indices de fréquence. Les résultats indiquent un accroissement significatif continu de l'écoulement (rupture en 1977 à Wayen) et de l'évapotranspiration potentielle (rupture en 1982 dans tous les bassins) au pas de temps annuel. L'évolution des précipitations annuelles présente trois sous-périodes : période de sécheresse (1965-1989), période de reprise (1990-2006) et 2007-2018. De 1965 à 2018, l'évolution des précipitations dans les bassins versants du Nakanbé a été caractérisée par une recrudescence et une intensification des extrêmes. Depuis 1990, les précipitations extrêmes augmentent de façon disproportionnée plus rapidement que la précipitation totale annuelle. La recherche de relation entre les maxima annuels de débits journaliers (QMA) et les intensités de précipitations extrêmes a montré une corrélation linéaire significative avec le cumul maximal annuel des précipitations consécutives sur cinq jours (PMA_5j).

L'analyse de la variabilité environnementale (chapitre IV) a été faite au travers de sept variables dont quatre relatives aux états de surface (Surfaces en végétation, cultures, sols nus et plans d'eau), l'indice de végétation NDVI et le taux de couverture y relatif, la densité de population et les aménagements du bassin. Le rythme d'aménagement du bassin indique également une rupture à partir de 1995 caractérisée par la mise en eau des barrages de Durou et Ziga respectivement en 1995 et 2000, qui font près de 80% du volume total des aménagements du bassin. Les données environnementales analysées présentent une forte variabilité spatiale. La variabilité spatiale des états de surface rejoint celle des indices de végétation (NDVI) et montre que la partie nord du bassin est la zone la plus nue. La variabilité de la densité de population montre que le bassin versant du Nakanbé à Dombé est le plus peuplé et celui de Rambo, le moins peuplé. En effet, le bassin versant de Dombé abrite la ville de Ouahigouya, la 5ème plus grande ville du Burkina Faso. Un essai de classification hiérarchique des sept bassins versants emboîtés en fonction des six variables environnementales (Végétation, sols nus, cultures, plans d'eau, NDVI, densité de population) confirme que la partie nord du bassin est caractérisée par de fortes

proportions de sols nus. Le bassin versant de Dombré se distingue de tous les autres sous-bassins versants par rapport à la forte densité de population qu'il abrite.

Le coefficient de ruissellement est le paramètre hydrologique qui intègre la variabilité environnementale d'un bassin versant. La variabilité de ce coefficient a été analysée au pas de temps annuel (coefficient d'écoulement) et de la durée caractéristique des crues (coefficient de ruissellement de crues) dans les bassins versants du fleuve Nakanbé. La variabilité spatiale des coefficients d'écoulement/ruissellement reflète le fait que l'agrandissement d'un bassin versant (sans changement de forme) entraîne une diminution des coefficients de ruissellement. L'évolution temporelle de ces coefficients indique un accroissement de 1965 à 2018 avec une rupture en 1978 pour le coefficient d'écoulement et 1979 pour le coefficient de ruissellement. Ce résultat confirme l'hypothèse N°1 de la thèse qui stipule que depuis les années 1970, les coefficients de ruissellement se sont accrus dans la partie sahélienne du bassin du Nakanbé.

Enfin, l'évolution des variables hydro-climatiques et environnementales du bassin versant du fleuve Nakanbé à Wayen peut être résumée comme sur la figure B. 27.

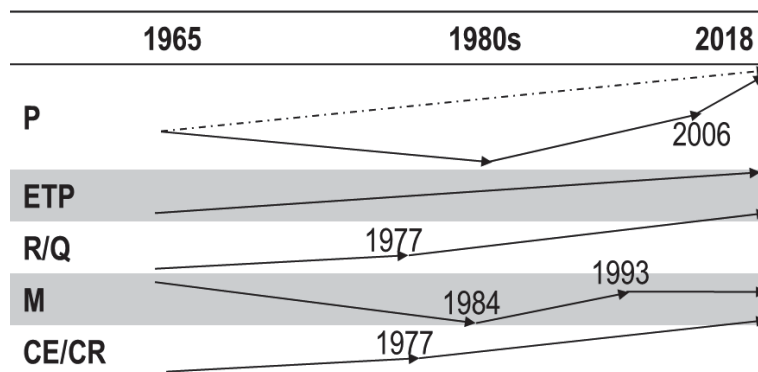


Figure B. 27: Synthèse de l'évolution des variables hydro-climatiques et environnementales du bassin du Nakanbé de 1965 à 2018

P est la précipitation ; ETP, l'évapotranspiration potentielle ; R, Ecoulement annuel ; Q, Débit de crue ; M, le taux de couverture végétal ; CE, Coefficient d'écoulement et CR, Coefficient de ruissellement de crues.

Ces évolutions contrastées des variables hydro-climatiques et environnementales confirment que le bassin du Nakanbé a subi les deux paradoxes hydrologiques sahéliens caractérisés par l'accroissement des coefficients de ruissellement et d'écoulement (confirmation de l'hypothèse de recherche HR1). Sur la base des résultats de l'analyse de stationnarité, la période d'étude (1965-2018) a été subdivisée en quatre sous-périodes : 1965-1977 ; 1978-1994 ; 1995-2006 et 2007-2018. La période 1965-1977 (période d'avant rupture dans les écoulements annuels) sera considérée comme période de base pour la quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen.

**PARTIE C : CONTRIBUTIONS INDIVIDUELLES ET COMBINÉE DES
CHANGEMENTS CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL AUX
CHANGEMENTS D'ÉCOULEMENTS DANS LES BASSINS EMBOÎTÉS DU
NAKANBE A WAYEN**

Introduction partielle

L'étude de la variabilité hydro-climatique et environnementale dans la zone d'étude a montré que le bassin du Nakanbé a connu les deux paradoxes hydrologiques sahéliens. L'augmentation des écoulements pendant la période de sécheresse (autour des années 1980) a caractérisé le 1^{er} paradoxe hydrologique sahélien. Malgré la reprise des précipitations (à partir de 1990), le reverdissement est mitigé et les coefficients de ruissellement/d'écoulements continuent d'augmenter : c'est le deuxième paradoxe hydrologique sahélien. La sécheresse des années 1980 a conduit les hydrosystèmes dans un état de faible-végétation / fort-écoulement et la reprise des précipitations n'a pas permis le retour à l'état initial (Wendling et al., 2019). De même, les projections d'augmentation future des précipitations du Sahel ne permettront probablement pas la restauration du comportement hydrologique initial (période d'avant sécheresse) à cause des fortes variabilités attendues (Diedhiou et al., 2018). Ces constats suscitent des interrogations et posent de véritables problèmes techniques et opérationnels dans l'élaboration et / ou l'exécution des politiques d'aménagements, de gestion et de protection des ressources hydriques des hydrosystèmes du Sahel. Est-ce que les hydrosystèmes du Sahel peuvent revenir à leur état d'avant la sécheresse des années 1980 ? Peut-on quantifier les impacts individuels des changements climatique / environnemental et de l'interaction climat-environnement sur la réponse hydrologique des bassins versants ? À quelles échelles les changements du climat et des états de surface ont-ils un impact sur la ressource en eau ? Les réponses à ces questionnements permettront d'appréhender davantage les moteurs du changement du comportement hydrologique des bassins versants au Sahel Ouest-africain.

Dans la littérature, les méthodes utilisées pour appréhender la réponse hydrologique d'un bassin versant peuvent être regroupées en des approches descendante et ascendante (cf. sous-section 1.2 du chapitre I). L'approche ascendante (dite newtonienne) permet d'analyser les contrôles de causalité, mais le résultat est en grande partie le reflet des hypothèses du modèle, car il est difficile de déterminer de manière réaliste les nombreux paramètres et d'imaginer toutes les interactions à l'échelle d'un bassin versant. L'approche descendante (dite darwinienne ou holistique) consiste en une analyse des signatures au travers de méthodes statistiques / conceptuelles / déterministes ou des études de bassins d'appariement. Sa force est de saisir l'effet de synthèse de tous les contrôles, mais il est difficile d'identifier la causalité, car les données peuvent être ambiguës.

Dans le chapitre V, le cadre conceptuel de Budyko (Budyko, 1963, 1974a) qui est une approche descendante sera utilisé pour analyser les impacts du changement climatique, du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement sur la ressource en eau des bassins du

Nakanbé. Le chapitre VI sera consacré à l'analyse de la coévolution climat-environnement sur la base des modèles paramétriques de type Budyko.

NB : Cette partie de la thèse a fait l'objet de deux articles scientifiques dont le premier est publié dans la revue « Journal of Hydrology : Regional Studies » ([https://authors.elsevier.com/sd/article/S2214-5818\(21\)00057-4](https://authors.elsevier.com/sd/article/S2214-5818(21)00057-4)), et le second dans « Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences » (<https://piahs.copernicus.org/articles/384/269/2021/>).

Chapitre V : Impacts des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau

L'étude des impacts des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique d'un bassin versant peut-être effectuée selon deux approches : une descendante et l'autre ascendante (cf section IV du chapitre I). Dans ce chapitre, le cadre conceptuel de Budyko (approche descendante) sera utilisé pour quantifier les contributions isolées et combinées du climat et de l'environnement aux changements des écoulements du Nakanbé sur la période 1965-2018.

I Méthodologie

I.1 Généralités sur l'approche Budyko

I.1.1 Bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant

La gestion des ressources en eau exige une compréhension approfondie du cycle de l'eau. À l'échelle du bassin versant, le bilan hydrique est l'équation qui gouverne les différentes interactions. Ainsi, une meilleure gestion des ressources en eau passe par la détermination des différents termes du bilan hydrique qui peut s'exprimer comme suit :

$$P = R + ETR + \Delta S \quad \text{Eq C. 1}$$

P désigne la précipitation reçue par le bassin ; R la lame d'eau écoulée ; ETR l'évapotranspiration réelle et ΔS représente la variation du stock d'eau.

Horton (1931) a souligné l'importance fondamentale de fonder les conclusions hydrologiques sur le bilan hydrique à long terme et de vérifier cet équilibre en mesurant tous les éléments. Il a aussi montré qu'à long terme, la variation de stock (ΔS) peut être négligée. Ainsi, à long terme, l'équation du bilan hydrique devient Eq C. 2.

$$P = R + ETR \quad \text{Eq C. 2}$$

Parmi les termes du bilan hydrique qui restent (P, R et ETR), l'évapotranspiration réelle n'est pas directement mesurable à l'échelle du bassin versant et est très difficile à estimer alors qu'elle constitue le facteur hydrologique clé reliant à grande échelle les modèles atmosphériques aux modèles hydrologiques. Plusieurs chercheurs (Schreiber, 1904; Ol'dekop, 1911; Turc, 1954; Mezentsev, 1955; Pike, 1964) ont essayé d'approcher l'évapotranspiration réelle au travers d'équations empiriques basées sur le cadre conceptuel de Budyko. Si les origines de ce cadre conceptuel remontent au début du XX^e siècle (Schreiber, 1904; Ol'dekop, 1911), la formulation tenant compte des indices d'aridité (ratio entre

évapotranspiration potentielle et pluie) et d'évaporation (ratio entre évapotranspiration réelle et pluie) a été pour la première fois développée par le climatologue / géophysicien / géographe soviétique (Russe) Mikhail Ivanovitch Budyko en 1958 (Mianabadi et al., 2020).

I.1.2 Bilan thermique

Les équations du bilan thermique sont des cas particuliers de la loi de conservation d'énergie en physique. À partir du bilan des flux d'énergie thermique, l'équation du bilan thermique de la surface de la terre s'écrit (Brutsaert, 2005) :

$$R_n - L_e \times ETR - H + L_p F_p - G + A_h = \frac{\partial W}{\partial t} \quad \text{Eq C. 3}$$

R_n (W/m^2) est le flux net de radiation entrante; L_e , la chaleur latente de vaporisation; ETR, l'évapotranspiration réelle; H , le flux spécifique de la chaleur sensible dans l'atmosphère; L_p , le facteur de conversion thermique pour la fixation du CO_2 ; F_p , le flux spécifique du CO_2 ; G le flux d'énergie spécifique aux conditions aux limites; A_h , le flux spécifique de transfert d'énergie; $\partial W/\partial t$, le taux d'énergie stockée par unité de surface.

À l'échelle globale et à long terme, quand les effets d'instabilités, de fonte / dégel de neige, de photosynthèse et de feux de brousse, et les mouvements (advections) latéraux peuvent être négligés, le bilan d'énergie de surface devient (Brutsaert, 2005) :

$$R_n - L_e \times ETR - H = 0 \quad \text{Eq C. 4}$$

L'équation Eq C. 4 est la forme d'équation bilan d'énergie la plus utilisée en hydrologie (Brutsaert, 2005).

I.1.3 Termes des bilans d'énergie et d'eau à long terme à l'échelle du bassin versant

I.1.3.1 Rayonnement net (R_n)

Le rayonnement reçu par la terre (essentiellement solaire) peut être décomposé en ondes longues (rayonnement infrarouge) et courtes (ultraviolet et lumière visible). Les courtes longueurs d'onde sont comprises entre 0,3 et 3 μm et les ondes longues sont comprises entre 3 et 100 μm (Bastiaanssen, 1995). Le bilan global net est donc égal au rayonnement solaire absorbé moins le rayonnement émis (Eq C. 5) puisque la production interne est presque nulle.

$$R_n = (K^\downarrow + L^\downarrow) - (K^\uparrow + L^\uparrow) \quad \text{Eq C. 5}$$

Avec R_n , le rayonnement net à la surface du sol en W/m^2 ; K^\downarrow , le rayonnement d'ondes courtes arrivant à la surface du sol en W/m^2 ; K^\uparrow , le rayonnement d'ondes courtes partant de la surface du sol en W/m^2 ; L^\downarrow , le rayonnement d'ondes longues arrivant à la surface du sol en W/m^2 ; L^\uparrow , le rayonnement d'ondes longues partant de la surface du sol en W/m^2 .

En effet, toute surface absorbe une partie du rayonnement et réfléchit le reste, l'absorption étant un phénomène qui transforme l'énergie par rayonnement en énergie thermique (chaleur). La quantité de chaleur disponible au sol (R_n) dépend donc du rayonnement solaire, mais aussi de la proportion du rayonnement réfléchi vers l'espace. Cette valeur est appelée "albédo" (r_0) et varie d'un point à l'autre du

globe, car elle dépend des caractéristiques de la surface qui reçoit le rayonnement. L'albédo est le rapport de l'énergie solaire réfléchi par une surface, sur l'énergie solaire incidente. Il varie de 0 à 1, avec 0 pour les corps parfaitement noirs (aucune réflexion) et 1 pour le miroir parfait (corps qui diffuse sans absorption tout le rayonnement électromagnétique visible qu'il reçoit). Ainsi, le rayonnement d'ondes courtes partant de la surface du sol dépend du rayonnement arrivant et de l'albédo (Bastiaanssen, 1995) :

$$K^\uparrow = r_0 K^\downarrow \quad \text{Eq C. 6}$$

Brunt (1932) a utilisé une approche pratique pour estimer le rayonnement de grande longueur d'onde vers le bas atteignant la surface terrestre (Eq C. 7) :

$$L^\downarrow = \varepsilon'_a \sigma T_a^4 \quad \text{Eq C. 7}$$

T_a (°K) est la température de l'air ; ε'_a (sans unité) est l'émissivité à la surface du sol (l'émissivité d'un corps parfaitement noire étant égal à 1) ; σ ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) est la constante de Stefan Boltzmann (Bastiaanssen, 1995).

D'après Courault et al. (2005), le rayonnement net dépend de la radiation solaire incidente (R_g), du rayonnement atmosphérique incident sur le domaine spectral thermique (R_a), de l'albédo du sol (r_0), de l'émissivité (ε'_a) et de la température de l'air à la surface du sol (T_a) :

$$R_n = (1 - r_0)R_g + \varepsilon'_a R_a - \varepsilon'_a \sigma T_a^4 \quad \text{Eq C. 8}$$

À l'échelle globale et à long terme, le rayonnement net (absorbé) est perdu essentiellement sous forme de :

- chaleur sensible : la surface réchauffe l'air à son contact ;
- chaleur latente : elle correspond à l'énergie nécessaire à l'évaporation de l'eau, qui peut provenir des océans, des cours d'eau ou du sol. Dans ce dernier cas, les plantes jouent un rôle important dans le contrôle de la quantité d'eau évaporée.

1.1.3.2 Flux de chaleur sensible

Pratiquement, le flux de chaleur sensible (H) est estimé en utilisant la résistance aérodynamique r_a entre la surface et la hauteur de référence Z_a (2m) au-dessus de la surface du sol (Courault et al., 2005) :

$$H = \rho C_p \frac{T_a - T_r}{r_a} \quad \text{Eq C. 9}$$

ρ désigne la densité de l'aire (kg/m^3) ; C_p , la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($\text{J/Kg}^\circ\text{K}$) ; r_a , la résistance au transfert de chaleur (s/m) ; T_a , la température de l'air à la surface du sol (°K) ; T_r , la température de l'air à la hauteur de référence (°K)

1.1.3.3 Flux de chaleur latente ($L_e \times \text{ETR}$)

Le flux de chaleur latente ($L_e \times \text{ETR}$) correspond à une quantité d'eau évaporée par unité de temps, convertie en énergie par la constante de vaporisation de l'eau (L_e). La chaleur latente d'évaporation est

la quantité de chaleur requise pour transformer un gramme de liquide en vapeur, sans changement de température. Le flux de chaleur latente est plus communément appelé évapotranspiration, car il résulte de l'évaporation de l'eau présente sur les espaces physiques (sol, feuilles, eau libre), mais aussi de la transpiration foliaire. Il existe plusieurs méthodes pour calculer le flux de chaleur latente. La méthode présentée ici (Eq C. 10) est celle couramment utilisée dans les modèles simulant les transferts sol-végétation-atmosphère (Courault et al., 2005).

$$L_e \times \text{ETR} = \rho C_p h_s (e_a^*(T_a) - e_r) \quad \text{Eq C. 10}$$

$e_a^*(T_a)$ est la pression de vapeur saturée à la température de surface (T_a) en Pa ; e_r , la pression de vapeur saturée à T_r (température de l'air à la hauteur de référence); h_s est un coefficient d'échange.

1.1.3.4 Pluie (P), écoulement (R) et Evapotranspiration réelle (ETR)

Parmi ces trois termes, l'évapotranspiration réelle est plus difficile à quantifier. La pluie et l'écoulement sont mesurés à des stations pluviométrique et hydrométrique respectivement. Une station hydrométrique sert à mesurer les écoulements à l'exutoire d'un bassin alors que les mesures au niveau des stations pluviométriques concernent le point d'implantation de l'appareil. Compte tenu de la forte variabilité spatiale des précipitations, la densité du réseau pluviométrique est essentielle pour estimer la précipitation à l'échelle du bassin versant (Lebecherel, 2015).

Les méthodes utilisées pour quantifier l'évapotranspiration réelle (ETR) peuvent être regroupées en trois approches (Rana et Katerji, 2000) : hydrologique, micro-météorologique et physiologique des plantes. Les approches hydrologiques sont destinées à quantifier l'évaporation sur une longue période, de quelques semaines à quelques mois, à la saison voire l'année. Les méthodes micro-météorologiques sont développées pour comprendre le processus régissant le transfert d'énergie et de matière entre la surface et l'atmosphère. Les techniques basées sur la physiologie des plantes sont utilisées pour étudier les relations hydriques de plantes individuelles ou de parties de plantes. Ces différentes méthodes permettent de mesurer (directement ou indirectement) ou d'estimer l'évapotranspiration réelle. La mesure est dite directe lorsqu'un instrument est utilisé pour quantifier l'évapotranspiration réelle. Elle est indirecte lorsque l'ETR est trouvée au moyen d'une relation entre plusieurs paramètres. Les méthodes basées sur des concepts hydrologiques utilisent le bilan hydrique du sol ou des lysimètres de pesée (Rana et Katerji, 2000). Le lysimètre de pesée permet une mesure directe de l'évapotranspiration réelle à l'échelle de la parcelle, mais pas du bassin versant, car le couvert forestier et les conditions des eaux souterraines diffèrent généralement entre l'intérieur et l'extérieur du lysimètre (Teuling, 2018). Ainsi des méthodes indirectes d'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de bassin versant, généralement fondées sur le cadre de Budyko, sont souvent utilisées pour quantifier l'évapotranspiration réelle.

I.1.4 Cadre conceptuel de Budyko

Le cadre conceptuel de Budyko (Budyko, 1974b) est fondé sur 2 hypothèses : à long terme, la variation du stockage d'eau souterraine et le transfert de chaleur nette entre la surface du sol et la subsurface (profondeur des racines des arbres) sont négligeables. Les équations des bilans d'eau (Eq C. 2) et d'énergie (Eq C. 4) sont donc applicables. En divisant l'équation du bilan d'énergie par la chaleur latente de vaporisation (L_e), on obtient l'équation Eq C. 11.

$$\frac{R_n}{L_e} = ETR + \frac{H}{L_e} \quad \text{Eq C. 11}$$

Selon cette équation, l'évapotranspiration réelle (ETR) maximale possible se produit lorsque le flux de chaleur sensible (H) est négligeable. De toute évidence, la valeur maximale de l'évapotranspiration réelle (ETR) étant l'évapotranspiration potentielle (ETP), le ratio R_n/L_e est numériquement égal à l'ETP (Budyko, 1974a; Sposito, 2017). Ainsi, l'équation du bilan d'énergie à long terme devient :

$$ETP = ETR + \frac{H}{L_e} \quad \text{Eq C. 12}$$

Sur la base des équations bilans d'eau (Eq C. 2) et d'énergie (Eq C. 12), Budyko (1974b) fait l'hypothèse qu'il existe une relation fonctionnelle entre l'évapotranspiration réelle (ETR) et les deux variables climatiques que sont la pluie (P) et évapotranspiration potentielle (ETP) : c'est le cadre conceptuel de Budyko (Eq C. 13).

$$ETR = f(P, ETP) \quad \text{Eq C. 13}$$

En supposant que $f(P,ETP)$ est une fonction homogène (comportement d'échelle multiplicatif par rapport à P et ETP) et que les variables (P et ETP) sont indépendantes, Sposito (2017) démontre que l'indice d'évaporation (ETR/P) est fonction de l'indice d'aridité (ETP/P) :

$$\begin{cases} kETR = f(kP, kETP), k \in \mathfrak{R} \\ \frac{ETR}{P} = f\left(\frac{ETP}{P}\right) = f(\varphi), k = \frac{1}{P}, \varphi = \frac{ETP}{P} \end{cases} \quad \text{Eq C. 14}$$

Le ratio ETP/P (φ) est appelé indice d'aridité et ETR/P , l'indice d'évaporation

Compte tenu du fait que l'indice d'aridité d'une région s'accroît avec l'augmentation du gain de chaleur par rayonnement et avec la diminution des précipitations, on obtient d'après Budyko (1958 et 1974) les limites de la relation fonctionnelle entre ETR, ETP et P (Eq C. 15). Sous des conditions humides extrêmes, l'évapotranspiration réelle est proche de l'évapotranspiration potentielle et ne peut augmenter avec la précipitation (limite d'énergie). En zone de climat extrêmement aride, l'évapotranspiration réelle est

proche de la hauteur de précipitation et ne peut augmenter avec l'évapotranspiration potentielle (limite d'eau).

$$\begin{cases} \lim_{P \rightarrow \infty} f(P, ETP) = ETP \\ \lim_{ETP \rightarrow \infty} f(P, ETP) = P \end{cases} \quad \text{Eq C. 15}$$

Les conditions aux limites peuvent aussi être exprimées sous une forme différentielle (Zhang et al., 2004a) :

$$\begin{cases} \lim_{\substack{P \rightarrow \infty \text{ ou} \\ ETR \rightarrow ETP}} \frac{\partial ETR}{\partial P} = 0 \\ \lim_{\substack{ETP \rightarrow \infty \text{ ou} \\ ETR \rightarrow P}} \frac{\partial ETR}{\partial ETP} = 0 \end{cases} \quad \text{Eq C. 16}$$

L'équation Eq C. 16 montre que, dans les zones humides ($P \rightarrow \infty$ ou $ETR \rightarrow ETP$), l'évapotranspiration réelle n'est pas sensible à une augmentation des précipitations alors que dans les zones très arides ($ETP \rightarrow \infty$ ou $ETR \rightarrow P$), l'évapotranspiration réelle n'est pas sensible à l'accroissement de l'évapotranspiration potentielle (Andréassian et Sari, 2019).

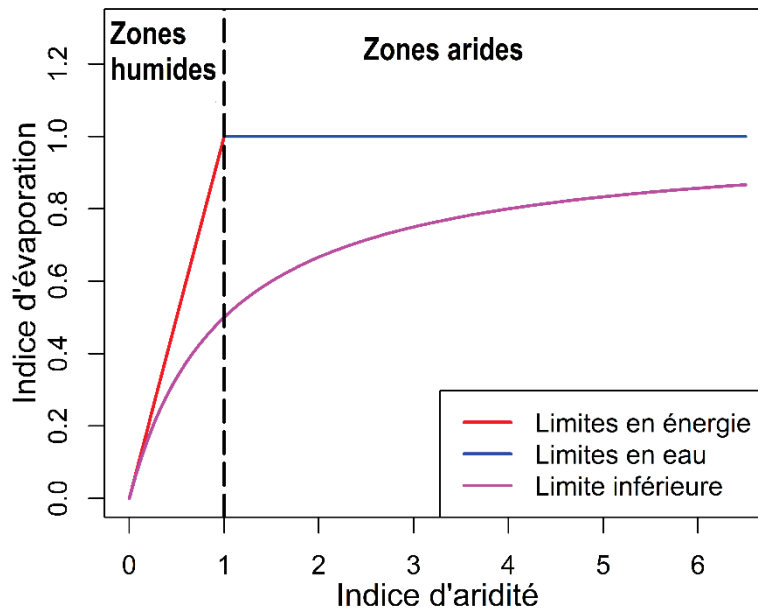


Figure C. 1: Limites du cadre de Budyko

Dans le cadre de Budyko (Figure C. 1), la limite d'énergie ($ETP = ETR$) caractérise les zones humides ($\varphi \leq 1$) pendant que les zones arides ($\varphi > 1$) sont limitées en eau (McVicar et al., 2012). La limite d'énergie ($ETR \leq ETP$) montre qu'il ne peut y avoir plus de perte d'eau par évaporation que la demande d'évaporation de l'atmosphère. Le facteur limitant ici est l'énergie d'évaporation et ce phénomène s'observe en climat humide : dans une zone de précipitations abondantes, l'ETR est limitée par l'ETP, ce qui favorise la disponibilité de la ressource en eau et la recharge des nappes souterraines. La limite de

l'eau ($ETR \leq P$) décrit le fait que dans les zones arides, les eaux souterraines contribuent très peu aux ruissellements de surface ($R \geq 0$ quand $\Delta S = 0$). Le ruissellement dépend uniquement des précipitations : il augmente sans limites avec elles et est limité par elles (Wang et Tang, 2014a). Ces limites d'eau et d'énergie montrent que l'eau est le facteur limitant de l'évaporation lorsque l'énergie est illimitée, et inversement. En zone aride, il est possible que toutes les eaux précipitées puissent s'évaporer, ce qui est impossible en zone humide.

Les limites d'énergie et d'eau sont appelées limites supérieures du cadre de Budyko. Andréassian et Perrin (2012a) ont identifié une troisième limite appelée "limite de mesure" lorsque l'évapotranspiration réelle devient nulle. La limite de mesure indique que l'ETR est toujours positif ($ETR \geq 0$). Wang et Tang (2014), en se basant sur la théorie de proportionnalité généralisée de Ponce et Shetty (1995), ont montré que la limite inférieure du cadre de Budyko n'est pas l'axe des abscisses ($ETR = 0$). Ils ont démontré que la limite inférieure correspond à la condition dans laquelle le ratio entre l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP) est égal au coefficient d'écoulement (ratio entre lame d'eau écoulée et précipitation) du bassin versant étudié (Eq C. 17).

$$\frac{ETR}{ETP} = \frac{R}{P} \quad \text{Eq C. 17}$$

Après quelques réajustements, on obtient l'équation de la courbe de limite inférieure du cadre de Budyko (Figure C. 1 et Eq C. 18) :

$$\frac{ETR}{P} = \frac{\varphi}{1 + \varphi} \quad \text{Eq C. 18}$$

Le domaine défini par les trois limites (Figure C. 1) montre les valeurs possibles de l'indice d'évaporation en fonction de l'indice d'aridité (domaine de définition de f) dans le cadre conceptuel de Budyko. Les différents modèles élaborés sur la base du cadre de Budyko permettent de partitionner le domaine de définition en indice d'évaporation (ETR/P) et coefficient d'écoulement (R/P) : proportion des précipitations évaporée et celle ruisselée (Figure C. 2). On constate aisément qu'en zone aride, la majeure partie des précipitations est évaporée.

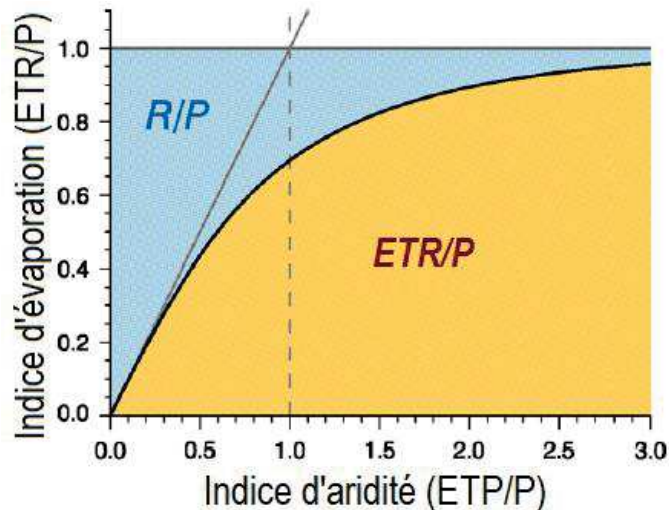


Figure C. 2: Partitionnement du cadre de Budyko (adaptée de Donohue et al. (2012))

Le cadre de Budyko ainsi établi, est reconnu en hydrologie pour sa représentation concise et précise du bilan hydrique et énergétique à long terme des bassins versants (Sposito, 2017) et l'indice d'aridité est la mesure de similitude la plus utilisée (Blöschl et al., 2013). La simplicité et l'universalité des courbes de type Budyko en font un cadre puissant qui contraste avec la pléthore de modèles hautement paramétriques qui circulent en hydrologie (Berghuijs et al., 2020).

I.1.5 Modèles non paramétriques basés sur le cadre de Budyko

Les modèles non paramétriques ont été élaborés pour estimer l'évapotranspiration réelle (ETR) qui est le terme du bilan hydrique difficile à quantifier à l'échelle d'un bassin versant. Ces modèles d'estimation d'ETR sont dits modèles Budyko de 1^{ère} génération (Dey et Mishra, 2017) et les plus utilisés sont :

- La formule de Schreiber (1904) :

$$\frac{ETR}{P} = 1 - e^{-\varphi} \quad \text{Eq C. 19}$$

- La formule de Ol'dekop (1911) :

$$\frac{ETR}{P} = \varphi \tanh(1/\varphi) \quad \text{Eq C. 20}$$

- La formule de Budyko (1948) qui est une moyenne géométrique des équations de Ol'dekop (1911) et de Schreiber (1904). Budyko a étudié plus d'un millier de bassins versants pour découvrir que l'aridité du climat contrôle la majeure partie de la répartition à long terme des précipitations en écoulement et évapotranspiration.

$$\frac{ETR}{P} = \sqrt{\varphi(1 - e^{-\varphi})\tanh\left(\frac{1}{\varphi}\right)} \quad \text{Eq C. 21}$$

- Les formules de Turc-Mezentsev-Pike (Turc, 1954; Mezentsev, 1955; Pike, 1964) :

Turc (1954) et Mezentsev (1955) ont travaillé indépendamment et ont trouvé la relation de l'équation Eq C. 22 entre l'indice d'évaporation (ETR/P) et l'indice d'aridité (ETP/P). Turc (1954) a utilisé 254 bassins versants de tailles variant entre 5 et 626 000 km² répartis sur l'Europe, l'Amérique et l'Afrique.

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{1}{\varphi}\right)^2}} \quad \text{Eq C. 22}$$

Pike (1964) a montré qu'en remplaçant 0,9 par 1 dans l'équation Eq C. 22, on obtient de meilleurs résultats. La nouvelle expression obtenue est souvent appelée l'équation de Turc-Pike (Eq C. 23).

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{1}{\varphi}\right)^2}} \quad \text{Eq C. 23}$$

L'équation Eq C. 24 rappelée par Chen et Sivapalan (2020) est la forme généralisée des relations identifiées par Turc (1954), Mezentsev (1955) et Pike (1964).

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1}{[1 + \varphi^{-\nu}]^{1/\nu}} \quad \text{Eq C. 24}$$

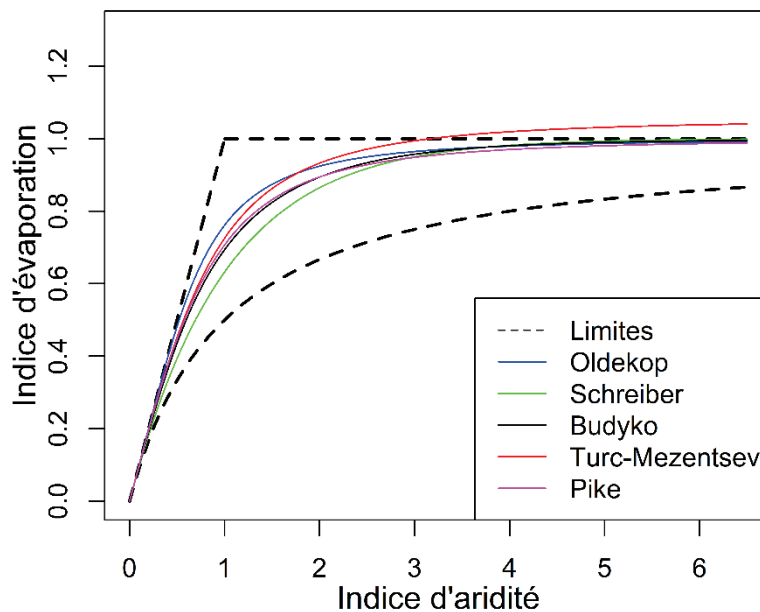


Figure C. 3: Courbes de type Budyko non paramétriques

La figure C. 3 montre la représentation graphique des équations de type Budyko de la première génération dans le cadre de Budyko. Le modèle de Turc-Mezentsev sort du cadre de Budyko en zone

très aride ($\varphi > 3$). Ces formules sont uniquement fonction de l'indice d'aridité. Par la suite, des chercheurs (Fu, 1981; Choudhury, 1999; Zhang *et al.*, 2001a; Porporato *et al.*, 2004a; Yang *et al.*, 2008a; Wang et Tang, 2014a; Chen et Sivapalan, 2020) ont modifié ces équations en introduisant un paramètre permettant d'intégrer les caractéristiques environnementales des bassins versants.

I.1.6 Modèles paramétriques de type Budyko

L'évapotranspiration réelle résulte d'interactions complexes entre l'atmosphère, le sol et la végétation (Brutsaert, 1982), mais les modèles de type Budyko de la première génération ne tiennent pas compte explicitement de ces interactions. L'introduction de paramètre permet de rendre compte de la dynamique environnementale et des interactions climat-environnement. Plusieurs équations paramétriques d'estimation de l'évapotranspiration réelle ont été développées (Fu, 1981; Choudhury, 1999; Zhang *et al.*, 2001a; Porporato *et al.*, 2004a; Yang *et al.*, 2008a; Wang et Tang, 2014a; Chen et Sivapalan, 2020). Chacune de ces équations paramétriques constitue une solution particulière du cadre général de Budyko (Sposito, 2017; Chen et Sivapalan, 2020).

I.1.6.1 Modèle de Fu (1981)

Sur la base de considérations phénoménologiques (Bagrov, 1953; Mezentsev, 1955), Fu a émis l'hypothèse qu'à long terme pour une évapotranspiration potentielle (ETP) donnée, le taux de variation de l'évapotranspiration réelle par rapport à la précipitation ($\frac{\partial ETR}{\partial P}$) dans un bassin versant augmente avec le résidu d'ETP (ETP-ETR) et diminue avec la précipitation (Eq C. 25). De façon analogue, pour une précipitation (P) donnée, le taux de variation de l'évapotranspiration réelle par rapport à l'évapotranspiration potentielle ($\frac{\partial ETR}{\partial ETP}$) augmente avec le résidu de précipitation (P-ETR) et décroît avec l'évapotranspiration potentielle (Eq C. 26).

$$\frac{\partial ETR}{\partial P} = g(ETP - E, P) \quad \text{Eq C. 25}$$

$$\frac{\partial ETR}{\partial ETP} = h(P - E, ETP) \quad \text{Eq C. 26}$$

g et h sont des fonctions à déterminer.

En combinant l'analyse dimensionnelle, raisonnement mathématique et conditions aux limites de Budyko (Eq C. 15), il aboutit à une relation paramétrique entre l'indice d'évaporation (ETR/P) et l'indice d'aridité ($\varphi = ETP/P$) (Eq C. 27), connu sous le nom de modèle Budyko de Fu (Fu, 1981). Les détails de la procédure adoptée par Fu (1981) ont été décrits dans Zhang *et al.* (2004), et Andréassian et Sari (2019).

$$\frac{ETR}{P} = 1 + \varphi - (1 + \varphi^w)^{1/w} \quad \text{Eq C. 27}$$

w est le paramètre du modèle.

Par ailleurs, il a été démontré récemment que les hypothèses émises par Fu n'étaient pas nécessaires pour dériver mathématiquement son équation du cadre de Budyko (Sposito, 2017). Ce modèle de Fu (Eq C. 27) est l'équation paramétrique de Budyko la plus utilisée et donnerait les meilleurs résultats (Fathi et al., 2019; Zhang et al., 2004). Zhang et al. (2004) après une étude comparative des relations de Schreiber (1904), Pike (1964), Budyko (1974), Fu (1981) et Zhang et al. (2001), ont conclu que les avantages du modèle de Fu (1981) par rapport aux autres modèles sont une meilleure base conceptuelle et une certaine rigueur mathématique.

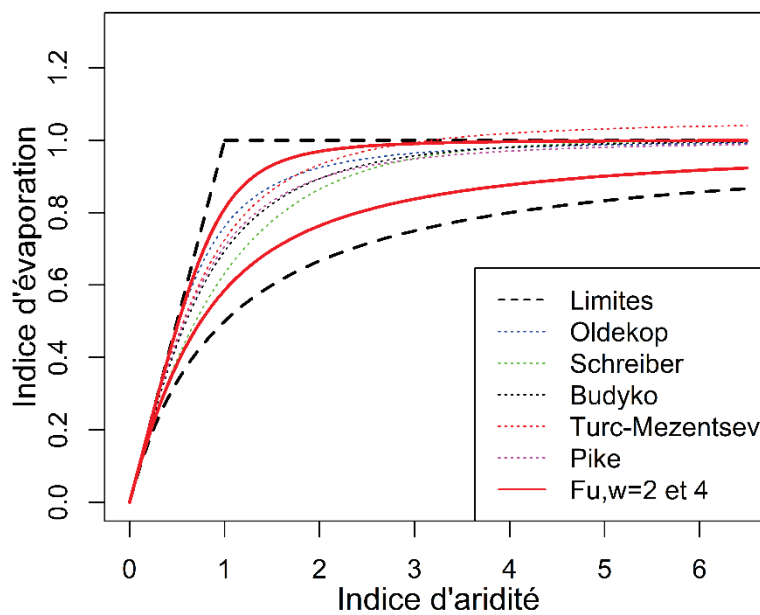


Figure C. 4: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Fu (1981)

La figure C. 4 présente les courbes du modèle de Fu avec des valeurs du paramètre qui permet d'englober les modèles non paramétriques.

1.1.6.2 Equation de Choudhury-Yang

Considérant que la précipitation (P) et le rayonnement net (R_n) sont les flux fondamentaux mesurables apparaissant dans les équations du bilan hydrique et énergétique, et le succès de l'équation de Pike (1964), Choudhury (1999) a évalué une forme généralisée de l'équation de Pike (1964).

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1}{(1 + (\frac{P}{R_n})^\alpha)^{1/\alpha}} \quad \text{Eq C. 28}$$

Le paramètre α intègre l'évaporation annuelle. Choudhury (1999) a évalué son modèle empirique sur la base de 10 bassins versants dont les surfaces varient de 1,2 à 7 millions de km².

Sur la base de l'analyse dimensionnelle et de raisonnement mathématique (approche semblable à celle de Fu (1981)), Yang et al. (2008) ont dérivé une équation analytique du bilan couplé eau-énergie à une échelle de temps annuelle, qui a une forme similaire à l'équation Eq C. 28:

$$\frac{ETR}{P} = (1 + \varphi^{-n})^{-1/n} \quad \text{Eq C. 29}$$

Le paramètre n reflète les caractéristiques du paysage du bassin versant.

L'équation obtenue par Yang et al. (2008) rejoint la forme généralisée de Turc-Mezentsev-Pike qui est fondée sur l'expression de la dérivée de l'ETR par rapport à P (Eq C. 30) proposée par Bagrov (1953). Ce dernier n'a donné aucune explication sur le fondement de l'expression qu'il avait proposé.

$$\frac{dETR}{dP} = 1 - \left(\frac{ETR}{ETP}\right)^n \quad \text{Eq C. 30}$$

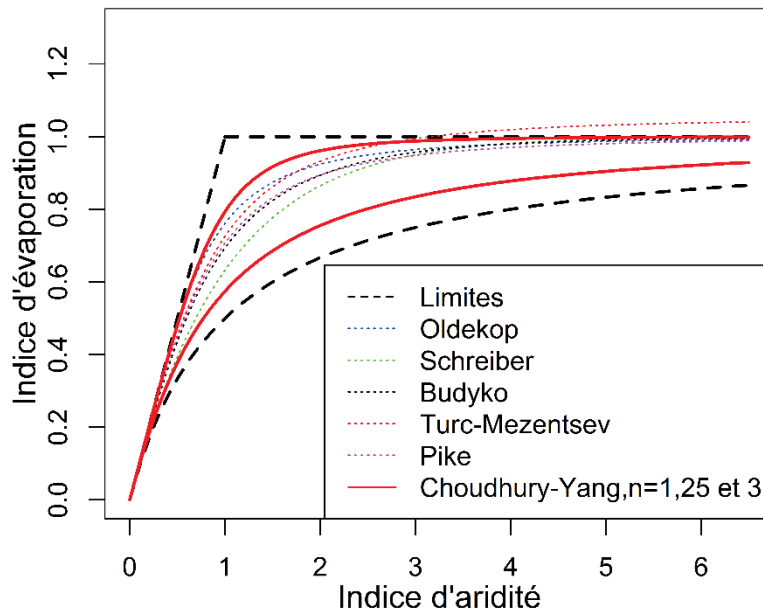


Figure C. 5: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Choudhury-Yang

La figure C. 5 présente les courbes du modèle de Choudhury-Yang avec des valeurs du paramètre qui permet d'englober les modèles non paramétriques.

1.1.6.3 Equation de Zhang et al. (2001)

Sur la base des données de 250 bassins versants (de 1 à 600 000 km²) répartis dans le monde (la majorité se trouvant en Australie), Zhang et al. (2001) ont appliqué une approche descendante, à travers une simple fonction (Eq C. 31) qui satisfait aux conditions limites de Budyko (Eq C. 15).

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1 + m\varphi}{1 + m\varphi + \varphi^{-1}} \quad \text{Eq C. 31}$$

m est le coefficient d'eau disponible pour les plantes et est principalement dû aux différences de profondeur de la zone racinaire.

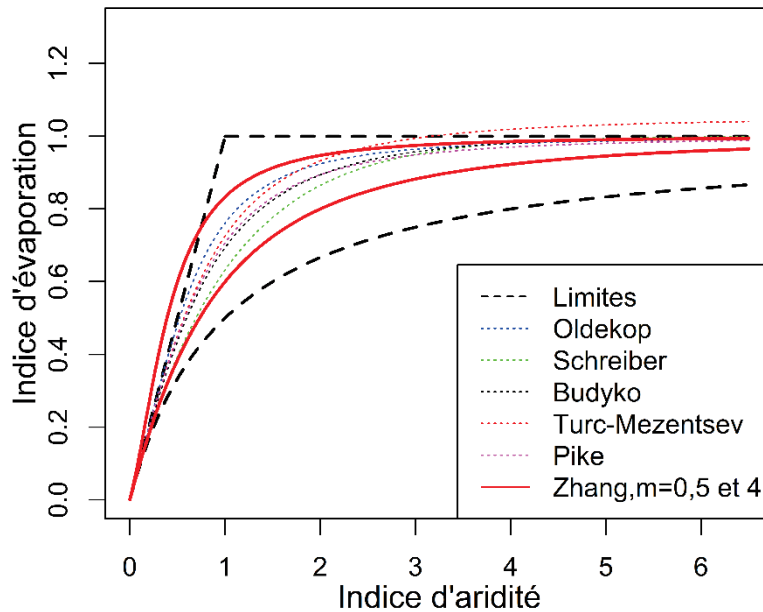


Figure C. 6: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Zhang et al. (2001)

La figure C. 6 présente les courbes du modèle de Zhang et al. (2001) avec des valeurs du paramètre qui permet d'englober les modèles non paramétriques. On constate donc que pour de fortes valeurs du paramètre m en zone humide, la courbe du modèle sort du cadre de Budyko. Par ailleurs, Zhang et al. (2004) après une étude comparative a conclu que l'équation de Fu (1981) était meilleure à l'équation Eq C. 31.

1.1.6.4 Équation de Porporato et al. (2004)

Contrairement aux autres modèles basés sur le cadre de Budyko qui sont déterministes, le modèle proposé par Porporato et al. (2004) est un modèle stochastique. Il décrit analytiquement comment la variabilité hydro-climatique (en particulier la fréquence et la quantité des précipitations) concorde avec les caractéristiques des sols et des plantes pour produire la dynamique de l'humidité du sol qui, à son tour, impacte sur les conditions de la végétation. Ce modèle tient compte de la capacité de rétention en eau du sol (fonction des caractéristiques du sol et des racines), de la dépendance de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration et de la photosynthèse, de l'intermittence et de l'imprévisibilité des précipitations, dont la variabilité en fréquence et en hauteur des événements est cruciale non seulement pour le bilan hydrique du sol, mais aussi pour les processus écologiques. Les hypothèses sur lesquelles se fonde le modèle de Porporato et al. (2004) sont :

- L'évapotranspiration réelle décroît linéairement d'une valeur maximale (évapotranspiration potentielle) dans des conditions bien arrosées jusqu'à 0 au point de flétrissement ;
- La pluie en entrée est modélisée comme un processus de Poisson avec prise en compte de la fréquence et de la distribution d'événements pluvieux d'une hauteur aléatoire donnée.

L'équation de Porporato et al. (2004) transformée sous la forme Budyko par Dey et Mishra (2017) se présente comme suit :

$$\frac{ETR}{P} = 1 - \frac{\varphi \gamma^{\frac{\gamma-\varphi}{\varphi}} e^{-\gamma}}{\Gamma\left(\frac{\gamma}{\varphi}\right) - \Gamma\left(\frac{\gamma}{\varphi}, \gamma\right)} \quad \text{Eq C. 32}$$

γ intègre l'effet de la hauteur moyenne des précipitations et de la capacité de rétention d'eau du sol ; $\Gamma(\cdot)$ est la fonction gamma et $\Gamma(\cdot, \cdot)$, la fonction gamma incomplète (Abramowitz et Stegun, 1964).

L'équation de Budyko établie par Porporato et al. (2004) est utile lorsque le mécanisme de formation de ruissellement par saturation (écoulement sur surface saturée) est dominant à cause de l'approche de modélisation de l'infiltration utilisée (Laio et al., 2001).

1.1.6.5 Equation de Chen et Sivapalan (2020)

Sur la base des données de 241 bassins versants (plus de 75% se trouvant aux USA) collectées dans le cadre du projet MOPEX (MOdel Parameter Estimation Experiment) (Duan et al., 2006), Chen et Sivapalan (2020) ont émis l'hypothèse que :

- à long terme la variation du stock d'eau est négligeable dans le bilan hydrique (Budyko, 1974b) ;
- à long terme la lame d'eau écoulée (R) et celle perdue par évapotranspiration (ETR) sont fonction de l'humidité du sol ;
- il existe une relation empirique de puissance entre l'humidité du sol et le coefficient d'écoulement (R/P) d'une part et le ratio ETR/ETP d'autre part. Rodriguez-Iturbe et al. (1991) avaient déjà proposé une relation similaire.

L'humidité du sol dont il est question ici n'est pas celle mesurée en un point à un temps t, mais une moyenne statistique à long terme couvrant plusieurs périodes sèches et humides et à l'échelle de bassin versant. Cette humidité ne peut être mesurée mais, elle est dérivée de variables climatiques (Gao et al., 2014). Sur la base de ces hypothèses, Chen et Sivapalan (2020) ont obtenu l'équation Eq C. 33.

$$\frac{ETR}{P} = (\gamma\varphi) \left[\frac{-\gamma\varphi + \sqrt{(\gamma\varphi)^2 + 4}}{2} \right] \quad \text{Eq C. 33}$$

γ est le paramètre du modèle. Il est gouverné par les propriétés du sol, la géomorphologie et la végétation du bassin versant. Sur les bassins du projet MOPEX, le paramètre varie entre 0,68 et 1,59.

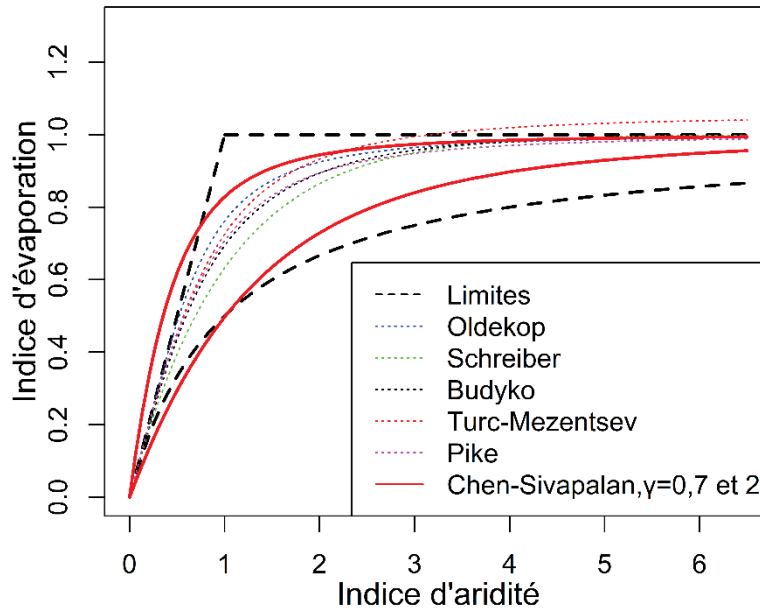


Figure C. 7: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Chen et Sivapalan (2020).

La figure C. 7 présente les courbes du modèle de Chen et Sivapalan (2020) avec des valeurs du paramètre qui permet d'englober les modèles non paramétriques. On constate que sous un climat humide, les valeurs extrêmes du paramètre entraînent le non-respect des limites du cadre de Budyko.

1.1.6.6 Équation de Wang et Tang (2014)

Le modèle de Wang et Tang (2014) a été élaboré sur la base des points communs de trois modèles hydrologiques de nature darwinienne : les modèles SCS (Soil Conservation Service), "abcd" et le cadre de Budyko. Le modèle SCS est évènementiel, celui "abcd" évalue le bilan hydrique aux pas mensuel ou journalier, alors que les modèles de type Budyko établissent un bilan hydrique à long terme. Les rôles des facteurs de contrôle sur la répartition des précipitations et du ruissellement varient avec l'échelle temporelle. Par exemple, l'intensité des précipitations et la topographie sont des facteurs importants pour la génération de ruissellement à courte échéance (Beven et Kirkby, 1979; Dunne et Black, 1970), alors que l'indice d'aridité climatique est le principal facteur déterminant du rapport entre l'évaporation et les précipitations à long terme (Budyko, 1974b). Le modèle SCS est basé sur le concept de proportionnalité de ruissellement direct et d'abstraction continue, qui représente une infiltration postérieure. Le modèle de Wang et Tang (2014) repose sur une généralisation de l'hypothèse de proportionnalité qui est le point commun des trois modèles. Sur la base des hypothèses de Budyko (1974), Wang et Tang (2014) ont démontré que :

$$\frac{ETR}{P} = \frac{1 + \varphi - \sqrt{(1 + \varphi)^2 - 4\psi(2 - \psi)\varphi}}{2\psi(2 - \psi)} \quad \text{Eq C. 34}$$

ψ varie entre 0 et 1.

Le modèle (Eq C. 34) satisfait aux conditions aux limites du cadre de Budyko (Eq C. 35).

$$\left\{ \begin{array}{l} \lim_{\psi \rightarrow 1} \frac{ETR}{P} = \varphi \text{ quand } \varphi \leq 1 \\ \lim_{\psi \rightarrow 1} \frac{ETR}{P} = 1 \text{ quand } \varphi > 1 \\ \psi = 0 \Rightarrow ETP = 0 \Rightarrow \frac{ETR}{ETP} = \frac{R}{P} = \frac{\varphi}{1 + \varphi} \\ \lim_{\psi \rightarrow 0} \frac{ETR}{P} = \frac{1}{1 + \varphi^{-1}} \\ \lim_{\frac{ETP}{P} \rightarrow \infty} \frac{ETR}{P} = 1 \\ \lim_{\frac{ETP}{P} \rightarrow 0} \frac{ETR}{P} = 0 \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 35}$$

Pour $\psi = 0,6$ le modèle de Wang et Tang (2014) équivaut à celui de Budyko (1974). Lorsque le paramètre tend vers 0, l'équation Eq C. 34 rejoint celle de Yang et al. (2008) pour $n=1$, la forme généralisée des équations de Turc-Mezentsev-Pike pour $v=1$ et l'équation de Zhang et al. (2001) pour $m = 0$. La figure C. 8 présente les courbes du modèle de Wang et Tang (2014) avec des valeurs de paramètre qui permet d'englober les modèles non paramétriques.

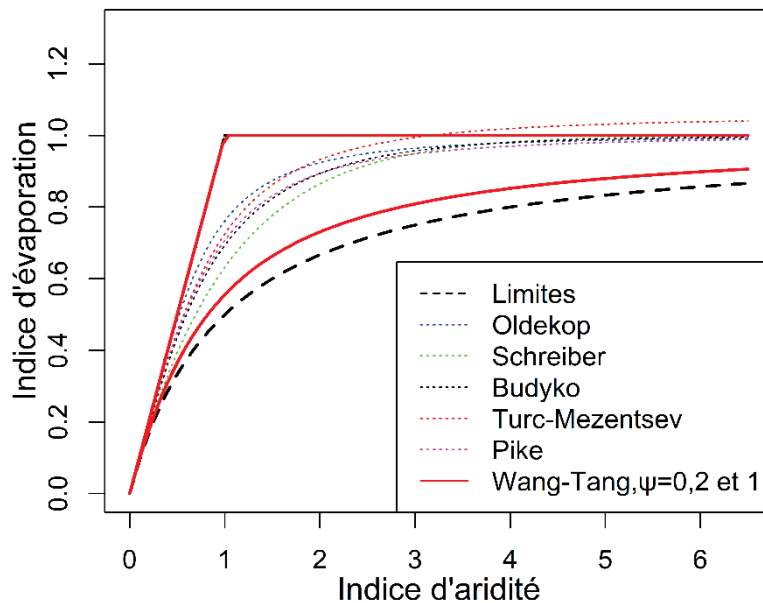


Figure C. 8: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Wang et Tang (2014).

Contrairement aux modèles darwiniens, l'approche de modélisation hydrologique newtonienne est indépendante de l'échelle de temps. L'application de l'hypothèse de proportionnalité généralisée fournit un principe hydrologique indépendant des échelles de temps à l'approche darwinienne. Ce point commun entre la répartition des précipitations sur plusieurs échelles de temps est une signature de la coévolution du climat, de la végétation, du sol et de la topographie, ainsi que des réponses hydrologiques. L'objectif final de l'auteur est de se baser sur le lien entre la répartition des précipitations entre l'échelle des

événements et le long terme du point de vue des processus hydrologiques pour parvenir à un modèle continu dans le temps et l'espace. Les recherches futures permettront certainement d'y parvenir.

I.1.7 Limites du cadre de Budyko

Les questions d'échelle ont été un élément central et un défi dans la recherche en écohydrologie (Asbjornsen et al., 2011). Le bilan hydrique d'un bassin versant est contrôlé par les conditions climatiques et les caractéristiques du bassin versant. Le degré de contrôle exercé par chacun des facteurs sur le bilan hydrique varie selon les échelles temporelles et spatiales considérées en raison de la variabilité spatio-temporelle de ces facteurs (Zhang et al., 2008). En ce qui concerne l'application du modèle de Budyko, la question d'échelle est liée à la fiabilité du modèle à des échelles spatiales et temporelles plus fines (Wang et al., 2016). Les hypothèses de Budyko sont relatives à des conditions hydrologiques en régime permanent qui ne peuvent être objectivement remplies qu'à l'échelle du macroclimat. Pour Wang et al. (2016), les modèles de type Budyko sont adaptés pour des bassins versants de tailles supérieures à 10 000 km² et pour un pas de temps au-dessus de l'année.

Les modèles de type Budyko ont été utilisés pour simuler les écoulements ou pour l'étude d'impacts sur des bassins allant de moins de 1 km² à des millions de km² (Zhang *et al.*, 2001b; Wang et Tang, 2014b; Padrón *et al.*, 2017; Wu *et al.*, 2018; Fathi *et al.*, 2019; Teuling *et al.*, 2019). L'analyse de la variabilité spatiale du paramètre du modèle de Fu (1981) sur la base de 108 bassins versants en Chine n'a pas montré une relation avec la taille des bassins versants, ce qui a conduit les auteurs à conclure que l'échelle spatiale n'affecte pas le modèle de Fu (Yang et al., 2007). Toutefois, il a été aussi constaté que les impacts de la végétation sur le paramètre de Fu sont plus importants à grande échelle qu'à petite échelle spatiale (Li et al., 2013; Zhou et al., 2015). Cette observation pourrait s'expliquer par le fait que les grands bassins versants révèlent des conditions plus stables et que l'interaction entre le climat, le sol, la végétation et la géologie est plus évidente, tandis que les petits bassins versants sont plus stochastiques et révèlent une plus grande hétérogénéité (Wang et al., 2016).

À une échelle temporelle fine (inférieure à l'année), les modèles basés sur les hypothèses de Budyko (1974) n'arrivent pas à simuler correctement l'évapotranspiration réelle (Zhang *et al.*, 2008; Du *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2016a) à cause de la non-prise en compte des interactions entre les écoulements de surface, de subsurface et souterrains, l'humidité du sol et l'apport d'eau externe au bassin étudié. Pour la modélisation à fine échelle temporelle, plusieurs améliorations ont été apportées aux modèles de type Budyko (Zhang *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2013; Du *et al.*, 2016; Greve *et al.*, 2016; Moussa et Lhomme, 2016; Wang et Zhou, 2016; Tang *et al.*, 2017; Mianabadi *et al.*, 2020), mais la plupart aboutissent à des

modèles multiparamétriques et s'éloignent ainsi de la nature holistique et darwinienne de l'approche de Budyko.

La coévolution de l'environnement et du climat permet de caractériser le comportement global du bassin versant par de relations simples, mais la relation de coévolution varie en fonction des échelles temporelles et spatiales considérées, et la capacité d'estimation de l'évaporation réelle semble diminuer à mesure que les échelles temporelles et spatiales deviennent fines (Donohue et al., 2007; Wang et al., 2016). L'avenir des modèles de type Budyko résiderait dans la continuité sur plusieurs échelles de temps pour comprendre plus généralement les comportements des hydrosystèmes (Berghuijs et al., 2020).

I.1.8 Modèles de type Budyko sous conditions instables

L'application du cadre de Budyko repose sur deux hypothèses : la fermeture du bilan hydrique et la négligence de la variation de stockage à long terme. Les hypothèses du cadre de Budyko supposent un état d'équilibre du bassin à long terme. Mais dans la réalité, même à long terme, le bilan hydrique n'est pas toujours fermé. La non-prise en compte du stockage peut engendrer dans les petits bassins une estimation erronée de l'influence du changement des états de surface sur les écoulements (Bruijnzeel et Sampurno, 1990). L'amenée d'eau dans un bassin très aride, l'apport d'écoulement venant de bassins amonts, l'utilisation des eaux souterraines pour l'irrigation sont autant d'exemples qui induisent la non-fermeture du bilan hydrique d'un bassin versant. Pour tenir compte des bassins sous conditions instables (non-respect des hypothèses de Budyko), plusieurs améliorations ont été apportées aux modèles Budyko (Zhang *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2013; Du *et al.*, 2016; Greve *et al.*, 2016; Moussa et Lhomme, 2016; Wang et Zhou, 2016; Tang *et al.*, 2017; Mianabadi *et al.*, 2020). La plupart de ces tentatives d'application du cadre Budyko dans des conditions d'état non stable ont abouti à une plus grande complexité avec plusieurs paramètres. Dans cette partie, nous présenterons les modèles améliorés pour des conditions instables avec au plus 2 paramètres (Du et al., 2016; Greve et al., 2016; Tang et al., 2017).

Du et al. (2016) ont utilisé la même approche que Han et al. (2011) pour aboutir à une amélioration du modèle de Fu (1981) par l'intégration d'un deuxième paramètre qui tient compte de l'apport d'eau supplémentaire sur un bassin versant (Eq C. 36).

$$\begin{cases} \frac{ETR}{P_e} = 1 + \varphi - (1 + \varphi^u + \lambda)^{1/u} \\ \varphi = \frac{ETP}{P_e} \end{cases} \quad \text{Eq C. 36}$$

u est semblable au paramètre w du modèle de Fu (1981) ; λ tient compte de l'apport d'eau extérieur au bassin et est supérieur à -1 ; P_e est la somme de la précipitation directe sur le bassin et des apports d'eau externe.

L'application sur les bassins du HRB (Hai River basin) en Chine a montré que le modèle de Du et al. (2016) performe mieux que celui de Fu (1981) au pas mensuel, mais les deux s'équivalent au pas annuel et plus. Cela s'explique par le fait qu'au pas mensuel le défaut de fermeture du bilan est plus fréquent à cause de la saisonnalité de l'apport en eau des bassins amont et de l'eau stockée dans les zones racinaires.

Pour étendre le modèle de Fu (1986) au-delà du domaine défini par les hypothèses de Budyko ($ETR/P \leq 1$), Greve et al. (2016) se sont basés sur les hypothèses de Fu (1981) (Eq C. 25 et Eq C. 26) pour obtenir analytiquement un modèle amélioré avec un deuxième paramètre qui intervient lorsque l'indice d'évaporation (ETR/P) est supérieur à 1 (Eq C. 37).

$$\begin{cases} \frac{ETR}{P} = 1 + \varphi - (1 + (1 - y_0)^{k-1} \varphi^k)^{\frac{1}{k}} \\ y_0 = -\left(\frac{P - ETR}{ETP}\right)_{min} \leq -\frac{P_{min} - ETR_{max}}{ETP} \end{cases} \quad \text{Eq C. 37}$$

k est semblable au paramètre w du modèle de Fu (1981) ; y_0 est un paramètre relatif aux nouvelles conditions aux limites quand l'indice d'évaporation dépasse 1. Il représente explicitement la quantité maximale d'eau supplémentaire (en plus de l'eau fournie par la pluie) à un certain endroit et dans une certaine période de temps qui est disponible pour l'évapotranspiration.

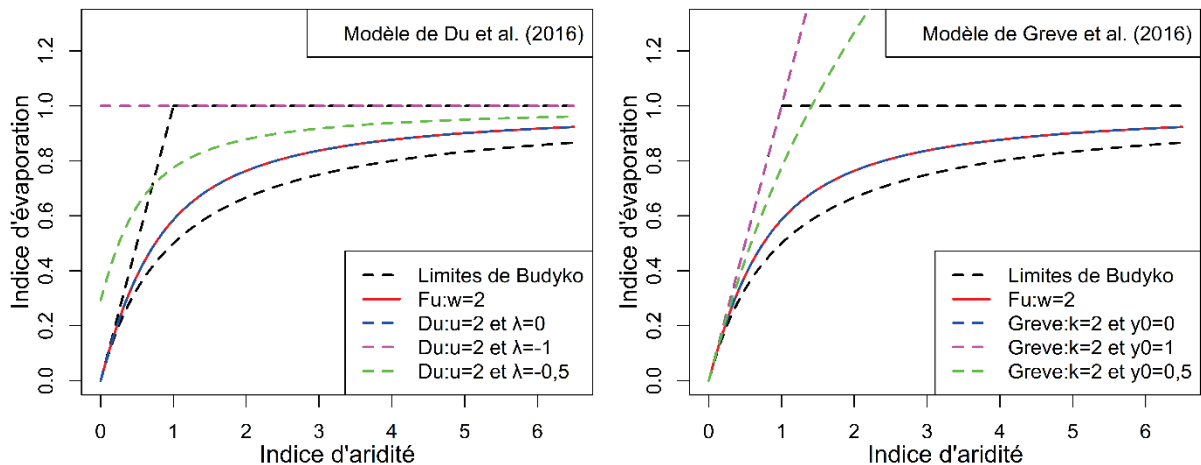


Figure C. 9: Modèles de Du et al. (2016) et de Greve et al. (2016)

Le modèle de Greve et al. (2016) est applicable lorsque $0 < y_0 \leq 1$. Quand les hypothèses de Budyko sont remplies ($P-ETR \geq 0 \Rightarrow y_0 = 0$ et $\lambda = 0$), les modèles de Greve et al. (2016) et de Du et al. (2016) équivalent au modèle de Fu (1981) (Figure C. 9). Le modèle de Du et al. (2016) lève la condition de limite d'énergie alors que celui de Greve et al. (2016) lève celle de l'eau.

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{ETR}{P_e} = \frac{1 + (\varphi - \phi) - \sqrt{(1 + \varphi - \phi)^2 - 4q(2 - q)(\varphi - \phi)}}{2q(2 - q)} \\ \varphi = \frac{ETP}{P_e} \\ P_e = P - \Delta TWS \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 38}$$

q est semblable au paramètre ψ de Wang et Tang (2014) ; ϕ est la limite inférieure des indices d'aridité annuelles ; P est la pluie totale reçue par le bassin et ΔTWS représente la variation du stockage d'eau dans le bassin.

Le modèle de Tang et al. (2017) est une extension de celui proposé par Wang et Tang (2014) pour tenir compte de la variation annuelle du stockage de l'eau (Eq C. 38 et figure C. 10). Wang et al. (2017) ont suivi la même méthodologie que Chen et al. (2013).

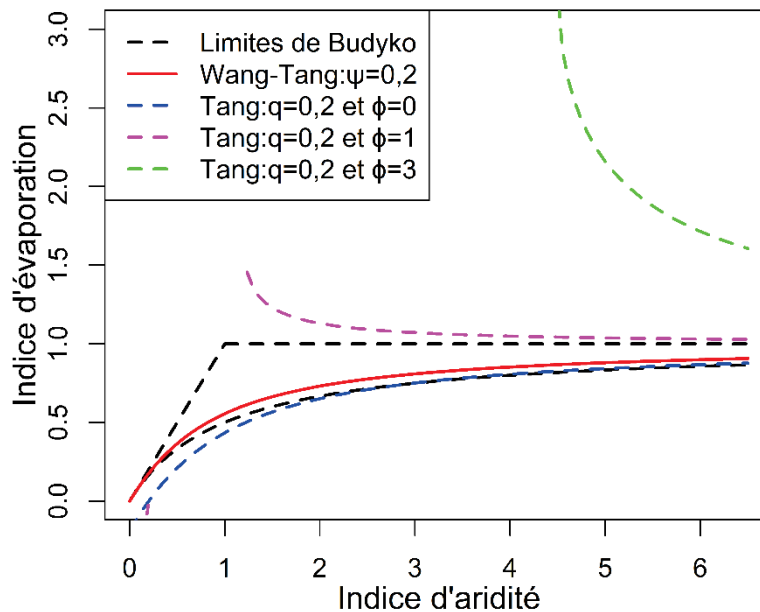


Figure C. 10: Modèle de Tang et al. (2017).

I.1.9 Que signifie "long terme" chez Budyko ?

Le cadre de Budyko (Budyko, 1974b) est fondé sur l'hypothèse de la nullité de la variation du stockage d'eau à long terme dans un bassin versant. La première question que cette hypothèse suscite est la signification réelle du groupe de mots "long terme". Il n'existe aucune suggestion analytique concernant la longueur minimale des séries de données requises et la plupart des études existantes ont utilisé des séries de 6 à 79 ans (Wang, 2014b; Guo et al., 2019a). Pour Chen et Sivapalan (2020), le long terme renvoie à une période de plusieurs dizaines d'années. En effet, la longueur des données impacte les résultats des modèles de type Budyko. L'augmentation de la longueur de la série de données est un moyen efficace pour réduire les incertitudes dans l'évaluation de la ressource en eau. L'impact de la longueur des séries augmente rapidement dans les bassins sous conditions humides ($\varphi < 1$) pour atteindre un pic dans les bassins sous conditions moyennes (φ entre 1 et 1,37), et diminue dans des conditions arides (Guo et al., 2019).

I.2 Etudes d'impacts sur la base des modèles de type Budyko

I.2.1 Approche d'élasticité du climat

À l'échelle d'un bassin versant et à long terme, la lame d'eau moyenne annuelle écoulée est fonction de la pluie et de l'évapotranspiration moyenne annuelle (Budyko, 1974b). L'application des résultats de Cournot (1838) au bilan hydrique permet d'obtenir les mêmes résultats que ceux de McCuen (1974) (Eq C. 39). Dans la suite du document les termes « coefficient d'élasticité » et « coefficient de sensibilité » sont équivalents.

$$\left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_P = \frac{\partial R}{\partial P} \frac{\bar{P}}{\bar{R}} \\ \varepsilon_{ETP} = \frac{\partial R}{\partial ETP} \frac{\overline{ETP}}{\bar{R}} \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 39}$$

ε_P et ε_{ETP} sont les coefficients de sensibilité respectifs de l'écoulement par rapport à P et ETP ; \bar{P} , \overline{ETP} et \bar{R} sont les valeurs moyennes de P (Précipitations), ETP (Evapotranspiration potentielle) et R (Lame d'eau écoulée) sur une période.

La dérivation des fonctions Budyko par rapport à P et ETP permet d'obtenir les valeurs des coefficients d'élasticité d'un bassin pour une période donnée. L'évapotranspiration potentielle étant fonction de plusieurs variables climatiques, plusieurs auteurs ont quantifié l'élasticité de l'écoulement par rapport aux températures, rayonnement solaire, humidité de l'air, vitesse du vent, etc. (Fu et al., 2007; Yang et Yang, 2011).

L'équation Eq C. 39 réécrite autrement permet de quantifier les contributions de chacun des facteurs climatiques (P, ETP) au changement d'écoulement (Eq C. 40).

$$\left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_P = \frac{\frac{dR}{\bar{R}}}{\frac{dP}{\bar{P}}} = \frac{\bar{P}}{\bar{R}} \frac{dR}{dP} = \frac{\bar{P}}{\Delta P} \frac{\Delta R^P}{\bar{R}} \\ \varepsilon_{ETP} = \frac{\frac{dR}{\bar{R}}}{\frac{dETP}{\overline{ETP}}} = \frac{\overline{ETP}}{\bar{R}} \frac{dR}{dETP} = \frac{\overline{ETP}}{\Delta ETP} \frac{\Delta R^{ETP}}{\bar{R}} \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 40}$$

ΔR^P et ΔR^{ETP} sont les contributions respectives des changements de P et ETP au changement d'écoulement (ΔR). \bar{P} , \overline{ETP} et \bar{R} sont les valeurs moyennes de P (Précipitations), ETP (Evapotranspiration potentielle) et R (Lame d'eau écoulée) sur une période.

Les contributions de chacune des variables climatiques peuvent être estimées une fois que le coefficient d'élasticité (Eq C. 40) du bassin est quantifié pour une période de référence. La somme des contributions de P et ETP donne la contribution du changement climatique au changement d'écoulement.

Pour obtenir l'expression des coefficients d'élasticité, les chercheurs dérivent chaque fonction Budyko. Arora (2002) a abouti à une expression générale de l'élasticité du climat sur la base du cadre de Budyko (Eq C. 41).

$$\begin{cases} \frac{\Delta R^C}{\bar{R}} = \frac{\Delta P}{\bar{P}} (1 + \beta) - \beta \frac{\Delta ETP}{\bar{ETP}} \\ \beta = \frac{\varphi f'(\varphi)}{1 - f(\varphi)} \end{cases} \quad \text{Eq C. 41}$$

$f'(\varphi)$ est la dérivée première par rapport à l'indice d'aridité de la fonction Budyko considérée ; ΔR^C est la contribution du changement climatique au changement d'écoulement. \bar{P} , \bar{ETP} et \bar{R} sont les valeurs moyennes de P (Précipitations), ETP (Evapotranspiration potentielle) et R (Lame d'eau écoulee) sur une période. ΔP et ΔETP sont les variations de P et d'ETP entre la période d'impact et celle de base ou de référence.

L'inconvénient majeur de l'approche d'élasticité du climat est que le changement d'écoulement dû au changement environnemental ne peut pas être exprimé explicitement en termes de coefficients élasticité / sensibilité (Dey et Mishra, 2017).

I.2.2 Approche de décomposition de la courbe de Budyko

Cette approche est fondée sur l'hypothèse que les bassins versants suivent la même courbe de Budyko quand l'aridité seule change, et que par conséquent un changement de courbe est la conséquence de l'interférence de l'Homme. Wang et Hejazi (2011) ont fondé leur hypothèse sur le fait que les états de surface ne peuvent influencer que l'évapotranspiration réelle, alors que le climat affecte l'ETR, l'ETP et P (Dooge, 1992).

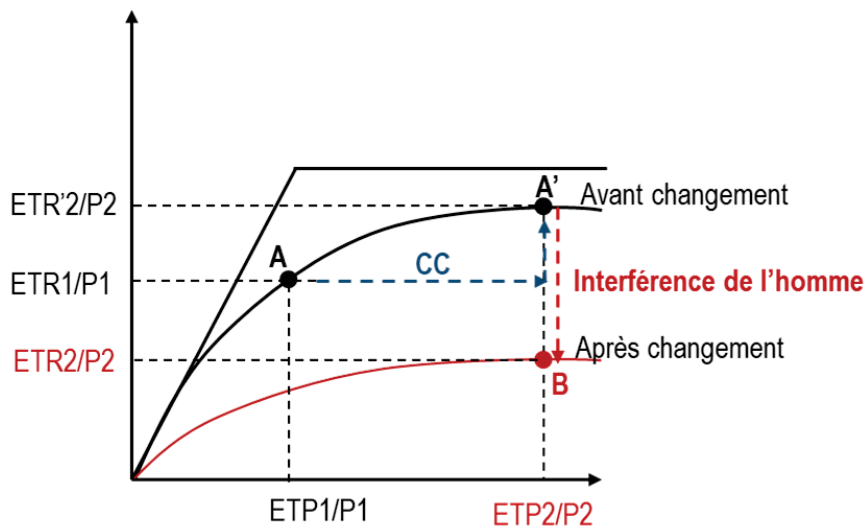


Figure C. 11: Approche de décomposition de la courbe de Budyko (CC = changement climatique)

Sur la base des considérations ci-dessus, les modifications de débits dues au changement climatique induiront des déplacements verticaux et horizontaux dans le cadre de Budyko, tandis que l'interaction humaine ne provoquera que des mouvements verticaux (Figure C. 11). Sur la base de cette hypothèse, les contributions du changement climatique et des interférences de l'Homme sont estimées (Eq C. 42).

$$\begin{cases} \Delta R^C = P_2 \left(1 - \frac{ETR'_2}{P_2} \right) - R_1 \\ \Delta R^H = P_2 \left(\frac{ETR'_2}{P_2} - \frac{ETR_2}{P_2} \right) \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} C_{cde} = \frac{\Delta R^C}{\Delta R} = \frac{P_2}{\Delta R} \left(1 - \frac{ETR'_2}{P_2} \right) - \frac{R_1}{\Delta R} \\ H = \frac{\Delta R^H}{\Delta R} = \frac{P_2}{\Delta R} \left(\frac{ETR'_2}{P_2} - \frac{ETR_2}{P_2} \right) \end{cases} \quad \text{Eq C. 42}$$

ΔR^C et ΔR^H représentent les contributions respectives du changement climatique et des interférences humaines au changement d'écoulement ; C_{cde} et H sont respectivement les ratios de ΔR^C et ΔR^H par la variation d'écoulement (ΔR), P_2 et ETR_2 sont la précipitation et l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle sur la période d'impact ; ETR'_2 est l'évapotranspiration réelle sur la période d'impact s'il n'y avait pas d'interférence de l'Homme. Il est obtenu en utilisant la fonction Budyko avec la valeur du paramètre sur la période de base et l'indice d'aridité de la période d'impact. R_1 est la lame d'eau moyenne annuelle écoulée sur la période de référence.

Le déplacement vertical de l'état d'un bassin versant dans le cadre de Budyko entraîne un changement de courbe. Analytiquement, le changement de courbe induit la modification du paramètre du modèle Budyko. Il existe deux méthodes pour estimer le paramètre (Guo et al., 2019) sur la période de base :

- Ajustement des indices d'aridité et d'évaporation annuels à la fonction Budyko, et
- Forçage du modèle Budyko en utilisant les moyennes des indices d'aridité et d'évaporation de la période.

Lorsque la première méthode (ajustement) est utilisée, l'état moyen du bassin (représenté par les indices d'aridité et d'évaporation moyens) sur la période de base peut ne pas se trouver sur la courbe Budyko de la période de base (Wang et Hejazi, 2011), ce qui rend difficile l'interprétation physique de l'évolution de l'état du bassin versant. Ainsi, dans cette étude, nous préconisons la deuxième méthode.

Le principal avantage de l'approche de décomposition est qu'elle peut exprimer explicitement le changement du débit dû au changement climatique et aux activités humaines. Mais, elle suppose que le changement de débit dans un bassin versant n'est dû qu'au climat et à l'interférence de l'Homme. Elle ne traite pas non plus de l'environnement, même si on peut supposer que les interférences de l'Homme à l'échelle d'un bassin versant ne peuvent affecter que l'environnement. La validité de l'hypothèse sur laquelle repose cette approche reste subjective et non prouvée (Berghuijs et al., 2020).

1.2.3 Une nouvelle approche pour quantifier les impacts du climat, de l'environnement et de l'interaction climat-environnement sur les écoulements

Les modèles paramétriques de Budyko indiquent que l'indice d'évaporation (ETR/P) est fonction de l'indice d'aridité (ETP/P) et d'un paramètre qui prend en compte la dynamique environnementale du bassin (Dey et Mishra, 2017). Ainsi, le cadre de Budyko peut s'écrire sous la forme :

$$\begin{cases} \frac{ETR}{P} = f(\varphi, e) \\ \varphi = \frac{ETP}{P} \end{cases} \quad \text{Eq C. 43}$$

ETR, P et ETP sont les moyennes annuelles sur la période d'étude, respectivement, de l'évapotranspiration réelle, des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle ; φ est l'indice d'aridité ; e, le paramètre qui prend en compte la dynamique environnementale et f, la fonction Budyko.

En supposant qu'à long terme les échanges avec les nappes souterraines sont nuls, on a :

$$\begin{cases} ETR = P - R \\ R = P[1 - f(\varphi, e)] \end{cases} \quad \text{Eq C. 44}$$

R désigne la lame d'eau annuelle écoulée en moyenne sur la période d'étude.

En supposant que P, ETP et e sont des variables indépendantes (pas d'interaction), on a :

$$\begin{cases} dR = \frac{\partial R}{\partial P} dP + \frac{\partial R}{\partial ETP} dETP + \frac{\partial R}{\partial e} de \\ \frac{dR}{dP} = \frac{\partial R}{\partial P} = 1 - f(\varphi, e) - P \frac{\partial f}{\partial \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial P} = 1 - f(\varphi, e) + \varphi \frac{\partial f}{\partial \varphi}, \text{car } \frac{\partial \varphi}{\partial P} = -\frac{\varphi}{P} \\ \frac{dR}{dETP} = \frac{\partial R}{\partial ETP} = -P \frac{\partial f}{\partial \varphi} \frac{\partial \varphi}{\partial ETP} = -\frac{\varphi}{\partial \varphi} \frac{\partial f}{\partial ETP}, \text{car } \frac{\partial \varphi}{\partial ETP} = \frac{1}{P} \\ \frac{\partial R}{\partial e} = -P \frac{\partial f}{\partial e} \end{cases} \quad \text{Eq C. 45}$$

En intégrant les expressions des dérivées partielles à celle de la dérivée complète de R et après quelques réajustements, on obtient les expressions des coefficients d'élasticité du climat et de l'environnement ainsi que celles des contributions de chacune des variables au changement d'écoulement (Eq C. 46) :

$$\begin{cases} dR = \frac{1 - f(\varphi, e) + \varphi \frac{\partial f}{\partial \varphi}}{P[1 - f(\varphi, e)]} R dP + \frac{-\frac{\partial f}{\partial \varphi}}{P[1 - f(\varphi, e)]} R dPE + \frac{-P \frac{\partial f}{\partial e}}{P[1 - f(\varphi, e)]} R de \\ dR = R \left[1 + \frac{\varphi \frac{\partial f}{\partial \varphi}}{1 - f(\varphi, e)} \right] \frac{dP}{P} - R \frac{\frac{\partial f}{\partial \varphi}}{1 - f(\varphi, e)} \frac{dPE}{\frac{PE}{\varphi}} - R \frac{e \frac{\partial f}{\partial e}}{1 - f(\varphi, e)} \frac{de}{e} \\ dR = \left[(1 + \beta) \frac{dP}{P} - \beta \frac{dPE}{PE} \right] R + \varepsilon_e \frac{de}{e} R; \beta = \frac{\varphi}{1 - f(\varphi, e)} \frac{\partial f}{\partial \varphi} \text{ et } \varepsilon_e = \frac{-e}{1 - f(\varphi, e)} \frac{\partial f}{\partial e} \\ \Delta R = \left[(1 + \beta) \frac{\Delta P}{P} - \beta \frac{\Delta PE}{PE} \right] R + \varepsilon_e \frac{\Delta e}{e} R \\ C_c = \left[(1 + \beta) \frac{\Delta P}{P} - \beta \frac{\Delta PE}{PE} \right] \frac{R}{\Delta R} \\ C_E = \varepsilon_e \frac{\Delta e}{e} \frac{R}{\Delta R} \\ C_{ICE} = 1 - C_c - C_E \end{cases} \quad \text{Eq C. 46}$$

β et ε_e sont relatifs aux élasticités respectivement du climat et de l'environnement; C_c , C_E et C_{ICE} sont les contributions respectives du changement climatique, de la variabilité environnementale et de l'interaction climat-environnement au changement d'écoulement.

L'expression de l'élasticité du climat (β) rejoint celle trouvée par Arora (2002).

La contribution de l'interaction climat-environnement à la variation d'écoulement (C_{ICE}) obtenue en soustrayant de la variation totale les contributions isolées du climat et de l'environnement pourrait contenir les incertitudes dans l'estimation des impacts. À cet effet, une approche a été élaborée pour évaluer l'importance de ces incertitudes.

1.2.4 Incertitudes dans l'estimation des impacts par l'approche Budyko

Les incertitudes dans un processus de modélisation hydrologique proviennent de plusieurs sources : données d'entrée, structure du modèle, paramètres du modèle, données de sortie. L'analyse des incertitudes est un moyen de calculer et de représenter la certitude avec laquelle, les résultats d'un modèle approchent la réalité au travers des intervalles de confiance ou de tolérance (Pechlivanidis et al., 2011). Dans la pratique, elle consiste à propager l'incertitude des variables d'entrée d'un modèle sur les variables de sortie. La démarche consiste à générer un plan d'expérience quasi-aléatoire (rééchantillonnage) à partir de la distribution de probabilité de l'échantillon de données d'entrée en utilisant des outils statistiques. Ici nous avons opté pour le bootstrap non paramétrique (Kybic, 2010) qui ne nécessite pas une hypothèse préalable par rapport à la distribution des données de base. Il est conseillé de générer un nombre important d'échantillons N ($N \geq n^2$, n étant la taille de l'échantillon de données). Une valeur trop petite de N conduit à des résultats instables et le choix d'une grande valeur conduit à de longs calculs, voire impossibles à réaliser, en pratique.

L'ajustement d'un modèle de type Budyko aux données d'un bassin se faisant au travers du paramètre environnemental (e), l'estimation des incertitudes sur ce paramètre a été utilisée pour apprécier la certitude avec laquelle les impacts, quantifiés avec les modèles de type Budyko, approchent la réalité. Dans la présente étude, 10 000 échantillons de ETP/P et ETR/P ont été générés pour chaque bassin versant et par période pour estimer les incertitudes sur le paramètre du modèle qui intervient dans la quantification des impacts. La moyenne de chacun des N échantillons générés par période est utilisée pour calculer le paramètre e . Ensuite, l'intervalle de confiance (IC) au seuil de 95% est calculé sur les N valeurs de e en utilisant la technique de percentile. Une approche similaire a été utilisée par Guo et al. (2019) pour analyser l'effet de la longueur des séries de données sur l'évaluation de la disponibilité de la ressource en eau au travers du cadre de Budyko. Un indice d'incertitude (II) a été calculé :

$$II = \frac{\widehat{e_{max}^{seuil}} - \widehat{e_{min}^{seuil}}}{e} \quad \text{Eq C. 47}$$

$\widehat{e_{min}^{seuil}}$ et $\widehat{e_{max}^{seuil}}$ sont respectivement les limites inférieure et supérieure de l'intervalle de confiance, e est la valeur du paramètre calculée sur la base des données d'entrée réelles.

I.2.5 Procédure d'application du cadre de Budyko pour une étude d'impacts

La détermination de l'impact du changement d'un facteur sur un autre suppose que le changement du facteur de base est réel. Autrement dit, avant de penser à quantifier l'impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements, il faut s'assurer d'abord qu'il y a changement climatique et/ou environnemental. Le changement environnemental peut être la conséquence des actions de l'Homme comme celle du changement climatique. Les méthodes basées sur le cadre de Budyko ne permettent pas d'évaluer l'impact des changements environnementaux à effet immédiat (Wang, 2014b). Pour étudier l'impact de la modification des états de surface (changements environnementaux dont les effets s'observent à long terme) sur la réponse hydrologique, il va falloir donc étudier des bassins peu aménagés ou reconstituer les écoulements après la mise en eau des ouvrages (Sun et al., 2014). Par ailleurs, si le cours d'eau dispose d'un débit de base, il faut séparer les différents composants du ruissellement (Arnold et al., 1995; Tomer et Schilling, 2009).

La quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements nécessite de disposer des périodes d'avant et d'après changement. Il faut donc identifier le point de changement (point de rupture) dans les données d'écoulements annuels afin de déterminer la période de base ou de référence (cf. section IV du chapitre I).

L'application d'un concept suppose que les hypothèses fondant ce dernier soient vérifiées. L'application du cadre conceptuel du bilan hydrique de Budyko à un bassin versant exige donc que les hypothèses de Budyko soient vérifiées sur ce bassin : la variation du stock d'eau souterraine à long terme est négligeable. La question primordiale à se poser est de savoir la durée minimale au bout de laquelle toute l'eau infiltrée dans le bassin contribue à l'écoulement à l'exutoire. Cette interrogation n'a pas encore trouvé de solution comme indiqué dans la sous-section I.1.9. Dans cette étude, nous nous sommes attelés à découper la période d'étude sur la base des ruptures constatées dans les séries de données hydrométéorologiques et environnementales (Chapitres III et IV). De plus, nous avons veillé à la reconstruction des données d'écoulements après la mise en eau des grands aménagements du bassin versant (Barrages de Dourou et de Ziga mises en eau en 1995 et 2000, respectivement).

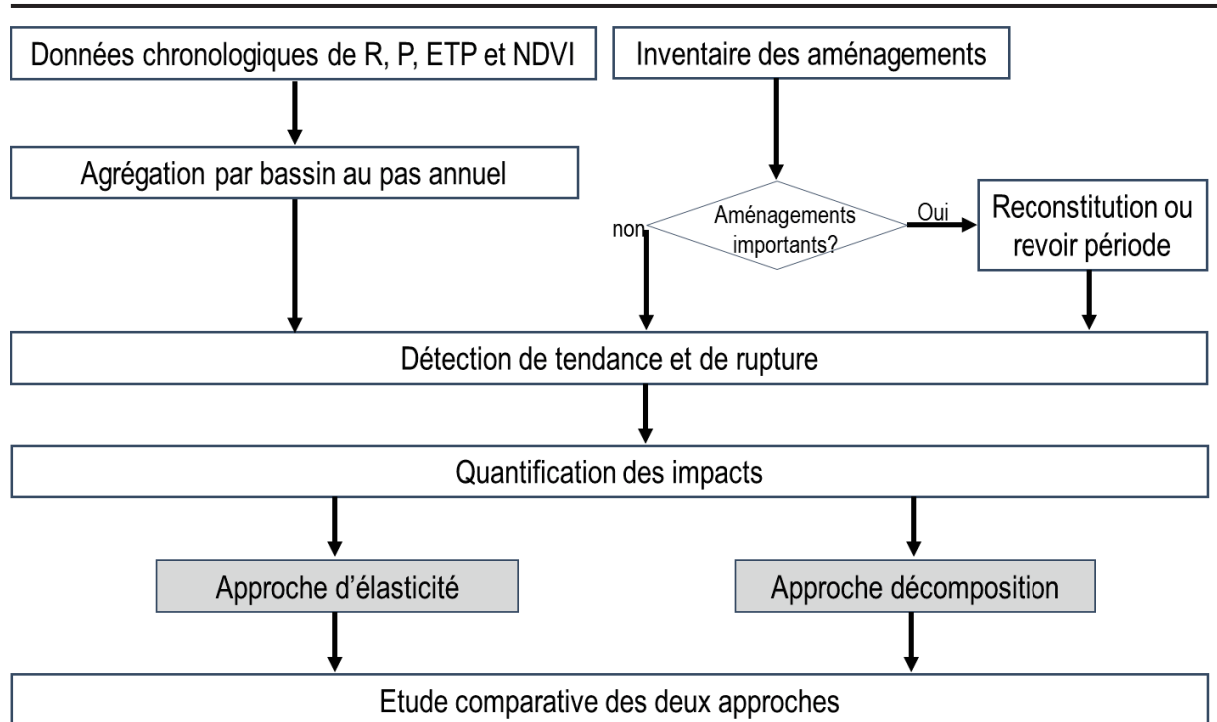


Figure C. 12: Procédure de quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements du Nakanbé

R : Ecoulements ; P : Précipitations ; ETP : Evapotranspiration potentielle ; NDVI : Normalized difference vegetation index

La figure C. 12 illustre les étapes essentielles de la procédure adoptée pour la quantification des impacts qui consiste à :

- Agréger les données obtenues aux stations par bassin et par an. La méthode de polygone de Thiessen (Thiessen, 1911) a été appliquée pour agréger les données de pluies des stations, et la base TerraClimate a été utilisée pour les données d'évapotranspiration potentielle.
- L'inventaire des aménagements du bassin a permis de juger de leur importance par rapport au ruissellement. En effet les barrages de Durou et de Ziga mis en eau en 1995 et 2000 sont les aménagements les plus importants du bassin du Nakanbé (cf. sous-section II.10 du chapitre II). Les écoulements annuels à Wayen ont donc été reconstitués à partir de 1995.
- Pour déterminer le point de changement du régime hydrologique, l'analyse visuelle, la procédure de segmentation (Hubert et al., 1989), les tests de Pettitt et de Mann Kendall (M. Kendall, 1975; Mann, 1945; Pettitt, 1979) ont été utilisés.

I.3 Applicabilité du cadre de Budyko dans le sahel Ouest-africain

Les différents modèles mono-paramétriques (cf. sous-section I.1.6 de ce chapitre) de type Budyko sont testés pour identifier les plus adaptés au contexte sahélien.

I.3.1 Etat des lieux

De la revue de littérature effectuée, il ressort que très peu de travaux de recherche portant sur l'utilisation du cadre conceptuel de Budyko ont été menés sur les bassins versants des cours d'eau africains. Les quelques-uns (Tableau C. 1) n'ont pris en compte que des zones de forêt ou de végétation mixte. La zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest qui a connu les différents paradoxes hydrologiques (Descroix, 2018b; Descroix et al., 2018) n'a pas été étudiée avec cette approche holistique qui ne demande pas beaucoup de données et qui a donné des résultats appréciables de par le monde.

Tableau C. 1: Etat des lieux de l'application du cadre de Budyko en Afrique

Auteurs	Modèles Budyko	Zones d'étude	Climat (ϕ)	Résultats de l'étude
Pike (1964)	Pike (1964)	Malawi en Afrique centrale	0,6 – 1,3	Forme modifiée de la formule de Turc pour prédire l'écoulement annuel
Zhang et al, (1999) ; Zhang et al, (2001)	Zhang et al, (2001)	Monde dont Mali, Cote d'Ivoire, Guinée, Cameroun, Uganda, Zambie, Zimbabwe, Afrique du sud, Malawi, Tanzanie, Kenya, Madagascar	0,5 - 5	Développement d'une formule de prédiction de l'ETR et relation avec végétation : $m = 0,5$ pour prairie, 1 pour zone mixte et 2 pour forêt
Fathi et al, (2019)	Du et al, (2016)	Monde dont bassins du Nil bleu et de l'Atbara en Afrique	0,81 - 3,5	Association des modèles Budyko et SARIMA. Pour le Nile bleue $w = 1,78$ et $\lambda = -0,79$
Li et al, (2013)	Fu (1981)	Monde avec quelques bassins en Afrique (Congo, Sénégal, Niger, Nile)	0,41 – 8,29 et ETR/P : 0,33 - 0,89	$w = 2,36M + 1,16$

ETR : Evapotranspiration réelle ; P : Précipitations ; ϕ : Indice d'aridité ; M : Taux de couverture végétale ; w, m et λ : Paramètres des modèles de type Budyko de Fu, Zhang et de Du ;

La définition mathématique du cadre de Budyko (Sposito, 2017), montre qu'il peut être appliqué dans n'importe quelle zone climatique. Seule, l'équation de Porporato *et al.* (2004) n'a pas été retenue pour être testée car elle n'est pas adaptée au Sahel Ouest-africain. Elle est applicable dans le cadre d'un mécanisme de formation de ruissellement par saturation dominant, ce qui n'est pas le cas au Sahel (Casenave et Valentin, 1991).

I.3.2 Modèles de type Budyko adaptés au contexte du Sahel Ouest-africain

Au Sahel (zones semi-arides), la précipitation moyenne annuelle varie entre 228 mm et 538 mm alors que l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle oscille entre 2 070 mm et 2 294 mm (Pöyry Energy Ltd. et ECREEE, 2017). La valeur de l'indice d'aridité moyenne dans cette zone est très élevée (entre 3,85 et 10). Ainsi, pour identifier les modèles Budyko les plus adaptés au Sahel Ouest-africain, nous avons procédé à une analyse de sensibilité par rapport à l'indice d'aridité des modèles de Fu (1981),

Zhang et al. (2001), Yang (2008), Wang et Tang (2014) et Chen et Sivapalan (2020). Les expressions des coefficients d'élasticités sont reportées dans le tableau C. 2.

Tableau C. 2: Expressions des coefficients d'élasticités pour différents modèles

Modèles	Elasticité du climat (β)	Elasticité de l'environnement (ε_e)
Fu (1981)	$\frac{\varphi \left(-\varphi^{w-1}(\varphi^w+1)^{-1+\frac{1}{w}}+1 \right)}{(\varphi^w+1)^{\frac{1}{w}}-\varphi}$	$\frac{(\varphi^w+1)^{\frac{1}{w}} \left(\frac{\ln(\varphi)\varphi^w}{\varphi^w+1} - \frac{\ln(\varphi^w+1)}{w} \right)}{(\varphi^w+1)^{\frac{1}{w}}-\varphi}$
Zhang et al, (2001)	$\frac{\varphi(2m\varphi+1)}{m\varphi^2+\varphi+1}$	$-m \left(-\frac{\varphi^3(m\varphi+1)}{m\varphi^2+\varphi+1} + \varphi^2 \right)$
Choudhury-Yang (Choudhury, 1999 ; Yang et al., 2008)	$\frac{\left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)^{-1-\frac{1}{n}}}{\varphi^n \left(-\left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)^{-\frac{1}{n}}+1 \right)}$	$-\frac{\left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)^{-\frac{1}{n}} \left(\frac{\ln(\varphi)}{\varphi^n \left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)} + \frac{\ln \left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)}{n} \right)}{-\left(\frac{1}{\varphi^n}+1 \right)^{-\frac{1}{n}}+1}$
Wang et Tang (2014)	$\frac{\left(\frac{-2\psi(2-\psi)+\varphi+1}{\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}}+1 \right) \varphi}{2\xi(\psi,\varphi)}$	$\frac{-(2-\psi)\chi(\psi,\varphi)}{(\psi^2-4\psi+4)\xi(\psi,\varphi)}$
Chen et Sivapalan (2020)	$\frac{\varphi \left(\frac{\gamma\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}}{2} + \frac{\varphi^2\gamma^3}{2\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}} - \varphi\gamma^2 \right)}{-\frac{\gamma\varphi(\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}-\gamma\varphi)}{2}+1}$	$\frac{\gamma \left(-\frac{\varphi\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}}{2} - \frac{\gamma^2\varphi^3}{2\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}} + \gamma\varphi^2 \right)}{-\frac{\gamma\varphi(\sqrt{\gamma^2\varphi^2+4}-\gamma\varphi)}{2}+1}$

$$\chi(\psi,\varphi) = \psi\varphi + \psi - \varphi - 1 - \psi\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2} + \frac{2\varphi\psi^3}{\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}}$$

$$- \frac{6\varphi\psi^2}{\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}} + \sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}$$

$$+ \frac{4\psi\varphi}{\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}}$$

$$\xi(\psi,\varphi) = \psi(2-\psi) + \frac{\sqrt{-4\psi\varphi(2-\psi)+(\varphi+1)^2}}{2} \frac{\varphi}{2} - \frac{1}{2}$$

L'étude de sensibilité a consisté à analyser l'évolution des coefficients d'élasticité du climat et de l'environnement par rapport à l'indice d'aridité. Les résultats (Figure C. 13) montrent que :

- Le modèle de Wang et Tang (2014) a un comportement contrasté par rapport aux autres (Figure C. 13 e) : le coefficient de sensibilité est plus élevé lorsque l'indice d'aridité avoisine 1 et décroît au delà. Le modèle de Wang et Tang (2014) n'est donc pas adapté aux bassins versants du Sahel Ouest-africain, car dans cette zone, l'indice d'aridité est largement supérieur à 1.
- La sensibilité des autres modèles augmente avec l'aridité du bassin versant. Au Sahel, il est reconnu que le ruissellement est quasiment sous le contrôle des états de surface (Casenave et Valentin, 1991; Mounirou, 2012; Yonaba, 2020): les écoulements sont plus sensibles au changement environnemental qu'au changement climatique. Les modèles de Zhang et al. (2001) et de Chen et Sivapalan (2020) ne reflètent pas ce comportement hydrologique particulier.

Tous ces constats nous amènent à ne retenir que les modèles de Choudhury-Yang et de Fu dans notre zone d'étude.

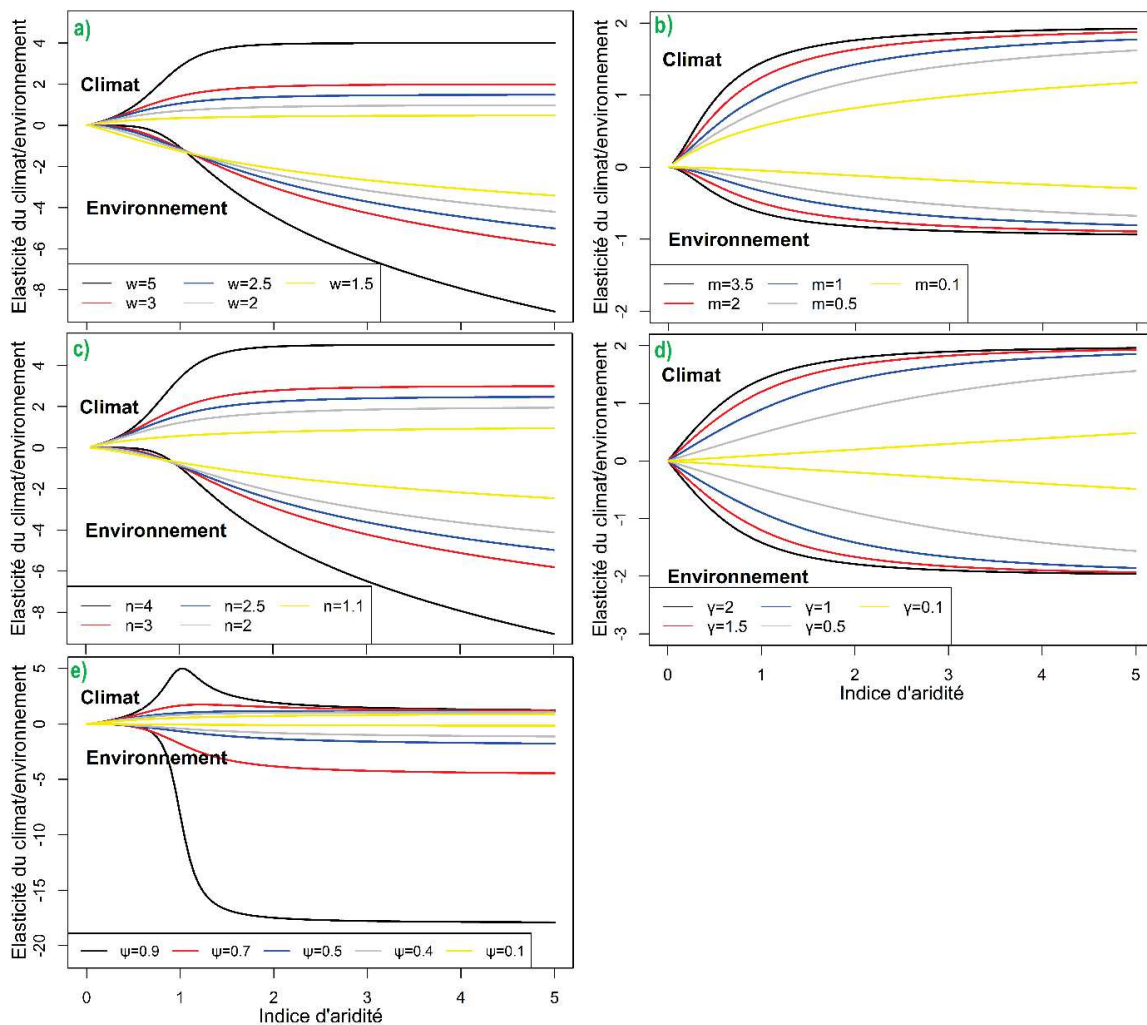


Figure C. 13: Sensibilité des modèles de type Budyko à l'indice d'aridité

a) Modèle de Fu (1981); b) Modèle de Zhang et al. (2001) ; c) Modèle de Choudhury-Yang ; d) Modèle de Chen et Sivapalan (2020) et e) Modèle de Wang et Tang (2014)

II Résultats de l'étude d'impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements du Nakanbé sur la période 1965-2018

II.1 Données

Les données nécessaires pour la quantification des impacts basée sur l'approche Budyko sont celles de précipitations (P), d'évapotranspirations réelles (ETR) et potentielles (ETP). Ces données permettent de calculer les indices d'aridité ($\varphi = ETP/P$) et d'évaporation ($f(\varphi) = ETR/P$). Les données de pluies proviennent de 17 postes de mesure et les lacunes ont été complétées avec les données de la base ARC V2 (cf. Chapitre II). Les données d'évapotranspiration potentielle proviennent de la base TerraClimate. Sur nos 7 bassins, une étude comparative entre l'évapotranspiration réelle déduite du bilan hydrique des bassins (en supposant négligeable la recharge souterraine, $ETR = P - R$) et de celle de la base TerraClimate a montré une bonne corrélation (Figure C. 14). Ainsi, l'évapotranspiration réelle de la base Terraclimate a été utilisée pour combler les lacunes.

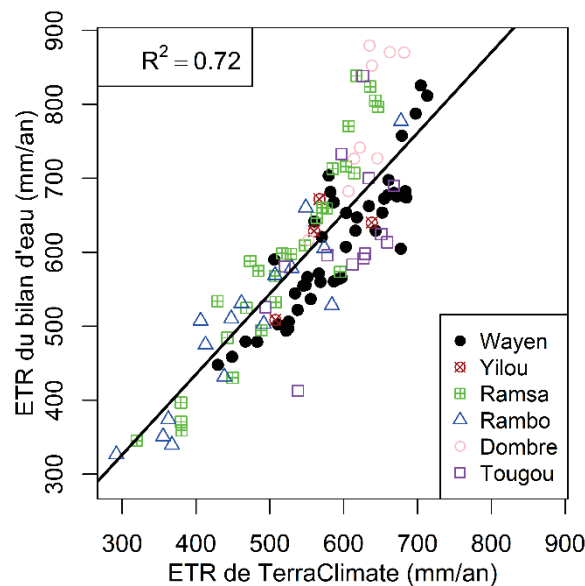


Figure C. 14: Evapotranspiration réelle (ETR) déduite du bilan hydrique comparée à celle de la base TerraClimate sur la période 1965-2018 pour les bassins du Nakanbé

Pour quantifier les impacts, il est nécessaire de diviser la période d'étude en période de base et d'impact en suivant les spécifications indiquées à la sous-section I.2.5. Les résultats de l'analyse de la variabilité hydro-climatique et environnementale (chapitres III et IV) ont permis de subdiviser la période d'étude (cf. conclusion partielle de la partie B relative à l'étude de variabilité) en :

- Une période de base : 1965-1977, et
- Trois périodes d'impacts : 1978-1994, 1995-2006, 2007-2018.

Les figures C. 15 et C. 16 montrent la variabilité spatiale des indices d'aridité et d'évaporation par période et les valeurs moyennes par bassin sont consignées dans le tableau C. 3. La période 1978-1994 est la plus sèche et celle de 2007-2018, la plus humide. La partie nord du bassin du Nakanbé est la plus aride (plus fortes valeurs de l'indice d'aridité) et la moins couverte en végétation (plus faibles valeurs de l'indice d'évaporation).

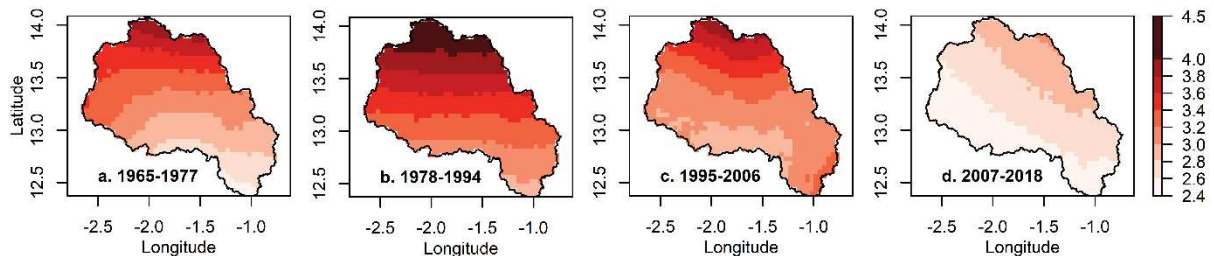


Figure C. 15: Variabilité de l'indice d'aridité dans le bassin du Nakanbé

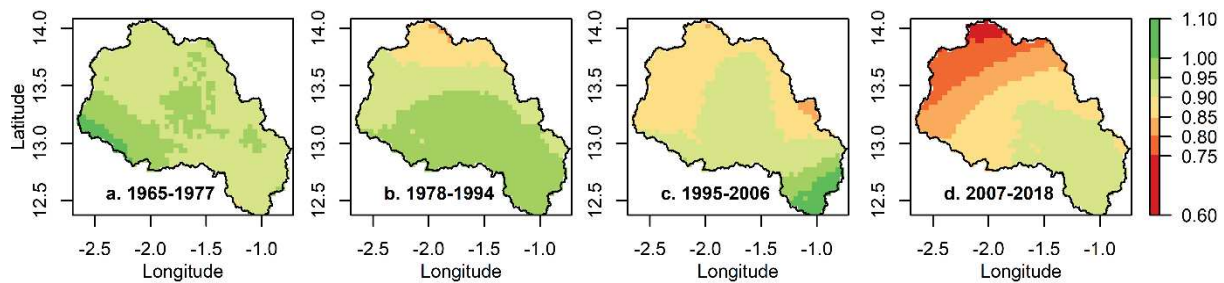


Figure C. 16: Variabilité de l'indice d'évaporation dans le bassin du Nakanbé

Tableau C. 3: Indices d'aridité et d'évaporation dans les bassins du Nakanbé

Bassin	Surface (km ²)	1965-1977		1978-1994		1995-2006		2007-2018	
		$\varphi = \text{ETP}/P$	ETR/P	$\varphi = \text{ETP}/P$	ETR/P	$\varphi = \text{ETP}/P$	ETR/P	$\varphi = \text{ETP}/P$	ETR/P
Wayen	21 178	3,17	0,98	3,53	0,97	3,18	0,96	2,66	0,87
Yilou	11 276	3,24	0,97	3,61	0,95	3,18	0,89	2,58	0,82
Ramsa	3 826	3,54	0,93	3,96	0,93	3,42	0,92	2,67	0,90
Tempelga	4 906	3,31	0,94	3,68	0,92	3,33	0,93	2,95	0,90
Dombré	1 060	3,40	0,93	3,55	0,87	3,27	0,88	2,50	0,88
Rambo	2 471	3,65	0,93	4,18	0,94	3,52	0,88	2,76	0,76
Tougou	38	3,43	0,92	3,56	0,84	3,29	0,85	2,51	0,77

II.2 Variabilité des coefficients d'élasticité du climat et de l'environnement dans le bassin versant du Nakanbé

Les indices d'aridité et d'évaporation de la période de base (1965-1977) ont été utilisés pour estimer les valeurs du paramètre environnemental ainsi que les coefficients de sensibilité des écoulements du bassin aux changements climatique et environnemental sur la base des fonctions Budyko de Fu et de Choudhury-Yang, et de l'équation Eq C. 46. Le coefficient de sensibilité des écoulements au climat est toujours positif tandis que celui de l'environnement est négatif. Cela signifie donc qu'une augmentation des variables climatiques (notamment la pluie) entraîne une augmentation des écoulements alors qu'une amélioration des conditions environnementales (reboisement, récupération des sols dégradés, etc.)

conduit à une diminution des écoulements (augmentation de l'infiltration, de l'évapotranspiration réelle, etc.). Les figures C. 17 et C. 18 montrent que les deux modèles donnent des résultats presque similaires pour la variabilité spatiale de la sensibilité des écoulements aux changements climatique et environnemental.

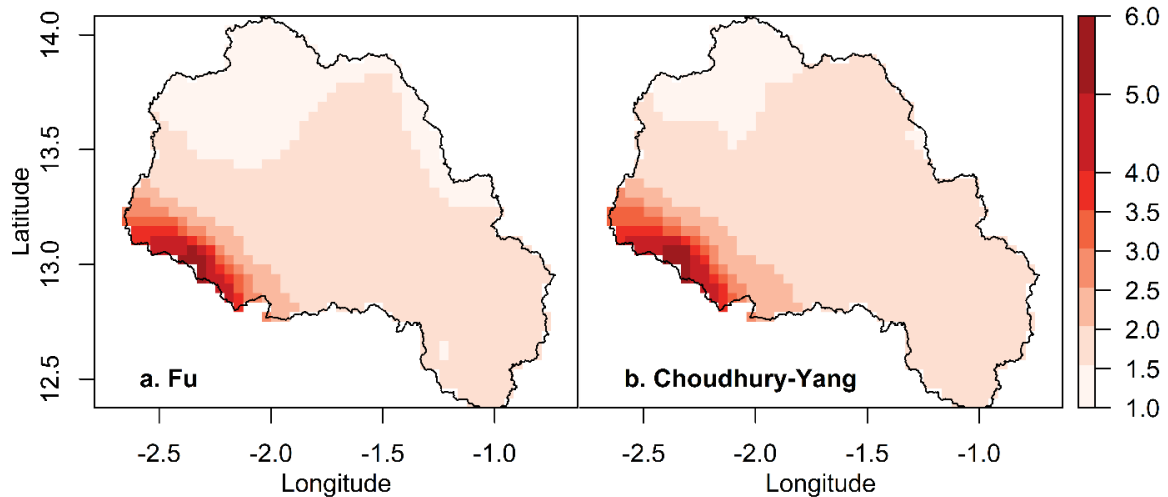


Figure C. 17: Variabilité du coefficient de sensibilité des écoulements au climat dans le bassin du Nakanbé

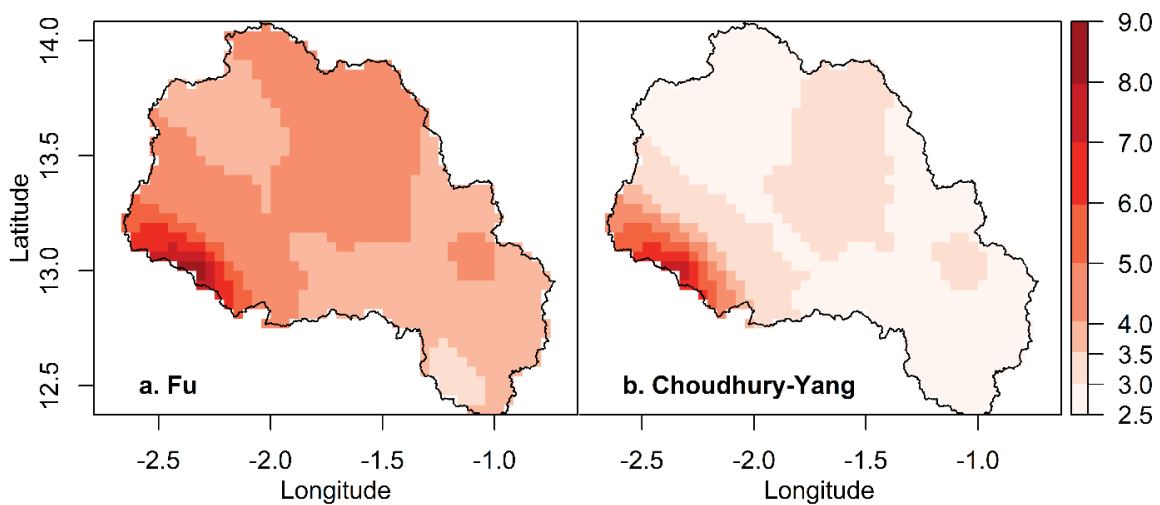


Figure C. 18: Variabilité de la valeur absolue du coefficient de sensibilité des écoulements à l'environnement dans le bassin du Nakanbé

La partie nord-ouest du bassin est la zone la plus sensible et présente les plus forts coefficients d'élasticité. Le coefficient d'élasticité du climat varie entre 1 et 6 (élasticité des précipitations entre 2 et 7 et celle de l'évapotranspiration potentielle entre -6 et -1), tandis que celui de l'environnement varie entre -9 et -2,5. Cela signifie qu'une variation des variables climatiques de x conduira à une variation des écoulements de x à $6x$, tandis qu'une variation de même grandeur dans l'environnement du bassin conduirait à une variation dans les écoulements de $-2,5x$ à $-9x$. On peut conclure donc que dans le bassin du Nakanbé, les écoulements sont 1,5 à 2,5 fois plus sensibles à la dynamique environnementale qu'au changement climatique.

II.3 Evolution des impacts des changements climatique et environnemental de 1965 à 2018

Les impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements des bassins du Nakanbé ont été estimés de quatre manières :

- Modèle de Fu avec la méthode d'élasticité ;
- Modèle de Fu avec la méthode de décomposition de la courbe de Budyko ;
- Modèle de Choudhury-Yang (C-Y) avec la méthode d'élasticité ;
- Modèle de Choudhury-Yang (C-Y) avec la méthode de décomposition de la courbe de Budyko.

Les résultats (Tableaux C. 4 à C. 6) montrent que les deux modèles (Fu et Choudhury-Yang) donnent des résultats similaires. En effet, le test de Mann-Whitney appliqué pour comparer les résultats des deux modèles indique que la différence des deux résultats n'est pas significativement différente de 0 (p - value = 0,932). Les valeurs négatives indiquent une contribution dans le sens contraire de la variation globale d'écoulement constatée par rapport à la période de base (1965-1977).

Tableau C. 4: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon les modèles Budyko de Fu et de Choudhury-Yang (C-Y) avec la méthode de décomposition (Période de base : 1965-1977)

Bassins versants	Contribution du climat (Ccde)						Contribution des interférences de l'Homme (H)					
	1978-1994		1995-2006		2007-2018		1978-1994		1995-2006		2007-2018	
	C-Y	Fu	C-Y	Fu	C-Y	Fu	C-Y	Fu	C-Y	Fu	C-Y	Fu
Wayen	-57%	-55%	2%	2%	12%	12%	157%	155%	98%	98%	88%	88%
Yilou	-35%	-33%	3%	3%	15%	14%	135%	133%	97%	97%	85%	86%
Ramsa	193%	184%	167%	160%	121%	114%	-93%	-84%	-67%	-60%	-21%	-14%
Tempelga	-93%	-88%	6%	7%	38%	36%	193%	188%	94%	93%	62%	64%
Dombre	-9%	-8%	16%	15%	76%	72%	109%	108%	84%	85%	24%	28%
Rambo	84%	80%	18%	17%	29%	27%	16%	20%	82%	83%	71%	73%
Tougou	-7%	-6%	12%	11%	36%	35%	107%	106%	88%	89%	64%	65%

Tableau C. 5: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon le modèle Budyko de Fu et la méthode d'élasticité (Période de base : 1965-1977)

Bassins versants	Contribution du climat (Cc)			Contribution de l'environnement (Ce)			Contribution de l'interaction climat-environnement (C _{ICE})		
	1978-1994	1995-2006	2007-2018	1978-1994	1995-2006	2007-2018	1978-1994	1995-2006	2007-2018
Wayen	-63%	2%	10%	133%	63%	23%	29%	36%	68%
Yilou	-37%	3%	11%	102%	41%	21%	35%	56%	68%
Ramsa	198%	157%	95%	-93%	-56%	-9%	-5%	-1%	15%
Tempelga	-96%	7%	34%	175%	82%	40%	21%	11%	26%
Dombre	-8%	15%	58%	75%	58%	14%	33%	27%	28%
Rambo	88%	17%	23%	26%	60%	27%	-14%	23%	50%
Tougou	-6%	11%	28%	71%	57%	25%	35%	32%	47%

Tableau C. 6: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon le modèle Budyko de Choudhury et la méthode d'élasticité (Période de base : 1965-1977)

Bassins versants	Contribution du climat (Cc)			Contribution de l'environnement (Ce)			Contribution de l'interaction climat-environnement (CICE en %)		
	1978-1994	1995-2006	2007-2018	1978-1994	1995-2006	2007-2018	1978-1994	1995-2006	2007-2018
Wayen	-65%	2%	10%	136%	63%	22%	30%	36%	68%
Yilou	-39%	3%	11%	104%	41%	21%	36%	56%	68%
Ramsa	209%	163%	99%	-104%	-62%	-13%	-5%	-1%	14%
Tempelga	-101%	6%	35%	180%	83%	39%	22%	11%	26%
Dombre	-9%	15%	60%	76%	58%	12%	33%	27%	27%
Rambo	93%	17%	24%	21%	60%	27%	-13%	23%	49%
Tougou	-7%	11%	29%	72%	56%	25%	35%	32%	46%

Dans la suite du document, l'analyse des résultats se fera seulement par rapport aux résultats du modèle de Fu.

La méthode d'élasticité développée dans la sous-section 1.2.3 permet de quantifier les impacts du changement climatique, de la dynamique environnementale et de l'interaction climat-environnement. Une étude comparative avec les résultats de la méthode de décomposition a montré que les deux méthodes donnent des résultats similaires (Figure C. 19) et que l'impact des interférences de l'Homme (H d'après la méthode de décomposition) inclut les impacts du changement environnemental (C_E) et de l'interaction climat-environnement (C_{ICE}).

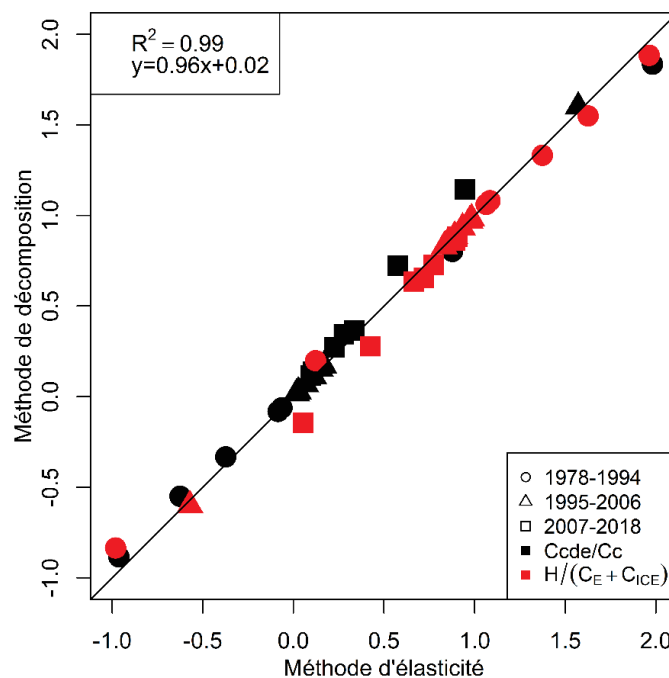


Figure C. 19: Comparaison des résultats des méthodes d'élasticité et de décomposition de la courbe de Budyko.

C_c et C_{cde} sont les impacts du changement climatique quantifiés selon les méthodes d'élasticité et de décomposition respectivement, H est l'impact des interférences de l'Homme (méthode de décomposition) et $C_E + C_{ICE}$ est la somme des impacts du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement (méthode d'élasticité).

Les incertitudes sur les estimations du modèle (Eq C. 47) pour le bassin du Nakanbé sont de $\pm 14\%$.

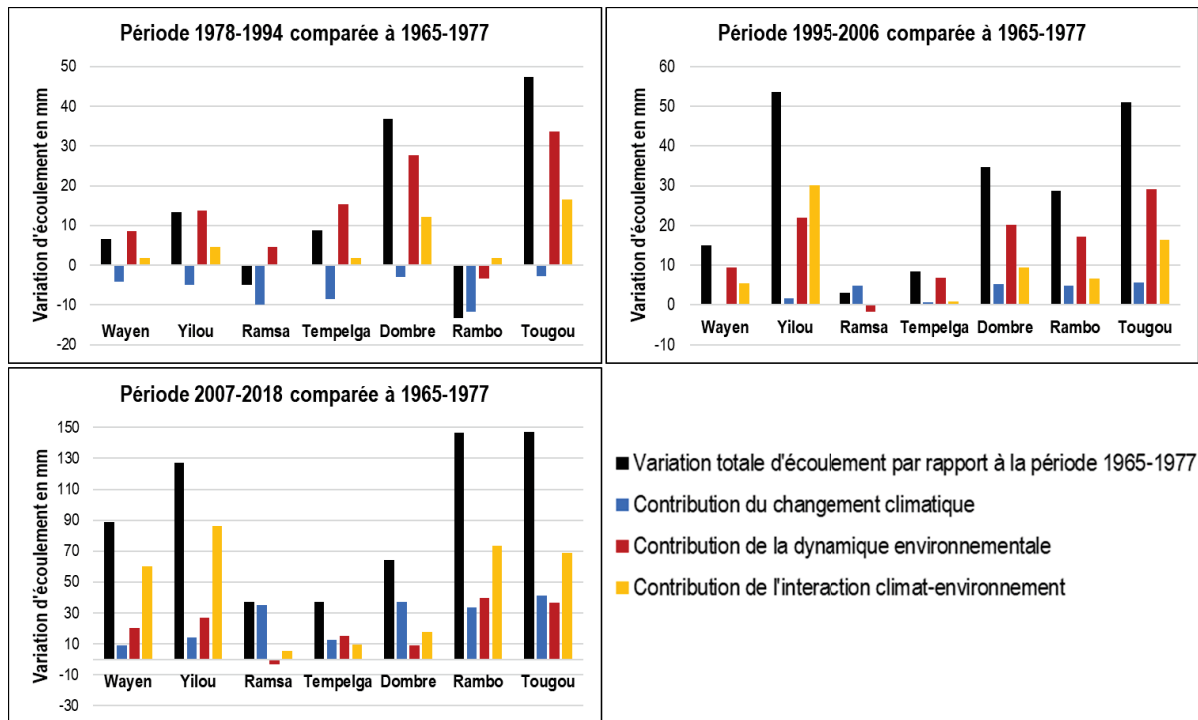


Figure C. 20: Contribution des changements climatique et environnemental au changement d'écoulements dans les bassins du Nakanbé

L'analyse des contributions individuelles et combinée des changements climatique et environnemental au changement d'écoulements dans le bassin du Nakanbé (Figure C. 20) montre que :

- Sur la période 1978-1994, la sécheresse a entraîné la réduction d'écoulement comme constatée aux stations de Ramsa et de Rambo. L'accroissement d'écoulement au niveau des cinq autres stations est dû à la dégradation environnementale ;
- Depuis 1995, la reprise des précipitations (constatée en Afrique de l'Ouest à partir des années 1990) est la cause de la contribution positive du changement climatique à l'augmentation des écoulements dans les bassins versants du Nakanbé ;
- Au cours de la période 1995-2006, la dégradation environnementale a été la principale cause de l'accroissement des écoulements du fleuve Nakanbé aux stations de Wayen, Tempelga, Rambo, Dombre et Tougou. La reprise des précipitations a été la principale cause dans le sous-bassin de Ramsa tandis que l'interaction climat-environnement a été le facteur prépondérant qui a conduit l'accroissement des écoulements à Yilou ;
- De 2007 à 2018, l'interaction climat-environnement a été le facteur gouvernant le changement d'écoulement au niveau de 4 bassins versants (Wayen, Yilou, Rambo et Tougou), contre deux pour le changement climatique (Ramsa et Dombre) et un pour le changement environnemental (Tempelga) ;

- Depuis 1978, l'intensité de l'impact de l'interaction climat-environnement est grandissante au niveau de la plupart des bassins versants.

II.4 Impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements et effets d'échelles spatiales

La figure C. 21a montre que sur les sept bassins de notre étude, il existe une forte relation de proportionnalité ($R^2 > 0,8$) entre les coefficients d'élasticité et leur superficie. Ainsi, pour un changement climatique / environnemental donné, l'intensité de l'impact sur les écoulements devrait s'accroître avec la taille du bassin versant. Cependant, les coefficients de régression sont faibles et cela pourrait justifier la non-détection de relation significative entre les impacts et les surfaces des bassins versants (Figure C. 21b).

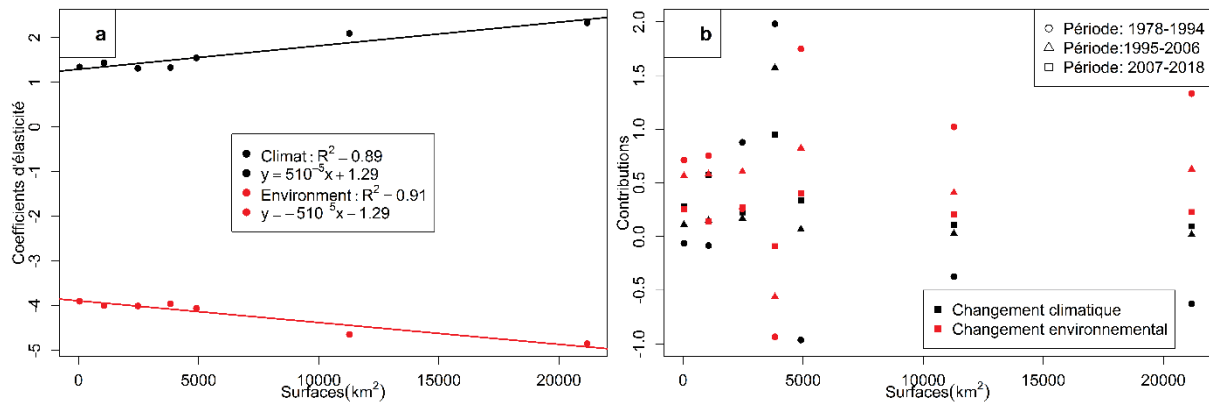


Figure C. 21: Evolution des coefficients d'élasticité (a) et des impacts (b) avec la taille du bassin versant

III Discussion

Dans ce chapitre, le cadre conceptuel de Budyko (Budyko, 1948, 1963, 1974b) a été utilisé pour quantifier les impacts des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau du Nakanbé. Le cadre de Budyko est reconnu en hydrologie pour sa représentation concise et précise du bilan hydrique des bassins versants à long terme (Blöschl *et al.*, 2013a; Sposito, 2017), et les modèles paramétriques de type Budyko sont très utilisés pour quantifier les impacts du changement climatique et / ou des interférences de l'Homme sur la ressource en eau (Arora, 2002; Wang et Hejazi, 2011; Sun *et al.*, 2014; Wang, 2014b; Jiang *et al.*, 2015a; Dey et Mishra, 2017; Guo *et al.*, 2019b; Li *et al.*, 2019a, 2020). Cependant, le cadre de Budyko a été très peu utilisé en Afrique et il n'existe pas à notre connaissance des travaux ayant appliqué ce cadre aux bassins versants du Sahel Ouest-africain pour des études d'impacts.

L'évaluation quantitative des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements du fleuve Nakanbé a été effectuée en appliquant la méthode d'élasticité améliorée proposée dans ce chapitre et celle de décomposition du cadre de Budyko cadre conceptuel de Budyko (Wang et Hejazi, 2011). Les modèles de Fu et Choudhury, identifiés comme les plus adaptés à la zone sahélienne, ont été utilisés. L'impact du changement climatique quantifiée avec la méthode d'élasticité est similaire à celui quantifié avec la méthode de décomposition de Wang et Hejazi (2011). Cependant, l'impact des interférences de l'Homme quantifié par la méthode de décomposition intègre les effets du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement (Figure C. 19). La technique d'élasticité améliorée a permis de quantifier l'effet de l'interaction climat-environnement sur les écoulements. En effet, il n'existe pas encore dans la littérature des travaux portant sur la quantification de l'impact de l'interaction climat-environnement sur les écoulements, malgré que soit reconnue l'interaction climat-environnement à différentes échelles spatiales et temporelles (Jia *et al.*, 2019).

Le coefficient d'élasticité du climat ou de l'environnement donne une idée de la sensibilité des écoulements au changement climatique ou environnemental (Deng *et al.*, 2018). Dans le bassin versant du Nakanbé, le coefficient de sensibilité des écoulements au changement climatique (β) varie de 1 à 6 contre -9 à -2,5 pour le changement environnemental (Figures C. 17 et C. 18). Cela signifie qu'une augmentation des précipitations de 1% entraînerait une augmentation des écoulements de 2% à 7% ($\epsilon_p=1+\beta$). L'élasticité des précipitations (ϵ_p) dans le bassin versant du Nakanbé est du même ordre que celle du bassin versant du haut Niger dont l'élasticité moyenne est de 2,44 (Grijsen *et al.*, 2013). Une dégradation des conditions environnementales du bassin versant du Nakanbé de 1% conduirait à une augmentation des écoulements de 2,5% à 9%. La variabilité spatiale des coefficients d'élasticité / sensibilité (Figures C. 17 et C. 18) montre que la partie nord-ouest du bassin est la zone la plus sensible aux changements climatique et environnemental. Cette information est capitale pour une meilleure gestion environnementale du bassin. Toute activité de restauration environnementale (récupération des sols dégradés, reboisement, etc.) dans cette zone améliorera significativement la réduction de l'écoulement à Wayen. Par contre, toute dégradation environnementale dans cette zone aggravera dangereusement l'augmentation des coefficients de ruissellement et donc l'érosion et la dégradation des sols du bassin. Nos résultats montrent que les écoulements sont plus sensibles au changement environnemental qu'au changement climatique et que la mise en œuvre d'une bonne politique de gestion environnementale dans le bassin du Nakanbé permettrait de mieux réguler les écoulements.

Les impacts quantifiés indiquent que sur la période 1978-1994, la dégradation environnementale a été la principale cause de l'augmentation des écoulements (Figure C. 20) malgré la sécheresse des années 1980 (1^{er} paradoxe hydrologique sahélien). Les travaux de Yonaba (2020) basés sur une modélisation

sous SWAT du sous-bassin de Tougou sur la période 1952-2003 ont abouti à la même conclusion. Sur la période 1995-2018, l'impact de l'interaction climat-environnement est devenu de plus en plus prépondérant. Nos résultats prouvent quantitativement que la dégradation environnementale a été la principale cause du 1^{er} paradoxe hydrologique sahélien dans le bassin du Nakanbé et qu'au cours du 2^{ème} paradoxe, l'interaction climat-environnement semble être le facteur prépondérant. La revue des travaux antérieurs portant sur les causes des paradoxes hydrologiques sahéliens (Descroix et al., 2018) a abouti (sans une évaluation quantitative) aux conclusions selon lesquelles, la dégradation des états de surface a été la principale cause du 1^{er} paradoxe et que le 2^{ème} paradoxe est conduit concomitamment par les états de surface et la récente intensification des précipitations. L'intensification des précipitations peut exacerber les processus de dégradation des terres (GIEC, Sous presse). L'impact de l'interaction climat-environnement peut donc être interprété comme l'effet indirect du changement climatique sur l'environnement qui affecte les écoulements dans le bassin. En effet, dans le Sahel Ouest-africain, l'intensification des précipitations favorise l'encrouement des sols (Ribstein, 1990; Valentin, 1985; Valentin et al., 2004). L'accroissement de l'encrouement des sols du Sahel (Descroix, 2018b) causé certainement par l'intensification des précipitations (Panthou et al., 2018, 2014) serait l'une des causes majeures de l'augmentation de l'effet de l'interaction climat-environnement constatée. Une attention particulière devra donc être accordée à l'analyse des impacts de l'interaction climat-environnement, car les projections du climat indiquent un accroissement de l'intensité des pluies dans le Sahel Ouest-africain (Diedhiou et al., 2018).

L'analyse de la variabilité des impacts n'a révélé aucune organisation spatiale (Figure C. 21). La non-détection de tendance significative serait certainement liée à la gamme des bassins étudiés bien que soit reconnue la complexité / variabilité des facteurs qui gouvernent le ruissellement suivant les échelles spatiales dans le bassin du Nakanbé (Mounirou, 2012; Mounirou et al., 2020). En effet, sur la base de l'évolution des débits à plusieurs stations du fleuve Volta, Pouyaud (1986) avait déjà constaté que la surface de 30 000 km² pourrait être une rupture spatiale en deçà de laquelle l'influence du changement climatique (sécheresse des années 1980) serait contrecarrée par les effets des zones encroûtées que l'on retrouve exacerbées à l'échelle des petits bassins versants.

Chapitre VI : Coévolution climat-environnement dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen

L'étude des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements du fleuve Nakanbé (voir Chapitre V) a montré l'importance de l'interaction climat-environnement. Plusieurs travaux antérieurs (Albergel, 1987; Dunne et Willmott, 1996; Li *et al.*, 2013; Jiang *et al.*, 2015a) ont montré que le paramètre des modèles mono-paramétriques de type Budyko tient aussi bien compte des variables climatiques qu'environnementales. Dans ce chapitre la coévolution climat-environnement sera analysée au travers de ce paramètre.

I Méthodologie de recherche de coévolution climat-environnement à l'échelle de bassin versant

I.1 Explicitation du paramètre des modèles de type Budyko

D'une manière générale, il est reconnu que le paramètre des modèles de type Budyko tient compte de l'effet combiné du climat et des caractéristiques du bassin versant (Wang *et al.*, 2016). Cependant, il n'existe pas de lois universelles pour sélectionner les facteurs climatiques et les caractéristiques des bassins versants à utiliser. Fondamentalement, les variables sélectionnées dans la plupart des études peuvent être divisées en quatre grandes catégories : variables climatiques, propriétés du sol, facteurs de terrain et caractéristiques de la végétation. Les variables utilisées dans la plupart des études sont : l'indice de saisonnalité du climat, la capacité de rétention en eau du sol disponible pour les plantes, la hauteur moyenne des précipitations, la profondeur effective des racines, le type et l'âge des forêts, la couverture forestière, la pente moyenne du bassin (Donohue *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2013; Creed *et al.*, 2014; Jiang *et al.*, 2015b; Zhou *et al.*, 2015; Ning *et al.*, 2019). Cependant, les relations établies ne sont pas stables et varient d'une zone à une autre et d'une étude à une autre. Par exemple, pour un même taux de couverture végétale, le paramètre du modèle de Fu w a une valeur plus élevée en zone aride qu'en zone humide (Li *et al.*, 2019).

I.1.1 Paramètre du modèle de Fu (1981)

Le paramètre w du modèle de Fu est très affecté par les caractéristiques de surface incluant végétation, types de sols, situation géographique, topographie et climat (Li *et al.*, 2013; Ma *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2004a). Cependant, la végétation et les propriétés du bassin versant restent les principaux facteurs qui expliquent la variabilité de w . Des valeurs plus élevées de w indiquent que les

caractéristiques des bassins versants favorisent l'évapotranspiration (bassins à végétation dense) et des valeurs plus basses indiquent des caractéristiques ne favorisant pas l'évapotranspiration. Sur la base de 331 bassins versants australiens, il a été constaté que la valeur du paramètre est de 2,84 pour les forêts et 2,55 pour les prairies (Zhang et al., 2004a).

L'étude la plus vaste dans l'exploration de la relation entre la végétation et le paramètre de Fu fut celle menée par Li et al. (2013). Cette étude a porté sur 357 bassins versants comprenant 26 grands bassins de tailles supérieures à 300 000 Km² (4 en Afrique), 99 bassins versants en Chine et 232 aux États-Unis. Ils ont constaté que le paramètre w est linéairement corrélé avec la couverture végétale (Eq C. 48).

$$\left\{ \begin{array}{l} w = 2,36M + 1,16 \\ M = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 48}$$

M est le taux de couverture végétale, $NDVI_{min}=0,05$ et $NDVI_{max}=0,8$.

Cette relation entre le paramètre et l'indice de végétation normalisé (NDVI) a été confirmée par Greve et al, (2014). Cependant, il apparaît que la relation entre le paramètre w et l'indice de végétation normalisé (NDVI) est plus consistante sur les grands bassins que sur les petits (Li et al., 2013). Pour tenir compte explicitement de la variabilité du paramètre à petites échelles spatiales, Wang et al. (2016) ont suggéré d'incorporer plus de paramètres relatifs au processus éco-hydrologiques pour caractériser le paramètre w .

I.1.2 Paramètre du modèle de Zhang et al. (2001)

Sur la base des données de 250 bassins versants répartis dans le monde (la majorité se trouvant en Australie), les valeurs prises par le paramètre m du modèle varient entre 0,1 et 2 (Zhang et al., 2001b). Dans le bassin de Weihe en Chine, le paramètre m a varié entre 1,5 et 3,5 quand celui du modèle de Fu variait entre 2,7 et 3,3. Enfin, une valeur du paramètre du modèle de Zhang voisine de 2 indiquerait une zone de forêt ; 0,5 montrerait une prairie et 1 pourrait signifier une zone mixte avec 50% de forêt et 50% de prairie (Cavalcante et al., 2019; Zhang et al., 1999).

I.1.3 Paramètre du modèle de Choudhury-Yang

Le paramètre η de ce modèle reflète les caractéristiques du paysage du bassin versant (Yang et al., 2009 ; Donohue et al., 2010). Donohue et al. (2012) l'ont relié à la capacité de rétention en eau des sols (k), à la hauteur moyenne des événements pluvieux (α) et à la profondeur moyenne d'enracinement des plantes (Z_e) (Eq C. 49). Le paramètre η prend une valeur de 0,6 pour un sol nu ($Z_e=0$). Il a été aussi constaté que cette relation varie d'une zone climatique à une autre.

$$\eta = \frac{0,21kZe}{\alpha} + 0,6 \quad \text{Eq C. 49}$$

I.1.4 Paramètre du modèle de Porporato et al. (2004)

Dans la littérature, le modèle de type Budyko proposé par Porporato et al.(2004a) n'a pas connu beaucoup d'applications. Toutefois, il a été montré que pour une valeur du paramètre (γ) égale à 5,5, le modèle est très proche des équations de Pike (1964) et de Budyko (1974) (Gerrits et al., 2009). En faisant une similitude avec l'expression du paramètre du modèle de Choudhury-Yang (Donohue et al., 2012), on a :

$$\gamma = \frac{kZ_e}{\alpha} \quad \text{Eq C. 50}$$

k est un paramètre relatif à la capacité de rétention en eau des sols ; Z_e est la profondeur moyenne d'enracinement des plantes ; α est relatif à la hauteur moyenne des précipitations.

Sur la base des données de 224 bassins versants en Chine, Shen et al. (2017) ont exprimé autrement le paramètre (γ) :

$$\begin{cases} n = a\gamma^b \\ \gamma = \frac{S}{h} \end{cases} \quad \text{Eq C. 51}$$

n est le paramètre du modèle de Choudhury-Yang ; h est la hauteur moyenne journalière des précipitations ; S est la capacité de rétention en eau moyenne du bassin ; a et b sont des paramètres ajustables. Shen et al. (2017) ont trouvé $a=0,7078$ et $b=0,5945$.

I.1.5 Paramètre du modèle de Wang et Tang (2014)

Sur la base des données de 246 bassins versants du projet MOPEX, Wang et Tang (2014) ont démontré la signification physique du paramètre ψ de leur modèle. Le paramètre est le ratio entre l'évaporation initiale et l'indice de Horton (Eq C. 52).

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi = \frac{ETR_{initial}}{ETP} \\ \psi = \frac{\lambda}{H} \\ H = \frac{ETR}{W} \\ \lambda = \frac{ETP}{W} \\ NDVI = 0,8(1 - e^{-12,82(1,05-H)}) \\ \alpha_R \cdot NDVI = 0,43 - 0,32\lambda \end{array} \right. \quad \text{Eq C. 52}$$

ψ est le paramètre du modèle ; H est l'indice de Horton ; W représente l'humidité du sol ; λ est la proportion de l'humidité du sol qui s'évapore initialement ; α_R caractérise la fréquence des précipitations (nombre de jours de pluie et le nombre total de jours dans une année). ETR : Evapotranspiration réelle ; ETP : Evapotranspiration potentielle ; NDVI : Normalized difference vegetation index

L'indice de Horton est une signature pour chaque bassin et est contrôlé principalement par la végétation (Brooks et al., 2011; Troch et al., 2009; Voepel et al., 2011). L'indice de Horton est relativement constant d'une année à une autre.

En résumé, les facteurs de contrôle dominants sur ψ sont la végétation et les précipitations. Le paramètre ψ est le rapport entre l'évaporation initiale, qui ne découle pas du processus de compétition avec le ruissellement (tel que l'évaporation due à l'interception de la végétation et la couche supérieure du sol), et l'évapotranspiration totale (ETP). La magnitude de ψ diminue avec l'augmentation de α_R (fréquence des précipitations). Le contrôle de la végétation sur ψ est complexe, car λ et H décroissent avec l'indice NDVI. La relation entre ψ et NDVI est non monotone, car la végétation affecte les processus d'humectation, d'évaporation initiale et d'évaporation totale.

I.2 Recherche de liens entre le paramètre Budyko et les propriétés physiques d'un bassin

Pour mieux interpréter les impacts quantifiés par les modèles de type Budyko, il est nécessaire d'explicitier le paramètre qui tient compte de la dynamique environnementale au travers des propriétés physiques du bassin versant. La qualité de la relation entre le paramètre et les variables environnementales a été évaluée au travers des études de corrélation, de régression et de causalité.

I.2.1 Construction de modèles de régression entre le paramètre Budyko et les variables environnementales du bassin versant

Différents modèles de régression ont été établis, optimisés et comparés pour identifier le modèle le plus parcimonieux. La fonction « step (... "both") » sous le logiciel R a été utilisée pour l'optimisation. Cette fonction permet de nettoyer les modèles en avançant pas à pas pour supprimer des coefficients et réoptimiser les autres sans que la régression ne perde de sa qualité.

Les critères de comparaison utilisés sont le coefficient de détermination R^2 (Tableau A. 1) et le critère d'information d'Akaike (Eq C. 53). La sélection de modèles effectuée avec AIC (Akaike Information Criterion) produit le même résultat que la validation croisée de type « Leave-One-Out » (où le modèle est ajusté sur une partie de données, puis évalué sur l'autre partie). Ces différents critères ont été implémentés sous le logiciel R.

$$AIC = 2K - 2\log(\hat{L}) \quad \text{Eq C. 53}$$

\hat{L} est le maximum de la fonction de vraisemblance du modèle et K , le nombre de paramètres à estimer du modèle.

I.2.2 Techniques d'étude de causalité

L'établissement des modèles de régression repose sur les études de corrélations alors que l'analyse des résultats des études de corrélations pose deux problèmes. D'une part, il faut déterminer si une relation de corrélation correspond ou non à une relation de causalité, et d'autre part, si relation de causalité il y a, quel est son sens.

I.2.2.1 Choix de la méthode de découverte causale adaptée

Selon Granger (1969), une variable X cause la variable Y si les valeurs passées de X ont un impact sur la valeur actuelle ou future de Y. Cela signifie que X, en tant que variable causale, a laissé ses empreintes dans l'histoire de Y et donc Y est capable de prédire la valeur actuelle de X (Chang et al., 2017). La plupart des méthodes de recherche de causalité (Causalité de Grange, Transfert d'Entropie, algorithme PC) sont basées sur l'hypothèse de systèmes stochastiques à l'exception du mappage (établissement de correspondance deux à deux) croisé convergent (CCM : Convergent Cross Mapping) qui suppose que le système sous-jacent est déterministe (Ombadi et al., 2020).

Pour la recherche de liens de causalité entre le paramètre de Budyko et les variables environnementales, la méthode de découverte causale CCM « Convergent Cross Mapping » (Runge et al., 2019; Sugihara et al., 2012) a été utilisée, car les modèles de type Budyko sont déterministes et non linéaires. Par ailleurs, la technique CCM est recommandée pour l'exploration des relations de causalité des phénomènes climatiques (Ombadi et al., 2020; Runge et al., 2019) et a été utilisée par plusieurs auteurs (Kadir et al., 2020; Wang et al., 2018) pour la compréhension des phénomènes hydrométéorologiques.

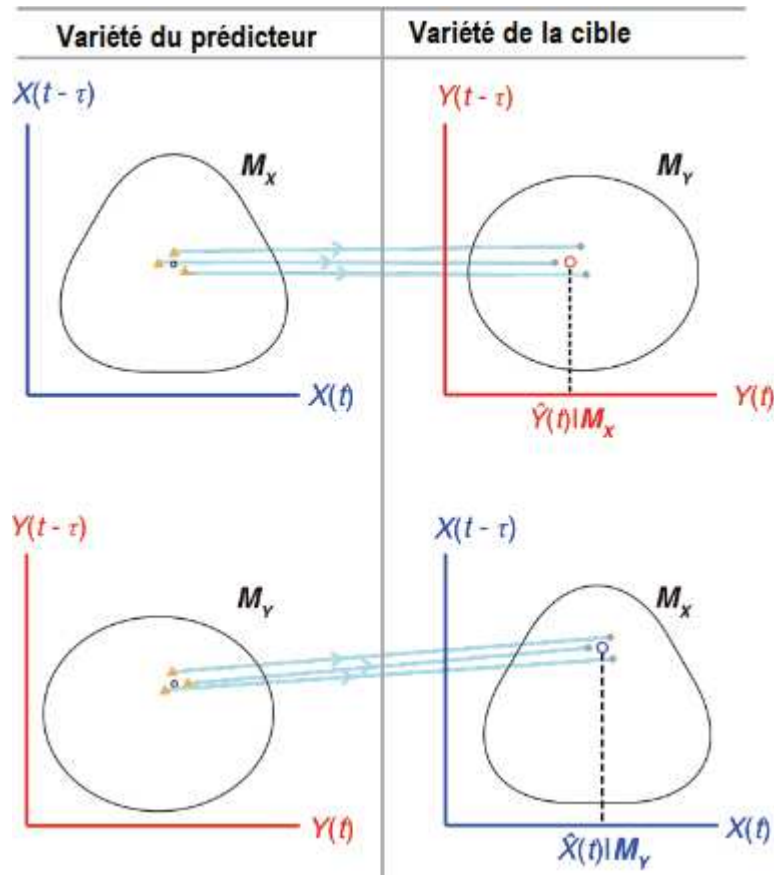


Figure C. 22: Mappage croisé bidirectionnel CCM (adaptée de Sugihara et al., 2012)

Lorsque des prédictions (cibles) sont faites à partir du prédicteur $X(t)$ au temps t (représenté par un petit cercle noir), les points les plus proches de M_x (triangles orange) sont cartographiés sur M_y . Sur M_y , le centre de gravité de ces points est la prédiction cible (cercle vert), qui donne des valeurs pour $\hat{Y}(t) | M_x$. La plage de valeurs des cercles gris correspond à l'incertitude de la prédiction.

La figure C. 22 explicite la méthodologie qui sous-tend la technique CCM. Considérons deux variables de séries chronologiques X et Y qui interagissent dans le même système dynamique affecté par un processus non linéaire déterministe. S'il s'avère qu'une variable X entraîne causalement la variable Y , alors la signature de X doit être codée dans la variable Y . La méthode CCM analyse la variable Y pour voir si elle permet de prédire la variable X . Pour tester la prévisibilité, la méthode du plus proche voisin, appelée projection simplex, est appliquée. La convergence de la capacité de prédiction permet de différencier corrélation et causalité. Les étapes essentielles de la technique CCM sont résumées comme suit :

- Etape 1 : Construction des variétés (possibilités d'auto-prédiction) M_x et M_y , respectivement pour les deux variables X et Y en utilisant la dimension d'intégration E . La dimension d'intégration est l'encastrement (retard/lag) optimal d'autocorrélation. M_y sera construit sur la base de $X(t)$, $X(t-1)$ et $X(t-2)$..., tandis que M_x est construit à partir de $Y(t)$, $Y(t-1)$ et $Y(t-2)$
- Etape 2 : Mappage (établissement de correspondance deux à deux) croisé de M_x à M_y ou de M_y à M_x . Cette étape consiste à sélectionner et localiser pour chaque t , $Y(t)$ le vecteur de

coordonnées décalées associé à My et à identifier ses points $E + 1$ voisins les plus proches. Ensuite, la matrice mesurant les distances euclidiennes par rapport au point de référence est calculée. S'il existe une correspondance un à un entre Mx et My , alors les indices de temps t détecteront les points voisins les plus proches de Mx et on conclut que Y gouverne X .

- Etape 3 : Chacun des indices de temps du plus proche au plus éloigné de $Y(t)$ est affecté de t_1, \dots, t_{E+1} . Ces indices de temps, correspondant aux voisins les plus proches de $Y(t)$ sur My , sont utilisés pour localiser des points (voisins) dans X et pour identifier $X(t)$ à partir d'une moyenne pondérée localement des valeurs $E+1$ $X(t_i)$.
- Etape 4 : Si les variables couplées interagissent dynamiquement, les points proches dans Mx pourraient être en mesure d'identifier les points proches dans My . Ainsi, ils sont liés de manière causale et X influence Y . Tout ce processus est conduit avec des sous-échantillons de taille variable (L). La taille des sous-échantillons d'entraînement varie entre $E+1$ (au moins 3) à la longueur des observations moins E .

En résumé, la technique CCM recherche la signature de X dans la série chronologique de Y (vice-versa) en se basant sur l'analyse de convergence des compétences de prédiction réciproque des deux variables. La convergence des compétences de prédiction en fonction de la taille des échantillons d'entraînement est considérée comme le principal critère de détection des interactions causales (Sugihara et al., 2012; Wang et al., 2019).

1.2.2.2 Mise en œuvre de la technique du CCM (Convergent Cross Mapping)

Dans cette étude, la technique CCM (Convergent Cross Mapping) a été implémentée au travers du progiciel (package) de modélisation dynamique empirique (rEDM) écrit en langage R (Chang et al., 2017). La modélisation dynamique empirique (EDM) est un cadre non paramétrique pour la modélisation non linéaire des systèmes dynamiques basé sur la théorie mathématique de la reconstruction des variétés d'attracteur (données d'entraînement) à partir de données de séries temporelles (Takens, 1981). La procédure de mise en œuvre comprend les étapes suivantes (Kadir et al., 2020) :

- Identification de la dimension d'encastrement optimal (embedding dimension E) nécessaire pour reconstruire l'attracteur (données d'entraînement). Elle consiste à analyser l'autoprédiction des données pour retenir le décalage (E) correspondant au coefficient d'autoprédiction (ρ) le plus élevé. E est obtenu à l'aide de la fonction `EmbedDimension()` basée sur la projection simplex (Sugihara et May, 1990) qui utilise la notion des voisins proches. Dans cet algorithme, la capacité d'une variable à prédire sa propre dynamique est estimée à l'aide de différentes dimensions d'encastrement (décalage dans le temps de 1 à 10). Pour ce faire, la série

chronologique est divisée en deux, où une partie est utilisée pour la construction du modèle (entraînement) et l'autre pour l'évaluation. Dans le cas où la série chronologique est très courte, une validation croisée peut être effectuée au lieu de diviser la série chronologique en deux (Chang et al., 2017). Le coefficient de corrélation de Pearson (ρ) entre les prévisions et les observations représente la compétence de prévision, et la dimension d'encastrement optimale correspond à la compétence de prévision la plus élevée. E est aussi une indication de la dimension (complexité) du système dynamique sous-jacent (Whitney, 1936). La dimension d'encastrement optimale E permet de définir la taille des fenêtres temporelles à utiliser pour la prédiction dans CCM.

- Exécution de la fonction CCM (Convergent Cross-Mapping). Cet algorithme prédit la valeur actuelle d'une variable Y en utilisant les décalages temporels (E) de la variable X et vice versa (Chang et al., 2017). Le coefficient de corrélation de Pearson (ρ) est utilisé pour mesurer la compétence de prédiction du modèle. Si ρ augmente avec la longueur L des données d'entraînement, l'effet causal de X sur Y peut être déduit et vice versa. Le niveau relatif vers lequel converge la compétence prédictive peut être interprété comme un estimateur de la force de la relation causale.

Pratiquement, la méthode CCM à travers le package R rEDM procède à n sous-échantillonnages aléatoires normalisés à partir des observations. Ces sous-échantillons (appelés bibliothèques) sont de longueur L variant entre $1+E$ à $N-E$ (N est l'effectif des observations) et on évalue la compétence de prédiction (ρ) de Y à partir de X (vice versa) en fonction de L . La causalité est par conséquent révélée si ρ converge avec la longueur L des données d'entraînement. Si un lien de causalité (prédiction) existe, l'augmentation de la taille des données devrait améliorer la qualité de la prédiction. À l'inverse, aucune causalité n'est détectée entre les deux variables. La puissance des influences exercées d'une variable sur une autre est évaluée par la valeur de la corrélation de Pearson (ρ qui varie entre -1 et 1) entre les valeurs estimées et observées. Une valeur moyenne de la compétence de prédiction croisée inférieure à 0 signifie qu'il n'y a pas de compétence de prédiction. Si le résultat du test de CCM montre une convergence de Y vers X , cela signifie que X cause Y . En effet X , en tant que variable causale, a laissé ses empreintes dans l'histoire de Y et donc Y est capable de prédire la valeur actuelle de X (Chang et al., 2017).

Pour rechercher par exemple si une modification du taux de couverture M entraîne des changements de paramètre w de F_u (M cause w), la démarche adoptée est résumée sur la figure C. 23.

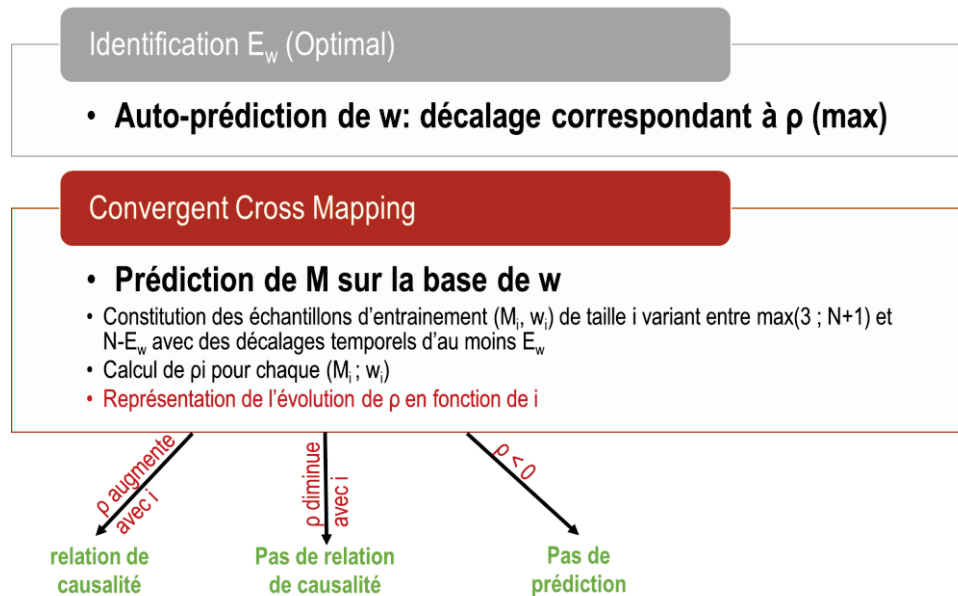


Figure C. 23 : Méthodologie adoptée pour la recherche de lien de causalité entre M et w (M cause w ?)

M : taux de couverture végétale ; w : Paramètre du modèle de type Budyko de Fu ; N : Taille des échantillons de M ou w ; ρ : coefficient de corrélation de Pearson ; E : Décalage d'autoprédiction optimal.

Comme toute technique d'analyse de données chronologiques, les erreurs de mesures et de processus peuvent impacter la qualité des résultats. Par rapport à la longueur minimale des données observées, il n'y a pas une exigence théorique, mais Sugihara et al. (2012) ont suggéré 35 à 40 points de données. Les valeurs manquantes sont ignorées dans rEDM. Il est également recommandé de ne pas faire passer les variables par des lissages ou moyennes mobiles, car ils peuvent détruire la dynamique et introduire un signal linéaire. Des comportements saisonniers cycliques forts peuvent masquer l'efficacité de EDM. Toutes ses exigences ne sont toujours pas satisfaites dans la plupart des études portant sur la recherche de causalité dans les données hydrométéorologiques (Kadir et al., 2020; Wang et al., 2019, 2018). La robustesse de la technique permet de limiter les effets des erreurs modérées (Chang et al., 2017), mais il est important de garder à l'esprit ces exigences pour l'interprétation des résultats.

II Résultats

II.1 Variabilité de l'état des bassins versants du Nakanbé

Les modèles de Choudhury-Yang et de Fu donnent des résultats similaires pour l'analyse de la variabilité de l'état des bassins versants. Ainsi, nous présentons uniquement les résultats relatifs au modèle Budyko de Fu.

II.1.1 Évolution de l'état des bassins versants du Nakanbé dans le cadre de Budyko

La figure C. 24a montre les déplacements possibles de l'état d'un bassin versant dans le cadre conceptuel de Budyko (Wang et Hejazi, 2011) et les figures C. 24b à h présentent l'évolution de l'état de chacun des sept bassins du Nakanbé sur la période 1965-2018. L'évolution de l'état des bassins du Nakanbé explicite les impacts des changements climatique et environnemental quantifiés dans le chapitre précédent. D'après la figure C. 24a, une augmentation / diminution de l'indice d'aridité impliquerait respectivement une diminution / augmentation des écoulements due au changement climatique. L'accroissement de l'indice d'aridité (ETP/P) sur la période 1978-1994 (l'état de tous les bassins versants se déplaçant vers la droite sur les figures C. 24b à h) compte tenu de la sécheresse des années 1980 en Afrique de l'Ouest justifie les contributions négatives du changement climatique à l'accroissement d'écoulement constaté sur cette période (tableaux C. 4 à C. 6). La reprise des précipitations autour des années 1990 (l'état de tous les bassins versants se déplaçant vers la gauche sur les figures C. 24b à h) est la cause de la contribution positive du changement climatique à l'augmentation des écoulements depuis 1995.

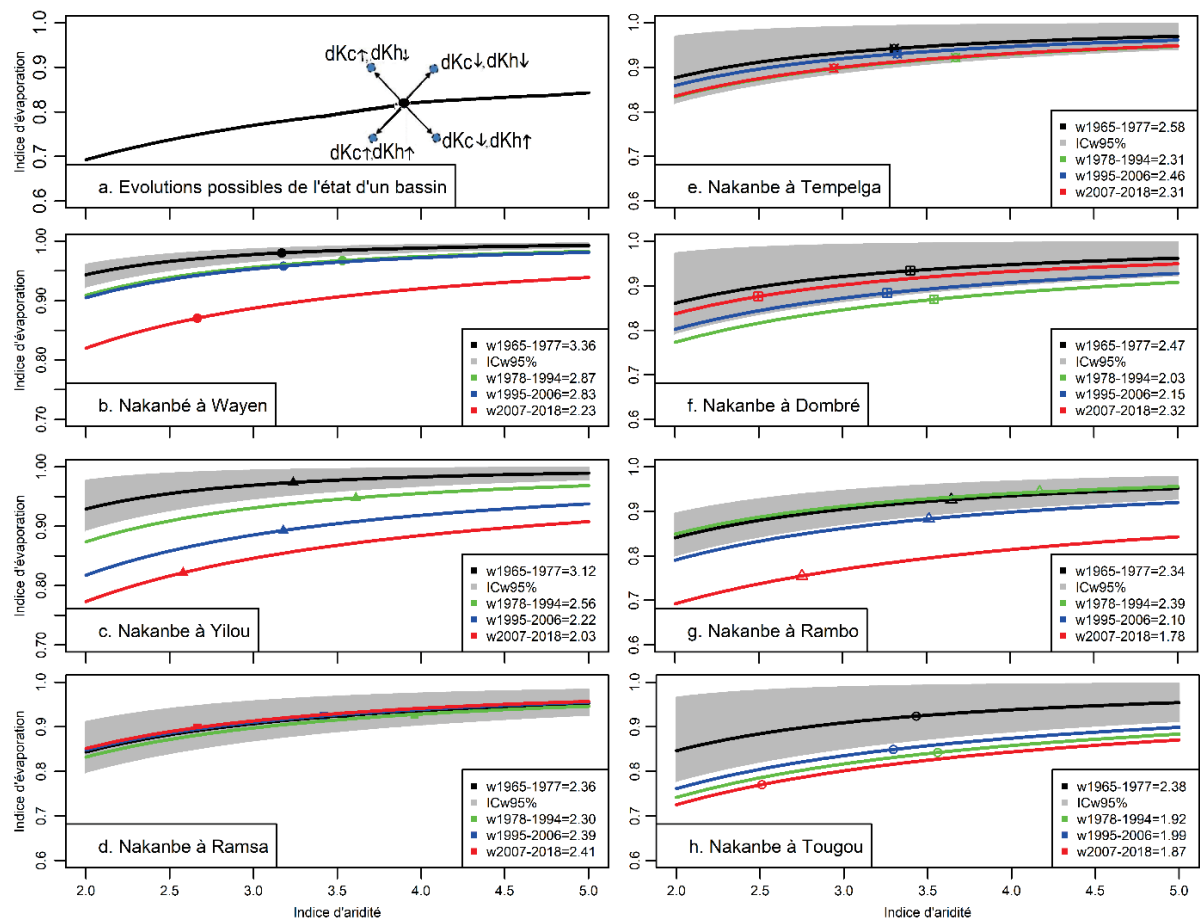


Figure C. 24: Evolution de l'état des bassins du Nakanbé de 1965 à 2018 dans le cadre de Budyko.

Sur la figure a, dKc et dKh représentent les variations du coefficient d'écoulement dues au changement climatique et à la dynamique environnementale respectivement ; sur les figures b à h, IC est l'intervalle de confiance à 95% autour du paramètre w sur la période de base (1965-1977).

Dans le cadre conceptuel de Budyko, une décroissance / croissance unilatérale de l'indice d'évaporation (ETR/P) entraîne respectivement une décroissance / croissance du paramètre du modèle Budyko, conduisant à une contribution positive / négative des interférences de l'Homme au changement d'écoulements (Figure C. 24a). Comme l'impact des interférences de l'Homme sur les écoulements inclut les effets de la dynamique environnementale et de l'interaction climat-environnement (Figure C. 19), le paramètre du modèle Budyko (w pour F_u) pourrait être un indicateur global de l'environnement du bassin versant. Ainsi, l'évolution des bassins du Nakanbé de 1965 à 2018 (Figure C. 24b à h) est caractérisée par :

- Une dégradation continue globale et significative de l'environnement qui s'explique par la décroissance du paramètre w de 1965 à 2018 au niveau des bassins versants du Nakanbé et à Yilou (Figure C. 24b et c) ;
- Une amélioration non significative des conditions environnementales (augmentation de w sur la période 1978-1994) du bassin de Rambo suivi d'une dégradation significative jusqu'en 2018 (Figure C. 24g) ;
- Une dégradation de l'environnement (diminution de w) entre 1965 et 1977 et une amélioration de 1978 à 2018 dans le sous-bassin versant de Dombéré (Figure C. 24f) ;
- Une dégradation environnementale globale de 1965 à 2018 dans le sous-bassin de Tougou (Figure C. 24h) ;
- Des tendances non significatives du paramètre w dans les sous-bassins versants de Ramsa et Tempelga (Figure C. 24d et e). La non-significativité de l'évolution de l'état du sous-bassin de Ramsa (Figure C. 24d) est certainement due à la dynamique environnementale opposée sur les sous-bassins de Dombéré et de Rambo emboîtés dans Ramsa.

L'évolution globale du paramètre w explique les contributions du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement au changement d'écoulements (Tableaux C. 5 et C. 6). De 1965 à 2018, la dynamique environnementale a contribué globalement à l'augmentation des écoulements, car la dynamique environnementale dominante a été la dégradation de l'environnement (diminution de w). Le changement climatique a contribué à la diminution des écoulements sur la période 1978-1994 et à l'augmentation des écoulements de 1995 à 2018. La dégradation environnementale a été donc la principale cause de l'augmentation des écoulements sur la période 1978-1994 communément appelé « premier paradoxe hydrologique sahélien ». Cependant, l'effet de l'interaction climat-environnement devient de plus en plus important. Ainsi, sur la période 2007-2018, la contribution de l'interaction climat-environnement a été la plus prépondérante au niveau de 4 sous-bassins versants sur les 7 étudiés. On

pourrait donc conclure qu'au cours du second paradoxe hydrologique (augmentation des coefficients d'écoulements malgré le reverdissement suite à la reprise des précipitations des années 1990), l'interaction climat-environnement est devenue prépondérante.

II.1.2 Variabilité spatiale du paramètre de Budyko

La figure C. 25 présente la variabilité spatiale du paramètre w du modèle de type Budyko de Fu dans le bassin versant du Nakanbé qui est en concordance avec la variabilité des états de surface (Chapitre IV). La partie nord du bassin caractérisée par de très faibles taux de couverture végétale et de forts indices d'aridité (Figures C. 15 et B. 16) présente les faibles valeurs du paramètre w (Figure C. 25). On pourrait conclure que de faibles taux de couverture végétale combinés à une forte aridité conduisent à de faibles valeurs du paramètre des modèles de type Budyko. La quantification de l'impact de la dynamique environnementale sur les écoulements sur la base du cadre conceptuel de Budyko est fondée sur l'évolution du paramètre du modèle. Pour une meilleure interprétation des résultats, il est donc nécessaire d'explicitier ce paramètre (ici w de Fu) par des variables environnementales physiques du bassin versant.

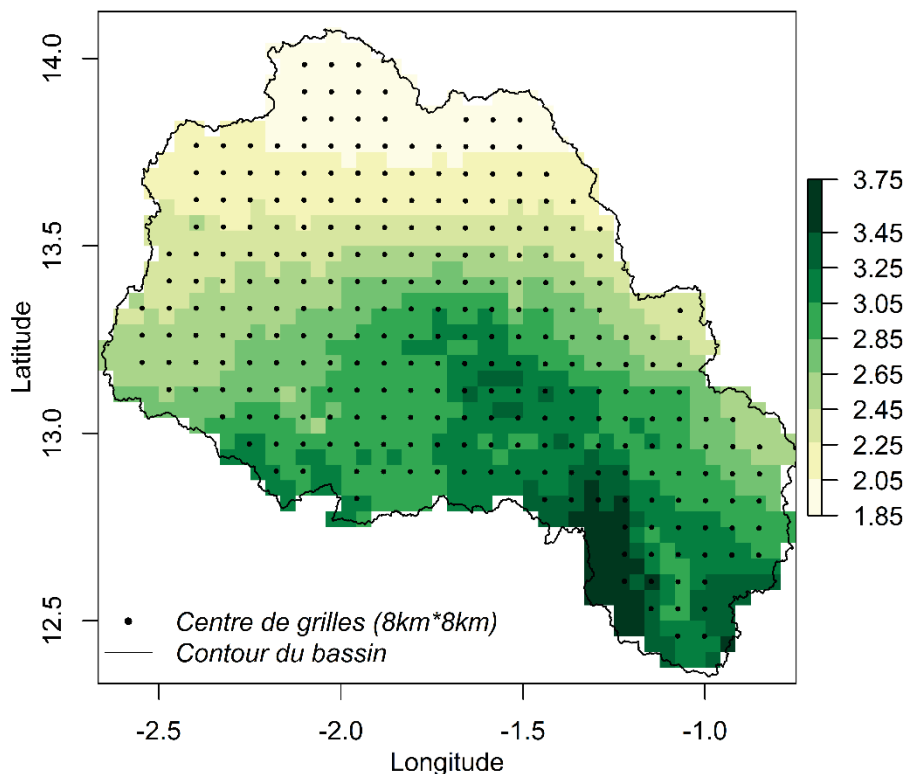


Figure C. 25: Variabilité spatiale du paramètre (w) du modèle de type Budyko de Fu dans le bassin du Nakanbé sur la période 1978-1994

II.2 Coévolution climat-environnement dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen

La coévolution climat-environnement a été analysée au travers de la mise en relation du paramètre du modèle Budyko de Fu (déductible des données climatiques : P, ETP et ETR) et de six variables

environnementales relatives aux états de surface (végétation naturelle, sols nus, cultures, plan d'eau), à la densité de population et au taux de couverture végétale déduit de l'indice de végétation normalisé NDVI.

II.2.1 Relations entre le paramètre Budyko de Fu (w) et les variables environnementales du bassin

Pour explorer la relation entre le paramètre de Budyko et les variables environnementales, le modèle de Fu a été utilisé. En effet, les deux modèles (Fu et Choudhury) utilisés pour quantifier les impacts ont donné des résultats similaires. Pour la mise en relation du paramètre et des variables, un échantillon de 283 éléments a été constitué. Les valeurs de six variables environnementales et du paramètre ont été extraites par maille de 8km×8km (276 grilles) et sous-bassin (7 sous-bassins emboîtés) sur la période 1978-1994. Les variables relatives aux états de surface (végétation naturelle, sols nus, cultures, plan d'eau) sont extraites de la carte des états de surface de 1992 (cf. Chapitre IV). Le taux de couverture végétale (M) est issu de la moyenne des indices NDVI du bassin de 1982 à 1994 et la densité moyenne de population a été calculée sur la base du Recensement Général de la Population et de l'Habitation (RGPH) de 1985 et de 1996. Une analyse de corrélation croisée préalable a permis d'identifier les principales variables. La formation des modèles de régressions a été faite de sorte à éviter d'inclure simultanément des variables corrélées dans un même modèle.

Le tableau C. 7 présente les résultats de l'étude de corrélations croisées entre le paramètre w et les six variables environnementales (pourcentages de végétation naturelle, sols nus, cultures, plan d'eau ; densité de population et taux de couverture végétale M).

Tableau C. 7: Corrélations croisées entre le paramètre (w) du modèle de type Budyko de Fu et les variables environnementales

	Paramètre w	Densité de population	M	Surface en eau (%)	Sols nus (%)	Végétation naturelle (%)
Densité de population	R ² = 0,094 ; p-value < 0,01					
M	R ² = 0,53 ; p-value < 0,01	R ² = 0,054 ; p-value < 0,01				
Surface en eau (%)	R ² = 0,0069 ; p-value = 0,16	R ² = 0,00024 ; p-value = 0,80	R ² = 0,00062 ; p-value = 0,68			
Sols nus (%)	R ² = 0,68 ; p-value < 0,01	R ² = 0,12 ; p-value < 0,01	R ² = 0,41 ; p-value < 0,01	R ² = 0,007 ; p-value = 0,16		
Végétation naturelle (%)	R ² = 0,37 ; p-value < 0,01	R ² = 0,082 ; p-value < 0,01	R ² = 0,22 ; p-value < 0,01	R ² = 0,005 ; p-value = 0,23	R ² = 0,47 ; p-value < 0,01	
Culture (%)	R ² = 0,08 ; p-value < 0,01	R ² = 0,0063 ; p-value = 0,18	R ² = 0,056 ; p-value < 0,01	R ² = 0,0045 ; p-value = 0,26	R ² = 0,17 ; p-value < 0,01	R ² = 0,14 ; p-value < 0,01

M : Taux de couverture végétale déduite des indices NDVI

On constate que les corrélations entre le paramètre (w) et toutes les variables environnementales sont très significatives (p -value $< 0,01$) à l'exception des surfaces en eau (p -value = $0,16$). Certaines variables environnementales sont autocorrélées entre elles : densité de population – taux de couverture végétale (M) ; densité de population – sols nus et dégradés ; densité de population – végétation naturelle ; taux de couverture végétale – sols nus et dégradés ; taux de couverture végétale – végétation naturelle ; taux de couverture végétale – cultures ; sols nus et dégradés – végétation naturelle ; sols nus et dégradés – cultures ; végétation naturelle – cultures. Pour explorer la relation entre le paramètre w et les variables explicatives non autocorrélées, 11 modèles de régression ont été construits :

- w en fonction de chacune des 5 variables environnementales présentant des corrélations significatives: densité de population (RegD), taux de couverture végétale (RegM), sols nus et dégradés (RegS), végétation naturelle (RegV), cultures (RegC) ;
- w en fonction de la densité de population et des surfaces en eau (RegDE) ;
- w en fonction de densité de population et des pourcentages du bassin en culture (REgDC) ;
- w en fonction du taux de couverture végétale (M) et des surfaces en eau (RegME) ;
- w en fonction des proportions de sols nus/dégradés et des surfaces en eau (RegSE) ;
- w en fonction des proportions du bassin en végétation naturelle et couvertes en eau (RegVC) ;
- w en fonction des proportions du bassin en cultures et couvertes en eau (RegCE).

Les résultats de régressions optimisées sont consignés dans le tableau C. 8. On constate que l'apport de l'information sur les surfaces en eau n'améliore pas la qualité de la relation entre w et sols nus (RegS = RegSE), cultures (RegC = RegCE). Le taux de couverture en végétation (M) et le pourcentage du bassin nu sont les variables environnementales les plus corrélées au paramètre du modèle Budyko de Fu (w). Les modèles élaborés avec M et S (pourcentage de sols nus) ont les plus forts coefficients de détermination. Cependant, les modèles de régression basés sur M sont les plus parcimonieux, car leur AIC est plus élevé que ceux des modèles basés sur les proportions de sols nus et dégradés. Par ailleurs l'intensité des coefficients de régression associés au taux de couverture végétale (> 6) et aux proportions de sols nus ($0,017$) montre que le taux de couverture de végétation M explique mieux le paramètre w . On peut donc conclure que dans le bassin du Nakanbé, un accroissement du taux de couverture végétale M de 1% entraînerait une augmentation du paramètre w de plus de 6%.

Tableau C. 8: Modèles de régression optimisés entre le paramètre Budyko de Fu (w) et les variables environnementales

Désignation	Equation	R ²	AIC
RegD	$w = 2,340 + 0,006D$	0,09	274,38
RegM	$w = 0,979 + 6,271M$	0,53	85,99
RegS	$w = 3,070 - 0,017S$	0,68	-20,41
RegV	$w = 2,436 + 0,012V$	0,37	172,24
RegC	$w = 2,245 + 0,007C$	0,06	278,90
RegDE	$w = 2,325 + 0,006D + 0,017E$	0,10	273,96
RegDC	$w = 1,977 + 0,005D + 0,007C$	0,16	254,64
RegME	$w = 0,957 + 6,292M + 0,020E$	0,55	81,69
RegSE	$w = 3,070 - 0,017S$	0,68	-20,41
RegVE	$w = 2,413 + 0,013V + 0,025E$	0,38	166,97
RegCE	$w = 2,245 + 0,007C$	0,06	278,90

II.2.2 Exploration de la relation de causalité entre le paramètre Budyko de Fu (w) et le taux de couverture végétale (M)

L'exploration des relations entre le paramètre w du modèle Budyko de Fu et six variables environnementales a montré une bonne corrélation entre w et le taux de couverture végétale M . Cependant, la corrélation ne signifie pas causalité. Une étude de causalité nécessite des données chronologiques d'une longueur acceptable (Sugihara et al., 2012). Les valeurs du paramètre w s'estiment par période plus ou moins longue (10 ans environ) pour respecter les hypothèses de Budyko (Ma et al., 2008). L'utilisation des fenêtres fixes d'au moins 10 ans sur la période 1965-2018 pour estimer w conduirait à un échantillon de cinq éléments qui ne permettra pas l'application du test de causalité. Pour disposer d'une taille d'échantillon acceptable, le paramètre w a été estimé en utilisant une fenêtre mobile de 11 ans et la valeur de chaque fenêtre est attribuée à l'année correspondant au centre de la fenêtre. Cette approche a été également utilisée par Jiang et al. (2015) pour analyser l'évolution temporelle du paramètre w du Modèle Budyko de Fu. Ainsi, une base de données de M et w sur la période 1982-2013 (2 échantillons de 32 éléments chacun) a été constituée pour chacun des sept bassins versants.

La recherche de lien de causalité entre M et w a été effectuée en utilisant la méthode de découverte causale CCM « Convergent Cross Mapping ». Rappelons que si M cause w alors les valeurs passées de M ont un impact sur la valeur actuelle ou future de w et w est capable de prédire la valeur de M (vice versa). Ainsi, l'étude de causalité a été faite de deux manières et les résultats sont comparés. Premièrement, nous avons supposé que le paramètre w peut permettre de prédire efficacement M et w a été donc utilisé comme données d'entraînement (attracteur) pour estimer la dimension d'encastrement optimal (E). Dans le deuxième cas, l'évènement contraire a été supposé et M a été utilisé comme attracteur. Compte tenu de la longueur de la série de données disponibles (32), les compétences d'autoprédiction ont été quantifiées et évaluées en utilisant la méthode de validation croisée (Leave-One-Out). La dimension d'encastrement optimale des sept bassins varie entre 1 et 10 (Figure C. 26). Elle

correspond au coefficient d'autoprédiction (ρ) maximal. Les valeurs négatives du coefficient d'autocorrélation n'ont pas été représentées, car elles indiquent une non-prédiction.

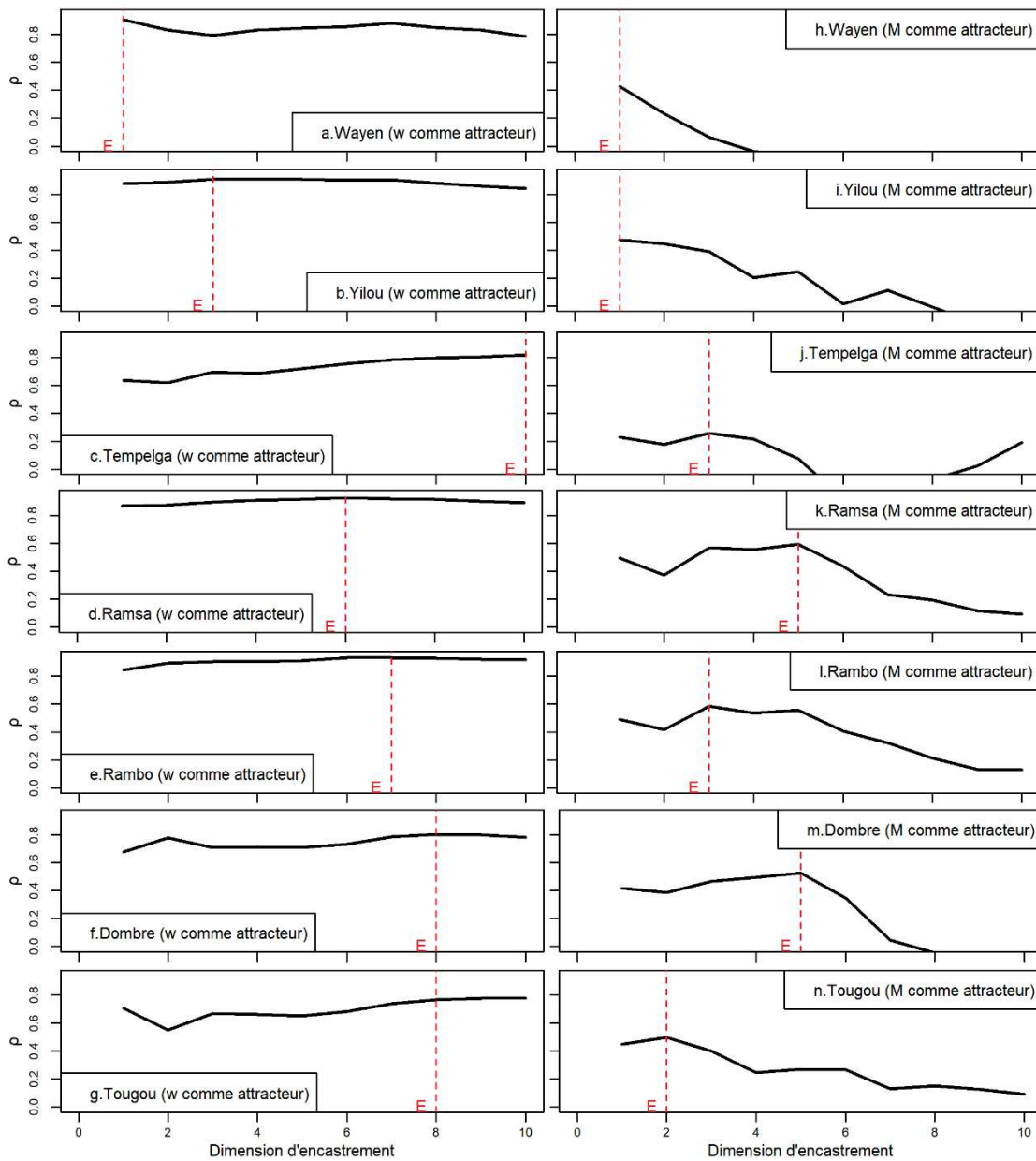


Figure C. 26: Dimensions d'encastrement optimales (E) d'autoprédiction (ρ) du paramètre w et du taux de couverture végétal M dans les bassins versants du Nakanbé

La dimension d'encastrement optimale d'autoprédiction de w ou M pour chaque bassin a été utilisée pour analyser la relation de causalité entre w et M . Pour estimer la compétence croisée de causalité entre w et M , 100 échantillons aléatoires normalisés ont été générés par taille variant entre $E+1$ (au moins 3) à $32-E$. La figure C. 27 présente les résultats obtenus en utilisant respectivement M et w comme attracteur. La dimension d'encastrement optimal nécessaire pour reconstruire l'attracteur (données d'entraînement) varie de 1 à 10 selon les bassins. Ainsi, la taille des sous-échantillons d'entraînement générés évolue de 3 à 31.

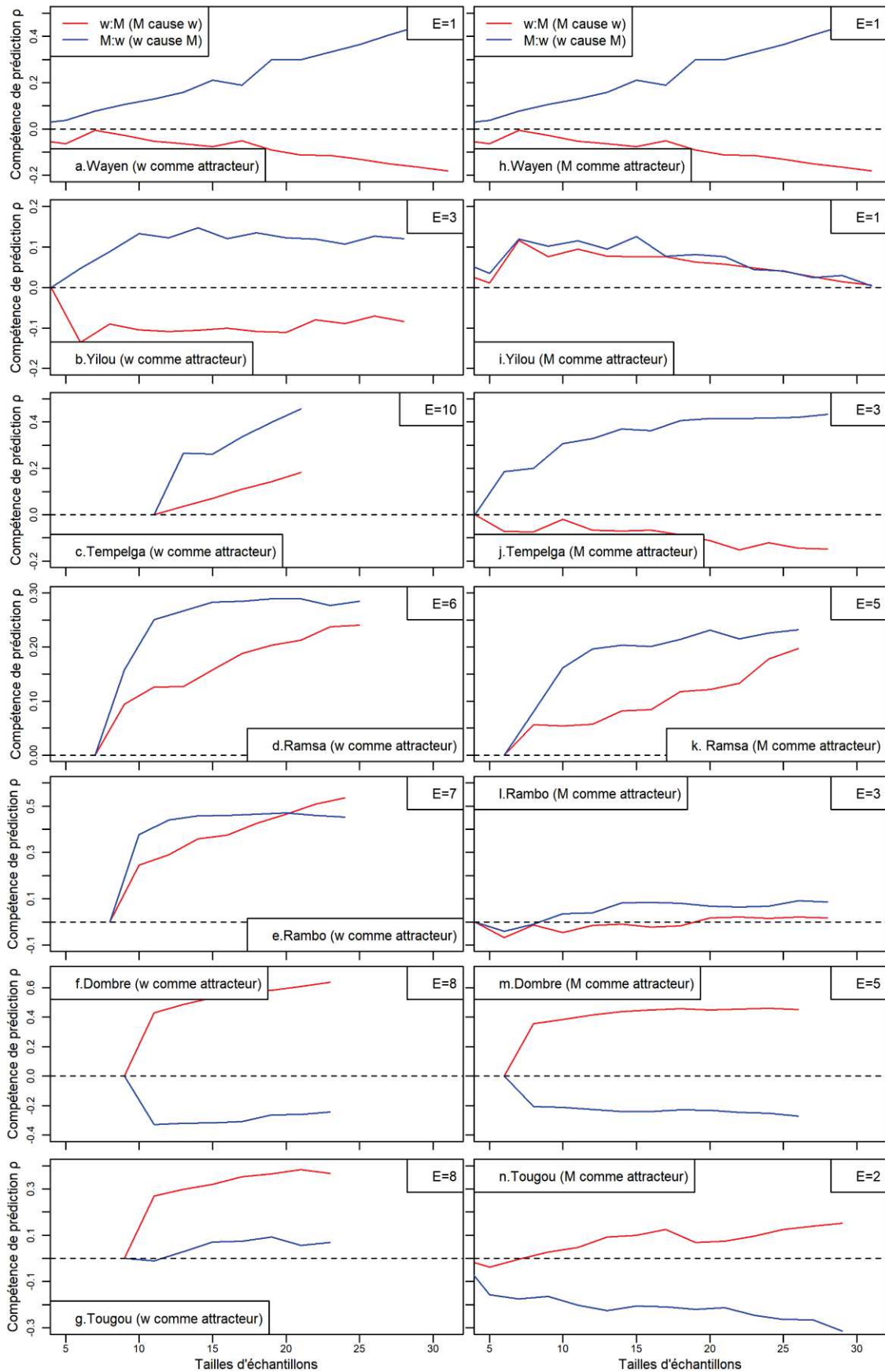


Figure C. 27: Relations causes-effets entre le paramètre du modèle Budyko de Fu et le taux de couverture végétal (M).

E : décalage optimale d'auto-prédiction

Sur la figure C. 27, il est représenté l'évolution de la compétence p de w à prédire M (vice-versa) avec la taille de l'échantillon d'entraînement. La convergence (augmentation de p avec celle de la taille de l'échantillon d'entraînement) est la preuve de l'existence d'une relation de causalité. L'analyse de la figure C. 27 montre que :

- La compétence de prédiction lorsque w est utilisé comme attracteur est supérieure à celle de M ;
- Dans les bassins les plus grands (Wayen, Yilou et Tempelga de superficie allant de 4 906 km² à 21 178 km²), la relation cause-effet est unidirectionnelle : w cause M ($M : w$). Une compétence de prédiction négative indique une inexistence de cause-effet dans ce sens ;
- Dans les bassins moyens (Ramsa et Rambo de superficie 3 826 km² et 2 471 km² respectivement), la relation cause-effet est bidirectionnelle : w cause M ($M : w$) et M cause w ($w : M$) ; mais c'est w qui cause principalement M ;
- Dans les petits bassins (Dombré et Tougou de superficie 1 060 km² et 38 km² respectivement), c'est M qui cause w ($w : M$).

On peut donc conclure à l'échelle du Nakanbé que le changement climatique (au travers de w) affecte plus l'environnement des grands bassins alors que dans les petits bassins versants la causalité est dans le sens contraire. Il existe donc une interaction (relation cause-effet) entre le climat et l'environnement à l'échelle des bassins versants du Nakanbé.

III Discussion

Dans les modèles de type Budyko, la dynamique environnementale est analysée au travers du paramètre du modèle (w pour le modèle de Fu). L'analyse de la relation cause-effet entre le paramètre w (obtenu des variables climatiques) et le taux de couverture végétale a montré la coévolution climat-environnement dans le bassin du Nakanbé (Figure C. 27) et confirme l'existence de l'interaction climat-environnement à cette échelle spatiale. Ce résultat rejoint les conclusions du cinquième rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) en ce qui concerne les interactions terre-climat. En effet le chapitre 2 du 5^{ème} rapport souligne que la terre et le climat interagissent de manière complexe à travers de multiples rétroactions biophysiques et biogéochimiques à différentes échelles spatiales et temporelles (Jia et al., 2019). Dans le bassin du Nakanbé, il y a une relation consistante entre le paramètre w et le taux de couverture végétale (M) à l'instar des résultats des travaux effectués par Li et al. (2013). Le coefficient de régression obtenu dans le bassin du Nakanbé est nettement supérieur à celui obtenu par Li et al. (2013). Ce constat est certainement dû à la sous-représentation des bassins versants du Sahel Ouest-africain dans les bassins étudiés (moins de 10%)

par Li et al. (2013). En effet, il est reconnu que la relation entre w et M varie d'une région à une autre et pour un même taux de couverture végétale (M) les zones arides sont caractérisées par de fortes valeurs du paramètre w par rapport aux zones humides (Li et al., 2019). Il est donc nécessaire d'établir les relations entre w et M pour chaque zone climatique. La relation obtenue dans cette étude est indicative du bassin versant du Nakanbé à Wayen et il serait nécessaire de prendre en compte d'autres bassins versants avant de tirer des conclusions à l'échelle du Sahel Ouest-africain.

De 1965 à 2018, le paramètre w a décliné dans la plupart des 7 bassins étudiés à l'exception du sous-bassin de Dombéré (Figure C. 24). Durant la même période, il a été constaté la diminution de la capacité de rétention en eau des sols du bassin du Nakanbé (Diello, 2007; Mahé et al., 2005; Paturel et al., 2017). De plus, le paramètre w et la capacité de rétention en eau d'un sol sont influencés par les mêmes facteurs que sont le climat et les propriétés physiques du bassin versant (Albergel, 1987; Dunne and Willmott, 1996; Jiang et al., 2015a; Li et al., 2013; Mahé et al., 2005). Le paramètre w est donc comparable à la capacité de rétention en eau d'un sol.

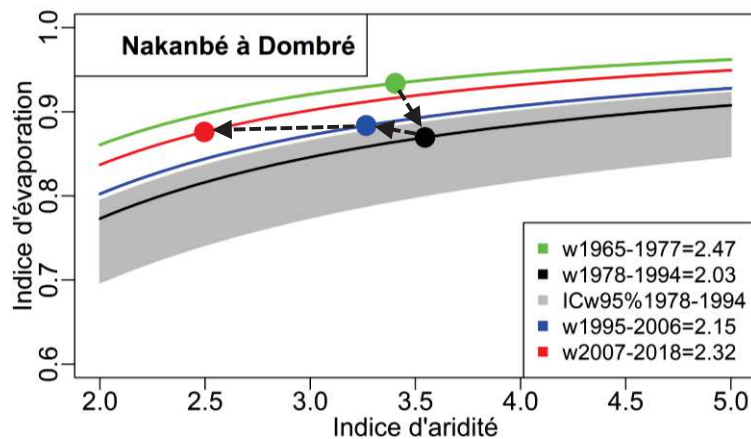


Figure C. 28: Evolution de l'état du sous-bassin du Nakanbé à Dombéré de 1965 à 2018.

w est le paramètre du modèle Budyko de Fu et ICw95% indique l'intervalle de confiance à 95% des incertitudes du modèle.

Sur la période 1978-2018, le paramètre w a significativement augmenté dans le sous-bassin de Dombéré (Figure C. 28) malgré l'accroissement exacerbé de la densité de population (98 hbts/km² en 1985 et 156 hbts/km² en 2006). Ce constat corrobore le courant de pensée des Boserupiens (Boserup, 1965, 1970, 1981) qui soutiennent que l'accroissement de la pression démographique ne constitue pas en soi une menace pour l'environnement. En effet, la croissance démographique pourrait conduire à l'adoption de techniques de conservation des sols (Descroix, 2018b; Tiffen et al., 1994). Dans le sous-bassin de Dombéré à l'instar d'autres régions du Burkina Faso, des techniques de restauration de sol ont été implémentées (Nyamekye et al., 2018). Nous mentionnons ici les efforts de M. Yacouba SAWADOGO (Prix Nobel alternatif 2018), surnommé l'homme qui a arrêté le désert (Thor West et al., 2020). Entre 1980 et 2018, il a créé une forêt d'environ 40 ha dans une zone de sols nus et dégradés dans la localité de

Gourga, commune de Ouahigouya (située dans le sous-bassin de Dombéré), province de Yatenga au nord du Burkina Faso. Pour atteindre ce résultat, il a utilisé le « Zaï », une technique de conservation de l'eau dans le sol (Nyamekye et al., 2018; Zouré et al., 2019). L'utilisation des techniques de conservation de l'eau dans le sol a permis donc d'améliorer la capacité de rétention en eau des sols du sous-bassin de Dombéré et par ricochet l'augmentation des valeurs du paramètre w . Ainsi, le paramètre w du modèle de Fu est un indicateur de la variabilité spatio-temporelle de la capacité de rétention en eau des sols du bassin du Nakanbé.

La capacité de rétention en eau du sol est un paramètre essentiel dans plusieurs modèles hydrologiques. Les données disponibles de la capacité de rétention en eau des sols proviennent des cartes de sols élaborées par la FAO sur la base des informations recueillies dans les années 1960 (Nachtergaele et al., 2010). Or, la capacité de rétention en eau des sols peut évoluer en fonction du climat et des propriétés du sol. De plus, la prise en compte des valeurs dynamiques de la capacité de rétention en eau de sol améliore la performance de prédiction des écoulements dans les bassins versants du Sahel Ouest-africain (Diello, 2007; Mahé et al., 2005; Paturel et al., 2017). L'application des modèles de type Budyko (darwinien) pourrait donc permettre de produire des valeurs dynamiques de capacité de rétention en eau des sols pour améliorer la performance des modèles hydrologiques newtoniens.

Conclusion partielle

Dans la partie B, nous avons montré que le bassin du Nakanbé a connu les modifications du comportement hydrologique des cours d'eau constatées dans la plupart des bassins versants du Sahel Ouest-africain, notamment les deux paradoxes hydrologiques sahéliens. Dans cette partie C, le cadre conceptuel de Budyko basé sur une approche descendante de type darwinienne a été utilisé pour quantifier les contributions (impacts) respectives du changement climatique, de la dynamique environnementale et de l'interaction climat-environnement au changement d'écoulement constaté. Une analyse de sensibilité des différents modèles de type Budyko par rapport à l'indice d'aridité (ratio entre l'évapotranspiration potentielle et la précipitation) a permis d'identifier les modèles de Fu et de Choudhury comme les plus adaptés au contexte aride du Sahel Ouest-africain. Les techniques basées sur la théorie d'élasticité et la décomposition de la courbe de Budyko ont été utilisées pour la quantification des impacts.

Les résultats ont montré que les deux modèles (Fu et Choudhury) et les deux techniques (élasticité et décomposition) donnent des résultats globalement similaires. La technique d'élasticité améliorée élaborée a permis d'estimer l'impact de l'interaction climat-environnement et il a été constaté que l'impact des interférences de l'Homme (quantifié par la technique de décomposition) inclut les effets du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement. De la quantification des contributions des différents facteurs aux paradoxes hydrologiques sahéliens, il ressort que la dégradation environnementale a été la principale cause du 1^{er} paradoxe hydrologique sahélien (augmentation des écoulements malgré la sécheresse des années 1980), avec une contribution de +133% à l'augmentation des écoulements à Wayen sur la période 1978-1994 comparativement à 1965-1977 (confirmation partielle de l'hypothèse de recherche HR2). Au cours du 2^{ème} paradoxe (accroissement des coefficients d'écoulement malgré le reverdissement), l'impact de l'interaction climat-environnement est devenu de plus en plus prépondérant avec une contribution de +68% à l'augmentation des écoulements à Wayen sur période 2007-2018 comparativement à 1965-1977. L'analyse d'incertitude a montré que les résultats obtenus ne sont pas fortement influencés par les erreurs du modèle ($II = \pm 14\%$).

La recherche de lien entre les impacts quantifiés et la superficie des bassins versants (au travers de 7 bassins versants emboîtés du Nakanbé de superficie allant de 38 à 21 178 km²) n'a pas identifié de relation significative. La partie nord-ouest du bassin versant du Nakanbé présente les coefficients d'élasticité du climat et de l'environnement (sensibilité des écoulements à chacun des facteurs) les plus élevés (en intensité). Cette information peut aider les décideurs dans l'élaboration des politiques de gestion environnementale viable et optimale en protégeant davantage ces zones plus sensibles (éviter les activités de dégradation et favoriser les activités de restauration et de reforestation).

L'analyse de la coévolution du climat et de l'environnement au travers du taux de couverture végétale et du paramètre du modèle Budyko de F_u (w obtenu sur la base des variables climatiques) a indiqué qu'il existe une relation cause-effet réciproque entre le climat et l'environnement à l'échelle du bassin du Nakanbé (confirmation de la première partie de l'hypothèse de recherche HR3). La mise en œuvre d'une politique de gestion environnementale adéquate peut donc aider à restaurer l'écosystème et à réguler les écoulements du bassin. De plus, une relation consistante et significative a été identifiée entre le taux de couverture végétale et le paramètre du modèle Budyko de F_u . Une analyse combinée de la dynamique environnementale et de la variabilité spatio-temporelle du paramètre du modèle Budyko de F_u dans le bassin du Nakanbé a conduit à l'hypothèse selon laquelle ce paramètre serait un indicateur de la capacité de rétention en eau des sols du bassin. Le paramètre w (estimable à partir des variables climatiques) peut donc aider à générer des valeurs dynamiques de la capacité de rétention en eau du sol pour la modélisation hydrologique. Cet aspect sera abordé dans la partie D.

**PARTIE D : SIMULATION DES ECOULEMENTS DU NAKANBE DANS UN
CONTEXTE DE CHANGEMENT GLOBAL**

Introduction partielle

Dans la partie B du document, nous avons montré que le bassin du fleuve Nakanbé a connu de profonds changements climatique et environnemental. Ces changements ont affecté sérieusement le comportement hydrologique du bassin conduisant à des paradoxes hydrologiques, comme observés sur les bassins versants situés dans le Sahel Ouest-africain (Descroix *et al.*, 2018). L'application des modèles darwiniens de type Budyko a permis de quantifier les impacts isolés et combinés des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau (Partie C). Or, le changement global affecte aussi bien la ressource en eau que les extrêmes. L'objectif de cette dernière partie est de parvenir à une meilleure compréhension de l'évolution des crues et de la ressource en eau du bassin du fleuve Nakanbé.

Pour atteindre cet objectif, nous allons nous appuyer sur un modèle distribué ou semi-distribué à base physique qui peut simuler les écoulements du bassin de façon continue en tenant compte de la variabilité climatique et environnementale (Parkin *et al.*, 1996). Les modèles distribués à base physique nécessitent des données environnementales précises pour simuler de façon optimale la réponse hydrologique des bassins versants. Les données environnementales nécessaires concernent souvent les propriétés du sol, les états de surface et le relief. La cartographie des états de surface pour de grands bassins versants est très complexe et des bases de données mondiales sont souvent utilisées. L'échelle grossière de validation de ces bases mondiales conduit souvent à l'élaboration des cartes qui ne reflètent pas l'état réel du terrain, surtout dans les zones arides où il existe une forte confusion entre les différents types d'états de surface (Diello, 2007b; Descroix, 2018b; Yonaba, 2020). En Afrique, les cartes de sols utilisées dans la modélisation hydrologique proviennent pour la plupart de la banque de données des sols élaborée par la FAO (Food and Agriculture Organisation) sur la base des informations recueillies dans les années 1960 (FAO, 1981; Nachtergaele *et al.*, 2010). Le manque de données fiables de suivi de la dynamique environnementale constitue donc une limite à l'utilisation de ces modèles dans les bassins versants d'Afrique. Par ailleurs, pour tenir compte du contexte de changement global, il est nécessaire d'intégrer la dynamique environnementale aux différents processus de modélisation.

Dans cette partie (Partie D, constituée des chapitres VII et VIII), nous analyserons les possibilités d'amélioration des résultats de modélisation hydrologique dans un contexte de manque de données fiables. Le chapitre VII sera consacré à la construction du modèle du bassin et à l'analyse de l'apport de la modélisation multi-sites à la compréhension du comportement hydrologique comparativement à l'approche mono-site à l'exutoire du bassin versant. Dans le chapitre VIII, le couplage du modèle Budyko de Fu (Partie C) au modèle physique permettra la prise en compte de la dynamique environnementale

sur la base de la coévolution climat-environnement. L'effet des barrages sur la ressource en eau et les crues sera également évalué.

Chapitre VII : Modélisation hydrologique des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen sous SWAT

La modélisation est souvent utilisée pour reproduire un phénomène et permet de le décrire scientifiquement. Le bassin du Nakanbé a fait l'objet de plusieurs essais de modélisation, mais ils n'ont pas été exhaustifs et les résultats sont parcellaires pour différentes échelles temporelles et spatiales (cf. contexte et problématique dans l'introduction générale). Dans ce chapitre, le climat et l'environnement seront explicitement pris en compte pour modéliser les écoulements du Nakanbé. L'utilisation simultanée des stations hydrométriques à l'intérieur du bassin permettra de relier plusieurs échelles spatiales (38 à 21 178 km²). La méthodologie présentée dans ce chapitre est également valable pour le chapitre VIII.

I Méthodologie de modélisation hydrologique des bassins versants de Nakanbé

I.1 Choix et présentation du modèle hydrologique

I.1.1 Justification du choix du modèle SWAT

Le choix du modèle a été fait en alliant l'objectif de l'étude, les données disponibles, la complexité du modèle, la zone d'étude et la disponibilité de ressources d'apprentissage (cf. sous-section I.5.1 du chapitre I). Comme indiqué dans l'introduction partielle, le modèle hydrologique à choisir doit être distribué ou semi-distribué à base physique et continu. La revue de littérature a permis d'identifier trois modèles hydrologiques répondant à ces critères (Tableau D. 1).

Tableau D. 1 : Modèles hydrologiques identifiés

Modèle	Données nécessaires	Paramètres	Utilisation en Afrique Tropicale	Ressources d'apprentissage
PRMS	Climat, topographie, sol, états de surface, etc.	Paramétrage au travers de GIS-Weasel	Très peu utilisé	Documentation et logiciel disponibles gratuitement
SWAT	Climat (possibilité de combler les lacunes), topographie, sol, états de surface, etc.	Paramétrage au travers de ArcSWAT ou QSWAT	Très utilisé avec des applications dans le Sahel	Logiciel disponible en version libre et payante ; disponibilité de documentation, de vidéo d'autoapprentissage et des groupes d'utilisateurs ; organisation régulière des sections de formation
HEC-HMS	Climat, topographie, sol, états de surface, etc.	Paramétrage au travers de HEC-GeoHMS couplé à Arcview	Très peu. Il est plus utilisé pour les études d'inondations.	Documentation et logiciel disponibles gratuitement, mais il n'y a pas d'assistance utilisateur

Le modèle PRMS (Precipitation Runoff Modeling System) est un système de modélisation déterministe, à paramètres distribués et basé sur des processus physiques. Il a été développé pour évaluer la réponse

de diverses combinaisons de climat et d'utilisation/occupation des terres sur la réponse hydrologique des cours d'eau (<https://www.usgs.gov/software/precipitation-runoff-modeling-system-prms>).

Le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) est un outil de modélisation agro-hydrologique semi-distribuée à base physique qui intègre la prise en compte de l'évolution du climat et de l'environnement pour simuler la qualité et la quantité des eaux de surface et souterraine (<https://swat.tamu.edu/>).

Le modèle HEC-HMS (Hydrologic Modeling System produced by the Hydrologic Engineering Center) permet de simuler les processus hydrologiques dans les bassins versants dendritiques avec prise en compte de l'influence de la dynamique des états de surface (<https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>).

Parmi ces trois modèles hydrologiques, SWAT est très utilisé avec près de 4 000 publications (Tan *et al.*, 2020) dont plus de 200 parues entre 2005 et 2019 portent sur l'Afrique (Akoko *et al.*, 2021). SWAT possède un réseau d'utilisateurs actifs dans toutes les régions du monde. Sur le site officiel du modèle SWAT (<https://swat.tamu.edu/>), plusieurs ressources d'apprentissage sont disponibles (logiciels, documentation, vidéos d'instructions, conférences, publications, etc.) et des ateliers de formation réguliers sont organisés pour les utilisateurs débutants comme avancés. Ce modèle est bien connu dans le monde et très utilisé en Afrique pour l'étude de la ressource en eau et des extrêmes, de la sédimentation et de l'érosion, de la gestion des terres et leur relation avec l'agriculture, des impacts des changements climatiques et environnementaux (Akoko *et al.*, 2021). Par ailleurs, un essai de simulation sur le petit sous-bassin versant de Tougou a donné des résultats satisfaisants (Yonaba, 2020). Eu égard à tout ce qui précède, le modèle agro-hydrologique SWAT a été choisi comme modèle newtonien pour appréhender le comportement hydrologique des bassins versants du Nakanbé.

I.1.2 Présentation du modèle SWAT

I.1.2.1 Description générale

SWAT est un outil de gestion des terres et de l'eau développé et maintenu principalement par les chercheurs du service de recherche agricole du département d'agriculture et de l'université Texas A&M des États-Unis d'Amérique (Neitsch *et al.*, 2011). Il se base sur le modèle SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins) et a été développé au début des années 1990 par Dr. Jeff Arnold. Depuis, ce modèle a été constamment amélioré et les versions les plus significatives sont : SWAT 94.2, SWAT 96.2, SWAT 98.1, SWAT 99.2, SWAT 2000, SWAT 2005, SWAT 2009, SWAT 2012 et SWAT+ (<https://swat.tamu.edu/>). SWAT se présente en deux modules dont l'un est intégré à un Système d'Information Géographique (ArcSWAT ou QSWAT) et l'autre est un programme de calage et d'analyse

d'incertitudes (SWAT-CUP). L'interface graphique ArcSWAT est reliée au logiciel ArcGIS, et QSWAT à QGIS.

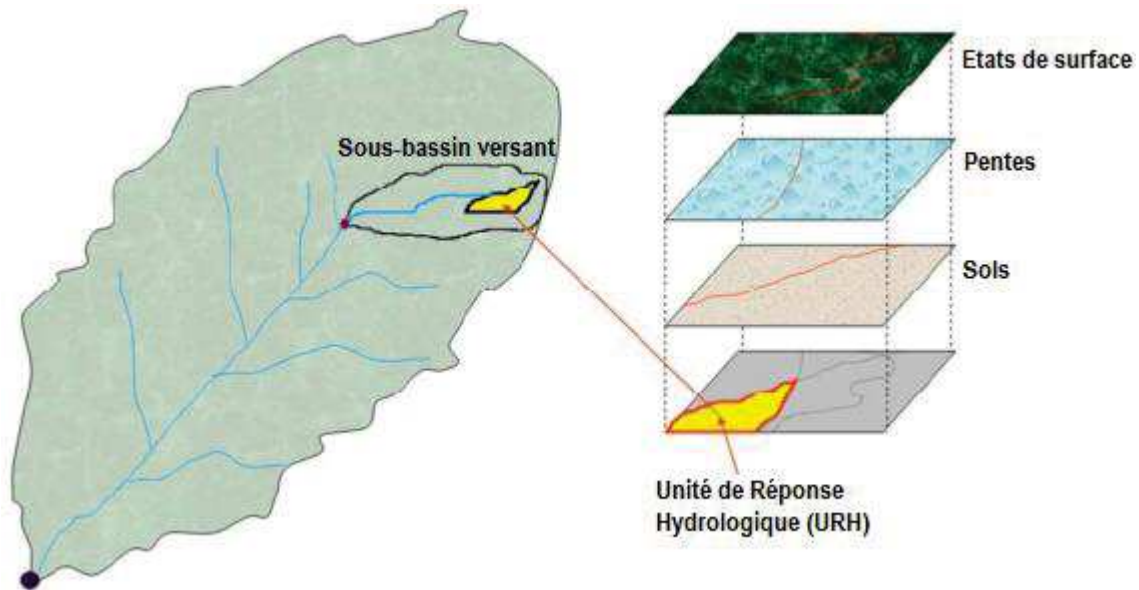


Figure D. 1 : Discrétisation spatiale du bassin versant dans SWAT (adaptée de Kouanda (2019))

La figure D. 1 illustre le processus de discrétisation spatiale d'un bassin versant dans SWAT. Sur la base du modèle numérique du terrain, l'interface graphique permet la création du réseau hydrographique, la délimitation du bassin versant et des sous-bassins versants. L'interface graphique permet également l'intégration des points de contrôles (stations de mesures), des aménagements spécifiques (barrages, prises directes, rejets, etc.), des données climatiques pour la création du modèle du bassin versant et son paramétrage.

La surface élémentaire de calcul dans SWAT est l'Unité de Réponse Hydrologique (URH). Les URH sont créées sur la base du croisement du découpage des sous-bassins versants, des types d'états de surface, de sols et des classes de pente. Le nombre d'unités de réponse hydrologique (URH) reflète la variabilité environnementale du bassin versant. Dans SWAT, les URH sont considérés comme homogènes et indépendants (pas d'interactions entre eux). Les sorties du modèle sont estimées par URH et la somme permet d'obtenir celles des sous-bassins versants. Chaque sous-bassin est drainé par une branche du réseau hydrographique et l'ensemble des branches est interconnecté pour former le réseau à l'échelle du bassin versant.

Dans le modèle SWAT, la réponse hydrologique d'un bassin versant est simulée en tenant compte de l'effet de plusieurs processus physiques.

1.1.2.2 Phases de la modélisation sous SWAT

SWAT est un modèle agro-hydrologique mais, quel que soit le type de phénomène étudié, le bilan hydrique est le moteur de tout ce qui se passe dans le bassin versant (Neitsch *et al.*, 2011). La simulation hydrologique dans SWAT se fait en deux phases (Figure D. 2).

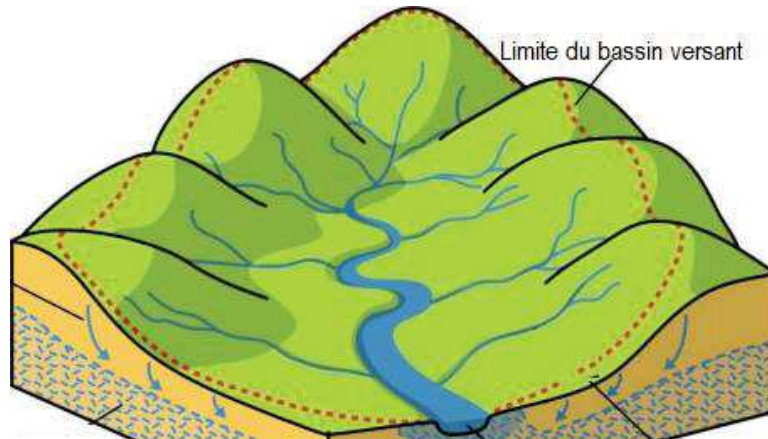


Figure D. 2 : Bassin versant avec présentations des sièges des phases de production et de routage des écoulements.

La phase terrestre (phase terrestre) se produit sur les parties en couleur verte tandis que le réseau hydrographique en bleu assure l'acheminement des écoulements à l'exutoire (2^{ème} phase).

La première phase, appelée phase terrestre du cycle hydrologique, contrôle la production du ruissellement qui aboutit au réseau hydrographique. Au cours de cette première phase, les quantités d'eau, de sédiments ..., qui seront apportées au réseau au niveau de chaque sous-bassin sont déterminées. La seconde phase concerne l'acheminement (routage) dans le lit du cours d'eau et permet de modéliser le transport de l'eau, des sédiments ..., à travers le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

- **Phase de production**

Dans le modèle SWAT, la production du ruissellement a lieu à l'échelle de l'URH et le processus est modélisé comme présenté sur la figure D. 3.

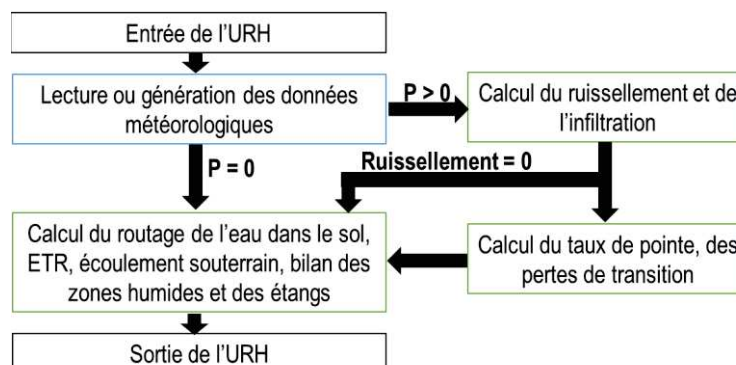


Figure D. 3 : Modélisation de la phase terrestre du cycle de l'eau dans SWAT (Inspirée de Neitsch *et al.*(2011))

URH: Unité de Réponse Hydrologique ; P : Précipitation ; ETR : Évapotranspiration réelle

Le ruissellement se produit en dehors du réseau hydrographique (Figure D. 2) sous forme d'écoulement de surface direct ou retardé (hypodermique ou latéral). Après la phase du ruissellement, l'acheminement des eaux ruisselées dans le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant caractérise la phase d'écoulement.

- **Phase d'écoulement**

La modélisation de la propagation des écoulements dans le réseau hydrographique sous SWAT est basée sur les équations de Manning et se fait au travers de deux méthodes (stockage variable ou Muskingum) qui sont toutes des variantes du modèle d'onde cinématique (Chow *et al.*, 1988). La méthode de stockage variable est fondée sur les équations de continuité tandis que la méthode de Muskingum utilise la notion de coefficient de stockage (Neitsch *et al.*, 2011). La méthode des coefficients est basée sur l'hypothèse de proportionnalité comme la méthode CN-SCS (Wang et Tang, 2014a).

1.1.2.3 Bilan hydrique sous SWAT

La figure D. 4 schématise les différents composants du cycle hydrologique nécessaires à l'établissement du bilan hydrique du bassin versant.

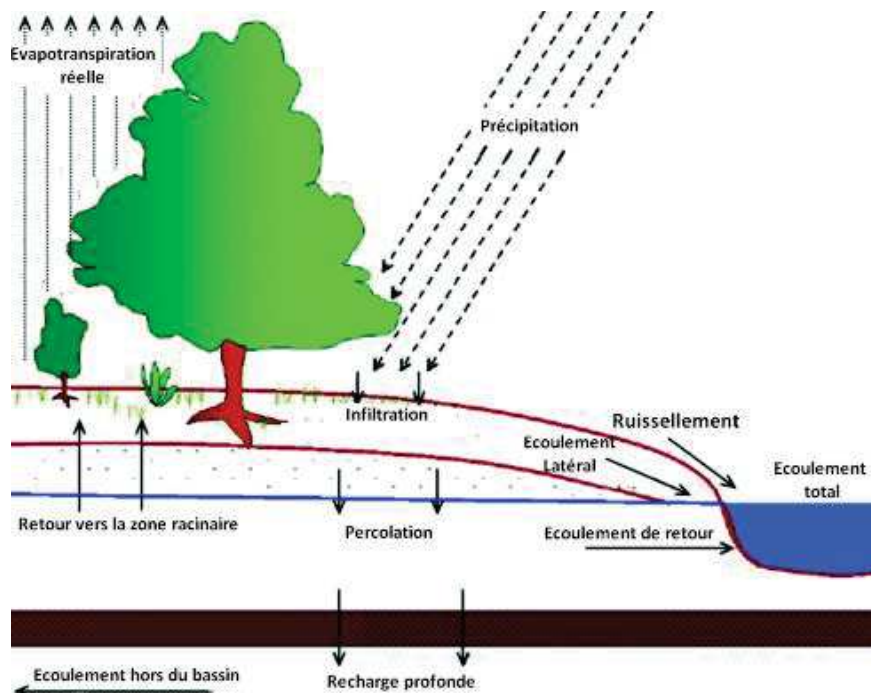


Figure D. 4 : Composantes du bilan hydrologique modélisé par SWAT (adaptée de Yonaba (2020)).

Le cycle hydrologique comporte un ensemble de processus complexes et variés dont les principaux sont les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), l'interception, le ruissellement, l'infiltration, la percolation, l'emmagasinement (recharge profonde), et les écoulements souterrains. La simulation du cycle hydrologique dans SWAT repose sur l'équation Eq D. 1.

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (P_i - Q_{Surfi} - ETR_i - W_{seepi} - Q_{gwi}) \quad Eq D. 1$$

SW_t est le stock d'eau (en mm) disponible dans le sol à la fin d'un pas de temps ; SW₀, le stock initial d'eau ; P, la précipitation ; Q_{surf}, le ruissellement ; ETR, l'évapotranspiration réelle ; W_{seep}, la percolation ; Q_{gw}, le retour d'écoulement souterrain vers le cours d'eau.

La teneur en eau initiale du sol (SW₀), la précipitation (P), le ruissellement (Q_{surf}), l'évapotranspiration réelle (ETR), la percolation (W_{seep}) et le retour d'écoulement souterrain (Q_{gw}) constituent les principaux termes du bilan hydrique modélisé par SWAT (Eq D. 1 et figure D. 4).

Dans cette étude, nous nous intéressons au ruissellement. Nous allons présenter les différentes équations utilisées dans SWAT pour quantifier le ruissellement et l'évapotranspiration qui constituent les phénomènes les plus importants des processus hydrologiques à l'échelle de bassin versant dans le Sahel Ouest-africain (Valentin, 1981; Ribstein, 1990; Brunel et Bouron, 1992).

L'évapotranspiration réelle regroupe l'ensemble des processus par lesquels, l'eau en phase liquide ou solide à ou près de la surface du sol s'évapore dans l'atmosphère (Neitsch *et al.*, 2011). Elle inclut l'évaporation des plans d'eau, des sols nus, des surfaces végétatives, la transpiration des végétaux et la sublimation des glaces et neiges. Dans SWAT, l'évapotranspiration réelle est calculée pour les sols et les plantes séparément (Ritchie, 1972). L'évaporation des sols et des surfaces en eau est fonction de l'évapotranspiration potentielle et/ou de l'humidité/profondeur des sols. Il existe une multitude de formules de calcul de l'évapotranspiration potentielle et dans SWAT celles de Hargreaves, Priestley-Taylor et de Penman-Monteith (Monteith, 1965; Priestley et Taylor, 1972; Hargreaves et Samani, 1985) sont implémentées.

Dans SWAT, le ruissellement est modélisé selon deux approches : la méthode d'infiltration de Green et Ampt (1911) et celle du « Curve Number (CN) » (Soil Conservation Service (SCS), 1972). La méthode de Green et Ampt (1911) ne prend pas en compte l'interception des précipitations par la canopée des plantes dans la quantification de l'infiltration et du ruissellement. Si cette méthode est utilisée, il faut quantifier l'interception du couvert végétal séparément. Cette méthode est applicable lorsque l'on dispose des données pluviométriques infra-journalières. La méthode « SCS-CN » est basée sur la relation pluie-débit selon l'équation Eq D. 2.

$$Q_{surf} = \frac{(P_j - I_a)^2}{(P_j - I_a + S)} \quad Eq D. 2$$

Q_{surf} est le ruissellement ; P_j, la précipitation du jour ; I_a, l'abstraction initiale qui inclut l'interception de la pluie par le couvert végétal et dans les dépressions de surface et l'infiltration avant ruissellement ; S, un paramètre relatif à la capacité maximale de rétention en eau du sol.

Le paramètre S est la capacité maximale de rétention en eau du sol (Mishra et Singh, 2003) et varie dans l'espace (en fonction du type de sol, de l'état de surface et de la pente du terrain) et dans le temps en fonction de la teneur en eau du sol. Il est défini en fonction d'un nombre adimensionnel nommé « Curve Number (CN) » (Eq D. 3).

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad \text{Eq D. 3}$$

CN est une quantité adimensionnelle qui varie entre 0 et 100 (Mishra et Singh, 2003; Neitsch et al., 2011). Il est fonction de la perméabilité / humidité antérieure du sol, et des états de surface. L'aptitude au ruissellement du sol s'accroît avec l'augmentation de la valeur du CN. Les valeurs du CN pour chaque type de sol en fonction des états de surface, des conditions hydrologiques pour une pente du terrain d'environ 5% ont été produites par le SCS (Neitsch *et al.*, 2011). L'abstraction initiale (I_a) est communément supposée proche de $0,2S$ (Neitsch *et al.*, 2011), et l'écoulement de surface se produit lorsque la lame d'eau précipitée au cours de la journée dépasse I_a . Dans SWAT2012, la quantité adimensionnelle CN peut être calculée de deux manières. En plus de la méthode traditionnelle qui suppose que CN varie en fonction de la teneur en eau du sol, une deuxième alternative est possible. Selon cette deuxième méthode, CN varie en fonction de l'évapotranspiration cumulée des plantes.

1.1.2.4 Données nécessaires pour la simulation des écoulements sous SWAT

Les informations d'entrée du modèle concernent principalement le climat, l'environnement (topographie, sols, états de surface), les zones humides et retenues d'eau, le réseau hydrographique et la position des stations hydrométriques, les usages et les apports hors du bassin. Les entrées relatives à l'environnement du bassin sont des cartes en formats « Raster » ou « Shapefiles ». Pour être intégrées directement au modèle, les données climatiques doivent être au pas de temps journalier ou sub-journalier. Dans le cas contraire, les caractéristiques statistiques (moyenne, écart-type, etc.) des différentes variables climatiques seront utilisées par un générateur météorologique pour générer les variables d'entrée au pas de temps journalier. Le générateur météorologique permet également le comblement de lacunes. Le générateur météorologique utilise les relations entre l'humidité, la température, la radiation solaire pour produire la précipitation de chaque jour à travers des chaînes de Markov (Arnold *et al.*, 2012b). Les données météorologiques nécessaires concernent les précipitations (mm), les températures minimale et maximale (°C), la radiation solaire (MJ/m²), la vitesse moyenne du vent (m/s) et l'humidité relative moyenne (entre 0 et 1). On peut également fournir au modèle en entrée, les données d'évapotranspiration potentielles. Sinon, elles sont calculées à partir des données climatiques. Les formatages nécessaires des données d'entrées sont contenus dans la documentation SWAT (Arnold *et al.*, 2012b).

Etant un modèle hydrologique à base physique, SWAT déduit directement les valeurs de certains paramètres des données d'entrée. Les simulations par le modèle SWAT peuvent se faire aux pas journalier, mensuel ou annuel. Dans cette étude, elles sont effectuées au pas journalier.

I.2 Processus de modélisation des bassins versants du Nakanbé sous SWAT

I.2.1 Création du modèle de bassin du Nakanbé

La création du modèle de bassin versant et sa paramétrisation ont été faites dans ArcSWAT version 2012.10.24. Les étapes essentielles de la création du modèle de bassin du Nakanbé sont résumées sur la figure D. 5.

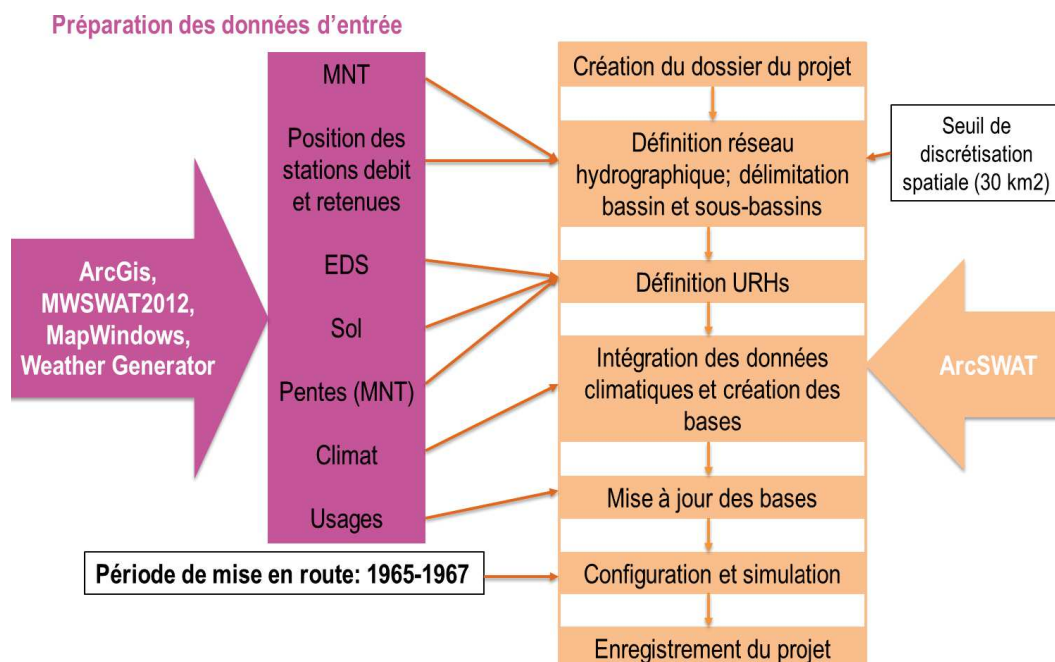


Figure D. 5 : Création du modèle des bassins versants du Nakanbé sous ArcSWAT

MNT : Modèle Numérique de Terrain ; EDS : Etats de surface ; URH : Unité de Réponse Hydrologique

La méthode de Penman-Monteith a été choisie pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle, celle du SCS-CN avec CN variant en fonction de l'évapotranspiration des plantes pour la génération du ruissellement et la méthode de Muskingum pour modéliser la propagation des écoulements. La formule de Penman-Monteith est celle couramment utilisée en hydrologie pour l'estimation de l'évapotranspiration, et est la plus satisfaisante d'un point de vue physique et hydrologique (Oudin, 2004; de Almeida Bressiani *et al.*, 2015). La méthode de Muskingum comme celle du CN-SCS sont basées sur l'hypothèse de proportionnalité (cf. I.1.2.2 ci-haut). La méthode de Muskingum a également été utilisée par Schuol et Abbaspour (2006) pour le routage des écoulements dans plusieurs bassins versants Ouest-africains dont celui de la Volta qui englobe le bassin du Nakanbé. Le choix de la méthode SCS-CN avec

CN variant en fonction de l'évapotranspiration des plantes a été fait compte tenu de l'importance de l'impact de la dynamique environnementale sur les écoulements du Nakanbé (cf. Chapitre V).

La phase de création du modèle dans ArcSWAT s'achève par une première simulation et l'enregistrement du projet. La période 1965-1967 a été utilisée pour la mise en route du modèle. L'analyse des résultats de la simulation permet de vérifier certaines données comme les précipitations, l'évapotranspiration pour s'assurer de la configuration du modèle. Le projet de modèle du bassin ainsi créé est importé dans SWAT-CUP pour l'analyse de sensibilité, le calage, l'analyse d'incertitude et la validation.

I.2.2 Mise en œuvre des processus d'analyse de sensibilité, de calage, d'analyse d'incertitudes et de validation dans SWAT-CUP

La figure D. 6 présente les étapes essentielles des processus dans SWAT-CUP.

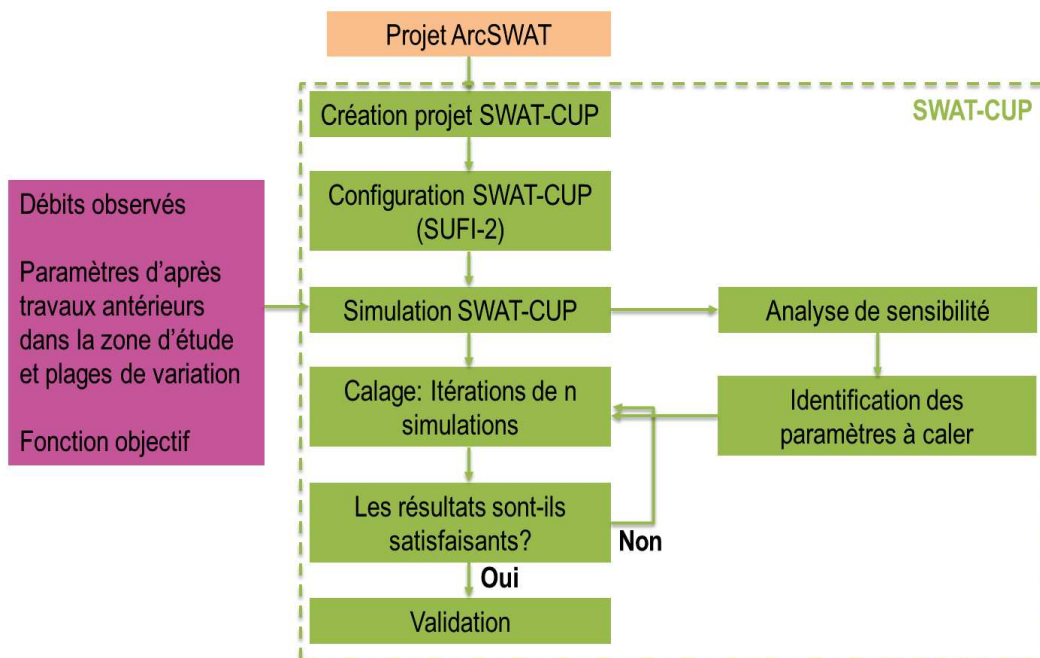


Figure D. 6 : Étapes essentielles des processus dans SWAT-CUP

Le projet SWAT-CUP est créé sur la base du projet ArcSWAT en choisissant l'algorithme d'optimisation souhaité. Les processus dans SWAT-CUP comportent trois phases essentielles. La première étape est l'identification des paramètres les plus sensibles et, donc, à utiliser, car les paramètres du modèle SWAT sont trop nombreux (Schuol et Abbaspour, 2006) pour pouvoir envisager de les caler tous. La deuxième phase concerne le processus de calage et la dernière phase est la validation. L'analyse d'incertitudes est souvent couplée aux processus de calage et de validation.

La revue de bibliographie nous a permis d'identifier les paramètres qui apparaissent comme judicieux à inclure dans l'analyse de sensibilité. Après la définition des plages et du mode de changement des valeurs

des paramètres, on choisit la fonction objectif. Dans SWAT-CUP, les processus d'analyse de sensibilité, de calage, d'analyse d'incertitudes et de validation se font par itérations. Une itération est constituée d'un certain nombre de simulations.

1.2.2.1 Choix de l'algorithme d'optimisation et de la fonction objectif

Cinq procédures d'optimisation sont implémentées dans SWAT-CUP : SUFI2, PSO, GLUE, ParaSol et MCMC (Abbaspour, 2015). Parmi ces cinq procédures, SUFI2 (Sequential Uncertainty Fitting, version 2) est très utilisé (Schuol et Abbaspour, 2006; Abbaspour *et al.*, 2015; Hasan et Pradhanang, 2017; Mehan *et al.*, 2017; Kouanda, 2019; Yonaba, 2020). Les études comparant plusieurs algorithmes d'optimisation indiquent que SUFI2 semble être la méthode d'optimisation la plus performante (Yang *et al.*, 2008b; Hasan et Pradhanang, 2017; Shivhare *et al.*, 2018). C'est donc, l'algorithme d'optimisation SUFI2 qui est utilisé.

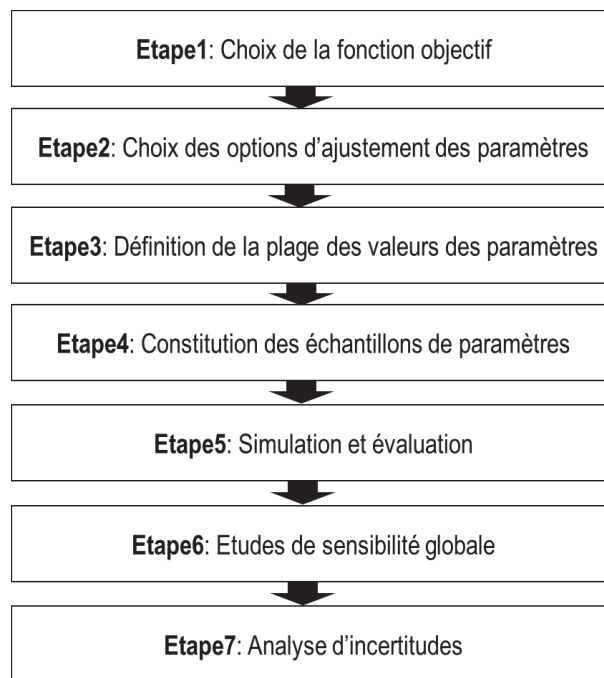


Figure D. 7 : Étapes d'optimisation sous SUFI2

L'optimisation avec SUFI2 comporte sept étapes essentielles (Abbaspour *et al.*, 2004) comme indiqué sur la figure D. 7. Le choix de la fonction objectif constitue la première étape. Il existe une multitude de fonctions objectifs ou critères de performance (Tableau A. 1) et le choix dépend du type de variable étudiée. Des travaux antérieurs ont montré que le critère de performance de Nash-Sutcliffe (NS) est adapté pour le calage des débits de crue, la fonction multi-critères RSR convient pour les débits moyens et celle de Kling–Gupta (KGE) a tendance à rechercher une performance globale (Guse *et al.*, 2017; Franco *et al.*, 2020). KGE et NS sont les deux critères les plus utilisés dans le monde en hydrologie (Clark *et al.*, 2021). La fonction multicritères KGE a été choisie comme fonction objectif pour l'optimisation des

paramètres du modèle, car l'objectif est d'analyser la ressource et les crues du bassin du Nakanbé. Le pourcentage de biais (PBIAS) a été utilisé comme critère additionnel pour l'évaluation du modèle. Le pourcentage de biais indique si le modèle surestime ou sous-estime les observations.

1.2.2.2 Echantillonnage des valeurs de paramètres sous SUFI2 dans SWAT CUP

Quelque soit l'opération réalisée (analyses de sensibilité, calage, validation, étude d'incertitudes), la technique d'échantillonnage « Latin Hypercube » est appliquée dans SUFI2 pour la constitution d'échantillons de paramètres. C'est une technique statistique d'échantillonnage quasi-aléatoire à partir d'une loi de probabilité à plusieurs variables.

La méthode « Latin Hypercube » subdivise la plage de valeurs possibles pour chaque paramètre en un nombre de sous-intervalles (voulu par le modélisateur) et le centre de chaque sous-intervalle est utilisé pour constituer l'échantillon du paramètre (Abbaspour, 2015). La figure D. 8 explicite la procédure de constitution des échantillons sur la base de deux paramètres et trois simulations.

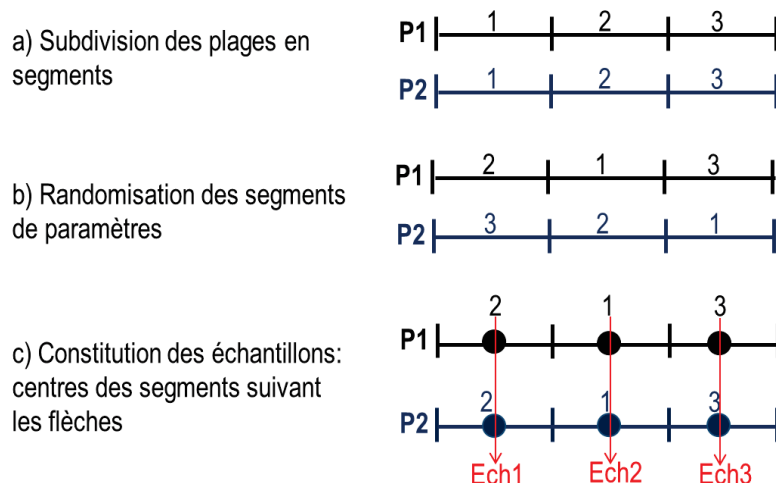


Figure D. 8 : Mise en œuvre de l'échantillonnage par Hypercube Latin

P désigne paramètre ; Ech, échantillon

La randomisation consiste à intégrer le hasard dans la constitution des échantillons de paramètres.

1.2.2.3 Analyse de sensibilité sous SWAT-CUP

L'objectif pratique de l'analyse de sensibilité est de déterminer les paramètres qui gouvernent les processus prédominants pour le composant d'intérêt (Arnold *et al.*, 2012a). Il y a deux types d'analyse de sensibilité :

- La sensibilité locale montre la sensibilité de la variable de sortie du modèle (ici le débit) aux changements d'un paramètre si tous les autres paramètres sont maintenus constants. Dans

SWAT, l'analyse de sensibilité locale consiste à simuler les écoulements pour différentes valeurs d'un paramètre et d'étudier la significativité des changements dans les écoulements simulés.

- L'analyse de sensibilité globale vise l'évaluation de l'effet de changement d'un paramètre sur les sorties du modèle pendant que tous les autres paramètres changent. La sensibilité globale du modèle à un paramètre donné est évaluée en analysant les changements moyens de la fonction objectif.

Pour évaluer la significativité relative de la sensibilité du modèle, une régression multiple entre les valeurs des paramètres et les réponses simulées est mise en œuvre et le test statistique de Student (t-test) est appliqué (Abbaspour, 2015). La constitution des échantillons des valeurs des paramètres se fait sur la base d'un rééchantillonnage par la méthode « Latin Hypercube ». Le modèle SWAT simule la réponse correspondant à chaque échantillon de valeurs de paramètres et calcule les coefficients de régressions multiples auxquels le test de Student est appliqué (Eq D. 4).

$$t = \frac{\bar{a} - u}{\frac{\sigma}{\sqrt{n}}} = (\bar{a} - u) \sqrt{\frac{n(n-1)}{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})^2}} \quad \text{Eq D. 4}$$

t est la statistique du test de Student ; n est la taille de l'échantillon (ici le nombre de simulations) ; a, le coefficient de régression ; u est la valeur à laquelle on veut comparer la moyenne des coefficients de régression (Ici u = 0).

L'hypothèse nulle du test est que le coefficient de régression est égal à zéro (u = 0). Un risque faible de 1^{ère} espèce de rejet de l'hypothèse nulle (p-value < 0,05) indique que le coefficient est significativement différent de zéro. Un coefficient de régression (pente) non nul indique que les débits sont sensibles à l'évolution du paramètre analysé. Ce paramètre est donc susceptible d'être un ajout significatif au modèle, car les changements de sa valeur entraînent des changements significatifs de la variable réponse. L'application du test de Student nécessite que la taille de l'échantillon soit supérieure ou égale à trois (Abbaspour, 2015). Pour notre étude, nous avons utilisé 20 simulations pour l'étude de sensibilité locale et 500 pour la sensibilité globale.

1.2.2.4 Procédure de calage-validation sous SWAT-CUP

Après la définition des plages de valeurs possibles des paramètres à caler, il faut choisir la manière dont le modèle fera évoluer les paramètres parmi trois possibilités : remplacer les valeurs initiales par de nouvelle (v) dans les plages définies, ajouter une certaine quantité (a) aux valeurs initiales, ou les multiplier par un coefficient (1+r). Le mode de changement relatif des paramètres (multiplication des valeurs initiales par un coefficient 1+r) permet de tenir compte de la variabilité spatiale des paramètres. Ce mode de changement a été appliqué pour les paramètres ayant des valeurs initiales spatialement

différentes. Le changement par remplacement a été utilisé pour les paramètres à valeur unique pour tout le bassin versant.

Le calage des paramètres avec SUFI2 sous SWAT-CUP se fait par itérations successives. Chaque itération est constituée d'environ 200 à 1000 simulations, et habituellement 3 à 4 itérations suffiraient pour obtenir un résultat raisonnable (Abbaspour, 2015; Abbaspour *et al.*, 2015). À la fin de chaque itération, de nouvelles marges (plus restreintes) de valeurs des paramètres sont proposées et sont ajustées manuellement au besoin. Avant chaque nouvelle itération, il est nécessaire de restaurer les valeurs initiales des paramètres. Les nouvelles plages de valeurs de paramètres sont utilisées pour l'itération suivante et ainsi de suite jusqu'à atteindre les valeurs souhaitées de critères de performances, ou jusqu'à ce qu'il n'y ait plus d'amélioration dans la fonction objectif (Figure D. 6).

Les valeurs des critères de performance permettent d'évaluer la qualité des simulations du modèle, mais les seuils restent subjectifs et varient d'une étude à une autre (Green *et al.*, 2006; Moriasi *et al.*, 2007; Schuol et Abbaspour, 2006; Zanin *et al.*, 2018) :

- D'après Moriasi *et al.* (2007), pour les écoulements au pas mensuel, il faut $NSE > 0,50$ et $RSR < 0,70$ avec PBIAS autour de $\pm 25\%$ pour qu'un modèle soit jugé satisfaisant.
- Green *et al.* (2006), et Zanin *et al.* (2018) ont considéré que pour des simulations au pas de temps journalier, $NSE \geq 0,4$ ou même 0,3 en cas de présence de barrage est acceptable. En effet, la présence de barrages modifie le comportement hydrologique naturel du cours d'eau et limite l'efficacité de la modélisation du bassin versant sous SWAT (Zhang *et al.*, 2013). Zanin *et al.* (2018) ont également proposé un seuil de PBIAS de $\pm 30\%$ en cas de présence de barrages dans un bassin versant.

Le critère de performance KGE utilisé dans la présente étude est une version améliorée du NSE et tient compte de la corrélation, du biais et de la variabilité (Kling *et al.*, 2012). Il n'existe pas encore d'études proposant des valeurs seuils pour le critère KGE et celles du NSE sont utilisées à défaut. Cependant, d'après Knoben *et al.* (2019), appliquer les plages de valeurs du NSE pour apprécier le KGE conduirait à une sous-évaluation de la qualité des simulations, car un $NSE = 0$ est l'équivalent d'un $KGE = -0,41$. En effet, le KGE optimise simultanément trois aspects de la capacité prédictive d'un modèle : la corrélation, le biais et la variabilité. La valeur retenue pour le KGE est la valeur minimale prise par l'un de ces trois critères d'évaluation. Pour la présente étude concernant le bassin du Nakanbé qui abrite plusieurs retenues d'eau, un $KGE \geq 0,3$ et un $PBIAS \leq \pm 30\%$ ont été considérés comme acceptables.

Après la phase de calage, les paramètres avec les plages de valeurs (sans aucune modification) sont utilisés lors de la validation. La phase de validation consiste en une itération avec le même nombre de simulations que lors de la dernière itération de calibration. Avec SUFI2, les analyses d'incertitudes sont systématiquement effectuées lors des processus de calages et de validation.

1.2.2.5 Quantification des statistiques d'incertitudes

Dans SUFI-2, l'analyse d'incertitudes consiste à estimer l'intervalle de confiance à 95% des simulations résultantes des échantillons de paramètres générés par Hypercube Latin. La bande limitée par les bornes supérieure (97,5%) et inférieure (2,5%) de l'intervalle de confiance est notée 95PPU. Le degré auquel toutes les incertitudes sont prises en compte est quantifié au travers des r_factor et p_factor . Le p_factor désigne le pourcentage des données mesurées tombant dans la bande de 95PPU et $(1-p_factor)$ représente en quelque sorte l'erreur du modèle. Le $r_facteur$ donne une indication de la largeur de la bande 95PPU (Eq D. 5).

$$r_factor = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q^{97,5\%} - Q^{2,5\%})}{\sigma_{obs}} \quad \text{Eq D. 5}$$

$Q^{97,5\%}$ et $Q^{2,5\%}$ sont les limites supérieure et inférieure de la bande 95PPU des simulations ; n, le nombre de points de données et σ_{obs} , l'écart-type des observations.

À titre indicatif, un modèle précis pourrait être caractérisé par un $r_factor < 1,5$ et un $p_factor > 0,70$ (Arnold *et al.*, 2012a; Abbaspour *et al.*, 2015).

1.3 Modélisation de bassins emboîtés dans SWAT

Le modèle SWAT permet des calages multi-sites et multi-variables. Ces approches de calage sont nécessaires pour contraindre davantage les modèles hydrologiques distribués (Cao *et al.*, 2006; Moussa *et al.*, 2007). L'étalonnage multi-sites pourrait être une manière de régionaliser les valeurs des paramètres d'un modèle distribué et d'avoir des valeurs calibrées qui se situent dans la plage physiquement acceptable et réaliste.

Le processus de calage multi-sites dans SWAT n'a pas été souvent explicité dans la littérature et les quelques travaux l'ayant abordé sont divergents (Cao *et al.*, 2006; Migliaccio et Chaubey, 2007; Sood *et al.*, 2013; Zeiger et Hubbart, 2016). D'après certains (Cao *et al.*, 2006; Sood *et al.*, 2013; Zeiger et Hubbart, 2016), le processus commence par les sous-bassins les plus en amont, suivi du sous-bassin en aval jusqu'à l'exutoire final. Ce processus est donc adapté pour le calage de bassins emboîtés. Cependant, Migliaccio et Chaubey (2007) estiment que le calage multi-sites est plus approprié pour les bassins versants non emboîtés. Ils énoncent le fait que les algorithmes d'optimisation appliquent des

ratios aux résultats de chaque bassin pour obtenir le résultat final. Or, la réponse hydrologique à l'exutoire d'un bassin en aval tient compte des sous-bassins en amont. Ainsi, dans le cas de bassins emboîtés, les sous-bassins situés en amont sont pris en compte plusieurs fois, conduisant à un biais dans le résultat final. Pour éviter ces inconvénients, Migliaccio et Chaubey (2007) ont proposé d'utiliser uniquement les bassins non emboîtés pour caler le modèle et le reste pour la validation.

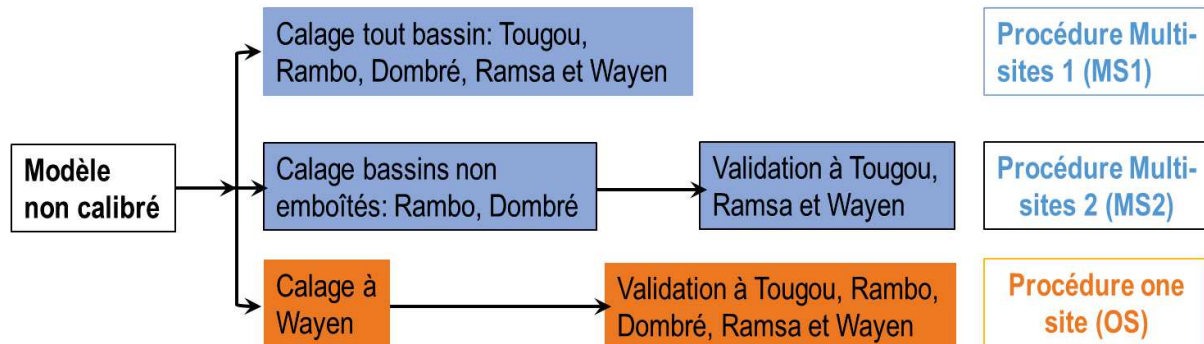


Figure D. 9 : Procédures de calage-validation one site (OS) et multi-sites (MS)

Dans ce chapitre, trois procédures de calibration ont été expérimentées (Figure D. 9) **sur la période 2006-2012** compte tenu des données disponibles. Cinq stations hydrométriques ont été incluses dans le calage : Tougou (38 km²), Rambo (2 471 km²), Dombéré (1 060 km²), Ramsa (3 826 km²) et Wayen (21 178 km²). Les procédures multi-sites (MS) ont consisté à caler le modèle en utilisant simultanément des débits observés au niveau de plusieurs stations et à le valider sur les autres stations. La procédure OS est celle conventionnelle de calage à un site. Elle a consisté à caler le modèle à Wayen et à le valider au niveau des stations amont : Tougou, Rambo, Dombéré et Ramsa.

I.4 Contraintes matérielles de mise en œuvre de SWAT

L'interface ArcSWAT ou QSWAT s'intègre dans un logiciel SIG (ArcGIS ou QGIS) qui est souvent lourd. Pour bien fonctionner, le logiciel doit avoir une autorisation complète sur son dossier d'installation, c'est pourquoi il est conseillé d'installer ArcSWAT et de créer les projets SWAT sur un disque autre que celui du système d'exploitation (souvent nommé C). Les projets SWAT sont souvent lourds et leurs tailles peuvent atteindre 500 Go (Srinivasan, 2020b). Compte tenu de l'importance des données et interactions mises en jeu dans la modélisation SWAT, des erreurs surviennent souvent. Des informations plus précises sur les dispositions pratiques sont disponibles dans les documents de formations et autres (Srinivasan, 2020b, 2020a; SWAT Group)

Lors d'une simulation, le modèle calcule tous les éléments du bilan hydrologique pour toute la période d'étude. En fonction de la complexité du projet SWAT, une simulation peut durer des heures. Dans le cadre de la simulation des écoulements du continent européen (8592 sous-bassins constitués 60012

URH), une simulation a duré 12 heures sur un ordinateur de 64 bits, 4 CPUs de 2,7 Ghz, 8 Go de RAM (Abbaspour *et al.*, 2015). Dans notre cas (15 sous-bassins versants constitués de 40 URH), une itération de 500 simulations nécessite neuf heures sur un ordinateur de caractéristiques : 64 bits (système d'exploitation), 32 Go de RAM et 5 processeurs de 1,90 GHz chacun.

II Résultats

II.1.1 Analyse des données du projet SWAT

Les données d'entrée pour la modélisation des écoulements du Nakanbé sous SWAT ont concerné le relief, les propriétés des sols, les états de surface, les caractéristiques des retenues d'eau et leurs modes d'utilisation. Les observations de débit servent au calage et à la validation du modèle.

II.1.2 Relief du bassin

La figure D. 10 présente le relief du terrain et montre que les altitudes de la surface du bassin du Nakanbé à Wayen oscillent entre 223 m et 526 m. Cependant, plus de 90% de la surface du bassin se trouve entre 280 m et 360 m d'altitude (Figure A. 15).

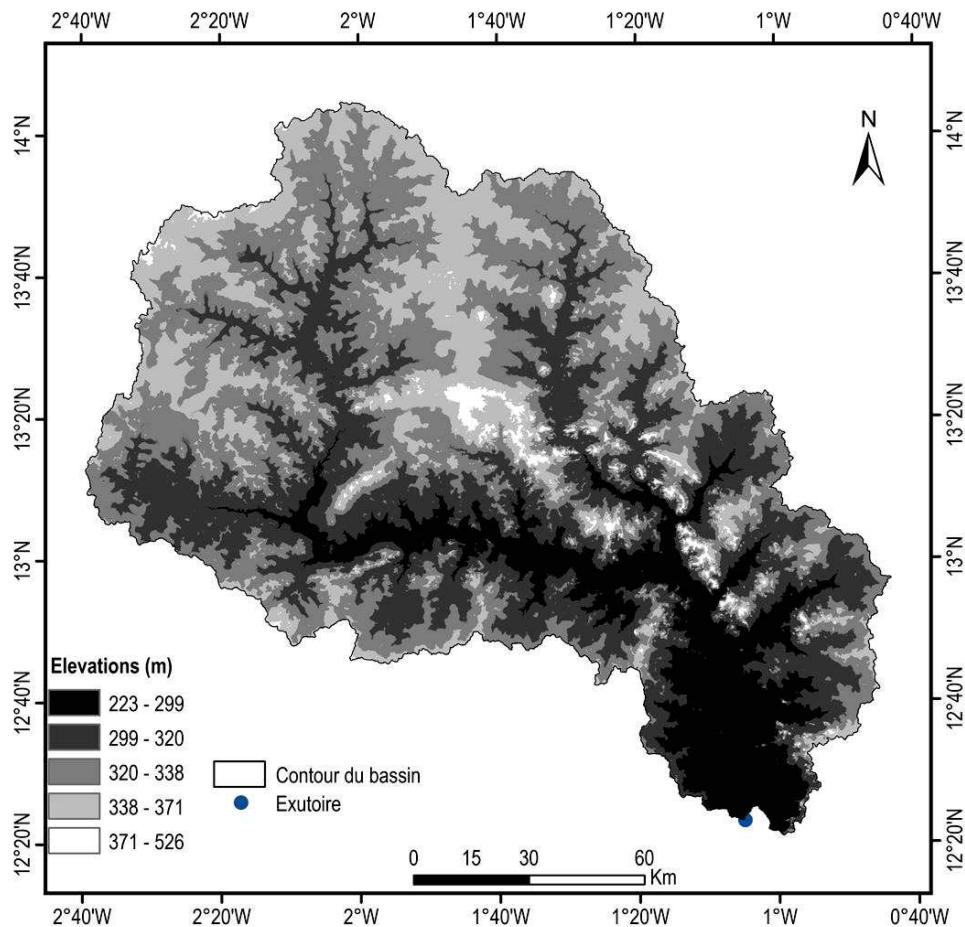


Figure D. 10 : Relief du bassin du Nakanbé à Wayen

II.1.3 Sols du bassin

Les informations relatives aux caractéristiques physiques des sols sont indispensables pour la modélisation sous SWAT (Arnold *et al.*, 2012b). Ces caractéristiques physiques de sols gouvernent le mouvement de l'eau et de l'air dans les profils du sol. Or, les cartes pédologiques disponibles localement n'intègrent pas des informations sur les caractéristiques physiques des profils de sols. Les données de sols utilisées dans cette étude proviennent donc de la carte mondiale des sols conjointement élaborée par la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) et l'UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) à une échelle de 1 : 5 000 000 (FAO, 1981). La carte des sols de la FAO est utilisée dans cette étude à défaut de la disponibilité locale des cartes de sol adéquates.

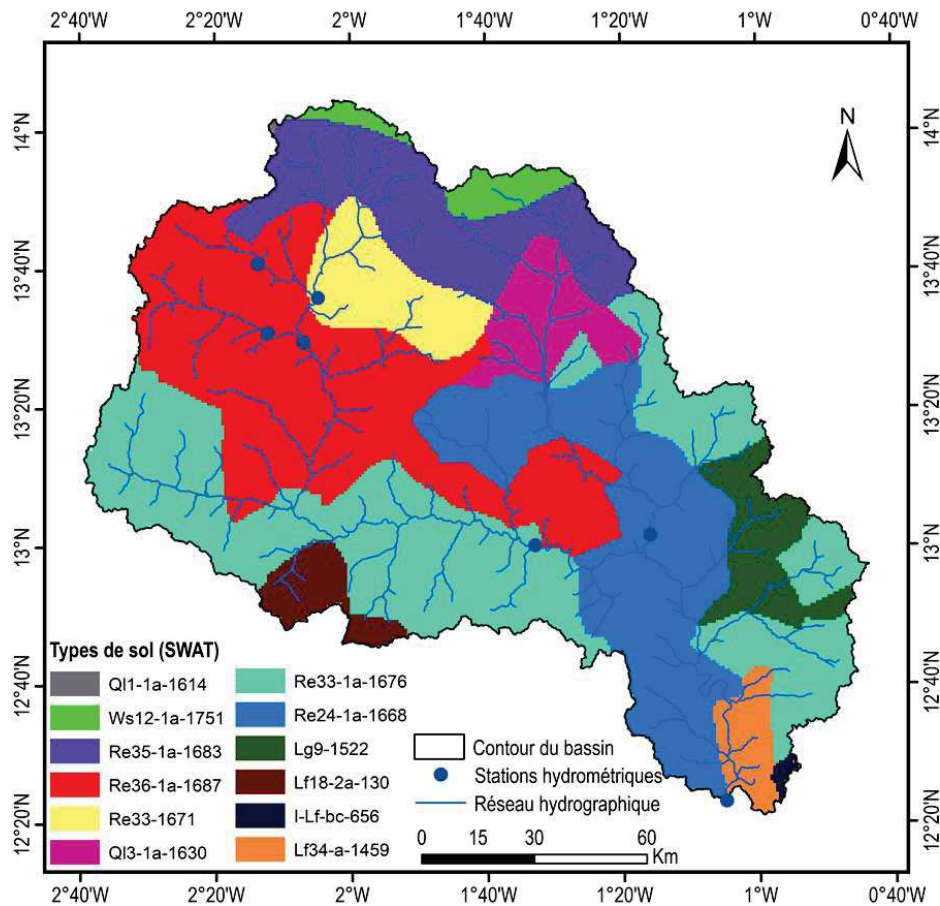


Figure D. 11 : Types de sols selon la carte des sols de la FAO

FAO: Food and Agriculture Organization of the United Nations. Les types de sol sont définis dans le tableau D.2.

La figure D. 11 présente les différents types de sols qui couvrent le bassin du Nakanbé. Douze (12) types de sols sont identifiés et peuvent être regroupés en sept entités sur la base de leur lithologie (Tableau D. 2). Sur le plan de caractéristiques hydriques, la majorité des sols sont de nature cristalline qui ne

favorise pas l'infiltration. Le seul type de sol qu'on peut considérer comme sédimentaire (Q11-1a-1614) ne couvre que 0,03% du bassin versant.

Tableau D. 2 : Sols du bassin du Nakanbé à Wayen

Types de sol	Lithologie
Q11-1a-1614	Grès faiblement consolidé, pélite, conglomérat, graviers et argile
Lf34-a-1459; Q13-1a-1630; Re33-1671; Re24-1a-1668; Ws12-1a-1751	Gneiss granitique, schiste, quartzite; batholites de granite
Re35-1a-1683	Gneiss granitique, schiste, quartzite; batholites de granite, grès, pélite, conglomérat et graviers, dépôts alluviaux
Lg9-1522; Re36-1a-1687	Schiste, quartzite et roches vertes
Re33-1a-1676	Grès, tillite et un peu de calcaire, gneiss granitique, schiste, quartzite, batholites de granite
Lf18-2a-130	Gneiss, schiste, quartzite, batholites de granite, basalte phonolite, néphéline, trachyte, rhyolite, roches pyroclastiques
I-Lf-bc-656	Gneiss granitique, schiste, quartzite, batholites de granite, roches vertes

Les valeurs des paramètres du modèle SWAT relatives au sol sur le bassin du Nakanbé à Wayen varient entre :

- 4,65 et 66,04 mm/h pour la conductivité hydraulique à saturation d'une couche de sol ;
- 0,034 et 0,175 mm d'eau par mm de sol pour la capacité de rétention d'eau d'une couche de sol ;
- 1,1 et 1,6 g/cm³ pour la densité apparente d'une couche de sol ;
- 330 à 1000 mm pour l'épaisseur des couches de sol

II.1.4 États de surface du bassin

Les caractéristiques environnementales qui expliqueraient la variabilité spatiale des écoulements dans le bassin seraient principalement liées aux états de surface, car la nature des sols et le relief sont relativement homogènes (cf. sous-sections II.1.2 et II.1.3 ci-dessus).

Pour l'analyse de l'occupation et de l'utilisation des sols, deux cartes sont disponibles dont l'une pour l'année 1992 et l'autre pour l'année 2002 (cf. sous-section II.1 du chapitre IV). Pour la modélisation SWAT, la carte des états de surface de 1992 a été utilisée compte tenu du fait qu'il n'y a pas de différences significatives entre les deux cartes et que l'année 1992 est à mi-chemin entre 1965 et 2018. Les types d'états de surface reclassifiés en fonction de leur comportement hydrologique sont : sols nus, surfaces cultivées, surfaces en végétation et surfaces en eau (Figure A. 26 et tableau A. 5). L'analyse des types d'états de surface implémentés dans SWAT a permis d'établir une correspondance avec ceux rencontrés dans le bassin du Nakanbé (Tableau D. 3).

Tableau D. 3 : Table de correspondance des types d'états de surface avec SWAT

Types d'états de surface	Correspondance pour SWAT	
	Code SWAT	Définition
Surfaces en végétation	RNGE	Herbes pérennes avec $LAI \leq 2,5$
Surfaces cultivées	AGRL	Terres agricoles génériques : plantes saisonnières
Sols nus	BARR	Surfaces dénudées avec $LAI \leq 1,5$
Surfaces en eau	WATR	Plans d'eau

LAI : Leaf Area Index (indice de surface foliaire)

II.1.5 Données hydrométéorologiques utilisées

Les données météorologiques utilisées sont au pas de temps journalier et concernent les précipitations, les températures minimale et maximale, la radiation solaire, la vitesse moyenne du vent, l'humidité relative moyenne sur la période 1965-2018. Elles sont obtenues pour quinze stations pluviométriques et trois stations synoptiques (Figure D. 12). Les données climatiques permettant le calcul de l'évapotranspiration potentielle présentent assez de lacunes à partir de 2004. Les lacunes ont été comblées en utilisant le générateur météorologique intégré à SWAT. La reconstitution des données climatiques impacterait les estimations d'évapotranspiration potentielles, mais son effet sur la simulation d'écoulement sera plus faible, du fait de la faible sensibilité des modèles hydrologiques à l'évapotranspiration potentielle (Oudin, 2004).

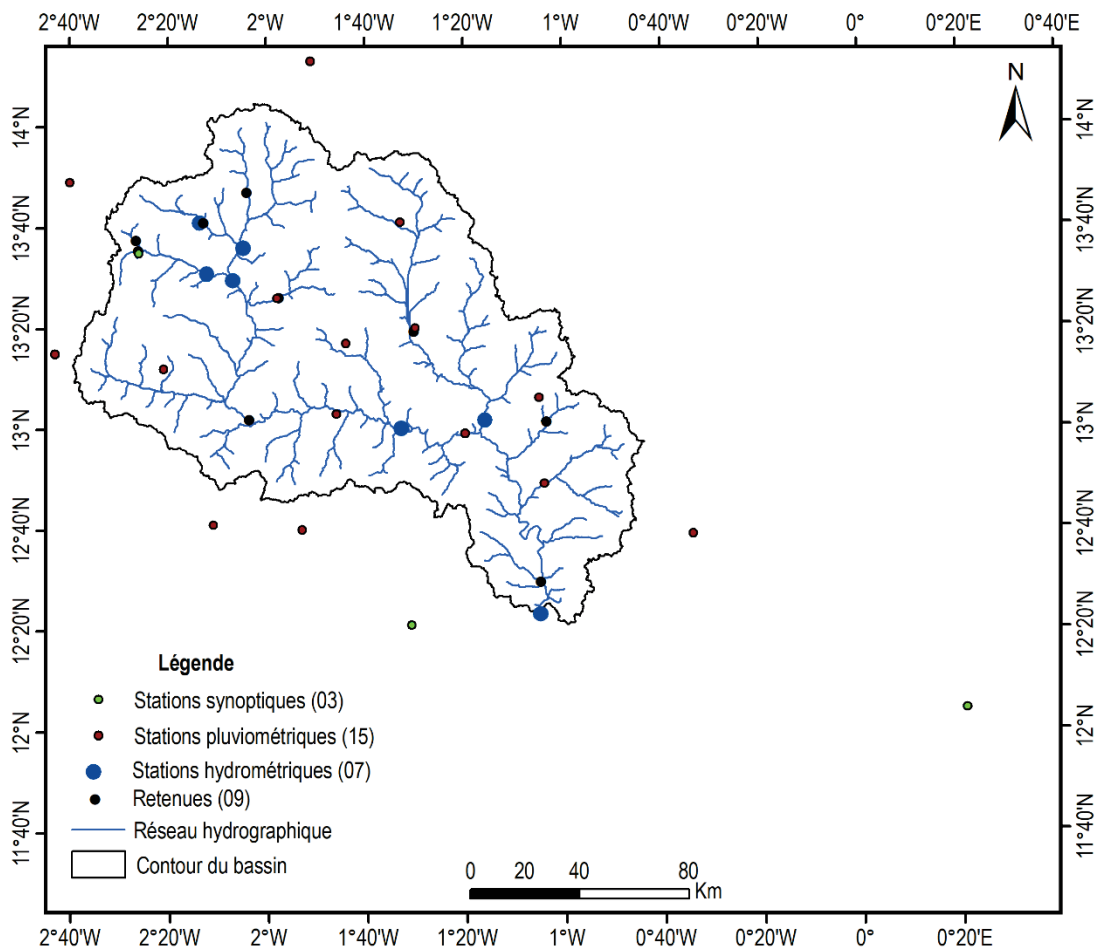
**Figure D. 12 : Données hydrométéorologiques utilisées dans la modélisation SWAT**

Tableau D. 4 : Caractéristiques des retenues d'eau du bassin du Nakanbé

Retenues	DEBUT	ESA	EVOL	PSA	PVOL	VOL	RES_K	RES_RR	EVRSV
BAM		3179	5750	2453	4110	4110	0,6	60	1
LOUDA		248	413	216	320	320	0,1	101	1
TITAO									1
TOUGOU		794	943	460	425	425	0,6	381	1
GOINRE	1967								1
OUAHIGOUYA	1977	320	430	248	270	270	0,1	14	1
SEGUENEGA	1986	236	277	180	174	174	0,1	65	1
DOUROU	1995	5500	9600	4500	7500	7500	0,1	931	1
ZIGA	Juin 2000	12465	47080	8000	20775	20775	0,1	2200	1

DEBUT: date de mise en eau ; ESA : Surface du réservoir pour le volume maximal de stockage (ha) ; EVOL : Volume maximal de stockage (10^4 m³) ; PSA : Surface du réservoir au plan d'eau normal (ha) ; PVOL : Volume du réservoir au plan d'eau normal (10^4 m³) ; VOL : Volume initial du réservoir au plan d'eau normal (10^4 m³) ; RES_K : Conductivité hydraulique du fond de la cuvette ; RES_RR : Débit d'évacuation de crues du déversoir principal (m³/s) ; EVRSV : Taux d'évaporation des plans d'eau

Tableau D. 5 : Volume mensuel d'eau (10^4 m³) pompée du barrage de Ziga pour l'alimentation eau de la ville de Ouagadougou

Mois	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Volume	264	246	276	289	291	275	269	265	263	287	283	294

Les données hydrologiques concernent les débits journaliers au niveau des stations situées aux exutoires des sept bassins versants emboîtés (Figure D. 12), les caractéristiques de neuf retenues d'eau (Tableau D. 4) et les quantités d'eau pompées du barrage de Ziga pour l'alimentation en eau de la ville de Ouagadougou en aval de Wayen (Tableau D. 5). Les données relatives au barrage de Ziga ont été obtenues auprès de l'Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA). Les caractéristiques des autres retenues d'eau ont été collectées dans la bibliographie (Maton et Benghouzi, 1959; SOS Sahel International, 1994; BRL Ingénierie, 2001; Sanou, 2003) et au travers du croisement des données de suivi du niveau et de volume d'eau dans les retenues. Les données relatives aux barrages de Titao et de Goinré n'ont pas été prises en compte à cause de leur qualité. La conductivité hydraulique du fond des cuvettes a été fixée à 0,6mm/h pour le lac Bam et le barrage de Tougou en mauvais état (Tableau A. 3) et 0,1 mm/h pour les autres. La valeur de 0,1 mm/h est la conductivité minimale des sols du Burkina Faso et les pertes par infiltration dans la cuvette des barrages varient entre 0,042 mm/h et 0,125 mm/h (Albergel, 1987; Brahim, 2013). La conductivité hydraulique à saturation de l'argile souvent utilisée pour imperméabiliser les cuvettes est en moyenne de 0,6 mm/h (Abdallah, 1999). Le taux d'évaporation des plans d'eau (EVRSV) est le ratio entre l'évaporation du plan d'eau et l'évapotranspiration potentielle du lieu. Ce taux est pris égal à un, car l'évaporation des grandes nappes d'eau dans le Sahel est très proche de l'évapotranspiration potentielle (Brunel et Bouron, 1992).

II.2 Analyse de sensibilité et choix des paramètres à caler

La synthèse de l'analyse de sensibilité est contenue dans le tableau D. 6.

Tableau D. 6: Résultats de l'analyse de sensibilité

Rang	Paramètres	pGSA	pOAT	Définition
01	CN_2	4,22E-81	3,33E-04	SCS Curve Number pour la condition d'humidité II.
02	ESCO	1,60E-12	1,48E-04	Facteur d'évaporation du sol en fonction de la profondeur
03	SOL_K	1,42E-07	2,85E-01	Conductivité hydraulique à saturation du sol en mm/h
04	SOL_AWC	5,07E-07	4,08E-13	Capacité de rétention d'eau dans la couche de sol pour les plantes en mm d'eau par mm de sol.
05	EPCO	1,02E-03	2,55E-07	Facteur de compensation d'absorption par la plante : facteur végétal d'évaporation
06	SOL_BD	1,55E-03	9,71E-07	Densité apparente humide de la couche de sol en g/cm ³
07	RCHRG_DP	3,43E-03	8,55E-01	Coefficient de percolation vers la nappe profonde.
08	SLSUBBSN	5,42E-03	3,74E-11	Longueur moyenne de la pente (m)
09	HRU_SLP	5,25E-02	1,14E-25	Pente moyenne en m/m de chaque sous-bassin versant
10	MSK_CO2	9,79E-02	2,96E-05	Coefficient d'étalonnage qui contrôle l'impact du temps de stockage pour les faibles débits
11	ALPHA_BNK	1,39E-01	2,47E-03	Temps de stockage de l'eau sur les berges du chenal principal en jour
12	REVAPMN	1,50E-01	5,21E-03	Seuil de profondeur d'eau (mm) dans l'aquifère peu profond pour que la re-évaporation ou la percolation dans l'aquifère profond se produise
13	SOL_Z	1,58E-01	1,45E-08	Epaisseur de la couche de sol en mm
14	CH_K1	2,12E-01	5,00E-09	Perméabilité des berges des chenaux secondaires en mm/h
15	CANMX	2,24E-01	5,86E-17	Stockage maximum d'eau par la couverture végétale en mm
16	DEEPST	2,41E-01	5,30E-04	Niveau initial en eau de l'aquifère profond (mm)
17	CH_N2	3,86E-01	2,63E-17	Coefficient de rugosité de Manning des chenaux principaux
18	CH_S2	4,58E-01	1,24E-07	Pente moyenne du principal cours d'eau
17	SOL_ALB	5,11E-01	2,57E-12	Albédo du sol humide de la couche supérieure
20	GW_REVAP	5,60E-01	2,93E-10	Coefficient d'évaporation des eaux souterraines
21	GW_DELAY	5,62E-01	9,99E-08	Délai de recharge de l'aquifère en jours
22	SURLAG	5,67E-01	4,82E-02	Coefficient de décalage du ruissellement de surface
23	ALPHA_BF	5,85E-01	7,77E-04	Coefficient de récession du débit de base (Jour ⁻¹)
24	BIOMIX	6,70E-01	1,27E-01	Efficacité de la redistribution des constituants du sol résultante de l'efficacité du biota dans les premiers 300 mm du sol
25	OV_N	6,89E-01	5,06E-23	Coefficient de Manning pour le ruissellement de surface
26	CH_K2	7,43E-01	1,82E-02	Perméabilité des berges des chenaux principaux en mm/h
27	LAI_INIT	7,95E-01	1,35E-01	Indice de surface foliaire initiale
28	CH_N1	8,13E-01	1,00E+00	Coefficient de Manning des cours d'eau secondaires
29	GWHT	9,43E-01	7,81E-04	Hauteur d'eau initiale dans l'aquifère (m).
30	GWQMN	9,54E-01	2,49E-03	Profondeur minimale (mm) dans l'aquifère peu profond pour qu'il y ait un écoulement souterrain qui débouche sur une rivière
31	EVLAI	9,70E-01	1,15E-03	Indice de surface foliaire à partir duquel l'évaporation des eaux de surface cesse dans les zones humides
32	MSK_CO1	9,92E-01	4,72E-05	Coefficient d'étalonnage qui contrôle l'impact du temps de stockage pour un débit normal
33	SHALLST	9,96E-01	1,00E-01	Niveau initial de l'eau dans l'aquifère peu profond

Les paramètres ont été classés (Rang) sur la base de la sensibilité globale ; pGSA : p-value de l'analyse de sensibilité globale ; pOAT : p - value de l'analyse de sensibilité locale. Les lignes surlignées en gris indiquent les paramètres retenus pour le calage.

La revue de littérature des travaux portant sur la modélisation des écoulements des bassins versants de la zone d'étude sous SWAT a permis d'identifier 33 paramètres pour nos analyses de sensibilité (Schuol et Abbaspour, 2006; Laurent et Ruelland, 2010; Sood *et al.*, 2013; Adjei *et al.*, 2015; Awotwi *et al.*, 2015; Akpoti *et al.*, 2016; Gado Djibo, 2016; Poméon *et al.*, 2018; Kouamé, 2019; Kouanda, 2019; Yonaba, 2020). Afin d'identifier des paramètres adaptés à la simulation des écoulements sur toute la période d'étude, toutes les données de débits disponibles à la station de Wayen ont été utilisées (1968-2014). Les résultats des analyses de sensibilité locale et globale sont récapitulés dans le tableau D. 6. L'analyse

de sensibilité globale mettent en avant huit paramètres très sensibles alors que celle locale montre que le modèle est sensible à 27 paramètres. Le modèle est considéré comme sensible à un paramètre lorsque le risque de première espèce (p-value) du test de Student est au plus égal à 0,05.

Compte tenu du nombre important de paramètres auxquels le modèle est sensible, la nature de chaque paramètre a été analysée afin de ne retenir qu'un nombre limité. En effet, le processus de calage d'un modèle de bassin versant se base à la fois sur des aspects théoriques/conventionnels (analyses de sensibilité) et la compréhension du comportement hydrologique de la zone d'étude (Migliaccio et Chaubey, 2007). Ainsi, les 17 paramètres retenus pour le calage (lignes surlignées en gris dans le tableau D. 6) sont composés de six paramètres identifiés sur la base de l'analyse de sensibilité globale et de 11 complémentaires parmi ceux indiqués par l'analyse de sensibilité locale. Les paramètres relatifs au relief du bassin (SLSUBBSN, CH_S2 et HRU_SLP) n'ont pas été pris en compte pour le calage, car nous supposons que le modèle numérique du terrain utilisé reflète raisonnablement le relief réel du terrain. Le rôle de chacun des paramètres retenus peut-être résumé comme suit :

- Les paramètres CN2 et OV_N interviennent dans la génération du ruissellement de surface.
- Le coefficient de Manning pour le ruissellement de surface (OV_N) dépend des états de surface et exprime leur rugosité. La diminution de la rugosité entraîne une augmentation de la vitesse de ruissellement de surface, et son ajustement pourrait permettre d'aligner le pic de débit simulé sur le pic de débit observé.
- Le « Curve Nombre » (CN2) de la méthode SCS-CN est le paramètre qui rend compte de l'aptitude au ruissellement des sols du bassin versant. Augmenter la valeur du CN2 permet de réduire la perméabilité du sol et de favoriser le ruissellement.
- Les paramètres SOL_AWC, SOL_K, SOL_Z et SOL_BD sont relatifs aux propriétés du sol et pourraient influencer la valeur du CN2 et par conséquent les écoulements de surface. Diminuer par exemple la capacité de rétention en eau d'un sol (SOL_AWC) permet d'atteindre plus rapidement les conditions de saturation lors d'un événement pluvieux, donc d'augmenter le ruissellement.
- Les paramètres CH_K1, CH_K2, CH_N2, MSK_CO1 et MSK_CO2 interviennent dans la simulation des processus physiques de transport de l'eau dans les chenaux.
- MSK_CO1 et MSK_CO2 sont des coefficients de calage spécifiques à la méthode de Muskingum utilisée pour la modélisation de la propagation des écoulements dans le réseau hydrographique.
- Les paramètres ESCO, EPCO, REVAPMN, GW_REVAP sont relatifs à l'évaporation du sol ou du sous-sol.

- Les paramètres ALPHA_BF et RCHRG_DP sont relatifs aux eaux souterraines, mais impactent les écoulements dans les chenaux du cours d'eau.

II.3 Calage multi-sites versus mono-site

Le calage a consisté en trois itérations de 500 simulations chacune. Le tableau D. 7 présente les résultats des différents processus de calage-validation.

Tableau D. 7 : Performances des résultats des procédures de calage-validation

Procédures	Étapes	Critères	Stations				
			Tougou	Rambo	Dombré	Ramsa	Wayen
MS1	Calage	KGE	-0,29	0,26	0,25	0,31	0,71
		PBIAS (%)	46,70	-7,40	-28,20	-40,70	-6,10
MS2	Calage	KGE		0,28	0,26		
		PBIAS (%)		-8,30	-16,90		
	Validation	KGE	-0,09			0,35	0,75
		PBIAS (%)	5,40			-30,20	-1,70
OS	Calage	KGE					0,73
		PBIAS (%)					-1,30
	Validation	KGE	-0,31	0,30	0,24	0,33	
		PBIAS (%)	49,30	-4,80	-20,30	-37,00	

MS1 : Calage multi-sites avec toutes les stations ; MS2 : Calage multi-sites avec les bassins non emboîtés (Rambo et Dombré) ; OS : Calage à Wayen

La procédure MS1 a consisté au calage simultané (multi-sites) du modèle en utilisant toutes les stations de débits dont les données sont disponibles sur la période 2006-2012 : Tougou, Rambo, Dombré, Ramsa et Wayen. Dans la procédure MS2, le modèle a été calé simultanément aux stations de Rambo et Dombré (sous-bassins versants non emboîtés) et validé sur les autres stations (Tougou, Ramsa et Wayen). Le calage à Wayen avec validation au niveau des autres stations (procédure OS) est basé sur la technique conventionnelle de calage à un site.

Le modèle calé n'arrive pas à simuler les écoulements du petit sous-bassin de Tougou ($KGE < 0$) et on a l'impression que la qualité des simulations s'améliore avec la taille du bassin versant. La résolution spatiale des données fournies au modèle pourrait être la cause de ce constat. En effet, la carte de sols utilisée a été réalisée à une échelle de 1 : 5 000 000. La disponibilité de données d'entrée à fine résolution améliorerait la performance du modèle à l'intérieur du bassin versant.

Par contre, le modèle simule de manière satisfaisante les écoulements à la station de Wayen ($KGE > 0,70$ et $|PBIAS| < 10\%$). On note une dégradation des performances de simulations au niveau des sous-bassins en amont (Ramsa, Rambo et Dombré), mais les valeurs des critères de performance (KGE et PBIAS) sont proches des seuils d'acceptabilité. Le modèle surestime toutefois les écoulements du bassin ($PBIAS < 0$).

L'interprétation des performances des trois procédures de calage montre que la procédure MS1 (calage multi-sites avec bassins emboîtés) est la moins performante. On pourrait penser que cette moindre performance de MS1 comparativement à MS2 et OS est due au sous-bassin de Tougou pris en compte dans la procédure MS1 et non inclus individuellement dans les deux autres. Pour élucider cet aspect, une procédure MS1' a été mise en œuvre et a consisté en un calage multi-sites à toutes les stations utilisées dans MS1 à l'exception de Tougou. Les performances obtenues ne sont vraiment meilleures.

Tableau D. 8 : Calage multi-sites à Rambo, Dombéré, Ramsa et Wayen (MS1')

Procédures	Étapes	Critères	Stations			
			Rambo	Dombéré	Ramsa	Wayen
MS1'	Calage	KGE	0,29	0,26	0,34	0,68
		PBIAS (%)	-18,30	-7,00	-37,50	-22,90

La procédure MS2 donne les meilleurs résultats de simulations pour les stations de Wayen, Ramsa et Dombéré, mais la performance de la procédure OS est la meilleure pour le sous-bassin versant de Rambo (Tableau D. 7). La procédure de calage multi-sites avec des bassins non emboîtés (MS2) et celle de calage à Wayen (OS) produisent des résultats assez proches. Ce constat pourrait signifier que les valeurs des paramètres calibrés à l'échelle de Wayen ne sont pas significativement différentes de celles issues de la procédure multi-sites non emboîtée (MS2).

Tableau D. 9 : Valeurs calées des paramètres pour les procédures MS2 (calage à Rambo et Dombéré) et OS (calage à Wayen)

N°	Paramètres	Avant calage		Après calage			
		Valeurs initiales	Intervalles avant calage	Valeurs ajustées		Intervalles calés	
				MS2	OS	MS2	OS
01	CN_2	[74 ; 92]	r [-1;0,3]	r(-0,84)	r(-0,89)	r[-1 ; -0,42]	r[-0,97;-0,38]
02	ESCO	0,950	v[0 ; 1]	v(0,24)	v(0,31)	v[0,17 ; 0,5]	v[0,02 ; 0,46]
03	SOL_K	[4,65 ; 66,04]	r[-1 ; 8]	r(6,42)	r(5,57)	r[3,63 ; 7,49]	r[3,54 ; 7,21]
04	SOL_AWC	[0,034;0,175]	r[-0,4 ; 1,3]	r(0,82)	r(0,81)	r[0,34 ; 0,84]	r[0,48 ; 1,26]
05	EPCO	1	v [0 ; 1]	v(0,26)	v(0,26)	v[0 ; 0,33]	v[0 ; 0,3]
06	SOL_BD	[1,1 ; 1,6]	r[-0,2 ; 0,6]	r(0,30)	0,42	r[0,15 ; 0,43]	r[0,23 ; 0,56]
07	RCHRG_DP	0,05	v[0 ; 1]	v(0,00)	v(0,00)	v[0 ; 0,28]	v[0 ; 0,28]
08	MSK_CO2	0,25	v[0 ; 10]	v(6,61)	v(6,60)	v[2,12 ; 6,78]	v[4,88 ; 8,56]
09	REVAPMN	750	v[0 ; 602]	v(158,69)	v(230,71)	v[0 ; 217,09]	v[0 ; 237,12]
10	Sol_Z	[300 ; 1000]	r[-0,22 ; 4,5]	r(1,79)	r(3,69)	r[1,08 ; 2,69]	r[2,14 ; 4,39]
11	CH_K1	0	v[0 ; 300]	v(37,79)	v(6,36)	v[0 ; 114,87]	v[0 ; 107,86]
12	CH_N2	0,014	v[-0,01 ; 0,3]	v(0,12)	v(0,10)	v[0,04 ; 0,14]	v[-0,01 ; 0,12]
13	GW_REVAP	0,02	v[0,02;0,2]	v(0,19)	v(0,19)	v[0,15 ; 0,2]	v[0,15 ; 0,2]
14	ALPHA_BF	0,048	v [0 ; 1]	v(0,77)	v(0,81)	v[0,65 ; 1]	v[0,65 ; 1]
15	OV_N	[0,01 ; 0,150]	r[-0,2 ; 0,5]	r(-0,01)	r(-0,11)	r[-0,02 ; 0,27]	r[-0,15 ; 0,14]
16	CH_K2	0	v[0 ; 500]	v(353,33)	v(360,46)	v[315,51 ; 500]	v[270,96 ; 485,6]
17	MSK_CO1	0,75	v[0 ; 10]	v(6,06)	v(8,20)	v[5,46 ; 8,49]	v[6,36 ; 10]

MS2 : Calage multi-sites avec des bassins non emboîtés ; OS : Calage à Wayen. La colonne « Valeurs initiales » indique les valeurs des paramètres extraites des données ou par défaut : les intervalles indiquent que les valeurs du paramètre varient selon les URH (Unité de Réponse Hydrologique). Dans les autres colonnes, r signifie un changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r) et v consiste au remplacement des valeurs initiales par les nouvelles. Les valeurs ajustées sont les valeurs optimisées pour la meilleure simulation et les intervalles calés indiquent les valeurs optimisées des paramètres associées à la bande de confiance (95PPU).

Le tableau D. 9 présente les paramètres calés, les valeurs et les plages initiales comme ajustées. Le test de Mann-Whitney sur les valeurs ajustées des paramètres pour les procédures MS2 et OS a indiqué qu'on ne peut rejeter l'hypothèse nulle ($p\text{-value}=0,945$) qui suppose qu'il n'y a pas de différence de position entre les deux échantillons. Par ailleurs, compte tenu du problème d'équifinalité, il est préférable d'analyser des plages au lieu des valeurs spécifiques ajustées des paramètres (Arnold *et al.*, 2012a). L'analyse des valeurs et plages ajustées de paramètres montre qu'à l'exception de SOL_Z, les valeurs ajustées des 16 autres paramètres sont incluses à la fois dans les intervalles calés selon MS2 et OS. Les valeurs/plages ajustées reflètent donc de façon réaliste les propriétés du bassin versant Nakanbé pour la période 2006-2012.

II.4 Précision des simulations

La précision avec laquelle le modèle simule les écoulements du bassin a été analysée à travers l'étude des incertitudes. Les statistiques r-factor et p-factor ont été calculées. Les figures D. 13 à D. 15 présentent les résultats de l'étude des incertitudes du modèle pour les procédures de calage à Wayen (OS), de calage multi-sites pour toutes les stations disponibles (OS1) et pour les bassins non emboîtés (OS2).

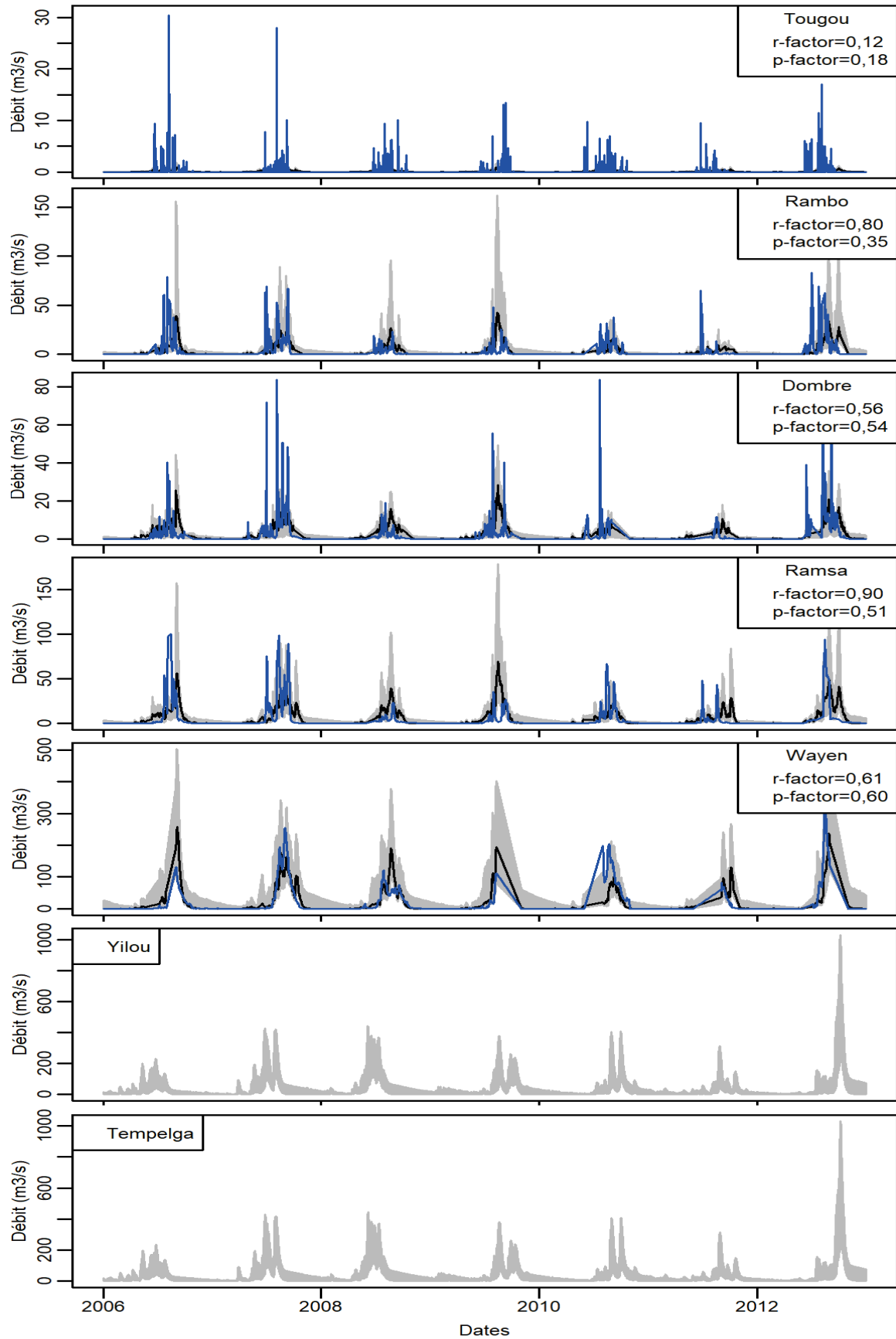


Figure D. 13 : Précision des simulations de la procédure de calage à Wayen

Le gris indique les incertitudes ; le noir la meilleure simulation et le bleu les observations

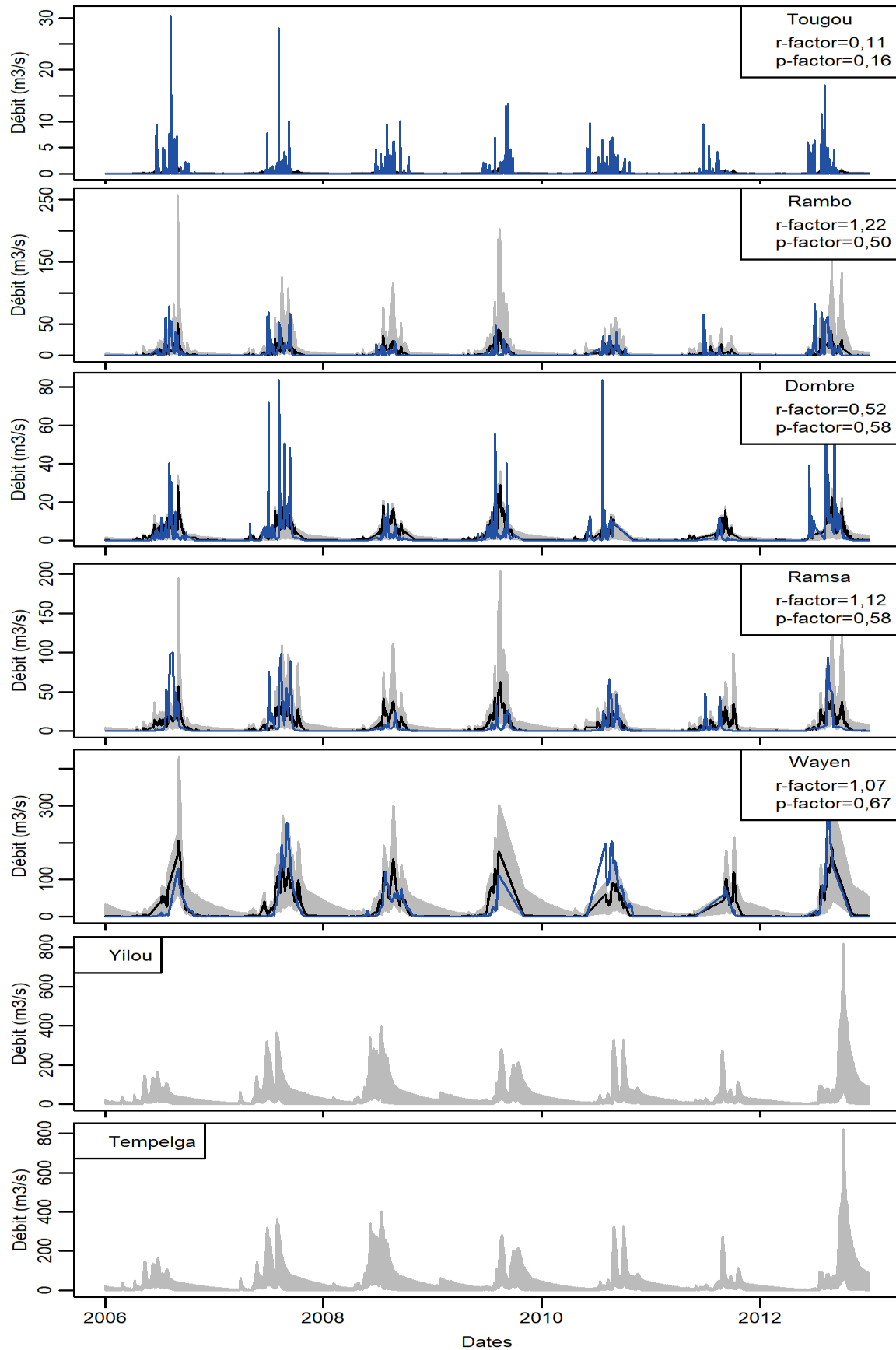


Figure D. 14 : Précision des simulations de la procédure de calage MS1

Le gris indique les incertitudes ; le noir la meilleure simulation et le bleu les observations. MS1 : Calage simultané à Tougou, Dombé, Rambo, Ramsa et Wayen

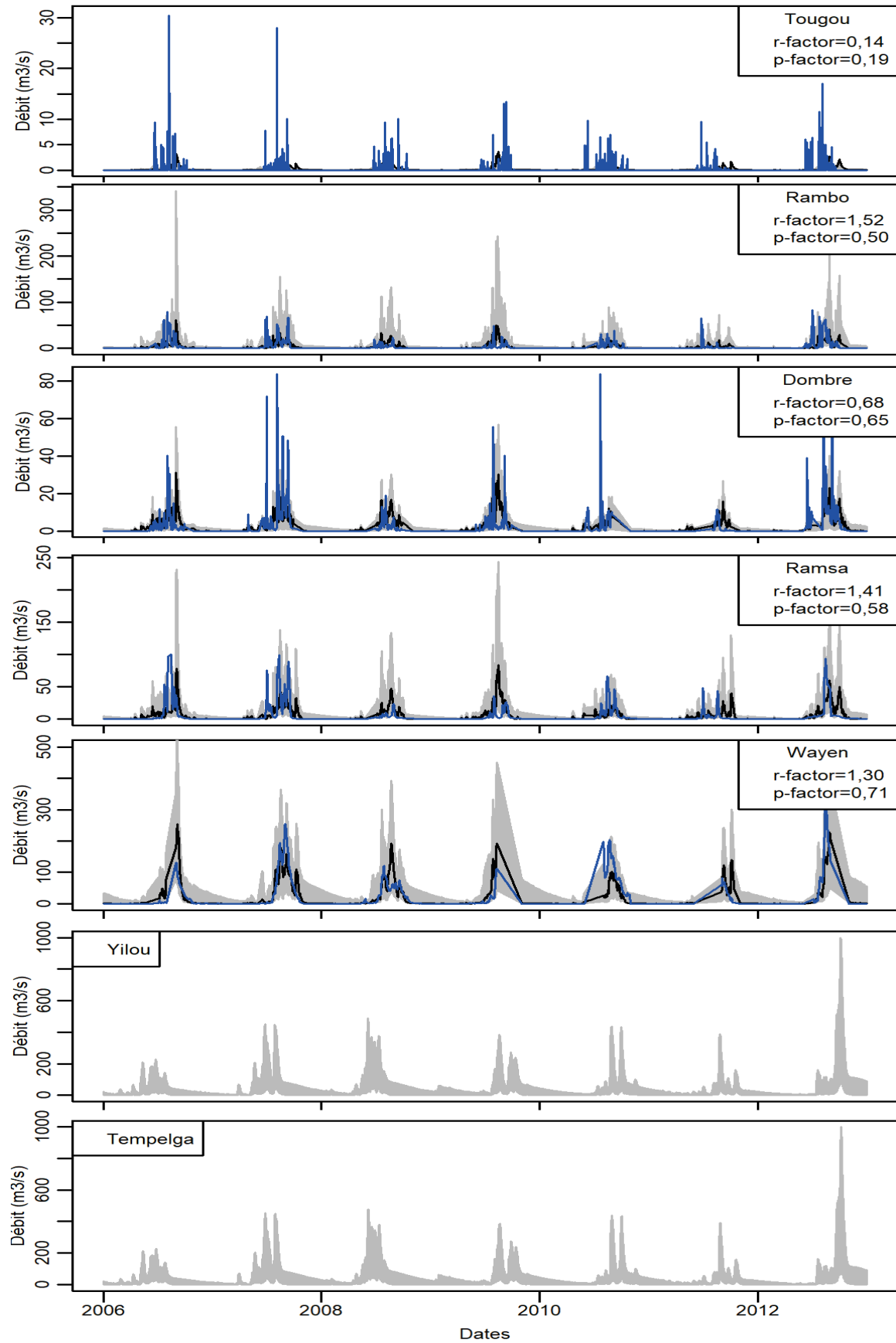


Figure D. 15 : Précision des simulations de la procédure de calage MS2

Le gris indique les incertitudes ; le noir la meilleure simulation et le bleu les observations. MS2 : Calage simultané des bassins non emboîtés (Rambo et Dombre)

La bande d'incertitudes de largeur r-factor représente la plage des simulations optimales. Les observations qui sont dans cette bande sont bien simulées par le modèle. En général, les modèles hydrologiques n'arrivent pas à reproduire des débits strictement nuls. Or, le fleuve Nakanbé est intermittent et ne coule que pendant la saison pluvieuse (Juin à Octobre soit moins de 42% des jours de l'année). Pour limiter les biais, le pourcentage d'observations dans la bande d'incertitude (p_factor) a été calculé pour les débits observés non nuls.

À Yilou et Tempelga, seules les plages de débits simulés sur la base des paramètres calés sont représentées, car il n'y a pas d'observations pour la période 2006-2012 à ces stations. La largeur de la bande d'incertitudes est autour de l'unité pour toutes les stations et toutes les procédures. Le pourcentage d'observations dans la bande d'incertitudes est faible ($p_factor < 0,20$) pour le sous-bassin de Tougou et confirment la mauvaise performance du modèle sur ce petit sous-bassin. Pour les sous-bassins versants de Rambo, Dombéré et Ramsa, plus de 50% des débits non nuls observés se trouvent dans la bande des meilleures simulations du modèle ($p_factor \geq 0,5$) selon la procédure MS2. Le modèle est donc assez précis pour le bassin du Nakanbé à Wayen, et simule de façon raisonnable plus de 70% des débits observés ($p_factor > 0,70$).

II.5 Bilan hydrique du bassin du Nakanbé à Wayen

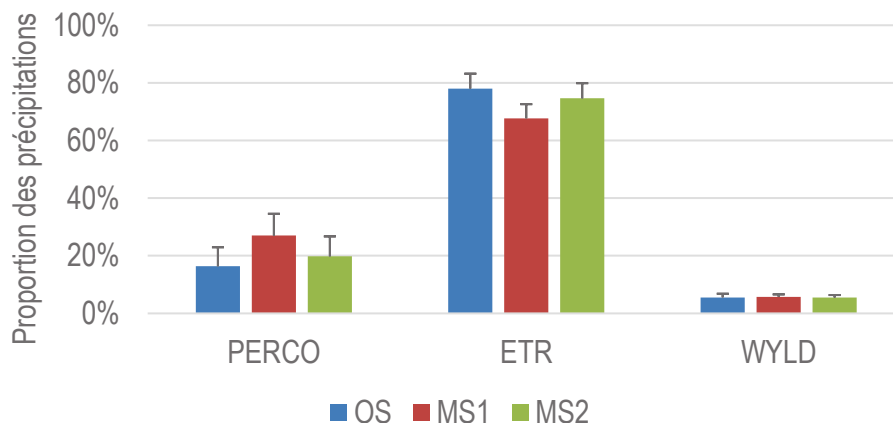
Le tableau D. 10 présente les principaux termes du bilan hydrique du bassin du Nakanbé à Wayen au pas de temps annuel issus de chacune des trois procédures de calage du modèle SWAT. L'écoulement dans le chenal du cours d'eau (WYLD) à Wayen inclut le ruissellement direct (SURQ), le ruissellement / hypodermique / retardé / latéral (LATQ) et l'apport de l'écoulement souterrain (GWQ). Les résultats de modélisation ont montré que l'eau souterraine ne contribue pas à l'écoulement à Wayen ($GWQ=0$) et que le ruissellement latéral est la principale composante (plus de 90% de WYLD). Le ruissellement latéral / hypodermique ou retardé est formé par l'eau qui s'infiltre dans le sol et qui circule latéralement dans les horizons supérieurs du sol jusqu'à ce qu'elle revienne à la surface. Les modèles hydrologiques utilisent cette forme de ruissellement pour reproduire les écoulements de type hortonien (Musy et Higy, 1998). La variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques des sols fait que le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration des sols (écoulement hortonien) est couplé à des phénomènes de réinfiltration. Les eaux provenant d'une zone à faible capacité d'infiltration peuvent rencontrer une zone avec une capacité d'infiltration supérieure et s'infiltrer. Le ruissellement dans le bassin du Nakanbé se fait donc prioritairement de façon hortonienne. En effet, dans le Sahel Ouest-africain, il est reconnu que le ruissellement est essentiellement hortonien (Casenave et Valentin, 1991).

Tableau D. 10 : Bilan hydrique annuel du bassin du Nakanbé à Wayen sur la période 2006-2012

Années	P(mm)	LATQ (mm)	PERCO (mm)	ETR (mm)	WYLD (mm)
Procédure OS: Calage à Wayen					
2006	634	24,43	36,98	572,69	24,57
2007	668	35,07	97,05	545,56	35,3
2008	734	41,62	129,09	539,48	41,97
2009	793	41,17	113,62	646,14	41,53
2010	798	48,03	157,44	584,29	48,45
2011	696	37,35	110,48	552,93	37,77
2012	783	52,99	189,91	543,13	53,49
Moyenne	729	40,09	119,22	569,17	40,44
Procédure MS1: Calage multi-sites à Tougou, Rambo, Dombré, Ramsa et Wayen					
2006	634	29,74	105,88	497,47	31,44
2007	668	34,75	162,67	474,09	36,94
2008	734	39,57	206,49	479,7	42,48
2009	793	40,65	189,78	566,29	43,59
2010	798	44,58	244,77	508,08	47,87
2011	696	36,86	191,28	470,25	40,21
2012	783	46,28	277,11	460,75	50,09
Moyenne	729	38,92	196,85	493,80	41,80
Procédure MS2: Calage multi-sites pour bassins non emboîtés (Dombré et Rambo)					
2006	634	29,49	60,77	543,64	29,62
2007	668	35,61	119,07	516,55	35,80
2008	734	40,66	152,93	527,16	40,94
2009	793	41,47	133,02	623,15	41,74
2010	798	45,92	187,25	560,95	46,24
2011	696	37,42	137,95	524,09	37,74
2012	783	48,09	219,45	514,71	48,47
Moyenne	729	39,81	144,35	544,32	40,08

P : Précipitation ; LATQ : Débit latéral ; PERCO : Percolation ; ETR : Évapotranspiration réelle ; WYLD : Écoulement total de surface, car la participation de l'écoulement souterrain est nulle (GWQ=0).

Les trois procédures de calage (OS, MS1 et MS2) ont abouti à des résultats similaires pour les écoulements ($WYLD_{moyen} \approx 40 \text{ mm/an}$), mais MS1 donne les plus fortes valeurs. Les procédures MS1 / MS2 sous-estiment l'évapotranspiration et surestiment la percolation comparativement à la procédure de calage à Wayen (OS).

**Figure D. 16 : Bilan hydrique du bassin du Nakanbé sur la période 2006-2012**

PERCO : Percolation ; ETR : Évapotranspiration réelle ; WYLD : Écoulement total ; OS : Procédure de calage à Wayen ; MS1 : Procédure de calage à Tougou, Rambo, Dombré, Ramsa, Wayen ; MS2 : Procédure de calage à Rambo et Dombré. Les barres indiquent l'écart-type standard.

La figure D. 16 présente la répartition de la précipitation annuelle en fonction des principaux termes du bilan hydrique pour chacune des trois procédures de calage. Dans le bassin du Nakanbé, quelle que soit la procédure de calibration, plus de 60% de la précipitation annuelle est perdue sous forme d'évapotranspiration, 5-8% ruisselle et 16-27% percole. La percolation (PERCO) représente la quantité d'eau qui s'infiltré au-delà du premier horizon de sol, mais n'est pas une indication de la recharge de la nappe souterraine. Une bonne quantité de l'eau percolée est reprise en évapotranspiration et la recharge de la nappe d'eau souterraine est presque nulle (cf. valeurs calées des paramètres ESCO, GW_REVAP et RCHRG_DP récapitulées dans le tableau D. 9) car :

- Les valeurs calées faibles du facteur d'évaporation du sol (ESCO = 0,24 - 0,31) indiquent une forte évaporation de l'eau contenue dans les couches profondes du sol.
- La valeur calibrée du coefficient d'évaporation des eaux souterraines (GW_REVAP = 0,19) est proche de la valeur maximale (0,20) qu'autorise le modèle (Arnold *et al.*, 2012b).
- Le taux de recharge de la nappe souterraine est nul (RCHRG_DP = 0,00).

En conclusion, sur la période 2006-2012, le bassin du Nakanbé est caractérisé par une forte évapotranspiration réelle (66-90% des précipitations annuelles) et l'écoulement est essentiellement hortonien.

III Discussion

Les écoulements des bassins versants du Nakanbé ont été appréhendés au travers des approches de calibration multi-sites et mono-site sur la période 2006-2012. Les résultats de la simulation des écoulements sont satisfaisants (KGE > 0,70) à Wayen, acceptables pour les sous-bassins versants jaugés à Ramsa, Dombré et Rambo (KGE \approx 0,30) pour toutes les approches de calibration. L'analyse d'incertitudes montre des r-factor acceptables pour tous les bassins versants et pour toutes les approches de calibration (r_factor < 1,5). Pour la procédure la plus performante (MS2 : calage multi-sites avec sous-bassins non emboîtés de Rambo et de Dombré), le pourcentage d'observations inclus dans la bande d'incertitudes (p_factor) est mauvais à Tougou (p_factor < 0,20), acceptable à Rambo, Dombré et Ramsa (p_factor \geq 0,50), et satisfaisant à Wayen (p_factor > 0,70). En général, la performance du modèle est meilleure à l'exutoire du bassin (station de Wayen) qu'à l'intérieur du bassin versant (stations de Ramsa, Rambo, Dombré et Tougou). Des travaux antérieurs sur le grand bassin de la Volta (dont le Nakanbé est un affluent) avaient déjà constaté que SWAT performe mieux sur les stations les plus en aval (Schuol et Abbaspour, 2006; Sood *et al.*, 2013). Ce constat général de la mauvaise performance du modèle SWAT sur les petits sous-bassins est certainement lié à la résolution des données d'entrée disponibles et

utilisées dans la modélisation hydrologique en Afrique de l'Ouest. Pour exemple, les données de sol disponibles pour la zone sont celles de la base de données de la FAO qui est à une échelle de 1 : 5 000 000.

Le modèle est performant et précis pour la simulation des écoulements à Wayen ($KGE > 0,70$; $|PBIAS| < 10\%$, $r_factor < 1,5$ et $p_factor > 0,70$). Les travaux antérieurs (Diello, 2007b; Boubacar, 2012) portant sur le Nakanbé ont simulé les écoulements mensuels à Wayen avec le modèle GR2M et les valeurs des critères de performance sont du même ordre: Nash = 0,68 pour un calage sur 1985-2000 et Nash = 0,75 pour un calage sur 1987-1995 avec prise en compte d'une capacité de rétention en eau du sol dynamique. Les essais antérieurs de modélisation des écoulements de la Volta sous SWAT (Schuol et Abbaspour, 2006; Sood *et al.*, 2013; Poméon *et al.*, 2018) ont abouti à des performances plus faibles que celles obtenues dans cette étude à wayen : $KGE / Nash \leq 0,65$ et $p_factor \leq 0,68$. Selon ces auteurs, la prise en compte des informations précises sur les barrages et les pratiques agricoles pourraient permettre d'améliorer les performances. La légère amélioration de la performance de simulation des écoulements du Nakanbé serait due à l'intégration des caractéristiques des retenues d'eau au modèle. La prise en compte des données relatives aux pratiques agricoles (non disponibles pour le moment) permettra certainement une meilleure compréhension des écoulements du bassin. Par ailleurs, la qualité des données d'entrée du modèle limite également l'obtention de meilleures performances de modélisation (de Almeida Bressiani *et al.*, 2015; Tan et Yang, 2020). Dans le bassin du Jaguaribe au Brésil par exemple, il a été démontré que l'utilisation de données climatiques sans lacunes a amélioré la qualité des simulations de près de 150% (de Almeida Bressiani *et al.*, 2015).

Le modèle n'arrive pas à simuler les écoulements du sous-bassin versant de Tougou ($KGE < 0$). En effet, la résolution spatiale des données d'entrée collectées ne permet pas d'appréhender le comportement hydrologique du bassin versant à cette échelle. La station pluviométrique la plus proche du sous-bassin est située à Ouahigouya à plus de 20 km de l'exutoire du sous-bassin de Tougou. Or, il a été démontré que la distance entre les stations de pluies et celle hydrométrique impacte considérablement la qualité des simulations du modèle SWAT (Tan et Yang, 2020). De plus, le temps de concentration et la durée caractéristique des crues du sous-bassin versant de Tougou sont inférieurs au pas de temps journalier utilisé dans la modélisation. Pour reproduire les écoulements du bassin versant de Tougou, Yonaba (2020) a élaboré des cartes d'état de surfaces spécifiques au bassin et corrigé les données de précipitations de la station Ouahigouya. L'objet de la présente étude n'étant pas la modélisation des écoulements du seul sous-bassin de Tougou, nous ne sommes pas entrés dans des ajustements spécifiques à un sous-bassin.

L'analyse comparée des résultats des simulations multi-sites et mono-site a montré que le calage multi-sites (MS2) avec des bassins versants non emboîtés (Dombré et Rambo) produit les meilleures simulations (Tableau D. 7). Zanin et al. (2018) ont également constaté que la prise en compte de stations jaugeant des bassins emboîtés n'améliore pas la qualité des simulations du modèle SWAT. Les performances du calage multi-sites MS2 et du calage à l'exutoire principal (OS) sont semblables et les valeurs des paramètres ajustés sont similaires (Tableaux D. 7 et D. 9). Les paramètres calés à la station de Wayen pourraient donc être utilisés pour simuler le comportement hydrologique des sous-bassins versants amont non jautés. Toutefois, les résultats obtenus peuvent être le reflet de l'échelle grossière de la carte de sols FAO utilisée.

Sur la période 2006-2012, l'analyse du bilan hydrique issu de SWAT a montré que dans le bassin du Nakanbé 60 à 90% de la précipitation annuelle est perdue sous forme d'évapotranspiration et 5 à 8% s'écoule à Wayen. La modélisation des écoulements du bassin du Nakanbé sur la période 1978-1999 effectuée par Boubacar (2012) avec les modèles GR2M et ORCHIDEE-C a abouti à des résultats similaires pour l'évapotranspiration : 85 à 88 % des eaux précipitées s'évaporent et 3 à 4% s'écoulent à Wayen. La divergence entre les pourcentages d'eau ruisselés est certainement liée aux périodes de simulations. Dans le Sahel Ouest-africain, il est reconnu une augmentation exacerbée des coefficients d'écoulement après la sécheresse des années 80 (Descroix et al., 2018; Partie B du présent document). L'analyse de variabilité a montré que sur la période 1995-2014, les coefficients d'écoulement du Nakanbé à Wayen varient entre 1% et 7% (Figure B. 23). La forte évapotranspiration constatée dans le bassin du Nakanbé reflète également le comportement global des bassins versants du Sahel Ouest-africain. Dans cette zone, l'évapotranspiration est le terme le plus important du bilan hydrique et la recharge de la nappe souterraine demeure faible (Derive, 2003; Boubacar, 2012; Yonaba, 2020).

Chapitre VIII : Couplage SWAT-Budyko pour la prise en compte de la dynamique environnementale dans la modélisation hydrologique

Les résultats obtenus au chapitre VII montrent que le modèle SWAT simule de façon satisfaisante les écoulements du Nakanbé et le calage à Wayen donne des résultats similaires au calage multi-sites. L'effet de la dynamique environnementale sur les écoulements s'apprécie à long terme (Chapitre VI). Pour ce faire, la procédure de calage à Wayen sera appliquée dans ce chapitre, car la station de Wayen dispose la plus longue série d'observations.

L'approche standard de modélisation des écoulements sous SWAT tient compte de la variabilité environnementale, mais son évolution dans le temps est ignorée. De nouvelles techniques sont mises au point ces dernières années pour la prise en compte de la dynamique des états de surface (Pai et Saraswat, 2011; Moriasi *et al.*, 2019; Singh *et al.*, 2019), mais celle des propriétés du sol est toujours ignorée. Dans ce chapitre, nous essayerons d'intégrer l'évolution de la capacité de rétention en eau des sols à long terme et d'évaluer son effet sur la qualité des simulations. Compte tenu de l'inexistence des données sur l'évolution des propriétés du sol de la zone d'étude, la coévolution climat-environnement a été utilisée. En effet, dans le bassin du Nakanbé, il a été démontré que le paramètre du modèle Budyko de F_u est un indicateur de la capacité de rétention en eau des sols et de l'existence d'une relation cause-effet réciproque entre le climat et l'environnement (Chapitre VI). Enfin, l'impact des barrages sur la ressource et les crues sera évalué.

I Méthodologie

I.1 Variabilité du paramètre w du modèle Budyko de F_u

La figure D. 17 présente les valeurs du paramètre du modèle Budyko de F_u (w) sur les périodes 1978-1994 et 1995-2018 dans le bassin du Nakanbé. La période 1995-2018 comparativement à 1978-1994 est caractérisée par une diminution globale du paramètre w . Le taux de couverture (auquel est lié le paramètre w) varie en fonction des types d'états de surface.

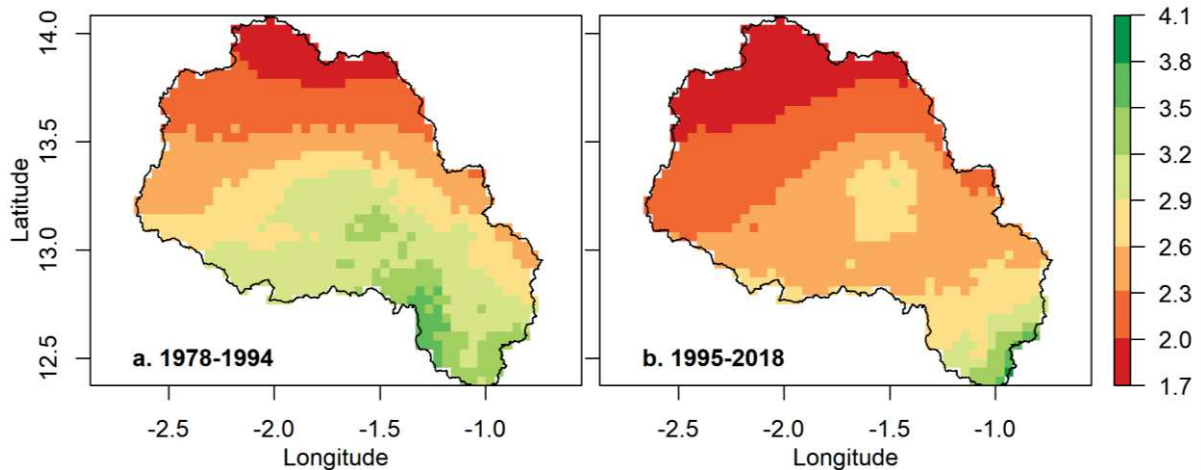


Figure D. 17 : Variabilité spatio-temporelle du paramètre environnemental (w) du modèle Budyko de Fu

La figure D. 18 présente la dynamique du paramètre selon chaque type d'état de surface. Les surfaces en eau n'ont pas été analysées, car leur dynamique n'est pas liée à celle de l'environnement, mais plutôt à la construction de retenues d'eau qui se fait au gré des politiques gouvernementales. Le taux de décroissance du paramètre w est de $-0,15$ pour les sols en végétations, $-0,11$ pour les sols cultivés et $-0,10$ pour les sols nus. Les valeurs du paramètre pour les sols nus et les sols en végétation sont significativement différentes (la dispersion autour de la moyenne de l'un ne contient pas la moyenne de l'autre).

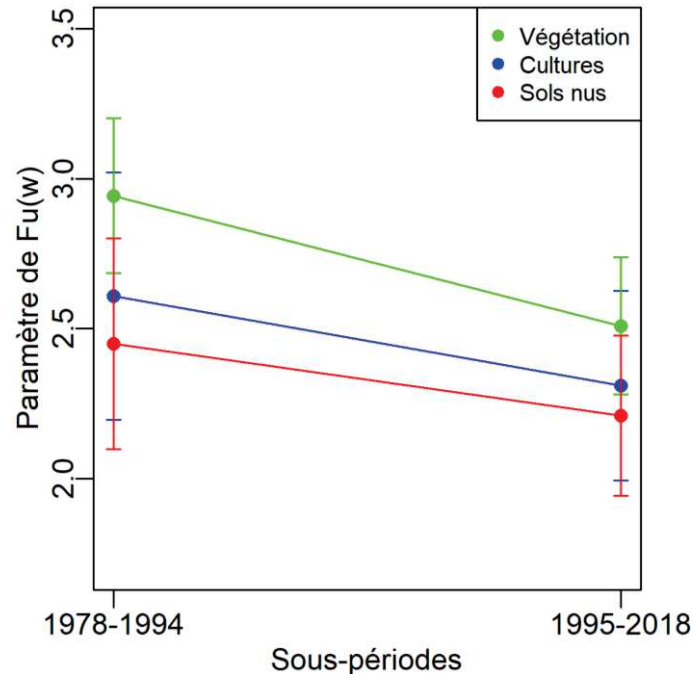


Figure D. 18 : Variabilité du paramètre du modèle Budyko de Fu (w) selon différents types d'états de surface.

Les barres indiquent la dispersion (écart type) des valeurs autour de la moyenne.

I.2 Processus de couplage SWAT-Budyko

Il a été démontré que le paramètre w du modèle de Fu est un indicateur de la capacité de rétention en eau des sols (Chapitre IV) et que dans le bassin du Nakanbé, ce paramètre a une tendance à la baisse entre 1978-1994 et 1995-2018 (Figure D. 18). Parmi les paramètres du modèle SWAT, le paramètre SOL_AWC est représentatif de la capacité de rétention en eau de la couche de sol. L'objectif du couplage SWAT-Budyko est de fournir au modèle SWAT des valeurs dynamiques du paramètre SOL_AWC à partir du paramètre w du modèle Budyko de Fu.

L'approche standard de modélisation consiste à caler les paramètres sur une période et à utiliser les valeurs calibrées pour simuler les écoulements d'une autre période. L'évolution du paramètre SOL_AWC a été prise en compte en actualisant la valeur du paramètre lors de la validation. Ainsi, le taux de variation du paramètre w entre la période de calage et celle de validation a été appliqué aux valeurs calées du paramètre SOL_AWC lors de la validation (Eq D. 6). Pour ce faire, le paramètre SOL_AWC a été discrétisé en fonction des états de surface.

$$\begin{cases} r_{validation} = (1 + r_{calage})(1 + T_v) - 1 \\ T_v = \frac{w_{validation} - w_{calage}}{w_{calage}} \end{cases} \quad \text{Eq D. 6}$$

r est le facteur multiplicatif du paramètre ; w , le paramètre du modèle Budyko de Fu et T_v , le taux de variation

Pour s'assurer de la consistance de l'apport de la prise en compte de l'évolution du paramètre SOL_AWC, deux procédures de calage-validation ont été adoptées :

- Procédure1 : Calage sur la période 1978-1994 et validation sur 1995-2014
- Procédure2 : Calage sur la période 1995-2014 et validation sur 1978-1994

Les paramètres à caler sont ceux identifiés au chapitre VII, mais les paramètres SOL_AWC et CN2 ont été implémentés par type d'état de surface pour une bonne prise en compte de la dynamique environnementale.

I.3 Apport de l'actualisation de paramètre à la modélisation de bassins versants non jaugés

Une analyse comparative des calages mono-site et multi-sites a montré que les valeurs des paramètres calées à Wayen peuvent être utilisées pour simuler raisonnablement les écoulements de ses sous-bassins pour des échelles spatiales supérieures à 38 km² (Chapitre VII). Le grand bassin du Nakanbé à Wayen peut donc être considéré comme « donneur » de paramètres pour la modélisation hydrologique

SWAT des sous-bassins versants de Yilou, Tempelga, Ramsa, Rambo et Dombé (que nous appelons ici bassins d'intérêt). En effet, un autre objectif de la modélisation est d'extrapoler des informations à la fois spatiales et temporelles sur la zone d'intérêt (Pechlivanidis *et al.*, 2011; Mengistu *et al.*, 2019). Cependant, le constat d'une non-stationnarité du comportement hydrologique de certains bassins versants du Sahel Ouest-africain, met le doute sur le transfert temporel des paramètres du bassin donneur vers les bassins d'intérêt. Pour analyser l'effet de ce transfert temporel, la procédure présentée sur la figure D. 19 a été appliquée.

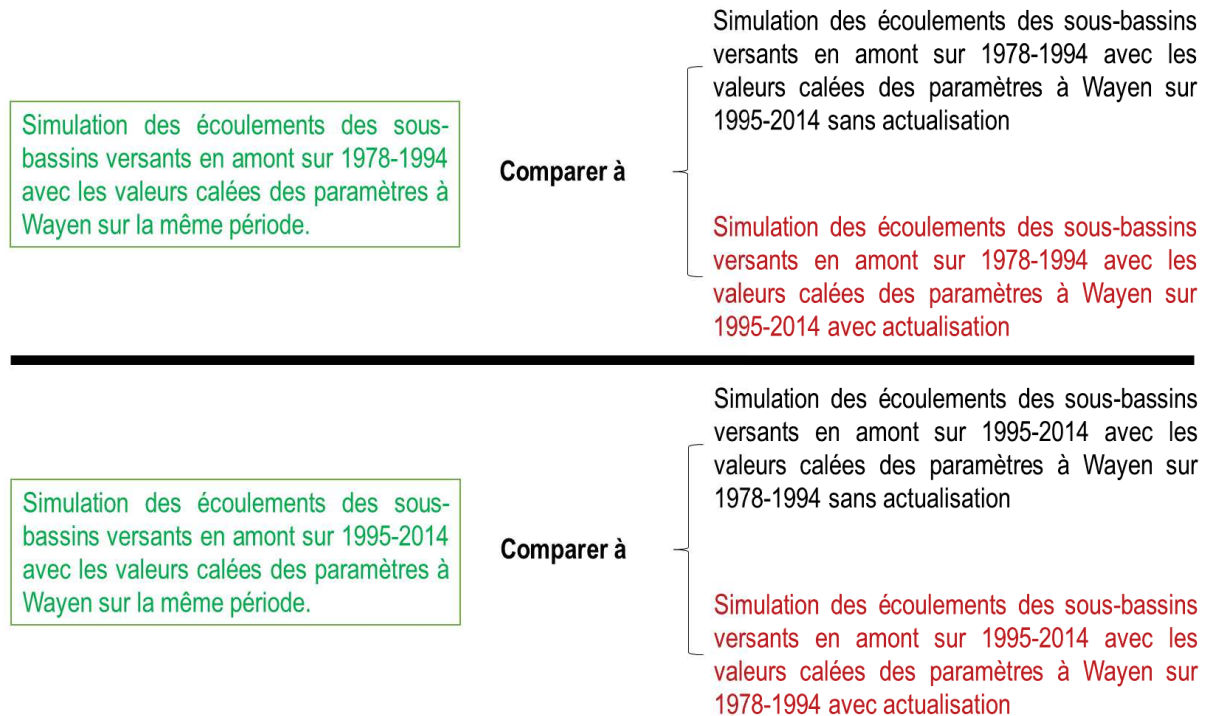


Figure D. 19 : Transferts des paramètres calés à Wayen vers les sous-bassins en amont

Sur la figure, la couleur verte indique les simulations de références tandis que les couleurs rouge et noir indiquent respectivement les approches conventionnelle et dynamique de modélisation de bassins non jaugés

La simulation des écoulements des bassins d'intérêt sur la base des paramètres du bassin donneur pour la même période est considérée comme la référence à laquelle sont comparés les résultats des approches conventionnelle et dynamique. L'approche conventionnelle consiste à appliquer par défaut les valeurs régionalisées des paramètres pour simuler les écoulements des bassins versants de la région sur toute période (Greve *et al.*, 2020). L'actualisation de valeurs de paramètre (approche dynamique) ne concerne que le seul paramètre SOL_AWC suivant la démarche présentée dans la sous-section I.2 ci-dessus.

I.4 Évaluation de l'effet des barrages

La construction de barrages est une modification de l'environnement du bassin versant qui a un effet immédiat sur la ressource en eau et sur les crues. Pour évaluer l'effet des retenues artificielles, un modèle

SWAT fictif a été construit sans la prise en compte des aménagements du bassin versant. Par ailleurs, l'évolution de l'aménagement du bassin versant du Nakanbé a montré que les barrages les plus importants pouvant impacter les écoulements à Wayen ont été mis en eau à partir de 1995 (Figure B. 26). Ainsi, le modèle (sans barrage) a été calé sur la période 1978-1994 et les écoulements simulés sur la période 1965-2018. L'évaluation de l'effet des barrages a consisté à comparer des simulations du modèle SWAT avec prise en compte des barrages au modèle fictif sans barrages. Les effets des barrages ont été évalués sur la ressource en eau (écoulements annuels), la fréquence et l'intensité des crues.

I.5 Établissement de courbe durée-fréquence de distribution de débits

Une courbe durée-fréquence est une fonction qui associe à une variable spécifique sa probabilité de dépassement. En hydrologie, elle illustre la relation entre la fréquence et l'amplitude du débit et décrit la variabilité de l'écoulement en un site spécifique pendant une période d'intérêt. Les courbes de débit durée-fréquence sont très utilisées dans le domaine de l'ingénierie des ressources en eau, car elles reflètent les propriétés du bassin versant et du climat (Vogel et Fennessey, 1995; Ridolfi *et al.*, 2020). Dans la présente étude, elles permettent de comparer la période d'avant les aménagements (absence de barrages) à celle d'après les aménagements (présence de barrages). Pour établir la courbe durée-fréquence de débits à une station donnée, on reporte sur l'axe des ordonnées les valeurs de débits mesurés et sur l'axe des abscisses les probabilités ou fréquences au dépassement. Les fréquences au dépassement sont obtenues en classant les valeurs de l'échantillon par ordre décroissant et en estimant les fréquences expérimentales par la formule de Hazen (1914) ou de Weibull (1939). Dans cette étude, le package R « hydroTSM » a été appliqué pour établir les courbes durée-fréquence.

II Résultats

II.1 Paramètres du modèle SWAT

Le tableau D. 11 présente les valeurs des paramètres calibrés sur les périodes 1978-1994 et 1995-2014. Les procédures de calage ont consisté en trois itérations de 500 simulations chacune en utilisant l'algorithme d'optimisation SUFI2 avec la fonction critère KGE.

Lors de la validation, le taux de variation de la capacité de rétention en eau des sols du bassin versant du Nakanbé entre les périodes 1978-1994 et 1995-2018 a été utilisé pour produire de nouvelles valeurs du paramètre SOL_AWC pour les sols nus, les sols en végétation et les sols cultivés sur la période 1995-2018 (Eq D. 6). Les valeurs du paramètre SOL_AWC utilisées sont récapitulées dans les tableaux D. 12

et D. 13. Les plages de valeurs des autres paramètres restent celles de la période de calage (Tableau D. 11).

Tableau D. 11 : Valeurs des paramètres calés

N°	Paramètres	Valeurs initiales	Plages avant calage	Plages après calage sur la période :	
				1978 - 1994	1995 - 2014
01	CN2 (AGRL)			r[-0,52; 0,06]	r[-0,49; -0,09]
	CN2 (BARR)	[74 ; 92]	r [-0,85;0,3]	r[-0,85; -0,17]	r[-0,39; -0,11]
	CN2 (RNGE)			r[-0,32; 0,17]	r[-0,57; -0,17]
	CN2 (WATR)			r[-0,44; 0,19]	r[-0,56; -0,11]
02	ESCO	0,950	v[0 ; 1]	v[0,00; 0,27]	v[0,00; 0,31]
03	SOL_K	[4,65 ; 66,04]	r[-1 ; 9]	r[-0,16; 5,85]	r[4,30; 8,57]
04	SOL_AWC (AGRL)			r[0,27; 0,73]	r[0,40; 1,05]
	SOL_AWC (BARR)	[0,034;0,175]	r[-0,4 ; 0,9]	r[-0,14; 0,27]	r[-0,19; 0,76]
	SOL_AWC (RNGE)			r[-0,18; 0,82]	r[-0,38; 0,77]
	SOL_AWC (WATR)			r[-0,08; 0,42]	r[-0,38; 0,48]
05	EPCO	1	v [0 ; 1]	v[0,65; 0,96]	v[0,26; 0,69]
06	SOL_BD	[1,1 ; 1,6]	r[-0,2 ; 1]	r[0,08; 0,40]	r[0,41; 0,92]
07	RCHRG_DP	0,05	v[0 ; 1]	v[0,00; 0,33]	v[0,00; 0,26]
08	MSK_CO2	0,25	v[0 ; 10]	v[5,84; 9,91]	v[4,19; 8,06]
09	REVAPMN	750	v[0 ; 602]	v[102,66; 308,11]	v[131,97; 445,37]
10	Sol_Z	[300 ; 1000]	r[-0,92;2,5]	r[-0,92; 0,70]	r[0,92; 2,11]
11	CH_K1	0	v[0 ; 300]	v[74,69; 224,14]	v[222,41; 300,00]
12	CH_N2	0,014	v[-0,01 ; 0,3]	v[0,05; 0,16]	v[0,19; 0,28]
13	GW_REVAP	0,02	v[0,02;0,2]	v[0,13; 0,18]	v[0,03; 0,12]
14	ALPHA_BF	0,048	v [0 ; 1]	v[0,06; 0,53]	v[0,00; 0,38]
15	OV_N	[0,01 ; 0,150]	r[-0,2 ; 0,5]	r[-0,12; 0,36]	r[-0,12; 0,30]
16	CH_K2	0	v[0 ; 500]	v[119,39; 276,03]	V[231,53; 467,28]
17	MSK_CO1	0,75	v[0 ; 10]	v[5,41; 9,73]	V[1,73; 5,19]

r : changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r) ; v : remplacement ; AGRL : Cultures ; BARR : Sols nus ; RNGE : Végétation ; WATR : Surfaces en eau

Tableau D. 12 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1995-2018 sur la base de celles calées sur 1978-1994

Paramètre	États de surface	Plages calées: 1978-1994	Taux de variation	Plages estimées: 1995-2018
SOL_AWC	AGRL (Cultures)	r[0,27; 0,73]	-0,1146	r[0,12 ; 0,53]
	BARR (Sols nus)	r[-0,14 ; 0,27]	-0,0981	r[-0,22 ; 0,14]
	RNGE (Végétation)	r[-0,18 ; 0,82]	-0,1474	r[-0,30 ; 0,55]

r : changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r)

Tableau D. 13 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1978-1994 sur la base de celles calées sur 1995-2014

Paramètre	États de surface	Plages calées: 1995-2018	Taux de variation	Plages estimées: 1978-1994
SOL_AWC	AGRL (Cultures)	r[0,40; 1,05]	0,1294	r[0,59;1,31]
	BARR (Sols nus)	r[-0,19; 0,76]	0,1087	r[-0,10;0,95]
	RNGE (Végétation)	r[-0,38; 0,77]	0,1729	r[-0,27;1,08]

r : changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r)

II.2 Analyse comparée des résultats des approches de validation standard et dynamique

Les résultats des différentes approches de validation sont consignés dans le tableau D. 14. Globalement les résultats des simulations sont acceptables ($KGE > 0,50$) pour toutes les périodes, procédures et approches. Cependant, la largeur des bandes d'incertitudes semble être importante ($r_factor > 1,5$). Une quatrième itération lors de l'étalonnage permettrait de réduire les incertitudes, mais nous avons maintenu un calage de trois itérations par cohérence avec le chapitre précédent.

Tableau D. 14 : Résultats des procédures standard et dynamique de modélisation

Calage		Validation (standard ou dynamique)		
Période	Valeurs des critères	Période	Valeurs des critères	
			Validation standard	Validation dynamique
1978-1994	KGE = 0,50	1995-2014	KGE = 0,55	KGE = 0,59
	PBIAS = -23,00%		PBIAS = -9,70%	PBIAS = -9,00%
	$r_factor = 2,48$		$r_factor = 2,05$	$r_factor = 2,07$
	$p_factor = 0,80$		$p_factor = 0,81$	$p_factor = 0,81$
1995-2014	KGE = 0,60	1978-1994	KGE = 0,50	KGE = 0,55
	PBIAS = -15,60%		PBIAS = -21,50%	PBIAS = -5,70%
	$r_factor = 1,81$		$r_factor = 2,06$	$r_factor = 2,09$
	$p_factor = 0,48$		$p_factor = 0,52$	$p_factor = 0,55$

Le modèle simule mieux le comportement hydrologique du bassin versant du Nakanbé sur la période 1995-2014 comparativement à 1978-1994 : les valeurs de KGE des simulations de la période 1995-2014 sont meilleures à celles des simulations de la période 1978-1994.

La technique de calage reste la même en approche standard comme dynamique. L'avantage de l'approche dynamique se trouve dans la prise en compte de l'évolution du paramètre SOL_AWC lors de la validation. La procédure de validation dynamique améliore la qualité des simulations par rapport à l'approche standard. Dans la procédure 1 (calage sur la période 1978-1994 et validation sur 1995-2014), la validation dynamique a amélioré le KGE de 0,04 et diminue les biais de 0,70% comparativement à l'approche standard. La procédure 2 (calage sur la période 1995-2014 et validation sur 1978-1994) a abouti à une amélioration du KGE de 0,05 et une réduction des biais de 15,80%.

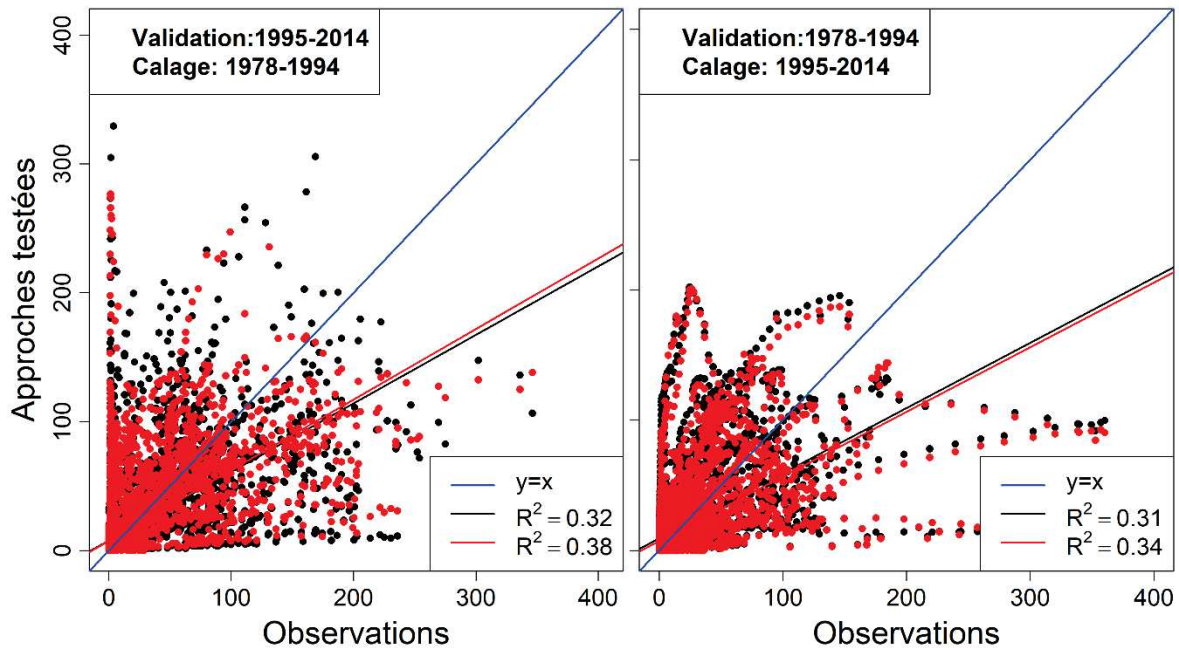


Figure D. 20 : Résultats des validations standard et dynamique comparés aux observations

Les couleurs noire et rouge représentent respectivement les approches de validations standard et dynamique.

La figure D. 20 présente les corrélations entre les débits observés et simulés selon les approches standard et dynamique. On constate une amélioration globale du coefficient de détermination liée à l'approche de validation dynamique. Le taux d'accroissement de la corrélation est de 19% pour la période 1995-2014 et 10% pour la période 1978-1995.

La figure D. 21 présente les résultats des simulations des deux procédures pour l'étape de validation. On constate que les incertitudes du modèle sont presque identiques pour les deux approches de validation. L'analyse de la figure D. 21 montre également que les deux approches surestiment les écoulements, mais l'approche standard surestime plus que l'approche dynamique. De plus, la validation dynamique améliore significativement la simulation des débits de crues : la valeur du KGE passe de -0,06 (validation standard) à 0,52 (validation dynamique) pour les maxima journaliers annuels de débit.

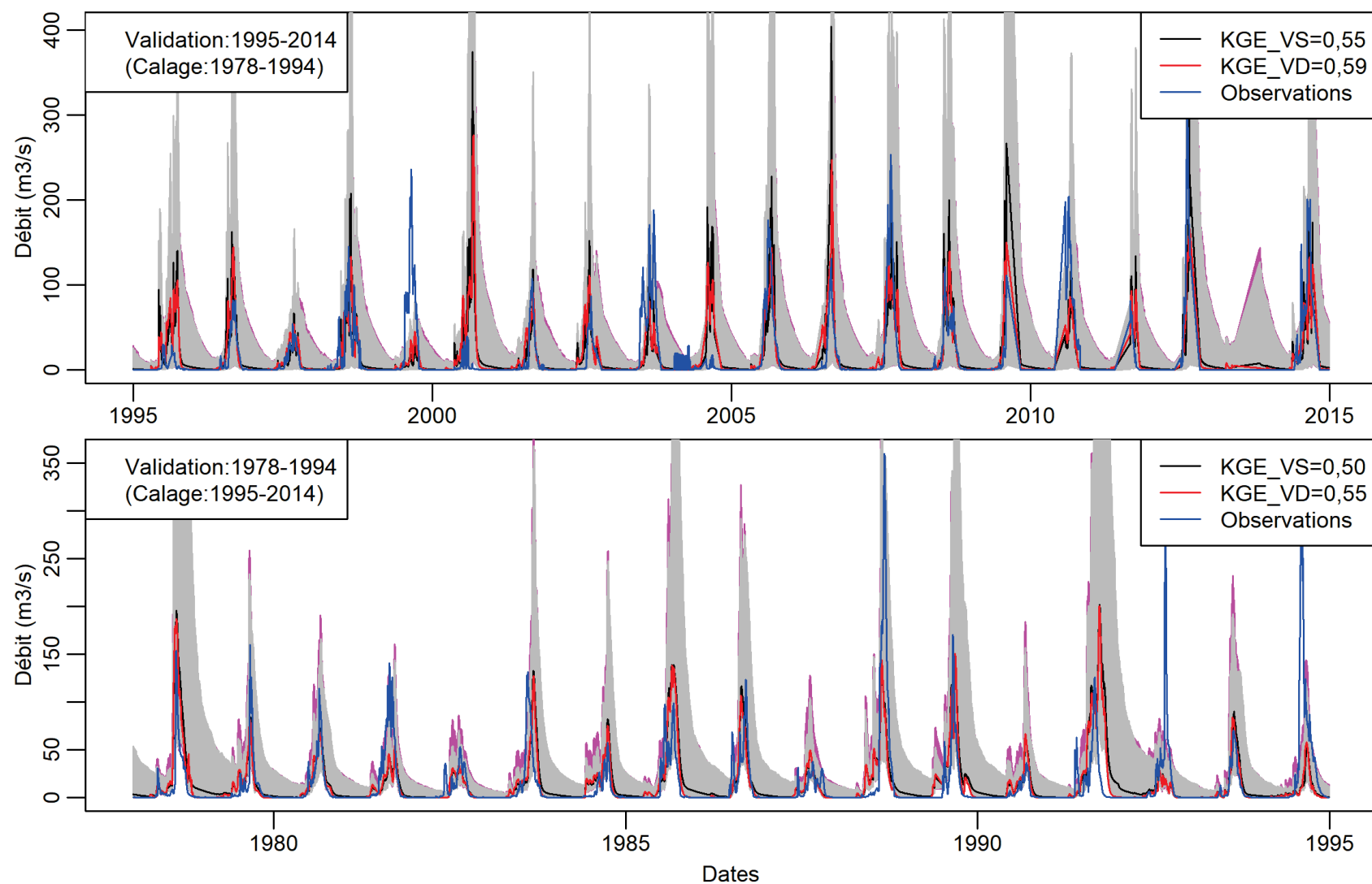


Figure D. 21 : Résultats des validations standard et dynamique

Les traits bleu, noir et rouge représentent respectivement les observations, la validation standard (VS) et la validation dynamique (VD). Les bandes grises/magenta indiquent les incertitudes pour les validations standards/dynamiques.

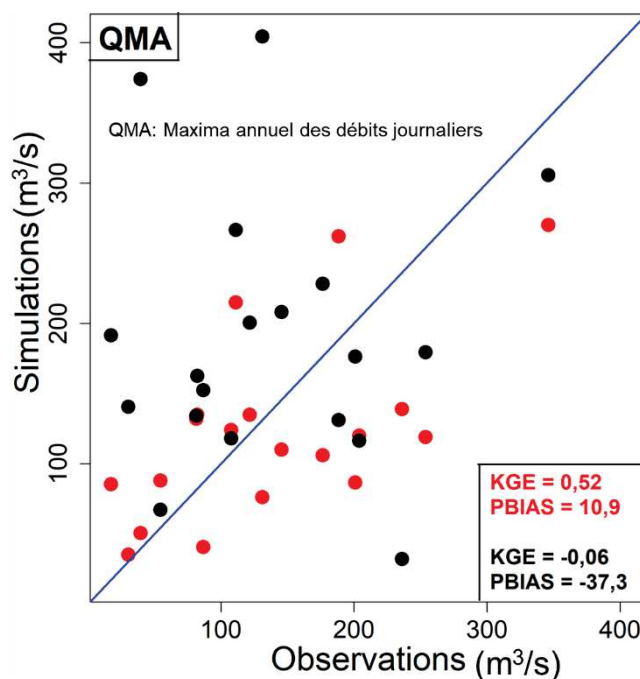


Figure D. 22 : Simulation des crues : maxima journaliers annuels à Wayen (1995-2014)

Les points noir et rouge indiquent respectivement les correspondances entre les maxima journaliers annuels de débits observés et simulés selon approche standard (noir) et dynamique (rouge).

II.3 Simulation des écoulements des sous-bassins versants du Nakanbé

Les valeurs optimisées des paramètres obtenues lors des validations standard et dynamique (cf. sous-section II.2 ci-dessus) sont appliquées aux sous-bassins versants pour simuler les écoulements. Le tableau D. 15 récapitule les résultats des simulations selon les approches conventionnelle et dynamique présentées dans la sous-section I.3 de la méthodologie.

Tableau D. 15 : Performance des simulations selon les approches conventionnelle (C) et dynamique (D) par rapport à la simulation de référence

Bassins	Rambo		Dombré		Ramsa		Tempelga		Yilou	
Approches	C	D	C	D	C	D	C	D	C	D
Période	1978-1994									
KGE	0,88	0,62	0,44	0,49	0,77	0,65	0,54	0,83	0,76	0,82
PBIAS	-8	26	42,2	39,2	11,3	25,2	-38,1	11,9	14,6	13,5
Période	1995-2014									
KGE	-0,04	0,93	0,28	0,93	0,02	0,93	0,29	0,91	0,89	0,83
PBIAS	69,7	6,7	44,9	4,7	65,2	6,9	48,6	-5,8	6,7	14,4

Au cours de la période 1978-1994, l'approche dynamique (D) présente les meilleures performances pour les bassins de Dombré, Tempelga et Yilou comparativement à l'approche conventionnelle. L'actualisation du paramètre SOL_AWC (approche dynamique) pour la simulation des écoulements de la période 1995-2014 a amélioré significativement la qualité des simulations du modèle au niveau de tous bassins (accroissement du KGE de 213% à 4550%) à l'exception de celui contrôlé par la station de Yilou.

Les figures D. 23 et D. 24 présentent les relations entre les simulations effectuées selon les approches conventionnelle / dynamique et la simulation de référence. Les fortes corrélations linéaires ($R^2 \geq 0,78$ pour toutes les périodes au niveau de tous les bassins) malgré les faibles KGE par endroits sont certainement dues au fait que toutes les simulations comparées sont issues de modélisation. L'actualisation du paramètre SOL_AWC a amélioré le coefficient de détermination pour toutes les périodes sur tous les bassins. L'utilisation des paramètres calés à Wayen sur la période 1978-1994 pour simuler les écoulements des sous-bassins en amont sur la période 1995-2014 sans actualisation dégrade considérablement la qualité des simulations.

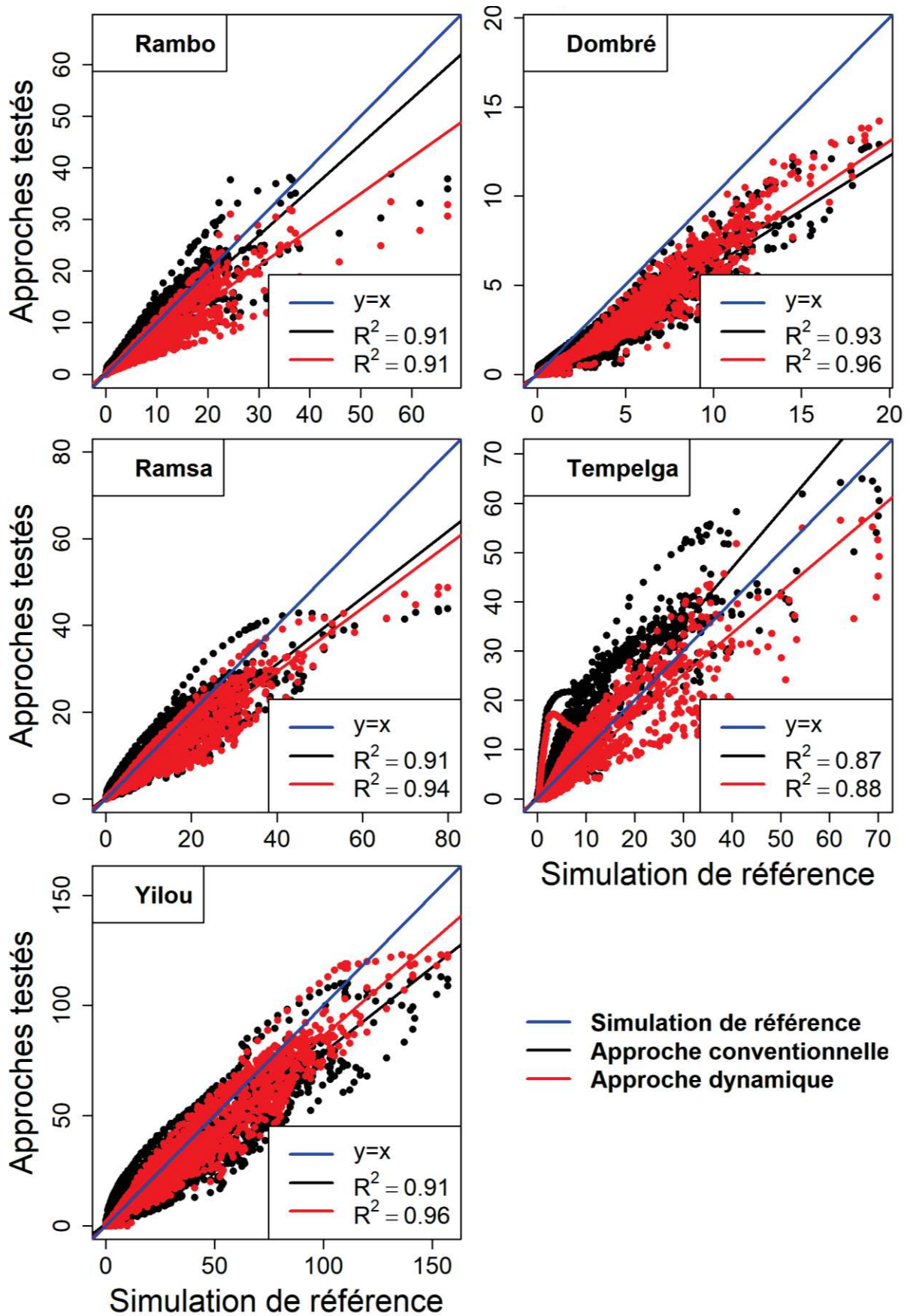


Figure D. 23 : Écoulements (m^3/s) du Nakanbé à Rambo, Dombéré, Ramsa, Tempelga et Yilou sur la période 1978-1994

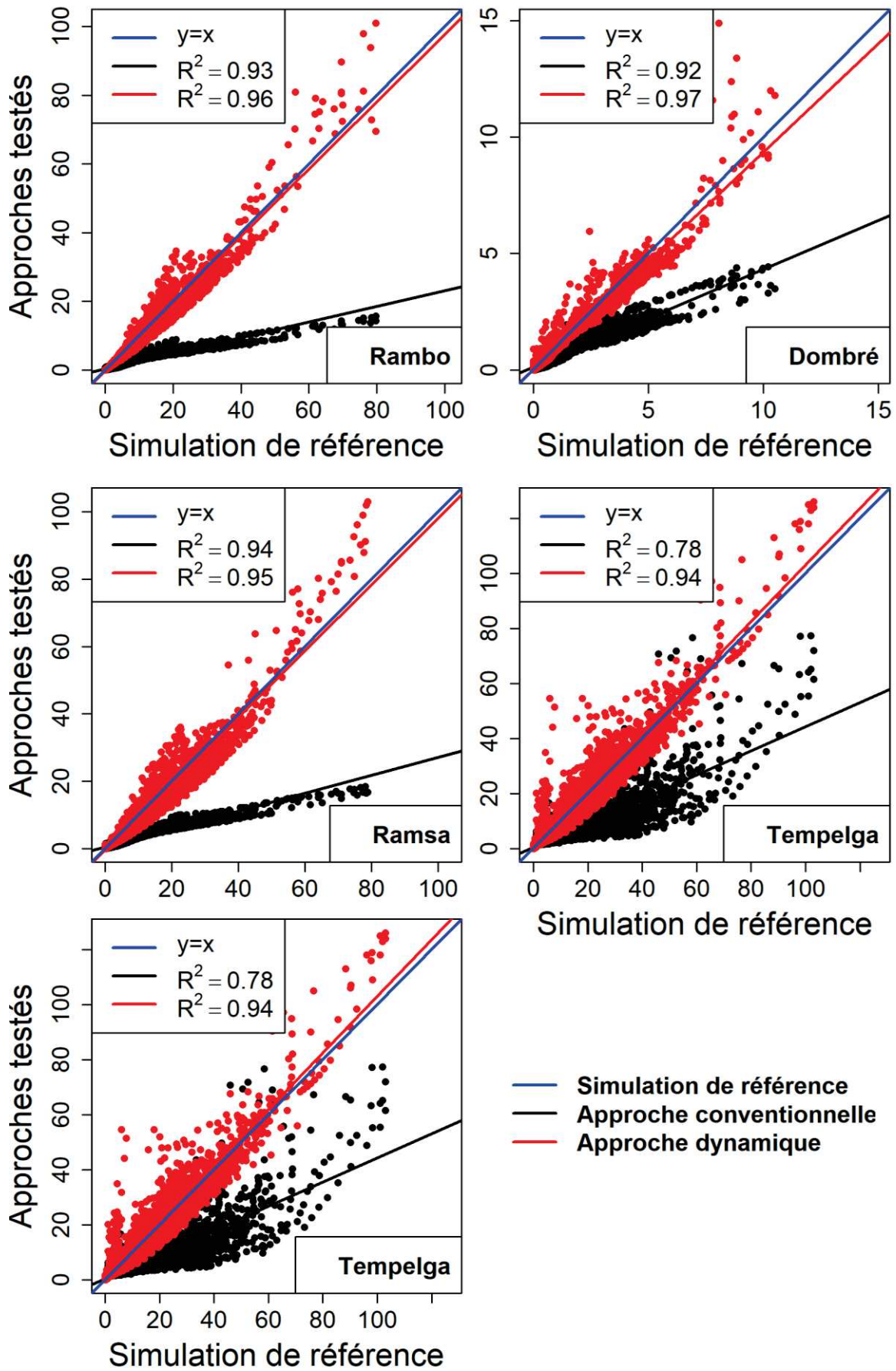


Figure D. 24 : Écoulements (m^3/s) du Nakanbé à Rambo, Dombéré, Ramsa, Tempelga et Yilou sur la période 1995-2014

II.4 Effet des barrages sur les écoulements à Wayen

II.4.1 Modèle « fictif » sans barrages du bassin versant du Nakanbé

Le modèle « fictif » sans barrages du bassin versant du Nakanbé a été construit en suivant la méthodologie de construction de modèle de bassin versant sous SWAT présentée au chapitre VII. Pour la construction de ce modèle, aucune retenue d'eau n'a été intégrée, car le modèle « fictif » est supposé reproduire les écoulements naturels dans le bassin du Nakanbé. Il a été calé sur la base des débits observés à Wayen sur la période 1978-1994 (période sans grands aménagements) sur la base de trois itérations de 500 simulations chacune. Les performances en calage indiquent un KGE de 0,48 et un PBIAS de -3,7.

La non-prise en compte des barrages a entraîné une diminution des performances de calage (KGE=0,48 contre 0,50 pour le modèle avec barrage), car sur la période 1978-1994 des retenues d'eau sont déjà érigées sur le bassin versant du Nakanbé, même si leurs volumes sont faibles devant celles construites après 1994. Le tableau D. 16 présente les valeurs des paramètres calibrés sur la période 1978-1994.

Tableau D. 16 : Valeurs des paramètres calés à Wayen du modèle sans barrages sur la période 1978-1994

N°	Paramètres	Valeurs initiales	Plages avant calage	Valeurs calées
01	CN2 (AGRL)			r(-0,89)
	CN2 (BARR)			r(-0,45)
	CN2 (RNGE)	[74 ; 92]	r [-1,00; 0,45]	r(0,13)
	CN2 (WATR)			r(-0,62)
02	ESCO	0,950	v[0 ; 1]	v(0,47)
03	SOL_K	[4,65 ; 66,04]	r[-1 ; 9]	r(1,71)
04	SOL_AWC (AGRL)			r(0,67)
	SOL_AWC (BARR)			r(0,59)
	SOL_AWC (RNGE)	[0,034;0,175]	r[-0,4 ; 1,3]	r(1,03)
	SOL_AWC (WATR)			r(-0,06)
05	EPCO	1	v [0 ; 1]	v(0,65)
06	SOL_BD	[1,1 ; 1,6]	r[-0,2 ; 1]	r(0,08)
07	RCHRG_DP	0,05	v[0 ; 1]	v(0,01)
08	MSK_CO2	0,25	v[0 ; 10]	v(6,07)
09	REVAPMN	750	v[0 ; 602]	v(430,46)
10	Sol_Z	[300 ; 1000]	r[-0,92 ; 2,5]	r(0,06)
11	CH_K1	0	v[0 ; 300]	v(62,26)
12	CH_N2	0,014	v[-0,01 ; 0,3]	v(0,03)
13	GW_REVAP	0,02	v[0,02;0,2]	v(0,15)
14	ALPHA_BF	0,048	v [0 ; 1]	v(0,32)
15	OV_N	[0,01 ; 0,150]	r[-0,6 ; 0,5]	r(-0,29)
16	CH_K2	0	v[0 ; 500]	v(144,69)
17	MSK_CO1	0,75	v[0 ; 10]	v(0,77)

r : changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r) ; v : remplacement ; AGRL : Cultures ; BARR : Sols nus ; RNGE : Végétation ; WATR : Surfaces en eau

Pour la simulation des écoulements sur la période 1995-2018, le taux de variation de la capacité de rétention en eau des sols du bassin versant du Nakanbé entre les périodes 1978-1994 et 1995-2018 a

été utilisé pour produire de nouvelles valeurs du paramètre SOL_AWC pour les sols nus, les sols en végétation et les sols cultivés sur la période 1995-2018 (Eq D. 6). Les valeurs du paramètre SOL_AWC utilisées sont récapitulées dans le tableau D. 17. Les valeurs des autres paramètres restent celles optimisées sur la période de calage (Tableau D. 16).

Tableau D. 17 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1995-2018 sur la base de celles calées sur 1978-1994

Paramètre	États de surface	Valeurs calées: 1978-1994	Taux de variation	Valeurs estimées: 1995-2018
SOL_AWC	AGRL (Cultures)	r(0,67)	-0,1146	r(0,48)
	BARR (Sols nus)	r(0,59)	-0,0981	r(0,43)
	RNGE (Végétation)	r(1,03)	-0,1474	r(0,73)

r : changement relatif en multipliant la valeur initiale par (1+r)

II.4.2 Impact des barrages sur la ressource en eau du bassin

Les grands barrages (Dourou et Ziga de 275 Mm³ de capacités nominales cumulées) du bassin mis en eau après 1994 constituent les principaux aménagements qui peuvent impacter la ressource en eau à l'échelle du Nakanbé à Wayen. Ces deux barrages sont équipés de déversoirs « à seuil libre » (sans système de vannes) et déversent par trop plein dès que le niveau de l'eau dans la cuvette a tendance à dépasser la côte normale (côte de crête du seuil). Les débits restitués en aval dans le lit du cours d'eau ne sont donc pas contrôlés.

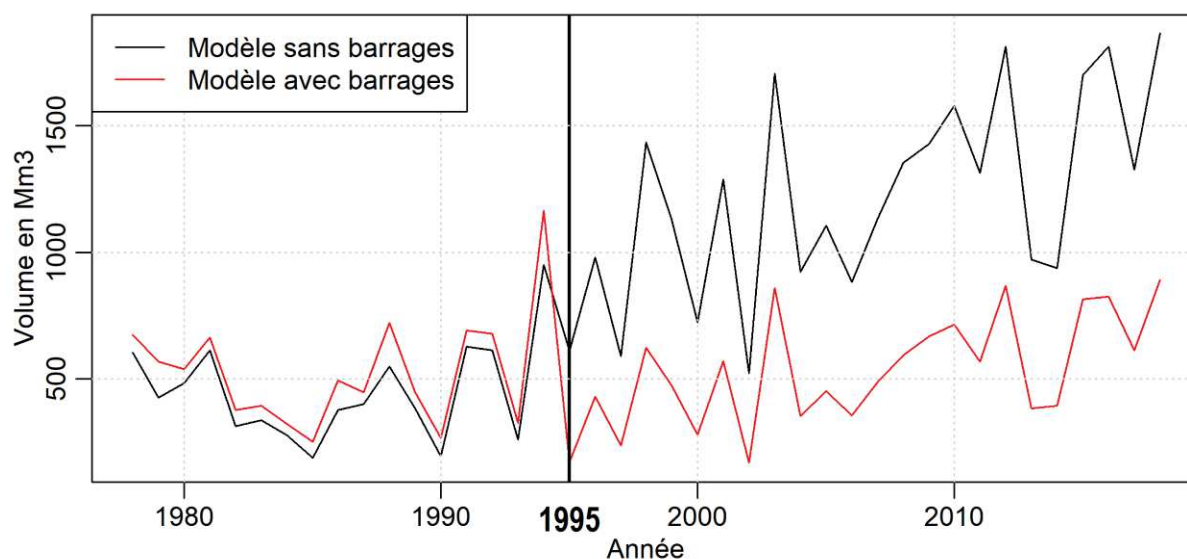


Figure D. 25 : Effet des barrages sur les écoulements annuels à Wayen sur la période 1978-2018

Le trait vertical en pointillé indique 1995, année de début de mise en eau des grands barrages

La figure D. 25 présente les écoulements annuels simulés à Wayen sur la base d'un modèle sans ou avec prise en compte des barrages. Les simulations des deux modèles (sans et avec barrages) sont quasiment identiques sur la période 1978-1994 (p-value du test de Mann-Whitney = 0,21 > 0,05) contrairement à 1995-2018. La légère différence visuelle entre les écoulements annuels simulés sur la période 1978-1994 pourrait être due à la différence structurelle des deux modèles. La prise en compte

de barrages induit la création de sous-bassins versants supplémentaires : le modèle sans barrage est constitué de sept sous-bassins alors que celui avec barrages comporte 15 sous-bassins versants. De plus, sur la période 1978-1994, le modèle avec barrages tient compte des petites retenues qui existaient sur le bassin versant (Louda, Tougou, Ouahigouya, Séguénéga).

Au cours de la période 1995-2018, les simulations des deux modèles sont significativement différentes (p -value du test de Mann-Whitney $< 0,0001$). La mise en eau des deux barrages a entraîné la chute des écoulements annuels à Wayen (comparaison entre modèles sans barrage et avec barrages sur la période 1995-2018). Les volumes naturels annuels qui devraient s'écouler à Wayen (modèle sans barrage) ont diminué de $57 \pm 5\%$ sur la période 1995-2018 comparativement aux écoulements simulés par le modèle avec prise en compte des barrages. La quantité d'eau perdue (680 Mm^3 en moyenne par an) dépasse le volume des barrages à cause de la forte évaporation. L'évaporation des plans d'eau dans le Sahel Ouest-africain est proche de l'évapotranspiration potentielle (Brunel et Bouron, 1992), qui, dans le bassin du Nakanbé, oscille entre 2000 et 2200 mm/an sur la période 1995-2018 (Figure B. 4c). Ainsi, le volume annuel d'eau évaporée au niveau des barrages de Dourou et de Ziga oscillerait entre 350 et 400 Mm^3 .

II.4.3 Effet des barrages sur la distribution des débits du Nakanbé à Wayen

La figure D. 26 présente les courbes durée-fréquence des débits simulés sur la base des modèles avec barrages et sans barrages.

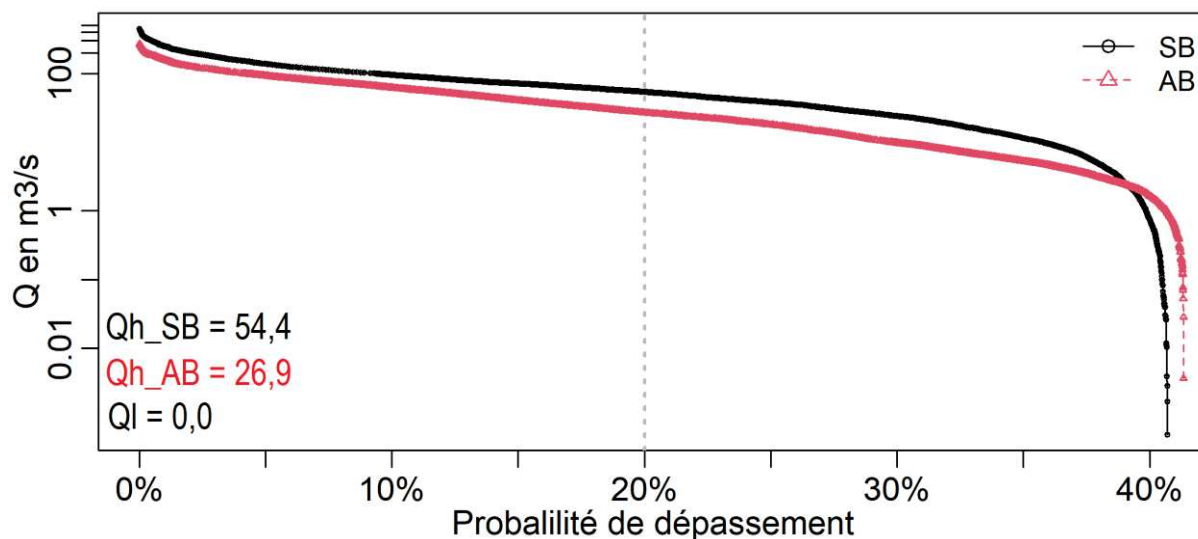


Figure D. 26 : Courbes durée-fréquence des débits à Wayen

Q_h désigne le seuil de hauts débits (probabilité de dépassement $\leq 0,20$) ; Q_l , le seuil des bas débits (probabilité de dépassement $\geq 0,70$) ; SB, le modèle sans barrages et AB, le modèle avec barrages

On constate un affaissement de la courbe durée-fréquence issue des simulations avec barrages. Cela traduit la diminution de toutes les composantes de l'écoulement (ressource et crues) à Wayen après la mise en eau des barrages. L'affaissement de la pente de la courbe durée-fréquence pour le modèle avec

barrage comparativement à celle du modèle sans barrage indique que la présence des barrages a induit une forte variabilité des débits. La chute des courbes après la probabilité de dépassement de 40% indique que près de 60% des débits sont nuls. Le seuil des hauts débits est de 54,4 m³/s pour le modèle sans barrages, contre 26,9 m³/s pour le modèle avec barrage. La prise en compte des barrages a entraîné donc une diminution des hauts débits de 50%.

II.4.4 Effet des barrages sur les crues à Wayen

II.4.4.1 Intensités des crues

La figure D. 27 présente les débits maximaux journaliers (QMAJ) simulés à Wayen sur la base des deux modèles (sans barrages et avec barrages).

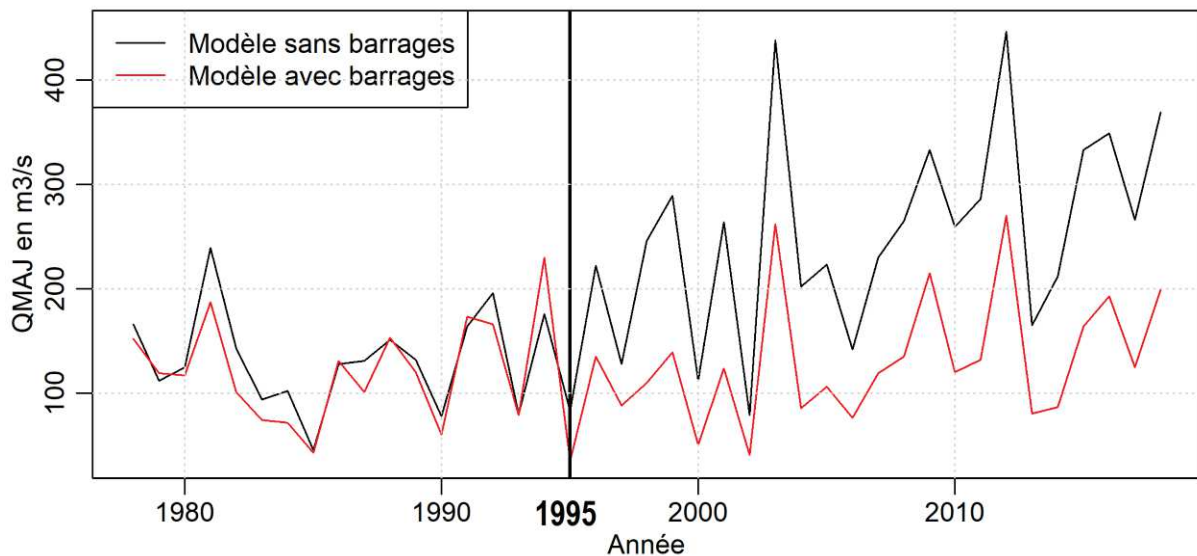


Figure D. 27 : Effet des barrages sur les crues journalières de pointe annuelle

QMAJ= Débit journalier maximal annuel

Les débits maximaux journaliers annuels oscillent entre :

- 43,1 et 230,0 m³/s pour le modèle avec barrages contre 45,6 et 239,0 m³/s pour le modèle sans barrages sur la période 1978-1994 ;
- 35,1 et 270,0 m³/s pour le modèle avec barrages contre 79,0 et 446,0 m³/s pour le modèle sans barrages sur la période 1995-2018.

Les maxima annuels de débits simulés par les deux modèles (sans et avec barrages) sont similaires sur la période 1978-1994 (p-value du test de Mann-Whitney = 0,45 > 0,05) contrairement à 1995-2018. Comme rappelé dans la sous-section II.4.2 (Impact des barrages sur la ressource en eau), les légers décalages sur la période 1978-1994 sont certainement liés à la structure des deux modèles construits. Au cours de la période 1995-2018, les crues annuelles simulées par le modèle sans barrages sont

significativement supérieures à celles simulées par le modèle avec barrages (p -value du test de Mann-Whitney $< 0,0001$). La mise en eau des barrages a, comme on pouvait s'y attendre, entraîné un écrêtement des crues journalières de pointe annuelle de $48 \pm 17\%$ sur la période 1995-2018.

II.4.4.2 Fréquence des crues

L'analyse des courbes durée-fréquence a indiqué que les seuils de hauts débits étaient de $54,4 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le modèle sans barrages et $26,9 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le modèle avec barrages sur la période 1978-2018. Ainsi, pour analyser l'effet de la mise en eau des barrages sur la fréquence des crues, le seuil de $26,9 \text{ m}^3/\text{s}$ a été retenu avec les conditions d'espacement et de redescente de crues à Wayen estimées dans le chapitre III (Figure B. 2 et tableau B. 6).

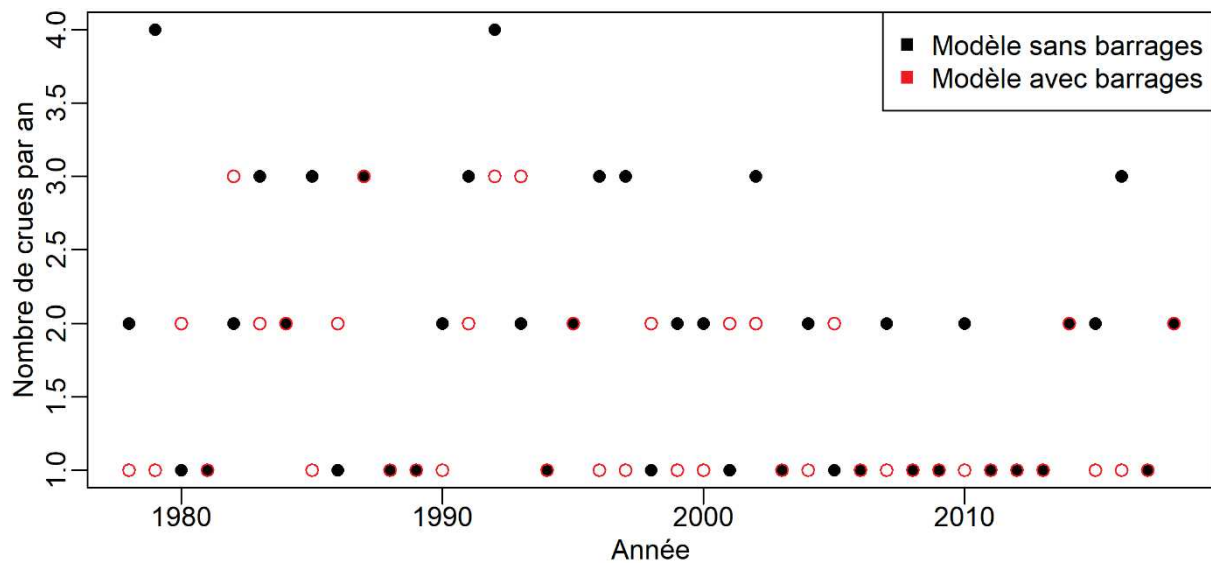


Figure D. 28 : Effet des barrages sur la fréquence des crues

La figure D. 28 montre l'évolution de la fréquence des crues pour chacun des deux modèles. Le test de comparaison d'échantillons de Mann-Whitney indique une diminution de la fréquence des crues après la construction des barrages (p -value = $0,04 < 0,05$). Cependant, le nombre moyen d'événements de crues sur la période 1995-2018 pour le modèle sans barrage (1,71) n'est pas largement supérieur à celui du modèle avec barrages (1,29).

III Discussions

Les résultats des différentes procédures de calage-validation montrent que lorsque le modèle SWAT est calé sur la période 1995-2014 (période plus humide que 1978-1994), les performances en calage comme en validation sont meilleures comparativement au calage sur la période 1978-1994. Ce constat confirme les conclusions des travaux de Van Liew et Garbrecht (2003), qui ont indiqué que le calage du modèle SWAT sur une période humide conduit à de bonnes prédictions.

L'approche dynamique en validation permet de lever l'une des difficultés majeures de la modélisation hydrologique. La validation standard consiste à supposer que les conditions du bassin versant lors de la période de calage n'ont pas changé en période de validation. Or, plusieurs travaux (Nka, 2016; Trambly *et al.*, 2020) soulignent que l'hypothèse de stationnarité du comportement hydrologique des cours d'eau qui sous-tend cette pratique n'est plus toujours vérifiée au niveau des bassins versants de l'Afrique de l'Ouest. La prise en compte de l'évolution du paramètre SOL_AWC sur la période de validation a permis d'améliorer la qualité des simulations (KGE) de 7 à 10%. Très peu d'études ont abordé la prise en compte de l'évolution des paramètres lors des processus de modélisation (Diello, 2007b; Muleta, 2012; Li *et al.*, 2019a). La prise en compte de l'évolution de la capacité de rétention en eau du sol au travers des deux paramètres du modèle global GR2M avait permis une amélioration des performances (au sens du critère de Nash-Sutcliffe) de simulation des écoulements mensuels du Nakanbé de plus de 50% sur la période 1973-1995 (Diello, 2007b). Cependant, la structure du modèle GR2M ne permet pas de s'assurer que les résultats obtenus sont spécifiquement liés à l'évolution de la capacité de rétention en eau des sols. L'approche appliquée par Muleta (2012) a consisté à identifier les paramètres sensibles du modèle SWAT et à les caler selon la saisonnalité du régime hydrologique. Les résultats indiquent une amélioration de performance (Nash-Sutcliffe) en calage de 63% et une diminution de 10% en validation pour la simulation des écoulements à l'exutoire du bassin versant LREW de 334 Km² aux États-Unis. Li *et al.* (2019a) ont adopté une approche similaire à la validation dynamique que nous avons utilisée, mais les valeurs des paramètres sur les périodes de validation ont été obtenues par recalibration du modèle sur la période de validation. La recalibration à chaque validation a induit une amélioration du critère de Nash-Sutcliffe de 20 à 52%. Toutefois, cette approche ne peut-être utilisée en prévision ou prédiction.

Les modèles darwiniens de type Budyko sont de plus en plus utilisés pour améliorer ou expliciter les simulations d'autres modèles (Malagò *et al.*, 2018; Greve *et al.*, 2020). Dans la présente étude, les valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période de validation sont estimées sur la base de la coévolution climat-environnement dans le bassin versant au travers du modèle Budyko de Fu. L'amélioration de la qualité des simulations obtenues (entre 7 et 10%) est similaire à celle obtenue par Yonaba (2020) en utilisant des données d'états de surface dynamique élaborées pour le petit sous-bassin versant de Tougou (KGE=0,86 en validation conventionnelle et 0,94 en validation dynamique). L'approche de validation dynamique développée dans ce chapitre permet la prise en compte de la dynamique environnementale pour simuler de façon raisonnable les écoulements dans des bassins versants où des données explicites de suivi environnemental de qualité ne sont pas disponibles. Toutefois, la prise en compte d'autres paramètres (en plus du SOL_AWC) dans une validation dynamique pourrait améliorer davantage les résultats.

La construction des retenues d'eau est nécessaire pour satisfaire les besoins en eau de la population, sans cesse grandissante surtout dans les zones sahéliennes de l'Afrique. Les barrages sont reconnus pour leurs impacts sur la ressource en eau et les crues (Graf, 2006; Gregory et Park, 1974; Maingi et Marsh, 2002; Poff et al., 1997). Dans le bassin du Nakanbé, la construction des barrages a entraîné la réduction de plus de 50% des écoulements annuels et des intensités de crues à Wayen. Ces résultats confirment l'idée générale du rôle de laminage de crue joué par les barrages (Gregory et Park, 1974; Lee et al., 2017; Magilligan et al., 2003; Maingi et Marsh, 2002; Romano et al., 2009).

Conclusion partielle

Cette dernière partie comporte deux chapitres consacrés à la simulation des écoulements du bassin versant du Nakanbé avec le modèle agro-hydrologique SWAT. Sur la base des travaux antérieurs, des analyses de sensibilité (globale et locale), des connaissances préalables sur le comportement hydrologique de la zone d'étude et de l'objectif poursuivi, 17 paramètres ont été retenus pour les processus de calage-validation.

Dans le chapitre VII, trois procédures de calage ont été implémentées sur la période 2006-2012 et les résultats ont montré que la modélisation multi-sites avec des bassins versants non emboîtés améliore la qualité des simulations, mais la différence avec le calage à Wayen n'est pas importante (le KGE à Wayen par exemple est de 0,73 pour le calage mono-site et 0,75 pour le multi-sites). De l'analyse du bilan hydrique annuel du bassin versant du Nakanbé, il ressort que près de 90% des précipitations sont perdues sous forme d'évapotranspiration et 8% s'écoulent à Wayen.

L'analyse des incertitudes du modèle a montré que les simulations sont assez précises pour toutes les stations ($r_factor \leq 1,5$ et $p_factor \geq 0,5$), à l'exception de Tougou. Le modèle construit n'arrive pas à simuler les écoulements sur le petit sous-bassin de Tougou (38 Km²), probablement en raison de la résolution spatiale des données d'entrées. Les calages mono-site et multi-sites ont abouti à des valeurs calibrées similaires pour les paramètres. Cependant, la performance de la procédure de calage multi-sites des bassins non emboîtés (MS2) est meilleure que celles incluant des bassins emboîtés (MS1 et MS1'). Le fait que le modèle SWAT ne dispose pas de module spécifique pour la prise en compte des relations hydrologiques amont-aval des bassins emboîtés lors de la calibration n'a donc pas permis de constater l'apport de l'emboîtement des bassins versants sur la qualité des simulations.

Dans le chapitre VIII, le couplage du modèle SWAT au modèle Budyko de Fu a permis la prise en compte d'une évolution temporelle de la capacité de rétention en eau des sols lors des phases de validation du modèle. Les résultats de l'approche de validation dynamique comparativement à l'approche standard (validation avec les mêmes valeurs de la période de calage) ont montré une amélioration significative de la simulation des différentes parties de l'hydrogramme surtout les crues à Wayen. Les sous-bassins versants en amont de Wayen ont été utilisés pour appréhender l'apport de l'approche de validation dynamique à la modélisation de bassins non jaugés. Pour ce faire, les performances des simulations selon l'approche conventionnelle (usages de paramètres régionalisés pour simuler les écoulements de toute période) sont comparées à des simulations selon l'approche dynamique. Les résultats ont indiqué des gains de KGE entre -29% à +4550% au niveau des simulations selon l'approche dynamique

comparativement à l'approche conventionnelle. Ces résultats confirment l'hypothèse de recherche HR3 qui stipule qu'il existe une coévolution climat-environnement et que sa prise en compte permettra d'améliorer la simulation des écoulements du bassin du Nakanbé à Wayen.

L'effet des retenues d'eau sur la ressource en eau et les crues à Wayen a été analysé au travers de la construction d'un modèle fictif sans barrages qui est supposé refléter les écoulements naturels. Les résultats ont montré que la mise en eau des grands barrages s'est traduite par une diminution du volume annuel d'eau écoulé, de l'intensité et de la fréquence des crues à Wayen. Enfin, les courbes durée-fréquence ont montré que la mise en eau des barrages a augmenté la variabilité des débits.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

La modélisation hydrologique dans le contexte actuel de changement global est un défi, surtout dans des régions caractérisées par un manque de données de qualité comme le Sahel. L'objectif général de la thèse était de parvenir à une meilleure compréhension de la réponse hydrologique des bassins versants du Sahel Ouest-africain dans un contexte d'insuffisance de données. Le bassin versant du fleuve Nakanbé (un affluent de la Volta), qui représente un condensé de toute la problématique en eau du Burkina Faso, a été utilisé comme cadre physique de l'étude.

La méthodologie adoptée a consisté en une analyse de la variabilité hydro-climatique et environnementale pour constater les changements subis par les bassins versants étudiés. Ainsi, l'application de modèles darwiniens de type Budyko a permis de quantifier les contributions isolées et combinées des changements climatique et environnemental au changement d'écoulement, et d'établir la relation de coévolution environnement-climat à l'échelle du bassin versant. Cette relation de coévolution a été utilisée pour élaborer une approche de validation dynamique du modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool). Le cadre des sept bassins versants emboîtés (38 – 21 178 km²) du Nakanbé a permis d'évaluer trois procédures de calibrations : mono-site à Wayen, multi-sites avec des bassins non emboîtés (Rambo et Dombéré) et multi-sites avec des bassins emboîtés (Tougou, Rambo, Dombéré, Ramsa et Wayen). L'effet des barrages sur la ressource en eau et les crues à Wayen a été analysé au travers de la construction d'un modèle fictif sans barrage dont les sorties de simulations ont été comparées à celles du modèle réel.

Les résultats obtenus confirment :

- l'hypothèse de recherche HR1 : dans les bassins versants emboîtés du Nakanbé à Wayen, les changements climatique et environnemental ont entraîné un accroissement des coefficients de ruissellement de 1965 à 2018 ;
- partiellement l'hypothèse de recherche HR2 : dans les bassins versants du Nakanbé, la dégradation environnementale est la principale cause du premier paradoxe hydrologique sahélien, mais l'interaction climat-environnement est devenue prépondérante au cours du deuxième paradoxe. Par ailleurs, aucune relation significative n'a été détectée entre l'intensité de l'impact du changement climatique / environnemental et la superficie des bassins versants ;
- l'hypothèse de recherche HR3 : Il existe une coévolution climat-environnement et sa prise en compte permettra d'améliorer la simulation des écoulements du bassin du Nakanbé à Wayen.

Variabilité hydro-climatique et environnementale dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen

La variabilité hydro-climatique et environnementale a été analysée sur la période 1965-2018. La variabilité hydro-climatique a concerné les moyennes et les maxima. L'analyse de la variabilité des maxima hydro-pluviométriques a été faite en analysant huit indices de précipitations (quatre d'intensité, trois de fréquence et un composite) et neuf indices de débit (5 d'intensité et 4 de fréquence). Les tests de Mann-Kendall, de Pettitt et la procédure de segmentation ont été appliqués pour l'analyse de la stationnarité des intensités tandis que la régression de Poisson a été utilisée pour étudier la tendance des indices de fréquence. Les résultats ont indiqué un accroissement significatif continu de l'écoulement (rupture en 1977 à Wayen) et de l'évapotranspiration potentielle (rupture en 1982) au pas de temps annuel. L'évolution des précipitations annuelles présente trois sous-périodes : 1965 jusqu'à la fin de la période de sécheresse (1965-1990), période de reprise (1990-2006) et période d'intensification (2007-2018). De 1965 à 2018, l'évolution des précipitations dans le bassin a été caractérisée par une recrudescence et une intensification des extrêmes pluviométriques. Depuis 1990, la proportion de la précipitation annuelle due aux précipitations extrêmes augmente de façon bien plus importante que la précipitation totale annuelle. La recherche de relation entre les débits de crue de pointe journalière annuelle (QMA) et les intensités de précipitations extrêmes a montré une corrélation linéaire significative avec le cumul maximal annuel des précipitations consécutives sur cinq jours (PMA_5j).

L'étude de la variabilité environnementale a été faite en analysant sept variables dont quatre relatives aux états de surface (Surfaces en végétation, cultures, sols nus et plans d'eau), l'indice de végétation NDVI et le taux de couverture y relatif, la densité de population et les aménagements du bassin. L'évolution du taux de couverture végétale (déduit du NDVI) sur la période 1982-2015 indique une diminution de 1982 à 1984, suivie d'un accroissement de 1984 à 1993 (année de rupture) et depuis 1993 aucune tendance significative n'a été observée. Le rythme d'aménagement du bassin a indiqué une rupture à partir de 1995 compte tenu de la mise en eau des barrages de Dourou et Ziga qui font près de 80% du volume total des aménagements du bassin versant. La dynamique démographique a été caractérisée par un accroissement de la densité de population et à partir de 2006, la capacité d'accueil maximale pour un équilibre écologique (50hbs / km²) a été dépassée dans tous les bassins du Nakanbé. Les données environnementales analysées ont présenté une forte variabilité spatiale. La variabilité spatiale des états de surface est similaire à celle des indices de végétation (NDVI) et montre que la partie nord du bassin versant est la moins couverte en végétation. La variabilité de la densité de population montre que le bassin versant du Nakanbé à Dombé (abritant la ville de Ouahigouya) est le plus peuplé

et celui de Rambo, le moins peuplé. La variabilité du coefficient de ruissellement/écoulement (interface de la relation climat-environnement-écoulement/ruissellement) est caractérisée par un accroissement dans le temps et une diminution avec l'agrandissement du bassin versant.

Les évolutions contrastées des variables hydro-climatiques et environnementales confirment que le bassin versant du Nakanbé à Wayen a subi les deux paradoxes hydrologiques sahéliens. Le premier paradoxe a concerné la période 1965-1990 qui a été caractérisée par une augmentation des écoulements malgré la diminution des précipitations. L'augmentation des coefficients d'écoulement malgré le reverdissement mitigé caractérise le deuxième paradoxe hydrologique sahélien. Les résultats de l'analyse de stationnarité ont permis de subdiviser la période d'études (1965-2018) en quatre sous-périodes : 1965-1977 ; 1978-1994 ; 1995-2006 et 2007-2018. La période 1965-1977 (période d'avant rupture dans les écoulements annuels) a été considérée comme période de base pour la quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements des bassins versants du Nakanbé.

Impacts des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau du Nakanbé

Le bassin versant du Nakanbé à Wayen a connu les modifications du comportement hydrologique des cours d'eau constatées dans la plupart des bassins versants du Sahel Ouest-africain, notamment les deux paradoxes hydrologiques sahéliens. Il est reconnu que ces paradoxes ont été causés par le changement climatique et la dégradation environnementale. Cependant, la quantification des contributions individuelle et combinée du climat et de l'environnement n'a pas été abordée dans les travaux antérieurs. Dans cette thèse, le cadre conceptuel de Budyko basé sur une approche descendante de type darwinien a été utilisé pour quantifier les contributions (impacts) respectives du changement climatique, de la dynamique environnementale et de l'interaction climat-environnement au changement d'écoulement. Une analyse de sensibilité des différents modèles de type Budyko par rapport à l'indice d'aridité (ratio entre l'évapotranspiration potentielle et la précipitation) a permis d'identifier les modèles de Fu et de Choudhury comme les plus adaptés au contexte aride du Sahel Ouest-africain. Les techniques basées sur la théorie d'élasticité et la décomposition de la courbe de Budyko ont été utilisées pour la quantification des impacts. Une approche spécifique basée sur la notion d'élasticité a été élaborée pour estimer l'impact de l'interaction climat-environnement.

Les résultats ont montré que les deux modèles (Fu et Choudhury) et les deux techniques de quantification d'impacts (élasticité et décomposition) donnent des résultats globalement similaires. La technique d'élasticité améliorée élaborée a permis d'estimer l'impact de l'interaction climat-environnement. Par ailleurs, il a été constaté que l'impact des interférences de l'Homme (quantifié par la technique de décomposition) inclut les effets du changement environnemental et de l'interaction climat-environnement. De la quantification des contributions des différents facteurs aux paradoxes hydrologiques sahéliens, il ressort que la dégradation environnementale a été la principale cause du 1^{er} paradoxe hydrologique sahélien (augmentation des écoulements malgré la sécheresse des années 1980), avec une contribution de +133% à l'augmentation des écoulements à Wayen sur la période 1978-1994 par rapport à la période 1965-1977. Au cours du 2^{ème} paradoxe, l'impact de l'interaction climat-environnement est devenu prépondérant avec une contribution de +68% à l'augmentation des écoulements à Wayen sur la période 2007-2018 comparée à 1965-1977. L'analyse des incertitudes a montré que les résultats obtenus ne sont pas fortement influencés par les erreurs du modèle ($II = \pm 14\%$).

L'étude de la coévolution climat-environnement a montré qu'il existe une relation cause-effet réciproque entre le climat et l'environnement à l'échelle du bassin versant du Nakanbé à Wayen. De plus, une relation consistante et significative a été identifiée entre le taux de couverture végétale et le paramètre du modèle Budyko de Fu. Une analyse combinée de la dynamique environnementale et de la variabilité spatio-temporelle du paramètre du modèle Budyko de Fu dans le bassin versant du Nakanbé a montré que ce paramètre est un indicateur de la capacité de rétention en eau des sols.

Modélisation des écoulements du Nakanbé dans un contexte de changement global

Le modèle newtonien semi-distribué à base physique SWAT a été choisi selon des critères définis pour la simulation multi-échelles des écoulements du Nakanbé, et 17 paramètres ont été retenus pour le calage du modèle. Trois procédures de calage ont été implémentées sur la période 2006-2012 et ont abouti à des résultats similaires ($KGE = 0,73$ pour le calage mono-site et $0,71 / 0,75$ pour les multi-sites). L'analyse du bilan hydrique annuel du bassin versant du Nakanbé a montré que près de 90% des précipitations sont perdues sous forme d'évapotranspiration et 8% s'écoulent à Wayen. La qualité des simulations est acceptable à l'intérieur du bassin ($KGE \approx 0,3$; $r_factor \leq 1,5$ et $p_factor \geq 0,5$) à l'exception du petit sous-bassin de Tougou ($KGE < 0$). Le modèle construit n'arrive pas à simuler les écoulements sur le petit sous-bassin de Tougou (38 Km²). Cela pourrait être due à la résolution spatiale des données d'entrées.

Les plages de valeurs calibrées de paramètres selon les différentes procédures (mono-site et multi-sites) sont assez proches. Cela signifie que les plages de paramètres calés à Wayen peuvent être utilisées pour simuler raisonnablement les écoulements dans les sous-bassins en amont. La performance de la procédure de calage multi-sites des bassins non emboîtés a été meilleure que celles incluant des bassins emboîtés. Le fait que le modèle SWAT ne dispose pas de module spécifique pour la prise en compte des relations hydrologiques amont-aval des bassins versants emboîtés lors de la calibration n'a pas permis de constater l'apport de l'emboîtement des bassins versants sur la qualité des simulations.

Pour tenir compte de la dynamique environnementale, la coévolution climat-environnement a été utilisée pour coupler le modèle darwinien de type Budyko de Fu avec le modèle newtonien semi-distribué à base physique SWAT au travers d'une approche de validation dynamique. Le couplage du modèle SWAT au modèle Budyko de Fu a été effectué au travers du paramètre SOL_AWC relatif à la capacité de rétention en eau des sols. Les résultats de l'approche de validation dynamique comparativement à l'approche standard (validation avec les mêmes valeurs de la période de calage) ont montré une amélioration significative de la simulation des différentes parties de l'hydrogramme surtout les crues.

L'effet des retenues d'eau sur la ressource en eau et les crues à Wayen a été analysé au travers de la construction d'un modèle fictif sans barrages qui est supposé refléter les écoulements naturels. Les résultats ont montré que la mise en eau des barrages a induit une diminution de plus de 50% des crues et du volume annuel d'eau écoulé à Wayen.

Perspectives

Dans cette thèse, une démarche méthodologique a été élaborée pour la quantification des impacts des changements climatique et environnemental et leur prise en compte dans la modélisation hydrologique physique semi-distribuée dans un contexte d'insuffisance de données. Cependant, les résultats obtenus sont spécifiques au bassin du Nakanbé à Wayen. Les tailles de bassins versants utilisés n'ont pas permis, par exemple, d'élucider de façon précise l'hypothèse relative à la variabilité spatiale des impacts des changements climatique et environnemental. Il serait donc souhaitable d'implémenter la méthodologie développée sur plusieurs gammes de bassins versants afin de tirer des conclusions plus robustes.

Le modèle agro-hydrologique SWAT est largement utilisé compte tenu de ses performances et la structure du modèle a continuellement évolué. Cependant, la modélisation multi-sites sous SWAT a montré que la structure de ce modèle ne permet pas la prise en compte explicite des relations hydrologiques amont-aval des bassins emboîtés lors de la calibration. La disponibilité des données de

sous-bassins versants emboîtés devrait permettre d'améliorer davantage la compréhension du comportement hydrologique du bassin versant du fait de la continuité hydrologique amont-aval qui n'existe pas au niveau des bassins non emboîtés. Par ailleurs, la prise en compte de l'évolution des paramètres dans la modélisation hydrologique sous SWAT est très peu documentée et il n'existe pas un outil pour sa mise en œuvre systématique. Les outils tels que SWAT-LUT, LUU CHECKER (Moriassi *et al.*, 2019; Singh *et al.*, 2019) permettent l'actualisation des données d'états de surface, mais pas pour celles relatives aux propriétés du sol par exemple. L'élaboration d'outils d'actualisation systématique des paramètres et l'amélioration du processus de calage par l'intégration de la continuité hydrologique amont-aval permettraient d'améliorer significativement la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants au travers du modèle SWAT.

Les caractéristiques du sol constituent des données d'entrée indispensables à la simulation des écoulements sous le modèle SWAT. L'inexistence de base de données de sols adaptée nous a conduits à l'utilisation de la carte des sols FAO à une échelle de 5 : 000 000. La mise au point d'une base de données de sols à fine échelle est indispensable pour l'Afrique de l'Ouest et permettrait d'améliorer la performance des modèles pour l'obtention des résultats plus réalistes.

L'analyse comparée des calages mono-site et multi-sites du modèle SWAT a montré que les paramètres calés à Wayen peuvent servir à simuler raisonnablement les écoulements des sous-bassins versants en amont. La modélisation à grande échelle de plusieurs gammes de bassins versants (à travers une unicité de vision et d'action des agences de l'eau) pourrait permettre d'établir une approche de régionalisation des paramètres du modèle SWAT à l'échelle du Burkina Faso pour des prédictions sur des bassins versants non jaugés.

Dans cette thèse, une démarche méthodologique a été mise en œuvre pour capturer la dynamique environnementale à partir de l'évolution du climat et permettre son intégration dans le modèle hydrologique physique semi-distribué SWAT au travers de la capacité de rétention en eau des sols. La validation dynamique sur la base de l'évolution de la capacité de rétention en eau des sols a permis d'améliorer les résultats de simulations. Toutefois, des performances meilleures peuvent être espérées si l'on intègre au processus l'évolution d'autres paramètres. De même, la prise en compte simultanée de l'évolution des états de surface et des propriétés du sol est envisageable.

L'utilisation de la coévolution climat-environnement pour capturer la dynamique de certains paramètres environnementaux facilite l'application de l'approche de validation dynamique en simulation prospective.

La méthodologie développée peut servir à une évaluation plus réaliste des impacts des projections futures sur la réponse hydrologique des bassins versants.

Enfin, cette thèse ouvre un champ de recherche sur la possibilité de déduire des signaux de la dynamique environnementale à partir des données climatiques à l'échelle de bassin versant pour l'amélioration de la simulation des écoulements. Toutefois, il faut rappeler qu'une déduction ne saurait remplacer la réalité. Il urge donc que les gouvernants de nos pays prennent les dispositions nécessaires pour la collecte continue des données environnementales qui sont plus qu'indispensables à la conception d'infrastructures résilientes, à la prévision des catastrophes naturelles, à l'estimation des potentialités de productivités des sols pour faire face aux défis du changement climatique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abatzoglou JT, Dobrowski SZ, Parks SA, Hegewisch KC. 2018. TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Scientific data* **5**: 170191 DOI: <http://dx.doi.org/10.7923/G43J3B0R>
- Abbaspour KC. 2015. SWAT calibration and uncertainty programs. *Eawag* **20**: 100
- Abbaspour KC, Johnson CA, Van Genuchten MT. 2004. Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose zone journal* **3** (4): 1340–1352 DOI: 10.2113/3.4.1340
- Abbaspour KC, Rouholahnejad E, Vaghefi S, Srinivasan R, Yang H, Kløve B. 2015. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *Journal of hydrology* **524**: 733–752 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.027
- Abbaspour KC, Vaghefi SA, Srinivasan R. 2018. A Guideline for Successful Calibration and Uncertainty Analysis for Soil and Water Assessment: A Review of Papers from the 2016 International SWAT Conference. *Water* **10** (1): 6 DOI: 10.3390/w10010006
- Abbaspour KC, Yang J, Maximov I, Siber R, Bogner K, Mieleitner J, Zobrist J, Srinivasan R. 2007. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *Journal of Hydrology* **333** (2): 413–430 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.09.014
- Abdallah A. 1999. Modélisation de l'infiltration dans les sols fins compactés: Intégration des Ecoulements Préférentiels dans les Macropores. Thèse de doctorat, Université de Lorraine, France.
- Abramowitz M, Stegun IA. 1964. Handbook of Mathematical Functions Dover New York
- Adjei KA, Ren L, Appiah-Adjei EK, Odai SN. 2015. Application of satellite-derived rainfall for hydrological modelling in the data-scarce Black Volta trans-boundary basin. *Hydrology Research* **46** (5): 777–791 DOI: 10.2166/nh.2014.111
- AEN. 2015. Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des eaux de l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbe, Tome I-Etat des lieux-Atlas Cartographique
- Aka A, Kouame B, Patrel J-E, Servat E, Lubes H, Masson J. 1996. Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire
- Akoko G, Le TH, Gomi T, Kato T. 2021. A Review of SWAT Model Application in Africa. *Water* **13** (9): 1313 DOI: 10.3390/w13091313
- Akpoti K, Antwi EO, Kabo-bah AT. 2016. Impacts of Rainfall Variability, Land Use and Land Cover Change on Stream Flow of the Black Volta Basin, West Africa. *Hydrology* **3** (3): 26 DOI: 10.3390/hydrology3030026
- Albergel J. 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. *Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris*
- de Almeida Bressiani D, Srinivasan R, Jones CA, Mendiondo EM. 2015. Effects of spatial and temporal weather data resolutions on streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering* **8** (3): 125–139 DOI: 10.3965/j.ijabe.20150803.970
- Ambroise B. 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 - Modélisation systémique et dynamique. *Revue des sciences de l'eau* **12** (1): 125 DOI: 10.7202/705346ar
- Amogu O. 2009. La dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger moyen
- Andréassian V, Perrin C. 2012. On the ambiguous interpretation of the Turc-Budyko nondimensional graph. *Water Resources Research* **48** (10) DOI: 10.1029/2012WR012532
- Andréassian V, Sari T. 2019. On the puzzling similarity of two water balance formulas-Turc-Mezentsev vs. Tixeront-Fu. *Hydrology and Earth System Sciences* **23** (5): 2339–2350 DOI: 10.5194/hess-23-2339-2019

- Anyamba A, Tucker CJ. 2005. Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of arid environments* **63** (3): 596–614 DOI: 10.1016/j.jaridenv.2005.03.007
- Arnold JG, Allen PM, Muttiah R, Bernhardt G. 1995. Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Ground water* **33** (6): 1010–1019
- Arnold JG, D. N. Moriasi, P. W. Gassman, K. C. Abbaspour, M. J. White, R. Srinivasan, C. Santhi, R. D. Harmel, A. van Griensven, M. W. Van Liew, et al. 2012a. SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. *Transactions of the ASABE* **55** (4): 1491–1508 DOI: 10.13031/2013.42256
- Arnold JG, Kiniry JR, Srinivasan R, Williams JR, Haney EB, Neitsch SL. 2012b. Soil and water assessment tool input/output documentation version 2012. *Texas Water Resources Institute* **7**
- Arora VK. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of hydrology* **265** (1–4): 164–177 DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00101-4
- Asbjornsen H, Goldsmith GR, Alvarado-Barrientos MS, Rebel K, Van Osch FP, Rietkerk M, Chen J, Gotsch S, Tobon C, Geissert DR. 2011. Ecohydrological advances and applications in plant–water relations research: a review. *Journal of Plant Ecology* **4** (1–2): 3–22 DOI: 10.1093/jpe/rtr005
- Awotwi A, Yeboah F, Kumi M. 2015. Assessing the impact of land cover changes on water balance components of White Volta Basin in West Africa. *Water and Environment Journal* **29** (2): 259–267 DOI: <https://doi.org/10.1111/wej.12100>
- Bagrov N. 1953. On long-term average of evapotranspiration from land surface. *Meteorologia i Hidrologia* **10**: 20–25
- Bai M, Shen B, Song X, Mo S, Huang L, Quan Q. 2019. Multi-Temporal Variabilities of Evapotranspiration Rates and Their Associations with Climate Change and Vegetation Greening in the Gan River Basin, China. *Water* **11** (12): 2568 DOI: 10.3390/w11122568
- Baker VR. 1996. Discovering the future in the past: Palaeohydrology and geomorphological change. *Global Continental Changes: The Context of Palaeohydrology*, edited by: Branson, J., Brown, AG, and Gregory, KT, *The Geological Society of London Special Publication* (115): 73–83
- Bambara D, Compaoré H, Bilgo A. 2018. Évolution des températures au Burkina Faso entre 1956 et 2015: cas de Ouagadougou et de Ouahigouya. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* (Volume 12): 23–41 DOI: 10.4000/physio-geo.5688
- Bastiaanssen WGM. 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. *A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates* **271**
- Beck HE, Wood EF, Pan M, Fisher CK, Miralles DG, van Dijk AIJM, McVicar TR, Adler RF. 2018. MSWEP V2 Global 3-Hourly 0.1° Precipitation: Methodology and Quantitative Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society* **100** (3): 473–500 DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0138.1
- Berghuijs W, Woods R, Gnann S. 2020. Unanswered questions on the Budyko framework. *Hydrological Processes* DOI: 10.1002/hyp.13958
- Bergström S. 1976. *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*.
- Beven K. 2004. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrological Processes* **18** (17): 3447–3460 DOI: 10.1002/hyp.5740
- Beven K, Binley A. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes* **6** (3): 279–298 DOI: 10.1002/hyp.3360060305
- Beven KJ, Kirkby MJ. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal* **24** (1): 43–69
- Bezak N, Brilly M, Šraj M. 2014. Comparison between the peaks-over-threshold method and the annual maximum method for flood frequency analysis. *Hydrological Sciences Journal* **59** (5): 959–977 DOI: 10.1080/0262666767.2013.831174

- Bhattacharya A. 2019. Chapter 1 - Global Climate Change and Its Impact on Agriculture. In *Changing Climate and Resource Use Efficiency in Plants*, Bhattacharya A (ed.). Academic Press; 1–50. DOI: 10.1016/B978-0-12-816209-5.00001-5
- Bidon S. 1995. Etude de l'impact du barrage de Bagré (Burkina Faso) sur le secteur maraîcher: enquêtes sur trois villages de la zone amont
- Blöschl G, Ardoin-Bardin S, Bonell M, Dorninger M, Goodrich D, Gutknecht D, Matamoros D, Merz B, Shand P, Szolgay J. 2007a. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? *Hydrological Processes* **21** (9): 1241–1247 DOI: 10.1002/hyp.6669
- Blöschl G, Ardoin-Bardin S, Bonell M, Dorninger M, Goodrich D, Gutknecht D, Matamoros D, Merz B, Shand P, Szolgay J. 2007b. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? *Hydrological Processes* **21** (9): 1241–1247 DOI: 10.1002/hyp.6669
- Blöschl G, Blöschl G, Sivapalan M, Wagener T, Savenije H, Viglione A. 2013a. *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis Across Processes, Places and Scales*. Cambridge University Press.
- Blöschl G, Sivapalan M, Wagener T, Savenije H, Viglione A. 2013b. *Runoff prediction in ungauged basins: synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press. Available at: www.cambridge.org/9781107028180
- Bosch JM, Hewlett JD. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of hydrology* **55** (1–4): 3–23 DOI: 10.1016/0022-1694(82)90117-2
- Boserup E. 1965. *The Conditions of Agricultural Growth: The Economics of Agrarian Change Under Population Pressure* Aldine Publishing Company New York
- Boserup E. 1970. *Évolution agraire et pression démographique*. Flammarion.
- Boserup E. 1981. *Population and Technological Change*. University of Chicago Press: Chicago
- Boubacar I. 2012. Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé. Thèse de doctorat, 2iE et Université Pierre et Marie Curie, Ouagadougou et Paris VI.
- Bourgin P-Y, Andreassian V, Riffard-Chenet M. 2021. Élasticité des débits aux précipitations en Afrique sub-saharienne. *La Houille Blanche* DOI: <https://doi.org/10.1051/lhb/2021005>
- Bourque J, Blais J-G, Larose F. 2009. L'interprétation des tests d'hypothèses: p, la taille de l'effet et la puissance. *Revue des sciences de l'éducation* **35** (1): 211–226 DOI: 10.7202/029931ar
- Boyer JF. 1998. *Khronostat-Statistical time series analyses software*. Montpellier: UMR 5569
- Boyer J-F, Dieulin C, Rouche N, Cres A, Servat E, Paturel J-E, Mahe G. 2006. SIEREM: an environmental information system for water resources. *IAHS publication* **308**: 19 DOI: <http://www.hydrosciences.fr/SIEREM/>
- Brahim TI. 2013. Etudes techniques d'imperméabilisation des bassins de collecte des eaux de ruissellement. Mémoire pour l'obtention du Master d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Option: Génie Civil. 2iE.
- Brandt M, Tappan G, Diouf A, Beye G, Mbow C, Fensholt R. 2017. Woody Vegetation Die off and Regeneration in Response to Rainfall Variability in the West African Sahel. *Remote Sensing* **9** (1): 39 DOI: 10.3390/rs9010039
- BRL Ingénierie. 2001. Réhabilitation du périmètre de LOUDA: Etude d'Avant Projet Sommaire (Version définitive)
- Brooks PD, Troch PA, Durcik M, Gallo E, Schlegel M. 2011. Quantifying regional scale ecosystem response to changes in precipitation: Not all rain is created equal. *Water Resources Research* **47** (10) DOI: 10.1029/2010WR009762
- Bruijnzeel LA, Sampurno SP. 1990. *Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review*. Free University Amsterdam.
- Brunel J-P, Bouron B. 1992. Evaporation des nappes d'eau libre en Afrique sahélienne et tropicale. ORSTOM

- Brunt D. 1932. Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **58** (247): 389–420
- Brutsaert W. 1982. *Evaporation into the atmosphere, 299pp., D. Reidel*. Kluwer Academic Publishers.
- Brutsaert W. 2005. *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press.
- Budyko M. 1948. Evaporation under natural conditions, Gidrometeorizdat, Leningrad. *English translation by IPST, Jerusalem*
- Budyko MI. 1963. Evaporation under natural conditions. *Israel Program for Scientific Translations*
- Budyko MI. 1974a. *Climate and Life*. Academic Press: New York.
- Budyko MI. 1974b. *Climate and Life*. Academic Press: New York.
- Buishand T. 1984. Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of hydrology* **73** (1–2): 51–69
- Buttel FH, Hawkins AP, Power AG. 1990. From limits to growth to global change: Constraints and contradictions in the evolution of environmental science and ideology. *Global Environmental Change* **1** (1): 57–66 DOI: 10.1016/0959-3780(90)90007-V
- Cao W, Bowden WB, Davie T, Fenemor A. 2006. Multi-variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability. *Hydrological Processes: An International Journal* **20** (5): 1057–1073 DOI: 10.1002/hyp.5933
- Casenave A, Valentin C. 1991. Influence des états de surface sur l'infiltration en zone sahélienne. *IAHS Publ.* (19): 89–108
- Cavalcante R, Pontes P, Souza-Filho P, de Souza E. 2019. Opposite Effects of Climate and Land Use Changes on the Annual Water Balance in the Amazon Arc of Deforestation. *Water Resources Research* DOI: 10.1029/2019WR025083
- CCNUCC. 1992. Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. *New York* **9**
- CEREMA. 2021. Temps de concentration (HU) - Wikhydro Available at: [http://wikhydro.developpement-durable.gouv.fr/index.php/Temps_de_concentration_\(HU\)](http://wikhydro.developpement-durable.gouv.fr/index.php/Temps_de_concentration_(HU)) [Accessed 21 September 2021]
- Chahinian N. 2004. Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. PhD Thesis, UNIVERSITE DE MONTPELLIER II SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC.
- Chang C-W, Ushio M, Hsieh C. 2017. Empirical dynamic modeling for beginners. *Ecological Research* **32** (6): 785–796 DOI: 10.1007/s11284-017-1469-9
- Chen X, Sivapalan M. 2020. Hydrological Basis of the Budyko Curve: Data-Guided Exploration of the Mediating Role of Soil Moisture. *Water Resources Research* **56** (10): e2020WR028221 DOI: 10.1029/2020WR028221
- Chen X, Alimohammadi N, Wang D. 2013. Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resources Research* **49** (9): 6067–6078 DOI: 10.1002/wrcr.20493
- Choudhury BJ. 1999. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *Journal of Hydrology* **216** (1–2): 99–110
- Chow WT, Maidment DR, Mays LW. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering: Singapore.
- Clark MP, Vogel RM, Lamontagne JR, Mizukami N, Knoben WJ, Tang G, Gharari S, Freer JE, Whitfield PH, Shook K. 2021. The abuse of popular performance metrics in hydrologic modeling. *Water Resources Research*: e2020WR029001 DOI: 10.1029/2020WR029001
- Cleveland WS. 1979. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American statistical association* **74** (368): 829–836
- CNBB CNDBDB. 2015. ETUDE SUR LA CLASSIFICATION DES BARRAGES AU BURKINA FASO
- Coron L, Andréassian V, Perrin C, Lerat J, Vaze J, Bourqui M, Hendrickx F. 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research* **48** (5) DOI: 10.1029/2011WR011721

- Cossart É. 2018. Le changement global : un champ scientifique fécond pour le géographe — Géoconfluences Available at: <http://geoconfluences.ens-lyon.fr/informations-scientifiques/dossiers-thematiques/changement-global/articles-scientifiques/changement-global> [Accessed 26 July 2021]
- Courault D, Seguin B, Olioso A. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage systems* **19** (3–4): 223–249
- Cournot A. 1838. Researches into the Mathematical Principles of the Theory of Wealth. (translated N.T. Bacon), reprinted Macmillan, New York, 1927
- Creed IF, Spargo AT, Jones JA, Buttle JM, Adams MB, Beall FD, Booth EG, Campbell JL, Clow D, Elder K. 2014. Changing forest water yields in response to climate warming: Results from long-term experimental watershed sites across North America. *Global change biology* **20** (10): 3191–3208 DOI: 10.1111/gcb.12615
- D’Adamo F, Ogutu B, Brandt M, Schurgers G, Dash J. 2021. Climatic and non-climatic vegetation cover changes in the rangelands of Africa. *Global and Planetary Change* **202**: 103516 DOI: 10.1016/j.gloplacha.2021.103516
- Dardel C, Kergoat L, Hiernaux P, Grippa M, Mougin E, Ciais P, Nguyen C-C. 2014. Rain-Use-Efficiency: What it Tells us about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing* **6** (4): 3446–3474 DOI: 10.3390/rs6043446
- Davenport ML, Nicholson SE. 1993. On the relation between rainfall and the Normalized Difference Vegetation Index for diverse vegetation types in East Africa. *International Journal of Remote Sensing* **14** (12): 2369–2389 DOI: 10.1080/01431169308954042
- De Longueville F, Hountondji Y-C, Kindo I, Gemenne F, Ozer P. 2016. Long-term analysis of rainfall and temperature data in Burkina Faso (1950-2013). *International Journal of Climatology* **36** (13): 4393–4405 DOI: 10.1002/joc.4640
- Dembélé M, Zwart SJ. 2016. Evaluation and comparison of satellite-based rainfall products in Burkina Faso, West Africa. *International Journal of Remote Sensing* **37** (17): 3995–4014 DOI: 10.1080/01431161.2016.1207258
- Deng W, Song J, Bai H, He Y, Yu M, Wang H, Cheng D. 2018. Analyzing the impacts of climate variability and land surface changes on the annual water–energy balance in the Weihe River Basin of China. *Water* **10** (12): 1792 DOI: 10.3390/w10121792
- Derive G. 2003. Estimation de l’évapotranspiration en région sahélienne: synthèse des connaissances et évaluation de modélisations (SISVAT, RITCHIE): application à la zone d’HAPEX-Sahel (Niger)
- Descroix L. 2018a. *Processus et enjeux d’eau en Afrique de l’Ouest soudano-sahélienne*. Archives contemporaines.
- Descroix L. 2018b. *Processus et enjeux d’eau en Afrique de l’Ouest soudano-sahélienne*. Archives contemporaines.
- Descroix L, Diongue Niang A, Panthou G, Bodian A, Sane Y, Dacosta H, Malam Abdou M, Vandervaere J-P, Quantin G. 2015. Évolution récente de la pluviométrie en Afrique de l’ouest à travers deux régions: la Sénégalie et le Bassin du Niger Moyen. *Climatologie* (Volume 12): 25–43
- Descroix L, Guichard F, Grippa M, Lambert L, Panthou G, Mahé G, Gal L, Dardel C, Quantin G, Kergoat L, et al. 2018. Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip: An Updated Review. *Water* **10** (6): 748 DOI: 10.3390/w10060748
- Descroix L, Mahé G, Lebel T, Favreau G, Galle S, Gautier E, Olivry J, Albergel J, Amogu O, Cappelaere B, et al. 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology* **375** (1–2): 90–102 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.012
- Dey P, Mishra A. 2017. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: A review of methodologies and critical assumptions. *Journal of Hydrology* **548**: 278–290 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.03.014

- Diedhiou A, Bichet A, Wartenburger R, Seneviratne SI, Rowell DP, Sylla MB, Diallo I, Todzo S, N'datchoh ET, Camara M, et al. 2018. Changes in climate extremes over West and Central Africa at 1.5 C and 2 C global warming. *Environmental Research Letters* **13** (6): 065020 DOI: 10.1088/1748-9326/aac3e5
- Diello P. 2007a. Interrelation climat-homme-environnement dans le Sahel Burkinabé: impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique
- Diello P. 2007b. Interrelations Climat – Homme – Environnement dans le Sahel Burkinabé : impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique. Ph.D. Thesis, Montpellier 2-IRD/ 2iE, France/Burkina Faso.
- Donohue R, Roderick M, McVicar TR. 2007. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model
- Donohue RJ, Roderick ML, McVicar TR. 2012. Roots, storms and soil pores: Incorporating key ecohydrological processes into Budyko's hydrological model. *Journal of Hydrology* **436**: 35–50 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.02.033
- Dooge JC. 1992. Sensitivity of runoff to climate change: A Hortonian approach. *Bulletin of the American Meteorological Society* **73** (12): 2013–2024
- Du C, Sun F, Yu J, Liu X, Chen Y. 2016. New interpretation of the role of water balance in an extended Budyko hypothesis in arid regions. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (1): 393–409 DOI: 10.5194/hess-20-393-2016
- Duan QY, Gupta VK, Sorooshian S. 1993. Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of optimization theory and applications* **76** (3): 501–521
- Dubreuil P, Chaperon P, Guiscafré J, Herbaud J. 1972. *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux*. ORSTOM.
- Dunne K, Willmott CJ. 1996. Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **16** (8): 841–859 DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199608)16:8<841::AID-JOC60>3.0.CO;2-8
- Dunne T, Black RD. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research* **6** (2): 478–490 DOI: 10.1029/WR006i005p01296
- Dupar M. 2020. Le rapport spécial du GIEC sur le changement climatique et les terres émergées-quels impacts pour l'Afrique? Available at: <https://idl-bnc-idrc.dspacedirect.org/bitstream/handle/10625/59019/IDL-59019.pdf>
- FAO. 1981. *Digital Soil Map of the World*, UNESCO. Available at: <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/cartes-historiques-et-bases-de-donnees-des-sols/carte-faunesco-des-sols-du-monde/fr/>
- Farrar TJ, Nicholson SE, Lare AR. 1994. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall, and soil moisture in semiarid Botswana. II. NDVI response to soil moisture. *Remote Sensing of Environment* **50** (2): 121–133 DOI: 10.1016/0034-4257(94)90039-6
- Fathi MM, Awadallah AG, Abdelbaki AM, Haggag M. 2019. A new Budyko framework extension using time series SARIMAX model. *Journal of hydrology* **570**: 827–838 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.01.037
- Fensholt R, Rasmussen K. 2011. Analysis of trends in the Sahelian 'rain-use efficiency' using GIMMS NDVI, RFE and GPCP rainfall data. *Remote Sensing of Environment* **115** (2): 438–451 DOI: 10.1016/j.rse.2010.09.014
- Fick SE, Hijmans RJ. 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology* **37** (12): 4302–4315 DOI: 10.1002/joc.5086
- Fowe T. 2015. Simulation et Optimisation Du Fonctionnement Du Barrage de Boura Dans La Zone Soudanienne Du Burkina Faso. Thèse de doctorat, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement.

- Fowe T, Yacouba H, Karambiri H, Barbier B, Paturel J-E, Boubacar I. 2012. Impacts des scenarii climatique et de l'occupation des sols sur les ressources en eau du bassin versant du Nakambé (Burkina Faso). *Climat et Développement*: 123–137
- Franco ACL, Oliveira DY de, Bonumá NB. 2020. Comparison of single-site, multi-site and multi-variable SWAT calibration strategies. *Hydrological Sciences Journal* **65** (14): 2376–2389 DOI: 10.1080/02626667.2020.1810252
- Fu B. 1981. On the calculation of the evaporation from land surface. *Sci. Atmos. Sin* **5** (1): 23–31
- Fu G, Charles SP, Chiew FH. 2007. A two-parameter climate elasticity of streamflow index to assess climate change effects on annual streamflow. *Water Resources Research* **43** (11) DOI: 10.1029/2007WR005890
- Funk CC, Peterson PJ, Landsfeld MF, Pedreros DH, Verdin JP, Rowland JD, Romero BE, Husak GJ, Michaelsen JC, Verdin AP. 2014. A quasi-global precipitation time series for drought monitoring: U.S. Geological Survey Data Series 832, 4 p. DOI: <http://dx.doi.org/110.3133/ds832>
- Gado Djibo A. 2016. Exploration of Non-Linear and Non-Stationary Approaches to Statistical Seasonal Forecasting in the Sahel. PhD Thesis, Université d'Ottawa/University of Ottawa.
- Gal L, Grippa M, Hiernaux P, Pons L, Kergoat L. 2017. The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrology and Earth System Sciences* **21** (9): 4591–4613 DOI: 10.5194/hess-21-4591-2017
- Gbohoui YP, Hountondji Y-C, De Longueville F, Ozer P. 2018. Aperçu synoptique de la variabilité des extrêmes climatiques au Bénin (1960-2016). In *Risques climatiques* AIC: Nice, France; 98–102.
- Gerrits A, Savenije H, Veling E, Pfister L. 2009. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. *Water Resources Research* **45** (4) DOI: 10.1029/2008WR007308
- Giannini A, Salack S, Lodoun T, Ali A, Gaye AT, Ndiaye O. 2013. A unifying view of climate change in the Sahel linking intra-seasonal, interannual and longer time scales. *Environmental Research Letters* **8** (2): 024010 DOI: 10.1088/1748-9326/8/2/024010
- GIEC. 1995. RAPPORT DU GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT: Seconde évaluation du GIEC - Changement de climat 1995 Available at: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/05/2nd-assessment-fr.pdf> [Accessed 14 June 2021]
- GIEC. 2013. Glossaire [Planton, S. (coord.)]. In: Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (dir. publ.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique*
- GIEC. Sous presse. Résumé à l'intention des décideurs, Changement climatique et terres émergées : rapport spécial du GIEC sur le changement climatique, la désertification, la dégradation des sols, la gestion durable des terres, la sécurité alimentaire et les flux de gaz à effet de serre dans les écosystèmes terrestres. [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.- O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (dir. publ.)]
- Graf WL. 2006. Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology* **79** (3–4): 336–360 DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.022
- Granger CWJ. 1969. Investigating Causal Relations by Econometric Models and Cross-spectral Methods. *Econometrica* **37** (3): 424–438 DOI: 10.2307/1912791
- Green CH, Tomer MD, Di Luzio M, Arnold JG. 2006. Hydrologic evaluation of the soil and water assessment tool for a large tile-drained watershed in Iowa. *Transactions of the ASABE* **49** (2): 413–422 DOI: 10.13031/2013.20415

- Green WH, Ampt GA. 1911. Studies on soil physics, 1. Flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci* **4**: 11–24
- Gregory KJ, Park CC. 1974. Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. *Water Resources Research* **10** (4): 870–873 DOI: 10.1029/WR010i004p00870
- Greve P, Burek P, Wada Y. 2020. Using the Budyko framework for calibrating a global hydrological model. *Water Resources Research* **56** (6): e2019WR026280 DOI: 10.1029/2019WR026280
- Greve P, Gudmundsson L, Orłowsky B, Seneviratne SI. 2016. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (6): 2195–2205 DOI: 10.5194/hess-20-2195-2016
- Greve P, Orłowsky B, Mueller B, Sheffield J, Reichstein M, Seneviratne SI. 2014. Global assessment of trends in wetting and drying over land. *Nature Geoscience* **7**: 716
- van Griensven A, Meixner T. 2007. A global and efficient multi-objective auto-calibration and uncertainty estimation method for water quality catchment models. *Journal of Hydroinformatics* **9** (4): 277–291 DOI: 10.2166/hydro.2007.104
- Grijzen J, Brown C, Tarhule A, Ghile Y, Taner Ü, Talbi-Jordan A, Doffou H, Guero A, Dessouassi R, Kone S, et al. 2013. Climate risk assessment for water resources development in the Niger River basin part I: Context and climate projections. In *Climate Variability-Regional and Thematic Patterns* IntechOpen.
- Groisman PYA, Karl TR, Easterling DR, Knight RW, Jamason PF, Hennessy KJ, Suppiah R, Page CM, Wibig J, Fortuniak K, et al. 1999. Changes in the Probability of Heavy Precipitation: Important Indicators of Climatic Change. In *Weather and Climate Extremes: Changes, Variations and a Perspective from the Insurance Industry*, Karl TR, , Nicholls N, , Ghazi A (eds). Springer Netherlands: Dordrecht; 243–283. DOI: 10.1007/978-94-015-9265-9_15
- Gudmundsson L, Bremnes JB, Haugen JE, Engen-Skaugen T. 2012. Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences* **16** (9): 3383–3390 DOI: 10.5194/hess-16-3383-2012
- Güntner A, Krol MS, Araújo JCD, Bronstert A. 2004. Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region / Modélisation simple du bilan hydrologique de systèmes de réservoirs de surface dans une grande région semi-aride pauvre en données. *Hydrological Sciences Journal* **49** (5): null-918 DOI: 10.1623/hysj.49.5.901.55139
- Guo A, Chang J, Wang Y, Huang Q, Guo Z, Li Y. 2019a. Uncertainty analysis of water availability assessment through the Budyko framework. *Journal of Hydrology* **576**: 396–407 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2019.06.033
- Guo L, Shan N, Zhang Y, Sun F, Liu W, Shi Z, Zhang Q. 2019b. Separating the effects of climate change and human activity on water use efficiency over the Beijing-Tianjin Sand Source Region of China. *Science of the Total Environment* **690**: 584–595 DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.07.067
- Gupta HV, Kling H, Yilmaz KK, Martinez GF. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology* **377** (1–2): 80–91 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003
- Guse B, Pfannerstill M, Gafurov A, Kiesel J, Lehr C, Fohrer N. 2017. Identifying the connective strength between model parameters and performance criteria. *Hydrology and Earth System Sciences* **21** (11): 5663–5679 DOI: 10.5194/hess-21-5663-2017
- Gutman G, Ignatov A. 1998. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal of remote sensing* **19** (8): 1533–1543
- Hamed KH, Rao AR. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of hydrology* **204** (1–4): 182–196
- Han S, Hu H, Yang D, Liu Q. 2011. Irrigation impact on annual water balance of the oases in Tarim Basin, Northwest China. *Hydrological Processes* **25** (2): 167–174 DOI: 10.1002/hyp.7830

- Hargreaves GH, Samani ZA. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied engineering in agriculture* **1** (2): 96–99 DOI: 10.13031 / 2013.2677
- Harman C, Troch PA. 2014. What makes Darwinian hydrology" Darwinian"? Asking a different kind of question about landscapes. *Hydrology and Earth System Sciences* **18** (2): 417 DOI: 10.5194/hess-18-417-2014
- Harris I, Jones PD, Osborn TJ, Lister DH. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *International journal of climatology* **34** (3): 623–642
- Harris I, Osborn TJ, Jones P, Lister D. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data* **7** (1): 109 DOI: 10.1038/s41597-020-0453-3
- Harte J. 2002. Toward a synthesis of the Newtonian and Darwinian worldviews. *Physics Today* **29**: 29–34
- Hasan MA, Pradhanang SM. 2017. Estimation of flow regime for a spatially varied Himalayan watershed using improved multi-site calibration of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model. *Environmental Earth Sciences* **76** (23): 1–13 DOI: 10.1007/s12665-017-7134-3
- Hazen A. 1914. Storage to be Provided in Impounding Municipal Water Supply. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **77** (1): 1539–1640 DOI: 10.1061/taceat.0002563
- Henderson JP. 1973. William Whewell's mathematical statements of price flexibility, demand elasticity and the Giffen paradox. *The Manchester School* **41** (3): 329–342
- Hernandez M, Miller SN, Goodrich DC, Goff BF, Kepner WG, Edmonds CM, Bruce Jones K. 2000. Modeling Runoff Response To Land Cover And Rainfall Spatial Variability In Semi-Arid Watersheds. In *Monitoring Ecological Condition in the Western United States*, Sandhu SS, , Melzian BD, , Long ER, , Whitford WG, , Walton BT (eds). Springer Netherlands: Dordrecht; 285–298. Available at: http://www.springerlink.com/index/10.1007/978-94-011-4343-1_23 [Accessed 22 October 2018]
- Hijmans RJ, Cameron SE, Parra JL, Jones PG, Jarvis A. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **25** (15): 1965–1978 DOI: 10.1002/joc.1276
- Hingray B, Picouet C, Musy A. 2009. *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*. PPUR presses polytechniques.
- Horton RE. 1931. The field, scope, and status of the science of hydrology. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **12** (1): 189–202 DOI: 10.1029/TR012i001p00189-2
- Hotelling H. 1933. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of educational psychology* **24** (6): 417
- Hountondji Y-C, De Longueville F, Ozer P. 2011. Tendances des précipitations extrêmes au Bénin (Afrique de l'Ouest), 1960-2000. In *Actes de La 1ère Conférence Internationale Sur l'énergie, l'environnement et Le Changement Climatique*7.
- Hountondji Y-C, Ozer P, Nicolas J. 2004. Mise en évidence des zones touchées par la désertification par télédétection à basse résolution au Niger. *Cybergeo: European Journal of Geography* DOI: 10.4000/cybergeo.2761
- Hubert P, Bader J-C, Bendjoudi H. 2007. Un siècle de débits annuels du fleuve Sénégal. *Hydrological Sciences Journal* **52** (1): 68–73 DOI: 10.1623/hysj.52.1.68
- Hubert P, Carbonnel JP, Chaouche A. 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of hydrology* **110** (3–4): 349–367
- Hubert P, Servat E, Paturel J-E, Kouame B, Bendjoudi H, Carbonnel J, Lubes-Niel H. 1998. La procédure de segmentation, dix ans après. *IAHS PUBLICATION*: 267–274
- IGN-FI, IGB. 2005. Guide technique de la nomenclature BDOT du Burkina Faso. IGB, Burkina-Faso.
- IGN-FI, IGB. 2015. Document de spécifications externes de contenu de la Base Nationale de Données Topographiques (BNDT). Version 1.0. IGB, Burkina-Faso.

- INSD, OUEDRAOGO M, RIPAMA T. 2009. Recensement Général de la Population et de l'Habitation (RGPH) de 2006, analyse des résultats définitifs, thème 2 : état et structure de la population
- Jia G, Shevliakova E, Artaxo P, Noblet-Ducoudré D, Houghton R, House J, Kitajima K, Lennard C, Popp A, Sirin A. 2019. Land-climate interactions. In *Climate Change and Land* 131–247.
- Jiang C, Xiong L, Wang D, Liu P, Guo S, Xu C-Y. 2015a. Separating the impacts of climate change and human activities on runoff using the Budyko-type equations with time-varying parameters. *Journal of Hydrology* **522**: 326–338 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.060
- Jiang C, Xiong L, Wang D, Liu P, Guo S, Xu C-Y. 2015b. Separating the impacts of climate change and human activities on runoff using the Budyko-type equations with time-varying parameters. *Journal of Hydrology* **522**: 326–338 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.12.060
- Kadir M, Fehri R, Souag D, Vanclooster M. 2020. Exploring causes of streamflow alteration in the Medjerda river, Algeria. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **32**: 100750 DOI: 10.1016/j.ejrh.2020.100750
- Kang Y, Gao J, Shao H, Zhang Y. 2020. Quantitative Analysis of Hydrological Responses to Climate Variability and Land-Use Change in the Hilly-Gully Region of the Loess Plateau, China. *Water* **12** (1): 82 DOI: 10.3390/w12010082
- Karambiri H, García Galiano SG, Giraldo JD, Yacouba H, Ibrahim B, Barbier B, Polcher J. 2011. Assessing the impact of climate variability and climate change on runoff in West Africa: the case of Senegal and Nakambe River basins. *Atmospheric Science Letters* **12** (1): 109–115 DOI: 10.1002/asl.317
- Kendall M. 1975a. Rank correlation measures. *Charles Griffin, London* **202**: 15
- Kendall MG. 1975b. Rank Correlation Methods. *Charles Griffin*
- Klein Tank AMG, Zwiers FW, Zhang X. 2009. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. WCDMP-72. *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*
- Klemeš V. 1983. Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology* **65** (1): 1–23 DOI: 10.1016/0022-1694(83)90208-1
- Klemeš V. 1986. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrol. Sci* DOI: 10.1080/02626668609491024
- Kling H, Fuchs M, Paulin M. 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology* **424**: 264–277 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.011
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, Ebata A, Moriya M, Onoda H, Onogi K, Kamahori H, Kobayashi C, Endo H. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* **93** (1): 5–48
- Koren V, Reed S, Smith M, Zhang Z, Seo D-J. 2004. Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. *Journal of Hydrology* **291** (3–4): 297–318
- Kouamé ECG. 2019. APPLICATION DU MODÈLE SWAT POUR LA MODÉLISATION DE L'ÉCOULEMENT DANS UN BASSIN VERSANT PEU JAUGE EN ZONE SOUDANO-SAHÉLIENNE (BURKINA FASO). Mémoire de Master 2 en Infrastructure et Réseaux Hydrauliques. 2iE, Burkina Faso.
- Kouanda B. 2019. Modélisation Intégrée du Complexe Mouhoun supérieur-Sourou dans le contexte des changements climatiques. Thèse de doctorat, 2iE.
- Koubra G. 2016. Etude de l'impact du changement climatique par la modélisation hydrologique : cas de cinq sous bassins au Burkina Faso. Mémoire master d'ingénierie en génie civil et hydraulique, option-infrastructures et réseaux hydrauliques/eau agricole. 2iE, Burkina, Burkina-Faso.
- Kramer LA, Burkart MR, Meek DW, Jaquis RJ, James DE. 1999. Field-scale watershed evaluations on deep-loess soils: II. Hydrologic responses to different agricultural land management systems. *Journal of Soil and Water Conservation* **54** (4): 705–710

- Kruskal WH, Wallis WA. 1952. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. *Journal of the American Statistical Association* **47** (260): 583–621 DOI: 10.1080/01621459.1952.10483441
- Kundzewicz ZW, Robson AJ. 2004. Change detection in hydrological records—a review of the methodology / Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal* **49** (1): 7–19 DOI: 10.1623/hysj.49.1.7.53993
- Kundzewicz ZW, Graczyk D, Maurer T, Pińskwar I, Radziejewski M, Svensson C, Szwed M. 2005. Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow/Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 1. Débit maximum annuel. *Hydrological Sciences Journal* **50** (5)
- Kundzewicz ZW, Kanae S, Seneviratne SI, Handmer J, Nicholls N, Peduzzi P, Mechler R, Bouwer LM, Arnell N, Mach K, et al. 2014. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal* **59** (1): 1–28 DOI: 10.1080/02626667.2013.857411
- Kybic J. 2010. Bootstrap resampling for image registration uncertainty estimation without ground truth. *IEEE Transactions on Image Processing* **19** (1): 64–73
- Laio F, Porporato A, Fernandez-Illescas CP, Rodriguez-Iturbe I. 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress IV. Discussion of real cases. *Advances in Water Resources*: 18
- Lang M, Lavabre J. 2007. *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*. Editions Quae.
- Lang M, Ouarda T, Bobée B. 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of hydrology* **225** (3–4): 103–117 DOI: 10.1016/S0022-1694(99)00167-5
- Langbein WB. 1949. Annual floods and the partial-duration flood series. *Eos, Transactions American Geophysical Union* **30** (6): 879–881 DOI: 10.1029/TR030i006p00879
- Laurent F, Ruelland D. 2010. Modélisation à base physique de la variabilité hydroclimatique à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. In *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources* 474–484.
- Le Barbé L, Lebel T, Tapsoba D. 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Journal of Climate* **15** (2): 187–202 DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2
- Le Houerou HN. 1980. The rangelands of the Sahel. *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives* **33** (1): 41–46
- Leavesley GH. 1984. *Precipitation-runoff Modeling System: User's Manual*. US Department of the Interior.
- Lebecherel L. 2015. Sensibilité des calculs hydrologiques à la densité des réseaux de mesure hydrométrique et pluviométrique. PhD Thesis, Doctorat Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement, Spécialité
- Lebel T, Ali A. 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* **375** (1–2): 52–64 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030
- Lee JE, Heo J-H, Lee J, Kim NW. 2017. Assessment of flood frequency alteration by dam construction via SWAT Simulation. *Water* **9** (4): 264 DOI: 10.3390/w9040264
- Lehmann EL, D'Abbrera HJ. 1975. *Nonparametrics: statistical methods based on ranks*. Holden-Day.
- Lemaitre F. 2002. Recensement des tests de détection de tendances ou de ruptures adaptés à l'analyse de stationnarité des régimes de crues en France
- L'Hôte Y, Mahé G. 1996. Afrique de l'ouest et centrale: précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). *ORSTOM, Paris*
- L'Hôte Y, Dubreuil P, Lérique J. 1996. Carte des types de climats «en Afrique Noire à l'ouest du Congo». Rappels, et extension aux régimes hydrologiques. *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement. IAHS Publ.* **238** (Actes de la conférence de Paris): 55–65
- Li D, Pan M, Cong Z, Zhang L, Wood E. 2013. Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework. *Water Resources Research* **49** (2): 969–976 DOI: 10.1002/wrcr.20107
- Li H, Shi C, Zhang Y, Ning T, Sun P, Liu X, Ma X, Liu W, Collins AL. 2020. Using the Budyko hypothesis for detecting and attributing changes in runoff to climate and vegetation change in the soft

- sandstone area of the middle Yellow River basin, China. *Science of the Total Environment* **703**: 135588 DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.135588
- Li Y, Chang J, Luo L, Wang Y, Guo A, Ma F, Fan J. 2019a. Spatiotemporal impacts of land use land cover changes on hydrology from the mechanism perspective using SWAT model with time-varying parameters. *Hydrology Research* **50** (1): 244–261 DOI: 10.2166/nh.2018.006
- Li Y, Liu C, Yu W, Tian D, Bai P. 2019b. Response of streamflow to environmental changes: A Budyko-type analysis based on 144 river basins over China. *Science of the Total Environment* **664**: 824–833 DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.02.011
- Lørup JK, Refsgaard JC, Mazvimavi D. 1998. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: case studies from Zimbabwe. *Journal of hydrology* **205** (3–4): 147–163 DOI: 10.1016/S0168-1176(97)00311-9
- Ma Z, Kang S, Zhang L, Tong L, Su X. 2008. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. *Journal of Hydrology* **352** (3–4): 239–249 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.12.022
- Magilligan FJ, Nislow KH, Graber BE. 2003. Scale-independent assessment of discharge reduction and riparian disconnectivity following flow regulation by dams. *Geology* **31** (7): 569–572 DOI: 10.1130/0091-7613(2003)031%3C0569:SAODRA%3E2.0.CO;2
- Mahé G. 2006. Variabilité pluie-débit en Afrique de l'Ouest et Centrale au 20ème siècle: changements hydro-climatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique. *Université de Montpellier II: Montpellier, France* **2**: 160
- Mahé G, Paturel J-E. 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience* **341** (7): 538–546 DOI: 10.1016/j.crte.2009.05.002
- Mahé G, Barbier B, Dieulin C, Dezetter A, Diello P, Karambiri H, Paturel J-E, Rouché N. 2012. Impact climatique et anthropique sur les écoulements en milieu semi-aride: cas du Sahel et du Burkina-Faso. *Proceedings of the "Integrated Water Resources Management and Challenges of the Sustainable Development"* **4**: 256–264
- Mahé G, Paturel J-E, Servat E, Conway D, Dezetter A. 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology* **300** (1–4): 33–43 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.04.028
- Mainigi JK, Marsh SE. 2002. Quantifying hydrologic impacts following dam construction along the Tana River, Kenya. *Journal of Arid Environments* **50** (1): 53–79 DOI: 10.1006/jare.2000.0860
- Malagò A, Bouraoui F, De Roo A. 2018. Diagnosis and Treatment of the SWAT Hydrological Response Using the Budyko Framework. *Sustainability* **10** (5): 1373
- Mallakpour I, Villarini G. 2015. The changing nature of flooding across the central United States. *Nature Climate Change* **5** (3): 250
- Mangini W, Viglione A, Hall J, Hundecha Y, Ceola S, Montanari A, Rogger M, Salinas JL, Borzì I, Parajka J. 2018. Detection of trends in magnitude and frequency of flood peaks across Europe. *Hydrological sciences journal* **63** (4): 493–512 DOI: 10.1080/02626667.2018.1444766
- Mango LM, Melesse AM, McClain ME, Gann D, Setegn SG. 2011. Land use and climate change impacts on the hydrology of the upper Mara River Basin, Kenya: results of a modeling study to support better resource management. *Hydrology and Earth System Sciences* **15** (7): 2245–2258 DOI: 10.5194/hess-15-2245-2011
- Mann HB. 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* **13** (3): 245 DOI: 10.2307/1907187
- Markstrom SL, Regan RS, Hay LE, Viger RJ, Webb RM, Payn RA, LaFontaine JH. 2015. PRMS-IV, the precipitation-runoff modeling system, version 4. *US Geological Survey Techniques and Methods* **6**: B7
- Maton G, Benghouzi L. 1959. Projet de Barrage de Tougou, Mini-agriculture
- McDonnell JJ, Sivapalan M, Vaché K, Dunn S, Grant G, Haggerty R, Hinz C, Hooper R, Kirchner J, Roderick ML, et al. 2007. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research* **43** (7) DOI: 10.1029/2006WR005467

- McVicar TR, Roderick ML, Donohue RJ, Van Niel TG. 2012. Less bluster ahead? Ecohydrological implications of global trends of terrestrial near-surface wind speeds. *Ecohydrology* **5** (4): 381–388 DOI: 10.1002/eco.1298
- MECV. 2004. Rapport sur l'état de l'environnement au Burkina Faso 2002 Available at: <https://wedocs.unep.org/xmlui/handle/20.500.11822/30782> [Accessed 24 June 2021]
- Mehan S, Neupane RP, Kumar S. 2017. Coupling of SUFI 2 and SWAT for Improving the Simulation of Streamflow in an Agricultural Watershed of South Dakota. *Hydrol. Curr. Res* **8** (3) DOI: 10.4172/2157-7587.1000280
- Mengistu AG, van Rensburg LD, Woyessa YE. 2019. Techniques for calibration and validation of SWAT model in data scarce arid and semi-arid catchments in South Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **25**: 100621 DOI: 10.1016/j.ejrh.2019.100621
- Metcalfe AV, Cowpertwait PS. 2009. *Introductory time series with R*. Springer.
- Mezentsev V. 1955. Back to the computation of total evaporation. *Meteorologia i Gidrologia* **5**: 24–26
- Mianabadi A, Davary K, Pourreza-Bilondi M, Coenders-Gerrits AMJ. 2020. Budyko framework; towards non-steady state conditions. *Journal of Hydrology* **588**: 125089 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125089
- Migliaccio KW, Chaubey I. 2007. Comment on Cao W, Bowden BW, Davie T, Fenemor A. 2006. 'Multi-variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability'. *Hydrological Processes* **20** (5): 1057-1073. *Hydrological Processes: An International Journal* **21** (23): 3226–3228 DOI: 10.1002/hyp.6491
- Mine E, Bocquet JM, Ye OE. 2009. Travaux de Mise en sécurité du barrage de Bagré. Colloque CFBR-SHF: «Dimensionnement et fonctionnement des évacuateurs de crues». In *Dimensionnement et Fonctionnement Des Évacuateurs de Crues* Lyon.
- Mishra SK, Singh VP. 2003. *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) methodology*.
- Monteith JL. 1965. Evaporation and environment. In *Symposia of the Society for Experimental Biology* Cambridge University Press (CUP) Cambridge; 205–234.
- Moriasi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD, Veith TL. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE* **50** (3): 885–900 DOI: 10.13031/2013.23153
- Moriasi DN, Pai N, Steiner JL, Gowda PH, Winchell M, Rathjens H, Starks PJ, Verser JA. 2019. SWAT-LUT: A Desktop Graphical User Interface for Updating Land Use in SWAT. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **55** (5): 1102–1115 DOI: <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12789>
- Mounirou LA. 2012. Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données. PhD Thesis, Montpellier 2-2iE, Burkina-Faso.
- Mounirou LA, Zouré CO, Yonaba R, Paturel J-E, Mahé G, Niang D, Yacouba H, Karambiri H. 2020. Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arabian Journal of Geosciences* **13** (4): 154 DOI: 10.1007/s12517-020-5141-2
- Moussa R, Lhomme J-P. 2016. The Budyko functions under non-steady-state conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (12): 4867–4879 DOI: 10.5194/hess-20-4867-2016
- Moussa R, Chahinian N, Bocquillon C. 2007. Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment—Model construction and multi-site validation. *Journal of Hydrology* **337** (1–2): 35–51 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.028
- Moussa R, Colin F, Dages C, Fabre J-C, Lagacherie P, Louchart X, Rabotin M, Raclot D, Voltz M. 2010. Distributed hydrological modelling of farmed catchments (MHYDAS): assessing the impact of man-made structures on hydrological processes. In *International Conference on Integrative Landscape Modelling* Editions Quae.
- Muleta MK. 2012. Improving model performance using season-based evaluation. *Journal of Hydrologic Engineering* **17** (1): 191–200 DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000421

- Musy A, Higy C. 1998. Hydrologie appliquée. Edition H* G* A.
- Nachtergaele F, van Velthuizen H, Verelst L, Batjes N, Dijkshoorn K, van Engelen V, Fischer G, Jones A, Montanarella L. 2010. The harmonized world soil database. In *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010* 34–37.
- Naghettini M. 2017. *Fundamentals of statistical hydrology*. Springer.
- Najibi N, Devineni N. 2018. Recent trends in the frequency and duration of global floods. *Earth System Dynamics* **9** (2): 757–783 DOI: 10.5194/esd-9-757-2018
- Neitsch SL, Arnold JG, Kiniry JR, Williams JR. 2011. Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009. Texas Water Resources Institute.
- New M, Hewitson B, Stephenson DB, Tsiga A, Kruger A, Manhique A, Gomez B, Coelho CAS, Masisi DN, Kululanga E, et al. 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west Africa. *Journal of Geophysical Research* **111** (D14) DOI: 10.1029/2005JD006289
- Nicholson S. 2000. Land surface processes and Sahel climate. *Reviews of Geophysics* **38** (1): 117–139
- Nicholson SE, Farrar TJ. 1994. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall, and soil moisture in semiarid Botswana. I. NDVI response to rainfall. *Remote Sensing of Environment* **50** (2): 107–120 DOI: 10.1016/0034-4257(94)90038-8
- Ning T, Zhou S, Chang F, Shen H, Li Z, Liu W. 2019. Interaction of vegetation, climate and topography on evapotranspiration modelling at different time scales within the Budyko framework. *Agricultural and Forest Meteorology* **275**: 59–68 DOI: 10.1016/j.agrformet.2019.05.001
- Nka BN. 2016. Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest. Thèse de doctorat, UPMC et 2iE, France/Burkina Faso.
- Novella NS, Thiaw WM. 2012. African Rainfall Climatology Version 2 for Famine Early Warning Systems. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **52** (3): 588–606 DOI: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.CPC/.FEWS/.Africa/.DAILY/.ARC2/.daily/>
- Nyamekye C, Thiel M, Schönbrodt-Stitt S, Zoungrana BJ-B, Amekudzi LK. 2018. Soil and Water Conservation in Burkina Faso, West Africa. *Sustainability* **10** (9): 3182 DOI: 10.3390/su10093182
- Ol'dekop EM. 1911. *On evaporation from the surface of river basins in Russia*. Trans Meteorol Obs Univ Tartu 4 Univ Tartu: Tartu.
- Ombadi M, Nguyen P, Sorooshian S, Hsu K. 2020. Evaluation of methods for causal discovery in hydrometeorological systems. *Water Resources Research* **56** (7): e2020WR027251 DOI: 10.1029/2020WR027251
- Ondo J-C. 2002. Étude comparative des tests de stationnarité. PhD Thesis, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique. Available at: <http://espace.inrs.ca/id/eprint/352/>
- Oudin L. 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. PhD Thesis, ENGREF (AgroParisTech).
- Ozer A, Ozer P. 2005. Désertification au Sahel: Crise climatique ou anthropique? *Bulletin des Séances de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer= Mededelingen der Zittingen van de Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen* **51** (4): 395–423
- Ozer P, Hountondji Y, Laminou Manzo O. 2009. Evolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 à 2007. *Geo-Eco-Trop* **33**: 11–30
- Padrón RS, Gudmundsson L, Greve P, Seneviratne SI. 2017. Large-scale controls of the surface water balance over land: Insights from a systematic review and meta-analysis. *Water Resources Research* **53** (11): 9659–9678 DOI: 10.1002/2017WR021215
- Pai N, Saraswat D. 2011. SWAT2009_LUC: A tool to activate the land use change module in SWAT 2009. *Transactions of the ASABE* **54** (5): 1649–1658 DOI: 10.13031/2013.39854
- Panthou G. 2013. Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leurs évolution au cours des 60 dernières années. PhD Thesis, Université de Grenoble.

- Panthou G, Lebel T, Vischel T, Quantin G, Sane Y, Ba A, Ndiaye O, Diongue-Niang A, Diopkane M. 2018. Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: The Sahelian case. *Environmental Research Letters* **13** (6): 064013 DOI: 10.1088/1748-9326/aac334
- Panthou G, Vischel T, Lebel T. 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel: RECENT TRENDS OF EXTREME RAINFALL IN THE WEST AFRICAN SAHEL. *International Journal of Climatology* **34** (15): 3998–4006 DOI: 10.1002/joc.3984
- Parkin G, O'Donnell G, Ewen J, Bathurst JC, O'Connell PE, Lavabre J. 1996. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology* **175** (1–4): 595–613 DOI: 10.1016/S0022-1694(96)80027-8
- Patakamuri SK, O'Brien N. 2020. *Modified Versions of Mann Kendall and Spearman's Rho Trend Tests [R package modifiedmk version 1.5.0]*. Comprehensive R Archive Network (CRAN). Available at: <https://CRAN.R-project.org/package=modifiedmk> [Accessed 26 May 2021]
- Paturel J-E, Diello P, Mahé G, Dezetter A, Barbier B, Karambiri H. 2009. Modélisation hydrologique et interrelations Climat-Homme-Environnement dans le Sahel Burkinabè
- Paturel JE, Mahé G, Diello P, Barbier B, Dezetter A, Dieulin C, Karambiri H, Yacouba H, Maiga A. 2017. Using land cover changes and demographic data to improve hydrological modeling in the Sahel. *Hydrological Processes* **31** (4): 811–824 DOI: 10.1002/hyp.11057
- Paturel J-E, Ouedraogo M, Servat E, Mahe G, Dezetter A, Boyer J-F. 2003. The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability. *Hydrological Sciences Journal* **48** (1): 125–137 DOI: 10.1623/hysj.48.1.125.43479
- Pechlivanidis IG, Jacson BM, Mcintyre NR, Wheeler HS. 2011. Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST journal* **13**: 193–214
- Perrin C, Michel C, Andréassian V. 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR). *CEMAGREF*: 16
- Pettitt AN. 1979. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics* **28** (2): 126 DOI: 10.2307/2346729
- Piemontese L, Fetzer I, Rockström J, Jaramillo F. 2019. Future hydroclimatic impacts on Africa: Beyond the Paris Agreement. *Earth's Future* **7** (7): 748–761 DOI: 10.1029/2019EF001169
- Pike J. 1964. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology* **2** (2): 116–123
- Pinzon JE, Tucker CJ. 2014. A non-stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g time series. *Remote sensing* **6** (8): 6929–6960 DOI: 10.3390/rs6086929
- Poff NL, Allan JD, Bain MB, Karr JR, Prestegard KL, Richter BD, Sparks RE, Stromberg JC. 1997. The natural flow regime. *BioScience* **47** (11): 769–784
- Pohlert T. 2018. trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. Available at: <https://CRAN.R-project.org/package=trend> [Accessed 26 May 2021]
- Poméon T, Diekkrüger B, Springer A, Kusche J, Eicker A. 2018. Multi-Objective Validation of SWAT for Sparsely-Gauged West African River Basins—A Remote Sensing Approach. *Water* **10** (4): 451 DOI: 10.3390/w10040451
- Ponce VM, Shetty AV. 1995. A conceptual model of catchment water balance. 1. Formulation and calibration. *Journal of Hydrology* **173**: 27–40
- Porporato A, Daly E, Rodriguez-Iturbe I. 2004a. Soil water balance and ecosystem response to climate change. *The American Naturalist* **164** (5): 625–632
- Porporato A, Daly E, Rodriguez-Iturbe I. 2004b. Soil water balance and ecosystem response to climate change. *The American Naturalist* **164** (5): 625–632
- Porporato A, Laio F, Ridol L, Rodriguez-Iturbe I. 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress III. Vegetation water stress. *Advances in Water Resources*: 20
- Pouyaud B. 1986. Estimation des apports annuels et des étiages, avant et après la récente phase de sécheresse, de la Volta Noire à Noumbiel et de la Volta Blanche à Bagré

- Pöyry Energy Ltd., ECREEE, ECOWAS Centre for Renewable Energy and Energy Efficiency. 2017. Results of ECOWAS Small Scale Hydropower Program | ECOWREX Available at: <http://www.ecowrex.org/smallhydro> [Accessed 9 December 2020]
- Priestley CHB, Taylor R. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review* **100** (2): 81–92 DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2
- Quesada-Montano B, Di Baldassarre G, Rangecroft S, Van Loon AF. 2018. Hydrological change: Towards a consistent approach to assess changes on both floods and droughts. *Advances in Water Resources* **111**: 31–35 DOI: 10.1016/j.advwatres.2017.10.038
- Rana G, Katerji N. 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of agronomy* **13** (2–3): 125–153
- Renard B. 2006. Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. PhD Thesis, Grenoble INPG.
- Ribatet M. 2011. A user's guide to the PoT package (version 1.4). *University of Montpellier*
- Ribstein P. 1990. Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse de doctorat, Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, Montpellier.
- Ridolfi E, Kumar H, Bárdossy A. 2020. A methodology to estimate flow duration curves at partially ungauged basins. *Hydrology and Earth System Sciences* **24** (4): 2043–2060 DOI: 10.5194/hess-24-2043-2020
- Ritchie JT. 1972. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water resources research* **8** (5): 1204–1213
- Robson AJ. 2002. Evidence for trends in UK flooding. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **360** (1796): 1327–1343 DOI: 10.1098/rsta.2002.1003
- Robson AJ, Jones TK, Reed DW, Bayliss AC. 1998. A study of national trend and variation in UK floods. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **18** (2): 165–182
- Rodier J, Auvray C. 1965. Estimation des débits de crues décennales pour des bassins versants de superficie inférieure à 200 Km² en Afrique Occidentale. *ORSTOM*: 48
- Rodier JA. 1964. *Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo*. ORSTOM, Paris.
- Romano SP, Baer SG, Zaczek JJ, Williard KW. 2009. Site modelling methods for detecting hydrologic alteration of flood frequency and flood duration in the floodplain below the Carlyle dam, lower Kaskaskia River, Illinois, USA. *River research and applications* **25** (8): 975–984 DOI: 10.1002/rra.1195
- Ruiz-Villanueva V, Stoffel M, Wyzga B, Kundzewicz ZW, Czajka B, Niedźwiedz T. 2016. Decadal variability of floods in the northern foreland of the Tatra Mountains. *Regional Environmental Change* **16** (3): 603–615 DOI: 10.1007/s10113-014-0694-9
- Runge J, Bathiany S, Bollt E, Camps-Valls G, Coumou D, Deyle E, Glymour C, Kretschmer M, Mahecha MD, Muñoz-Marí J, et al. 2019. Inferring causation from time series in Earth system sciences. *Nature Communications* **10** (1): 2553 DOI: 10.1038/s41467-019-10105-3
- Salack S, Muller B, Gaye AT. 2011. Rain-based factors of high agricultural impacts over Senegal. Part I: integration of local to sub-regional trends and variability. *Theoretical and Applied Climatology* **106** (1–2): 1–22 DOI: 10.1007/s00704-011-0414-z
- Sanou L. 2003. Alimentation en Eau Potable de la région Nord du Burkina Faso (Ouahigouya, Gourcy, Yako) à partir d'eau de surface. Mémoire de fin d'études. Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural (EIER).
- Schaffranek RW, Baltzer RA, Goldberg DE. 1981. *A model for simulation of flow in singular and interconnected channels*. US Government Printing Office.

- Scharffenberg W, Ely P, Daly S, Fleming M, Pak J. 2010. Hydrologic modeling system (HEC-HMS): Physically-based simulation components. In *2nd Joint Federal Interagency Conference, June 1–8*.
- Schreiber P. 1904. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Z. Meteorol* **21** (10): 441–452
- Schumm SA. 1967. PALEOHYDROLOGY: APPLICATION OF MODERN HYDROLOGIC DATA TO PROBLEMS OF THE ANCIENT PAST.
- School J, Abbaspour KC. 2006. Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. In *Advances in Geosciences* Copernicus GmbH; 137–143. DOI: <https://doi.org/10.5194/adgeo-9-137-2006>
- Searcy JK, Hardison CH. 1960. Double-mass curves. Manual of hydrology: Part I, General surface water techniques. *US Geological Survey Water-Supply Paper* **1541**
- Sen PK. 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association* **63** (324): 1379–1389
- Servat É, Paturel JE, Lubès-Niel H, Kouamé B, Masson JM, Travaglio M, Mariou B. 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l'eau* **12** (2): 363 DOI: 10.7202/705356ar
- Shen Q, Cong Z, Lei H. 2017. Evaluating the impact of climate and underlying surface change on runoff within the Budyko framework: A study across 224 catchments in China. *Journal of Hydrology* **554**: 251–262 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.09.023
- Shivhare N, Dikshit PKS, Dwivedi SB. 2018. A Comparison of SWAT Model Calibration Techniques for Hydrological Modeling in the Ganga River Watershed. *Engineering* **4** (5): 643–652 DOI: 10.1016/j.eng.2018.08.012
- Singh G, Saraswat D, Pai N, Hancock B. 2019. LUU CHECKER: A Web-Based Tool To Incorporate Emerging LUs in the SWAT Model. *Applied Engineering in Agriculture* **35** (5): 723–731 DOI: 10.13031/aea.13295
- Sivapalan M, Blöschl G, Zhang L, Vertessy R. 2003. Downward approach to hydrological prediction. *Hydrological processes* **17** (11): 2101–2111 DOI: 10.1002/hyp.1425
- Slater LJ, Anderson B, Buechel M, Dadson S, Han S, Harrigan S, Kelder T, Kowal K, Lees T, Matthews T, et al. 2020. Nonstationary weather and water extremes: a review of methods for their detection, attribution, and management. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*: 1–54 DOI: 10.5194/hess-2020-576
- Smith RE, Goodrich DC, Woolhiser DA, Unkrich CL. 1995. KINEROS-a kinematic runoff and erosion model. *Computer models of watershed hydrology*: 697–732
- Sneyers R. 1990. Technical note No 143 on the statistical analysis of series of observations. *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*
- Soil Conservation Service (SCS). 1972. Section 4: Hydrology In National Engineering Handbook. SCS
- Somda MLW. 2007. Modélisation de la réponse hydrologique du bassin versant de Tougou à l'aide du modèle kineros2. Mémoire d'ingénieur de l'équipement rural. ZIE, Burkina, Burkina-Faso.
- Sood A, Muthuwatta L, McCartney M. 2013. A SWAT evaluation of the effect of climate change on the hydrology of the Volta River basin. *Water International* **38** (3): 297–311 DOI: 10.1080/02508060.2013.792404
- SOS Sahel International BF. 1994. Dossier de recalibrage du cours d'eau du périmètre irrigué de Kouliéré dans la Province du BAM
- Sposito G. 2017. Understanding the budyko equation. *Water* **9** (4): 236 DOI: 10.3390/w9040236
- Srinivasan R. 2020a. Soil & Water Assessment Tool (SWAT): Advanced Manual Available at: <https://swat.tamu.edu/media/116292/advanced-swat-workshop-manual.pdf>
- Srinivasan R. 2020b. BEGINNER SWAT: TRAINING MANUAL
- Sugihara G, May RM. 1990. Non-linear forecasting as a way of distinguishing chaos from measurement error. *Nature* **344**: 734–741 DOI: 10.1038/344734a0.

- Sugihara G, May R, Ye H, Hsieh C, Deyle E, Fogarty M, Munch S. 2012. Detecting Causality in Complex Ecosystems. *Science* **338** (6106): 496–500 DOI: 10.1126/science.1227079
- Sun Q, Miao C, Duan Q, Ashouri H, Sorooshian S, Hsu K-L. 2018. A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. *Reviews of Geophysics* **56** (1): 79–107 DOI: 10.1002/2017RG000574
- Sun Y, Tian F, Yang L, Hu H. 2014. Exploring the spatial variability of contributions from climate variation and change in catchment properties to streamflow decrease in a mesoscale basin by three different methods. *Journal of Hydrology* **508**: 170–180 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.004
- Svensson C, Kundzewicz WZ, Maurer T. 2005. Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series/Détection de tendance dans des séries de débit fluvial: 2. Séries d'indices de crue et d'étiage. *Hydrological Sciences Journal* **50** (5)
- SWAT Group. SWAT USER GROUP: Best of 1-1250 Messages Available at: <https://swat.tamu.edu/media/82492/swat-user-group-questions.pdf>
- Takens F. 1981. Detecting strange attractors in turbulence. In *Dynamical Systems and Turbulence, Warwick 1980* Springer; 366–381.
- Tan ML, Yang X. 2020. Effect of rainfall station density, distribution and missing values on SWAT outputs in tropical region. *Journal of Hydrology* **584**: 124660 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.124660
- Tan ML, Gassman PW, Yang X, Haywood J. 2020. A review of SWAT applications, performance and future needs for simulation of hydro-climatic extremes. *Advances in Water Resources* **143**: 103662 DOI: 10.1016/j.advwatres.2020.103662
- Tang Y, Hooshyar M, Zhu T, Ringler C, Sun AY, Long D, Wang D. 2017. Reconstructing annual groundwater storage changes in a large-scale irrigation region using GRACE data and Budyko model. *Journal of Hydrology* **551**: 397–406 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.06.021
- Teuling AJ. 2018. A forest evapotranspiration paradox investigated using lysimeter data. *Vadose Zone Journal* **17** (1) DOI: 10.2136/vzj2017.01.0031
- Teuling AJ, De Badts E, Jansen FA, Fuchs R, Buitink J, Hoek AJ. 2019. Climate change, re-/afforestation, and urbanisation impacts on evapotranspiration and streamflow in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* DOI: 10.5194/hess-2018-634
- Thiessen AH. 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review* **39** (7): 1082–1089
- Thirel G, Andréassian V, Perrin C, Audouy J-N, Berthet L, Edwards P, Folton N, Furusho C, Kuentz A, Lerat J. 2015. Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrological Sciences Journal* **60** (7–8): 1184–1199 DOI: 10.1080/02626667.2014.967248
- Thompson SE, Sivapalan M, Harman CJ, Srinivasan V, Hipsey MR, Reed P, Montanari A, Blöschl G. 2013. Developing predictive insight into changing water systems: use-inspired hydrologic science for the Anthropocene. *Hydrology and Earth System Sciences* **17** (12): 5013–5039 DOI: 10.5194/hess-17-5013-2013
- Thor West C, Benecky S, Karlsson C, Reiss B, Moody AJ. 2020. Bottom-Up Perspectives on the Re-Greening of the Sahel: An Evaluation of the Spatial Relationship between Soil and Water Conservation (SWC) and Tree-Cover in Burkina Faso. *Land* **9** (6): 208 DOI: 10.3390/land9060208
- Tiffen M, Mortimore M, Gichuki F, others. 1994. *More people, less erosion: Environmental recovery in Kenya*. John Wiley & Sons Ltd.
- Tomer MD, Schilling KE. 2009. A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. *Journal of hydrology* **376** (1–2): 24–33 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.029
- Tramblay Y, Villarini G, Zhang W. 2020. Observed changes in flood hazard in Africa. *Environmental Research Letters* **15** (10): 1040b5 DOI: 10.1088/1748-9326/abb90b
- Troch PA, Martinez GF, Pauwels VR, Durcik M, Sivapalan M, Harman C, Brooks PD, Gupta H, Huxman T. 2009. Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales. *Hydrological Processes: An International Journal* **23** (16): 2409–2414 DOI: 10.1002/hyp.7358

- Turc L. 1954. Le bilan d'eau des sols: Relations entre le précipitations, l'évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron. Serie A* **4**: 491–595
- USACE. 2000. *Hydrologic modeling system HEC-HMS: technical reference manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- Valentin C. 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique: AGADEZ-République du Niger. Paris VII, France.
- Valentin C, Rajot J-L, Mitja D. 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, ecosystems & environment* **104** (2): 287–302 DOI: 10.1016/j.agee.2004.01.035
- Van Griensven A, Meixner T. 2003. Sensitivity, optimisation and uncertainty analysis for the model parameters of SWAT. In *Proceedings of 2nd International SWAT Conference* 162–167.
- Van Liew MW, Garbrecht J. 2003. Hydrologic simulation of the little Washita river experimental watershed using SWAT 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **39** (2): 413–426
- Villarini G, Smith JA, Baeck ML, Vitolo R, Stephenson DB, Krajewski WF. 2011. On the frequency of heavy rainfall for the Midwest of the United States. *Journal of Hydrology* **400** (1–2): 103–120 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2011.01.027.
- Villarini G, Smith JA, Vecchi GA. 2013. Changing frequency of heavy rainfall over the central United States. *Journal of Climate* **26** (1): 351–357 DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00043.1
- Voepel H, Ruddell B, Schumer R, Troch PA, Brooks PD, Neal A, Durcik M, Sivapalan M. 2011. Quantifying the role of climate and landscape characteristics on hydrologic partitioning and vegetation response. *Water Resources Research* **47** (10) DOI: 10.1029/2010WR009944
- Vogel RM, Fennessey NM. 1995. Flow Duration Curves II: A Review of Applications in Water Resources Planning. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* **31** (6): 1029–1039 DOI: 10.1111/j.1752-1688.1995.tb03419.x
- Von Storch H. 1999. Misuses of statistical analysis in climate research. In *Analysis of Climate Variability* Springer; 11–26. Available at: https://doi.org/10.1007/978-3-662-03744-7_2
- Vormoor K, Lawrence D, Schlichting L, Wilson D, Wong WK. 2016. Evidence for changes in the magnitude and frequency of observed rainfall vs. snowmelt driven floods in Norway. *Journal of Hydrology* **538**: 33–48 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.03.066
- Vrugt JA, Gupta HV, Bastidas LA, Bouten W, Sorooshian S. 2003. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. *Water resources research* **39** (8) DOI: 10.1029/2002WR001746
- Vrugt JA, Robinson BA, Hyman JM. 2008a. Self-adaptive multimethod search for global optimization in real-parameter spaces. *IEEE Transactions on Evolutionary Computation* **13** (2): 243–259 DOI: 10.1109/TEVC.2008.924428
- Vrugt JA, Ter Braak CJ, Clark MP, Hyman JM, Robinson BA. 2008b. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research* **44** (12) DOI: 10.1029/2007WR006720
- Wagener T, Blöschl G, Goodrich DC, Gupta H, Sivapalan M, Tachikawa Y, Troch PA, Weiler M. 2013. A synthesis framework for runoff prediction in ungauged basins. *chapt 2*: 11–28
- Wang C, Wang S, Fu B, Zhang L. 2016a. Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review. *Progress in Physical Geography* **40** (3): 409–430 DOI: 10.1177/0309133315620997
- Wang D, Hejazi M. 2011. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. *Water Resources Research* **47** (10) DOI: 10.1029/2010WR010283
- Wang D, Tang Y. 2014a. A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in Darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters* **41** (13): 4569–4577 DOI: 10.1002/2014GL060509

- Wang D, Tang Y. 2014b. A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in Darwinian hydrologic models. *Geophysical Research Letters* **41** (13): 4569–4577 DOI: 10.1002/2014GL060509
- Wang G, Zhang N, Fan K, Palus M. 2019. Central European air temperature: driving force analysis and causal influence of NAO. *Theoretical and Applied Climatology* **137** (1): 1421–1427 DOI: 10.1007/s00704-018-2676-1
- Wang W, Zou S, Shao Q, Xing W, Chen X, Jiao X, Luo Y, Yong B, Yu Z. 2016b. The analytical derivation of multiple elasticities of runoff to climate change and catchment characteristics alteration. *Journal of Hydrology* **541**: 1042–1056 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.08.014
- Wang X. 2014a. Advances in separating effects of climate variability and human activity on stream discharge: An overview. *Advances in Water Resources* **71**: 209–218 DOI: 10.1016/j.advwatres.2014.06.007
- Wang X. 2014b. Advances in separating effects of climate variability and human activity on stream discharge: An overview. *Advances in Water Resources* **71**: 209–218 DOI: 10.1016/j.advwatres.2014.06.007
- Wang X-S, Zhou Y. 2016. Shift of annual water balance in the Budyko space for catchments with groundwater-dependent evapotranspiration. *Hydrology & Earth System Sciences* **20** (9) DOI: 10.5194/hess-20-3673-2016
- Wang Y, Yang J, Chen Y, De Maeyer P, Li Z, Duan W. 2018. Detecting the Causal Effect of Soil Moisture on Precipitation Using Convergent Cross Mapping. *Scientific Reports* **8** (1): 12171 DOI: 10.1038/s41598-018-30669-2
- Wang-Erlandsson L, Bastiaanssen WGM, Gao H, Jägermeyr J, Senay GB, van Dijk AIJM, Guerschman JP, Keys PW, Gordon LJ, Savenije HHG. 2016. Global root zone storage capacity from satellite-based evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (4): 1459–1481 DOI: 10.5194/hess-20-1459-2016
- Weibull W. 1939. A statistical theory of strength of materials. *IVB-Handl.* (151): 1–45
- Wendling V, Peugeot C, Mayor AG, Hiernaux P, Mougin E, Grippa M, Kergoat L, Walcker R, Galle S, Lebel T. 2019. Drought-induced regime shift and resilience of a Sahelian ecohydrosystem. *Environmental Research Letters* **14** (10): 105005 DOI: 10.1088/1748-9326/ab3dde
- Wheater HS. 2002. Progress in and prospects for fluvial flood modelling. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* **360** (1796): 1409–1431 DOI: 10.1098/rsta.2002.1007
- Whewell W. 1829. Mathematical Exposition of some Doctrines of Political Economy. Second Memoir. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society. Reprinted in Whewell 1971*
- Whitney H. 1936. Differentiable manifolds. *Annals of Mathematics*: 645–680
- WMO, UNESCO. 2012. International Glossary of Hydrology: 469
- Wu C, Yeh PJ-F, Hu BX, Huang G. 2018. Controlling factors of errors in the predicted annual and monthly evaporation from the Budyko framework. *Advances in water resources* **121**: 432–445 DOI: 10.1016/j.advwatres.2018.09.013
- Yacouba H, Da DEC, Yonkeu S, Zombre P, Soule M. 2002. Caractérisation du ruissellement et de l'érosion hydrique dans le bassin supérieur du Nakambé (Burkina Faso). In *5^{ème} Conférence Inter-Régionale Sur l'environnement et l'eau (Envirowater)* 318–325.
- Yang D, Shao W, Yeh PJ-F, Yang H, Kanae S, Oki T. 2009. Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China. *Water Resources Research* **45** (7) DOI: 10.1029/2008WR006948
- Yang D, Sun F, Liu Z, Cong Z, Ni G, Lei Z. 2007. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. *Water Resources Research* **43** (4) DOI: 10.1029/2006WR005224
- Yang H, Yang D. 2011. Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff. *Water Resources Research* **47** (7) DOI: 10.1029/2010WR009287

- Yang H, Yang D, Lei Z, Sun F. 2008a. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water resources research* **44** (3) DOI: 10.1029/2007WR006135
- Yang J, Reichert P, Abbaspour KC, Xia J, Yang H. 2008b. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. *Journal of Hydrology* **358** (1): 1–23 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.05.012
- Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S. 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* **204** (1): 83–97 DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00107-8
- Yonaba H. 2009. Modélisation hydrologique hybride : réseau de neurones - modèle conceptuel Available at: <https://corpus.ulaval.ca/jspui/handle/20.500.11794/21255> [Accessed 21 July 2021]
- Yonaba R. 2020. Dynamique spatio-temporelle des états de surface et influence sur le ruissellement sur un bassin de type sahélien: cas du bassin de Tougou (Nord Burkina Faso).phdthesis, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement. Available at: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-03119095> [Accessed 2 February 2021]
- Yonaba R, Biao AC, Koïta M, Tazen F, Mounirou LA, Zouré CO, Queloz P, Karambiri H, Yacouba H. 2021a. A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian paradox: Assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed. *Science of The Total Environment* **757**: 143792 DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.143792
- Yonaba R, Koïta M, Mounirou LA, Tazen F, Queloz P, Biao AC, Niang D, Zouré C, Karambiri H, Yacouba H. 2021b. Spatial and transient modelling of land use/land cover (LULC) dynamics in a Sahelian landscape under semi-arid climate in northern Burkina Faso. *Land Use Policy* **103**: 105305 DOI: 10.1016/j.landusepol.2021.105305
- 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* **18** (3): 201–218
- Zanin PR, Bonuma NB, Corseuil CW. 2018. Hydrosedimentological modeling with SWAT using multi-site calibration in nested basins with reservoirs. *RBRH* **23**: 26 DOI: 10.1590/2318-0331.231820170153
- Zeiger SJ, Hubbart JA. 2016. A SWAT model validation of nested-scale contemporaneous stream flow, suspended sediment and nutrients from a multiple-land-use watershed of the central USA. *Science of The Total Environment* **572**: 232–243 DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.07.178
- Zhang L, Dawes W, Walker G. 2001a. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research* **37** (3): 701–708
- Zhang L, Dawes W, Walker G. 2001b. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research* **37** (3): 701–708
- Zhang L, Hickel K, Dawes W, Chiew FH, Western A, Briggs P. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water resources research* **40** (2) DOI: 10.1029/2003WR002710
- Zhang L, Potter N, Hickel K, Zhang Y, Shao Q. 2008. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework—Model development and testing. *Journal of Hydrology* **360** (1–4): 117–131 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.07.021
- Zhang L, Walker GR, Dawes W. 1999. Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance. *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology CSIRO Land and Water*
- Zhang X, Yang F. 2004. RClimDex (1.0) user manual. *Climate Research Branch Environment Canada* **22**
- Zhang X, Alexander L, Hegerl GC, Jones P, Tank AK, Peterson TC, Trewin B, Zwiers FW. 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* **2** (6): 851–870 DOI: 10.1002/wcc.147
- Zhang Y, Xia J, Shao Q, Zhai X. 2013. Water quantity and quality simulation by improved SWAT in highly regulated Huai River Basin of China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **27** (1): 11–27 DOI: 10.1007/s00477-011-0546-9

-
- Zhao F, Zhang L, Xu Z, Scott DF. 2010. Evaluation of methods for estimating the effects of vegetation change and climate variability on streamflow. *Water Resources Research* **46** (3) DOI: 10.1029/2009WR007702
- Zhou G, Wei X, Chen X, Zhou P, Liu X, Xiao Y, Sun G, Scott DF, Zhou S, Han L, et al. 2015. Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. *Nature Communications* **6** (1): 5918 DOI: 10.1038/ncomms6918
- Zoungrana TY, Dior T. 2008. Modélisation pluie-débit distribuée – mise en œuvre sur un bassin versant sahélien avec le logiciel ATHYS. Projet industriel de fin d'étude sciences et technologie de l'eau. MSE-Polytech'Montpellier, France, France.
- Zouré C, Queloz P, Koita M, Niang D, Fowé T, Yonaba R, Consuegra D, Yacouba H, Karambiri H. 2019. Modelling the water balance on farming practices at plot scale: Case study of Tougou watershed in Northern Burkina Faso. *Catena* **173**: 59–70 DOI: 10.1016/j.catena.2018.10.002

LISTE DES TABLEAUX

Tableau A. 1 : Critères de performance	22
Tableau A. 2 : Caractéristiques physiographiques des bassins versants du Nakanbé	43
Tableau A. 3 : Retenues suivies dans le bassin du Nakanbé à Wayen	57
Tableau A. 4 : Espacement minimal entre deux crues consécutives indépendantes dans les bassins versants du Nakanbé	62
Tableau A. 5 : Description des codes de la Base de Données d'Occupation des Terres (BDOT)	63
Tableau B. 1: Risques d'erreur des tests d'hypothèses	69
Tableau B. 2 : Indices utilisés pour la caractérisation des événements pluvieux extrêmes.....	82
Tableau B. 3: Indices utilisés pour la caractérisation des crues	82
Tableau B. 4: Tendances des variables hydro-climatiques de 1965 à 2018.	85
Tableau B. 5: Ruptures dans les données hydro-climatiques annuelles dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen sur la période 1965-2018.....	85
Tableau B. 6: Contrainte d'espacement des crues et seuils d'extraction hydro-pluviométriques dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen	87
Tableau B. 7 : Fréquence moyenne annuelle des crues dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen	88
Tableau B. 8: Tendances de la fréquence des crues.....	89
Tableau B. 9: Vérification de la stationnarité des crues entre 1965 et 2018	89
Tableau B. 10: Tendances de la fréquence des pluies extrêmes.....	90
Tableau B. 11: Tendances des indices d'intensité des pluies de 1965 à 2018	92
Tableau B. 12: Ruptures dans l'évolution des indices d'intensité des pluies de 1965 à 2018	93
Tableau B. 13: Corrélation entre débit journalier maximal annuel et précipitations.....	94
Tableau B. 14: Reclassification des unités de couverture et d'utilisation des sols de la BDOT.....	98
Tableau B. 15: Etats de surface des bassins versants du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002.....	101
Tableau B. 16 : Dynamique démographique dans les bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen.....	106
Tableau B. 17: Constitution des échantillons pour l'Analyse en Composantes Principales.....	107
Tableau B. 18: Résultats de l'Analyse en Composantes Principales (ACP).....	107
Tableau B. 19: Vérification de la stationnarité de l'évolution des coefficients d'écoulement dans le bassin du Nakanbé.....	112
Tableau B. 20: Valeurs moyennes des variables hydro-climatiques par période dans le bassin du Nakanbé.....	113
Tableau B. 21 : Tendances des coefficients de ruissellement (Test de Mann-Kendall)	114
Tableau B. 22 : Recherche de rupture dans l'évolution des coefficients de ruissellement (Test de Pettitt)	115
Tableau C. 1: Etat des lieux de l'application du cadre de Budyko en Afrique.....	151
Tableau C. 2: Expressions des coefficients d'élasticités pour différents modèles.....	152
Tableau C. 3: Indices d'aridité et d'évaporation dans les bassins du Nakanbé.....	155
Tableau C. 4: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon les modèles Budyko de Fu et de Choudhury-Yang (C-Y) avec la méthode de décomposition (Période de base : 1965-1977)	157
Tableau C. 5: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon le modèle Budyko de Fu et la méthode d'élasticité (Période de base : 1965-1977)	157

Tableau C. 6: Contribution des changements climatique et environnemental au changement des écoulements des bassins du Nakanbé selon le modèle Budyko de Choudhury et la méthode d'élasticité (Période de base : 1965-1977)	158
Tableau C. 7: Corrélations croisées entre le paramètre (w) du modèle de type Budyko de Fu et les variables environnementales	175
Tableau C. 8: Modèles de régression optimisés entre le paramètre Budyko de Fu (w) et les variables environnementales.....	177
Tableau D. 1 : Modèles hydrologiques identifiés.....	188
Tableau D. 2 : Sols du bassin du Nakanbé à Wayen	205
Tableau D. 3 : Table de correspondance des types d'états de surface avec SWAT	206
Tableau D. 4 : Caractéristiques des retenues d'eau du bassin du Nakanbé	207
Tableau D. 5 : Volume mensuel d'eau (10 ⁴ m ³) pompée du barrage de Ziga pour l'alimentation eau de la ville de Ouagadougou	207
Tableau D. 6: Résultats de l'analyse de sensibilité	208
Tableau D. 7 : Performances des résultats des procédures de calage-validation.....	210
Tableau D. 8 : Calage multi-sites à Rambo, Dombré, Ramsa et Wayen (MS1')	211
Tableau D. 9 : Valeurs calées des paramètres pour les procédures MS2 (calage à Rambo et Dombré) et OS (calage à Wayen).....	211
Tableau D. 10 : Bilan hydrique annuel du bassin du Nakanbé à Wayen sur la période 2006-2012.....	217
Tableau D. 11 : Valeurs des paramètres calés	226
Tableau D. 12 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1995-2018 sur la base de celles calées sur 1978-1994.....	226
Tableau D. 13 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1978-1994 sur la base de celles calées sur 1995-2014.....	226
Tableau D. 14 : Résultats des procédures standard et dynamique de modélisation.....	227
Tableau D. 15 : Performance des simulations selon les approches conventionnelle (C) et dynamique (D) par rapport à la simulation de référence.....	230
Tableau D. 16 : Valeurs des paramètres calés à Wayen du modèle sans barrages sur la période 1978-1994	234
Tableau D. 17 : Valeurs du paramètre SOL_AWC sur la période 1995-2018 sur la base de celles calées sur 1978-1994.....	235

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Bibliographie consultée	5
Figure 2: Cartographie interactive de la connaissance contenue dans la bibliographie lue	5
Figure 3: Cadre méthodologique global de la thèse	7
Figure A. 1 : Processus de modélisation hydrologique	11
Figure A. 2: Couplage des approches newtonienne et darwinienne pour la prédiction (Blöschl et al., 2013b).....	15
Figure A. 3 : Relation entre données disponibles, complexité et performance d'un modèle hydrologique (adaptée de Hingray et al. (2009))	18
Figure A. 4: Procédure d'ajustement des paramètres d'un modèle hydrologique	19
Figure A. 5 : Interactions climat-environnement (Dupar, 2020).....	24
Figure A. 6 : Cadre méthodologique de quantification d'impacts (inspirée de Wang (2014a)).....	27
Figure A. 7 : Cadre de Tomer et Schilling explicitant les changements éco-hydrologiques associés aux changements du climat et de l'utilisation des terres	29
Figure A. 8 : Régimes climatologiques de l'Afrique de l'Ouest et du Centre sur la base des données pluviométriques de 1951 à 1989 (Extrait de L'Hôte et al., 1996).....	33
Figure A. 9 : Zones climatique de l'Afrique de l'Ouest et du Centre sur la base des données de pluies de 1998-2014 (Source des données SIG : Pöyry Energy Ltd. et ECREEE, 2017).....	33
Figure A. 10 : Bassin du Nakanbé stricto sensu au Burkina Faso.....	35
Figure A. 11 : Espaces de compétence des agences de l'eau du Burkina Faso.....	36
Figure A. 12 : Zonnes climatologiques de l'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé.....	39
Figure A. 13 : Géologie du bassin du Nakanbé à Wayen.....	40
Figure A. 14 : Bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen	41
Figure A. 15 : Courbe hypsométrique du bassin du Nakanbé à Wayen.....	43
Figure A. 16 : Zone d'étude avec les stations hydrométéorologiques au sol utilisées.....	45
Figure A. 17 : Données hydrométéorologiques provenant des stations au sol.....	50
Figure A. 18 : Processus de traitement des données et constitution des échantillons d'analyse	50
Figure A. 19 : Etude comparative des bases spatialisées sur la période 2000-2015	52
Figure A. 20 : Correction supplémentaire de biais de la banque de données ARCV2 par l'approche « empirical quantiles mapping ».....	53
Figure A. 21 : Comparaison de deux banques d'ETP aux données aux stations de l'ANAM sur la période 1965-2003.....	54
Figure A. 22 : Aménagements du bassin du Nakanbé à Wayen	56
Figure A. 23 : Evolution du volume d'eau dans le barrage de Dourou selon les mois de l'année	57
Figure A. 24 : Evolution du volume d'eau dans le barrage de Ziga selon les mois de l'année	58
Figure A. 25 : Durées caractéristiques des crues du Nakanbé à Dombéré, Rambo, Ramsa et Wayen ...	61
Figure A. 26 : Occupation des terres du bassin du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002	63
Figure A. 27 : Communes du bassin du Nakanbé à Wayen.....	65
Figure B. 1: Stationnarité et différents types de non stationnarité (Adapté de Slater et al.(2020))	73
Figure B. 2: Contraintes de redescente et d'espacement des crues (Adaptée de Nka,2016)	81
Figure B. 3: Démarche méthodologique adopté pour l'étude de variabilité	83
Figure B. 4: Evolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du Nakanbé à Wayen au pas annuel	84
Figure B. 5 : Evolution des indices de fréquences des crues de 1965 à 2014 à Wayen	88
Figure B. 6: Tendances des maxima journaliers annuels (QMA) à Rambo.....	90
Figure B. 7: Evolution de la fréquence des précipitations journalières extrêmes	91

Figure B. 8: Evolution de la contribution des précipitations des jours très humides aux précipitations totales annuelles dans les bassins versants du Nakanbé à Wayen et à Tempelga de 1965 à 2018.	93
Figure B. 9: Relations entre maxima de pluies et de débits dans les bassins versants du Nakanbé	95
Figure B. 10: Synthèse de l'évolution des variables hydro-climatiques dans le bassin du Nakanbé à Wayen de 1965 à 2018	95
Figure B. 11: Calcul du coefficient de ruissellement (CR)	101
Figure B. 12: Cartographie des états de surface du Bassin du Nakanbé à Wayen en 1992 et 2002 ...	101
Figure B. 13: Evolution du NDVI moyen annuel de 1982 à 2015 dans les bassins du Nakanbé.....	103
Figure B. 14: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen.....	103
Figure B. 15: Evolution du NDVI par saison dans les bassins versants du Nakanbé de 1982 à 2015 .	104
Figure B. 16: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen pendant la saison humide	105
Figure B. 17: Variabilité du taux de couverture végétale (M) de 1982 à 2015 dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen pendant la saison sèche	105
Figure B. 18: Variabilité spatio-temporelle de la densité de population (habitant/km ²) dans le bassin du Nakanbé à Wayen.....	106
Figure B. 19: Analyse en Composantes Principales et classification (Echantillon 1 : données de la période 1978-1994).....	107
Figure B. 20: Analyse en Composantes Principales et classification (Echantillon 2 : données de la période 1995-2015).....	108
Figure B. 21: Relation entre pluie et NDVI en saison de pluies.....	109
Figure B. 22: Evolution de l'efficacité de l'utilisation de l'eau par la végétation	111
Figure B. 23: Variabilité spatio-temporelle des coefficients d'écoulement dans le bassin du Nakanbé	112
Figure B. 24: Evolution des coefficients de ruissellement liés aux crues dans les bassins du Nakanbé	114
Figure B. 25: Variabilité des coefficients de ruissellement liés à la crue de pointe journalière annuelle	115
Figure B. 26: Evolution des aménagements du bassin du Nakanbé	116
Figure B. 27: Synthèse de l'évolution des variables hydro-climatiques et environnementales du bassin du Nakanbé de 1965 à 2018,.....	120
Figure C. 1: Limites du cadre de Budyko	129
Figure C. 2: Partitionnement du cadre de Budyko (adaptée de Donohue et al, (2012)).....	131
Figure C. 3: Courbes de type Budyko non paramétriques	132
Figure C. 4: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Fu (1981)	134
Figure C. 5: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Choudhury-Yang.....	135
Figure C. 6: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Zhang et al. (2001).....	136
Figure C. 7: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Chen et Sivapalan (2020).	138
Figure C. 8: Modèles non paramétriques et celui paramétrique de Wang et Tang (2014).	139
Figure C. 9: Modèles de Du et al. (2016) et de Greve et al. (2016).....	142
Figure C. 10: Modèle de Tang et al. (2017).	143
Figure C. 11: Approche de décomposition de la courbe de Budyko (CC = changement climatique) ...	145
Figure C. 12: Procédure de quantification des impacts des changements climatique et environnemental sur les écoulements du Nakanbé	150
Figure C. 13: Sensibilité des modèles de type Budyko à l'indice d'aridité	153
Figure C. 14: Evapotranspiration réelle (ETR) déduite du bilan hydrique comparée à celle de la base TerraClimate sur la période 1965-2018 pour les bassins du Nakanbé.....	154
Figure C. 15: Variabilité de l'indice d'aridité dans le bassin du Nakanbé	155
Figure C. 16: Variabilité de l'indice d'évaporation dans le bassin du Nakanbé	155

Figure C. 17: Variabilité du coefficient de sensibilité des écoulements au climat dans le bassin du Nakanbé.....	156
Figure C. 18: Variabilité de la valeur absolue du coefficient de sensibilité des écoulements à l'environnement dans le bassin du Nakanbé.....	156
Figure C. 19: Comparaison des résultats des méthodes d'élasticité et de décomposition de la courbe de Budyko.....	158
Figure C. 20: Contribution des changements climatique et environnemental au changement d'écoulements dans les bassins du Nakanbé	159
Figure C. 21: Evolution des coefficients d'élasticité (a) et des impacts (b) avec la taille du bassin versant	160
Figure C. 22: Mappage croisé bidirectionnel CCM (adaptée de Sugihara et al., 2012).....	168
Figure C. 23 : Méthodologie adoptée pour la recherche de lien de causalité entre M et w (M cause w ?)	171
Figure C. 24: Evolution de l'état des bassins du Nakanbé de 1965 à 2018 dans le cadre de Budyko.	172
Figure C. 25: Variabilité spatiale du paramètre (w) du modèle de type Budyko de Fu dans le bassin du Nakanbé sur la période 1978-1994.....	174
Figure C. 26: Dimensions d'encastrement optimales (E) d'autoprédiction (p) du paramètre w et du taux de couverture végétal M dans les bassins versants du Nakanbé.....	178
Figure C. 27: Relations causes-effets entre le paramètre du modèle Budyko de Fu et le taux de couverture végétal (M).....	179
Figure C. 28: Evolution de l'état du sous-bassin du Nakanbé à Dombré de 1965 à 2018.	181
Figure D. 1 : Discrétisation spatiale du bassin versant dans SWAT (adaptée de Kouanda (2019)).....	190
Figure D. 2 : Bassin versant avec présentations des sièges des phases de production et de routage des écoulements.....	191
Figure D. 3 : Modélisation de la phase terrestre du cycle de l'eau dans SWAT (Inspirée de Neitsch et al.(2011)).....	191
Figure D. 4 : Composantes du bilan hydrologique modélisé par SWAT (adaptée de Yonaba (2020)).	192
Figure D. 5 : Création du modèle des bassins versants du Nakanbé sous ArcSWAT	195
Figure D. 6 : Étapes essentielles des processus dans SWAT-CUP	196
Figure D. 7 : Étapes d'optimisation sous SUFI2.....	197
Figure D. 8 : Mise en œuvre de l'échantillonnage par Hypercube Latin.....	198
Figure D. 9 : Procédures de calage-validation one site (OS) et multi-sites (MS).....	202
Figure D. 10 : Relief du bassin du Nakanbé à Wayen.....	203
Figure D. 11 : Types de sols selon la carte des sols de la FAO	204
Figure D. 12 : Données hydrométéorologiques utilisées dans la modélisation SWAT	206
Figure D. 13 : Précision des simulations de la procédure de calage à Wayen.....	213
Figure D. 14 : Précision des simulations de la procédure de calage MS1	214
Figure D. 15 : Précision des simulations de la procédure de calage MS2	215
Figure D. 16 : Bilan hydrique du bassin du Nakanbé sur la période 2006-2012.....	217
Figure D. 17 : Variabilité spatio-temporelle du paramètre environnemental (w) du modèle Budyko de Fu	222
Figure D. 18 : Variabilité du paramètre du modèle Budyko de Fu (w) selon différents types d'états de surface.....	222
Figure D. 19 : Transferts des paramètres calés à Wayen vers les sous-bassins en amont	224
Figure D. 20 : Résultats des validations standard et dynamique comparés aux observations	228
Figure D. 21 : Résultats des validations standard et dynamique.....	229
Figure D. 22 : Simulation des crues : maxima journaliers annuels à Wayen (1995-2014)	230
Figure D. 22 : Écoulements (m ³ /s) du Nakanbé à Rambo, Dombré, Ramsa, Tempelga et Yilou sur la période 1978-1994.....	232

Figure D. 23 : Écoulements (m ³ /s) du Nakanbé à Rambo, Dombéré, Ramsa, Tempelga et Yilou sur la période 1995-2014	233
Figure D. 24 : Effet des barrages sur les écoulements annuels à Wayen sur la période 1978-2018 ...	235
Figure D. 25 : Courbes durée-fréquence des débits à Wayen	236
Figure D. 26 : Effet des barrages sur les crues journalières de pointe annuelle	237
Figure D. 27 : Effet des barrages sur la fréquence des crues	238
Figure An 1: Vérification de l'autocorrélation des chroniques de pluies et d'écoulements annuels.....	286
Figure An 2: Vérification de l'autocorrélation des chroniques d'évapotranspiration potentielle annuelle	287
Figure An 3 : Vérification de l'indépendance des échantillons de maxima annuels de débits journaliers	288
Figure An 4: Vérification de l'indépendance des échantillons de POT0 et POT1	288
Figure An 5: Vérification de l'autocorrélation des indices d'intensité de pluie	289
Figure An 6: Vérification autocorrélation des indices d'intensité de pluie	290
Figure An 7: Vérification de l'autocorrélation de l'indicateur d'efficacité d'utilisation de l'eau des plantes (NDVI humide / précipitation annuelle).....	291
Figure An 8: Vérification de l'autocorrélation du coefficient d'écoulement annuel (CE)	291
Figure An 9 : Vérification de l'autocorrélation du coefficient de ruissellement lié aux crues de pointe annuelle (CRMA).....	292
Figure An 10 : Vérification de l'autocorrélation du coefficient de ruissellement lié aux POT0 et POT1	292

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
RESUME	v
ABSTRACT	vi
VULGARISATION DES RÉSULTATS DE RECHERCHE	vii
SOMMAIRE	ix
LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS	xi
INTRODUCTION GENERALE	1
I Contexte et problématique	2
II Objectifs de la thèse.....	4
III Aperçu synoptique de la bibliographie consultée	4
IV Cadre méthodologique globale	6
V Organisation du document	8
PARTIE A : ELEMENTS DE CONTEXTE ET DONNEES DE L'ETUDE	9
Introduction partielle	10
Chapitre I : Généralités sur la modélisation hydrologique et le changement global	11
I Modélisation hydrologique	11
I.1 Définition	11
I.2 Classification des modèles hydrologiques selon leur nature	12
I.2.1 Modèles newtoniens ou ascendants	12
I.2.2 Transposition des théories de Charles Darwin en hydrologie	13
I.2.3 Approche darwinienne ou descendante	13
I.2.4 Couplage des modèles darwinien et newtonien	14
I.3 Classification selon la structure des modèles hydrologiques	15
I.3.1 Modèles empiriques	15
I.3.2 Modèles conceptuels	16
I.3.3 Modèles physiques	16
I.3.4 Modèles hybrides	17
I.4 Autres types de classification des modèles hydrologiques.....	17
I.5 Mise en œuvre d'une modélisation hydrologique	17
I.5.1 Choix d'un modèle	17
I.5.2 Analyse de sensibilité d'un modèle	18
I.5.3 Calage d'un modèle	19
I.5.4 Validation d'un modèle	20
I.5.5 Critères de performance	21
I.5.6 Incertitudes	22
II Écoulement et ruissellement	23
III Changement global	24
IV Études d'impact des changements climatique et environnemental sur la réponse hydrologique d'un bassin versant.....	25
IV.1 Approche expérimentale	27
IV.2 Approches descendantes	27
IV.2.1 Méthodes analytiques	28
IV.2.2 Méthodes conceptuelles	29
IV.3 Approches de modélisation	30
Chapitre II : Cadre physique et données de l'étude	32
I Cadre physique de l'étude	32

I.1	Sahel Ouest-africain.....	32
I.2	Présentation de la zone d'étude.....	34
I.2.1	Le fleuve Nakanbé.....	34
I.2.2	L'Espace de Compétence de l'Agence de l'Eau du Nakanbé.....	36
I.2.3	La partie sahélienne du bassin du Nakanbé.....	38
I.3	Géologie du bassin du Nakanbé à Wayen.....	40
I.4	Caractéristiques physiographiques des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen.....	41
II	Données de l'études.....	44
II.1	Echelles spatio-temporelle et période d'étude.....	44
II.2	Critères de validité des données et de sélection des stations.....	45
II.3	Sources des données aux stations et difficultés d'accès.....	47
II.4	Banques de données spatialisées utilisées.....	48
II.5	Traitement des données hydrométéorologiques.....	49
II.6	Données de précipitation.....	51
II.7	Évapotranspiration potentielle.....	53
II.8	Autres données météorologiques.....	55
II.9	Données hydrologiques.....	55
II.10	Reconstitution des écoulements annuels à Wayen après la mise en eau des barrages de Dourou et de Ziga.....	57
II.11	Dynamique des crues dans les bassins versants du Nakanbé.....	59
II.12	Données d'états de surface.....	62
II.13	Données démographiques.....	64
	Conclusion partielle.....	66
	PARTIE B : VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTALE.....	67
	Introduction partielle.....	68
	Chapitre III : Variabilité hydro-climatique.....	69
I	Méthodologie : tests statistiques et techniques d'extraction d'indices.....	69
I.1	Techniques d'analyse de la variabilité hydro-climatique.....	69
I.1.1	Principe des tests statistiques.....	69
I.1.2	Tests non paramétriques de comparaison d'échantillons.....	71
I.1.2.1	Test de comparaison de 2 échantillons de Mann-Whitney.....	71
I.1.2.2	Test de comparaison de k échantillons de Kruskal et Wallis.....	72
I.1.3	Étude de stationnarité.....	72
I.1.3.1	Test de tendance de Mann-Kendall.....	74
I.1.3.2	Test de détection de rupture de Pettitt.....	76
I.1.3.3	Procédure de segmentation.....	77
I.1.3.4	Analyse de la fréquence des événements.....	78
I.1.3.5	Ajustement des données pour inspection visuelle.....	79
I.2	Extraction des variables.....	80
I.2.1	Valeurs annuelles.....	80
I.2.2	Techniques d'extraction des maxima.....	80
I.2.2.1	Extraction des valeurs maximales annuelles (MA).....	80
I.2.2.2	Extraction par valeurs supérieures à un seuil (POT).....	80
I.2.3	Indices de maxima hydro-pluviométriques.....	81
I.3	Démarche adoptée pour les études de variabilité hydro-climatique.....	83
II	Résultats de l'étude de variabilité hydro-climatique dans les bassins versants du Nakanbé.....	83
II.1	Variabilité hydro-climatique annuelle de 1965 à 2018.....	83
II.2	Variabilité des maxima hydro-pluviométriques de 1965 à 2018.....	87
II.2.1	Contraintes d'extraction des indices par valeurs supérieures à un seuil.....	87
II.2.2	Variabilité des crues.....	87

II.2.2.1	Indices de fréquence des crues	87
II.2.2.2	Indices d'intensité des crues	89
II.2.3	Variabilité des pluies extrêmes.....	90
II.2.3.1	Indices de fréquence des pluies extrêmes	90
II.2.3.2	Indices d'intensité des pluies extrêmes	91
II.3	Interrelations entre pluie et débit maximal annuel	94
III	Discussion.....	95
Chapitre IV : Variabilité environnementale et interrelations avec le climat	98	
I	Méthodologie pour l'analyse de la variabilité environnementale	98
I.1	Types d'états de surface retenus et reclassification	98
I.2	Taux de variation et Analyse en Composantes Principales.....	99
I.3	Taux de couverture végétale.....	99
I.4	Coefficients d'écoulement et de ruissellement	100
II	Résultats de l'étude de variabilité environnementale	101
II.1	Etats de surface du bassin en 1992 et 2002	101
II.2	Évolution des indices de végétation (NDVI)	102
II.2.1	Variabilité du NDVI moyen annuel	102
II.2.2	Variabilité des NDVI par saisons sèche et humide.....	104
II.3	Dynamique démographique dans le bassin	105
II.4	Interrelations entre variables climatique-environnementale-hydrologique.....	106
II.4.1	Classification environnementale des bassins versants du Nakanbé	106
II.4.2	Interrelation NDVI période humide et précipitations annuelles.....	109
II.4.3	Variabilité des coefficients d'écoulements et de ruissellement.....	112
II.4.3.1	Coefficients d'écoulement annuel	112
II.4.3.2	Coefficients de ruissellement	113
II.5	Evolution du cumul des volumes des aménagements du bassin	116
III	Discussion.....	116
Conclusion partielle.....	119	
PARTIE C : CONTRIBUTIONS INDIVIDUELLES ET COMBINEE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUE ET ENVIRONNEMENTAL AUX CHANGEMENTS D'ÉCOULEMENTS DANS LES BASSINS EMBOITES DU NAKANBE A WAYEN	121	
Introduction partielle	122	
Chapitre V : Impacts des changements climatique et environnemental sur la ressource en eau	124	
I	Méthodologie	124
I.1	Généralités sur l'approche Budyko.....	124
I.1.1	Bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant.....	124
I.1.2	Bilan thermique	125
I.1.3	Termes des bilans d'énergie et d'eau à long terme à l'échelle du bassin versant.....	125
I.1.3.1	Rayonnement net (R_n).....	125
I.1.3.2	Flux de chaleur sensible.....	126
I.1.3.3	Flux de chaleur latente ($L_e \times ETR$)	126
I.1.3.4	Pluie (P), écoulement (R) et Evapotranspiration réelle (ETR)	127
I.1.4	Cadre conceptuel de Budyko	128
I.1.5	Modèles non paramétriques basés sur le cadre de Budyko.....	131
I.1.6	Modèles paramétriques de type Budyko	133
I.1.6.1	Modèle de Fu (1981).....	133
I.1.6.2	Equation de Choudhury-Yang.....	134
I.1.6.3	Equation de Zhang et al. (2001).....	135

1.1.6.4	Équation de Porporato et al. (2004)	136
1.1.6.5	Équation de Chen et Sivapalan (2020).....	137
1.1.6.6	Équation de Wang et Tang (2014)	138
1.1.7	Limites du cadre de Budyko	140
1.1.8	Modèles de type Budyko sous conditions instables	141
1.1.9	Que signifie "long terme" chez Budyko ?.....	143
1.2	Études d'impacts sur la base des modèles de type Budyko.....	144
1.2.1	Approche d'élasticité du climat.....	144
1.2.2	Approche de décomposition de la courbe de Budyko	145
1.2.3	Une nouvelle approche pour quantifier les impacts du climat, de l'environnement et de l'interaction climat-environnement sur les écoulements	146
1.2.4	Incertitudes dans l'estimation des impacts par l'approche Budyko	148
1.2.5	Procédure d'application du cadre de Budyko pour une étude d'impacts	149
1.3	Applicabilité du cadre de Budyko dans le sahel Ouest-africain	150
1.3.1	Etat des lieux	151
1.3.2	Modèles de type Budyko adaptés au contexte du Sahel Ouest-africain	151
II	Résultats de l'étude d'impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements du Nakanbé sur la période 1965-2018	154
II.1	Données.....	154
II.2	Variabilité des coefficients d'élasticité du climat et de l'environnement dans le bassin versant du Nakanbé.....	155
II.3	Evolution des impacts des changements climatique et environnemental de 1965 à 2018	157
II.4	Impact des changements climatique et environnemental sur les écoulements et effets d'échelles spatiales	160
III	Discussion.....	160
Chapitre VI : Coévolution climat-environnement dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen 163		
I	Méthodologie de recherche de coévolution climat-environnement à l'échelle de bassin versant	163
1.1	Explicitation du paramètre des modèles de type Budyko	163
1.1.1	Paramètre du modèle de Fu (1981)	163
1.1.2	Paramètre du modèle de Zhang et al. (2001).....	164
1.1.3	Paramètre du modèle de Choudhury-Yang.....	164
1.1.4	Paramètre du modèle de Porporato et al. (2004).....	165
1.1.5	Paramètre du modèle de Wang et Tang (2014).....	165
1.2	Recherche de liens entre le paramètre Budyko et les propriétés physiques d'un bassin .	166
1.2.1	Construction de modèles de régression entre le paramètre Budyko et les variables environnementales du bassin versant.....	166
1.2.2	Techniques d'étude de causalité.....	167
1.2.2.1	Choix de la méthode de découverte causale adaptée.....	167
1.2.2.2	Mise en œuvre de la technique du CCM (Cronvergent Cross Mapping)	169
II	Résultats	171
II.1	Variabilité de l'état des bassins versants du Nakanbé	171
II.1.1	Évolution de l'état des bassins versants du Nakanbé dans le cadre de Budyko	172
II.1.2	Variabilité spatiale du paramètre de Budyko	174
II.2	Coévolution climat-environnement dans le bassin versant du Nakanbé à Wayen	174
II.2.1	Relations entre le paramètre Budyko de Fu (w) et les variables environnementales du bassin	175
II.2.2	Exploration de la relation de causalité entre le paramètre Budyko de Fu (w) et le taux de couverture végétale (M)	177
III	Discussion.....	180

Conclusion partielle	183
PARTIE D : SIMULATION DES ECOULEMENTS DU NAKANBE DANS UN CONTEXTE DE CHANGEMENT GLOBAL	185
Introduction partielle	186
Chapitre VII : Modélisation hydrologique des bassins emboîtés du Nakanbé à Wayen sous SWAT	188
I Méthodologie de modélisation hydrologique des bassins versants de Nakanbé.....	188
I.1 Choix et présentation du modèle hydrologique	188
I.1.1 Justification du choix du modèle SWAT	188
I.1.2 Présentation du modèle SWAT	189
I.1.2.1 Description générale	189
I.1.2.2 Phases de la modélisation sous SWAT.....	191
I.1.2.3 Bilan hydrique sous SWAT.....	192
I.1.2.4 Données nécessaires pour la simulation des écoulements sous SWAT	194
I.2 Processus de modélisation des bassins versants du Nakanbé sous SWAT	195
I.2.1 Création du modèle de bassin du Nakanbé	195
I.2.2 Mise en œuvre des processus d'analyse de sensibilité, de calage, d'analyse d'incertitudes et de validation dans SWAT-CUP	196
I.2.2.1 Choix de l'algorithme d'optimisation et de la fonction objectif	197
I.2.2.2 Echantillonnage des valeurs de paramètres sous SUFI2 dans SWAT CUP	198
I.2.2.3 Analyse de sensibilité sous SWAT-CUP	198
I.2.2.4 Procédure de calage-validation sous SWAT-CUP	199
I.2.2.5 Quantification des statistiques d'incertitudes.....	201
I.3 Modélisation de bassins emboîtés dans SWAT	201
I.4 Contraintes matérielles de mise en œuvre de SWAT	202
II Résultats.....	203
II.1 Analyse des données du projet SWAT.....	203
II.1.1 Relief du bassin	203
II.1.2 Sols du bassin.....	204
II.1.3 États de surface du bassin.....	205
II.1.4 Données hydrométéorologiques utilisées	206
II.2 Analyse de sensibilité et choix des paramètres à caler	207
II.3 Calage multi-sites versus mono-site.....	210
II.4 Précision des simulations	212
II.5 Bilan hydrique du bassin du Nakanbé à Wayen	216
III Discussion.....	218
Chapitre VIII : Couplage SWAT-Budyko pour la prise en compte de la dynamique environnementale dans la modélisation hydrologique	221
I Méthodologie	221
I.1 Variabilité du paramètre w du modèle Budyko de Fu	221
I.2 Processus de couplage SWAT-Budyko.....	223
I.3 Apport de l'actualisation de paramètre à la modélisation de bassins versants non jaugés	223
I.4 Évaluation de l'effet des barrages	224
I.5 Établissement de courbe durée-fréquence de distribution de débits	225
II Résultats.....	225
II.1 Paramètres du modèle SWAT.....	225
II.2 Analyse comparée des résultats des approches de validation standard et dynamique....	227
II.3 Simulation des écoulements des sous-bassins versants du Nakanbé	230
II.4 Effet des barrages sur les écoulements à Wayen	234

II.4.1	Modèle « fictif » sans barrages du bassin versant du Nakanbé	234
II.4.2	Impact des barrages sur la ressource en eau du bassin	235
II.4.3	Effet des barrages sur la distribution des débits du Nakanbé à Wayen	236
II.4.4	Effet des barrages sur les crues à Wayen	237
II.4.4.1	Intensités des crues	237
II.4.4.2	Fréquence des crues.....	238
III	Discussions.....	238
	Conclusion partielle.....	241
	CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVE.....	243
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	251
	LISTE DES TABLEAUX.....	273
	LISTE DES FIGURES.....	275
	TABLE DES MATIERES	279
	ANNEXE : Résultat des tests d'autocorrélation sur les variables hydrométéorologiques et environnementales	285

**ANNEXE : Résultat des tests d'autocorrélation sur les variables
hydrométéorologiques et environnementales**

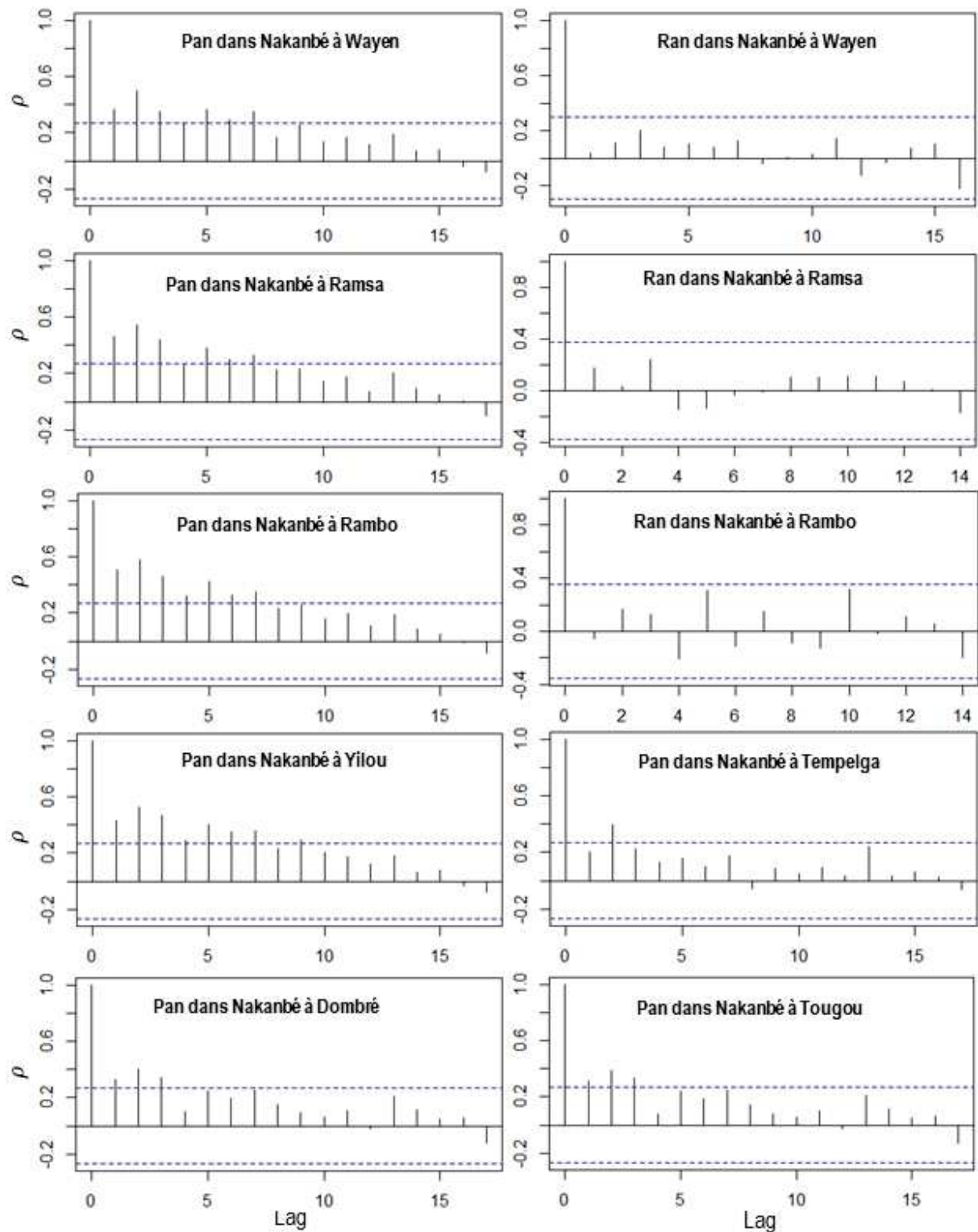


Figure An 1: Vérification de l'autocorrélation des chroniques de pluies et d'écoulements annuels
 ρ désigne le coefficient d'autocorrélation; Lag, le décalage d'autocorrélation; Pan, la hauteur annuelle de pluie ; Ran, l'écoulement annuel.
 Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y=-SC$ et $y=SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

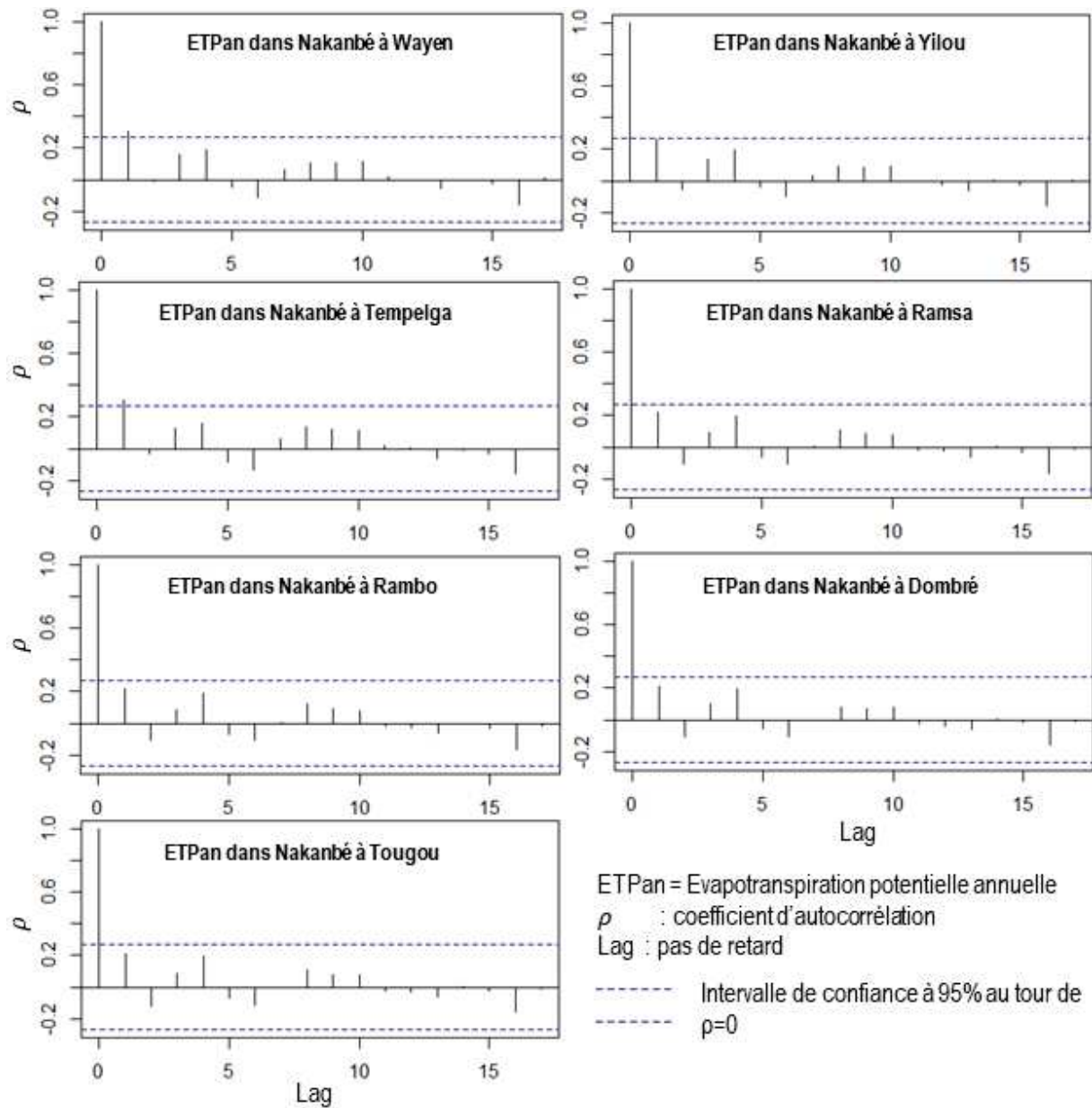


Figure An 2: Vérification de l'autocorrélation des chroniques d'évapotranspiration potentielle annuelle

Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y=-SC$ et $y=SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

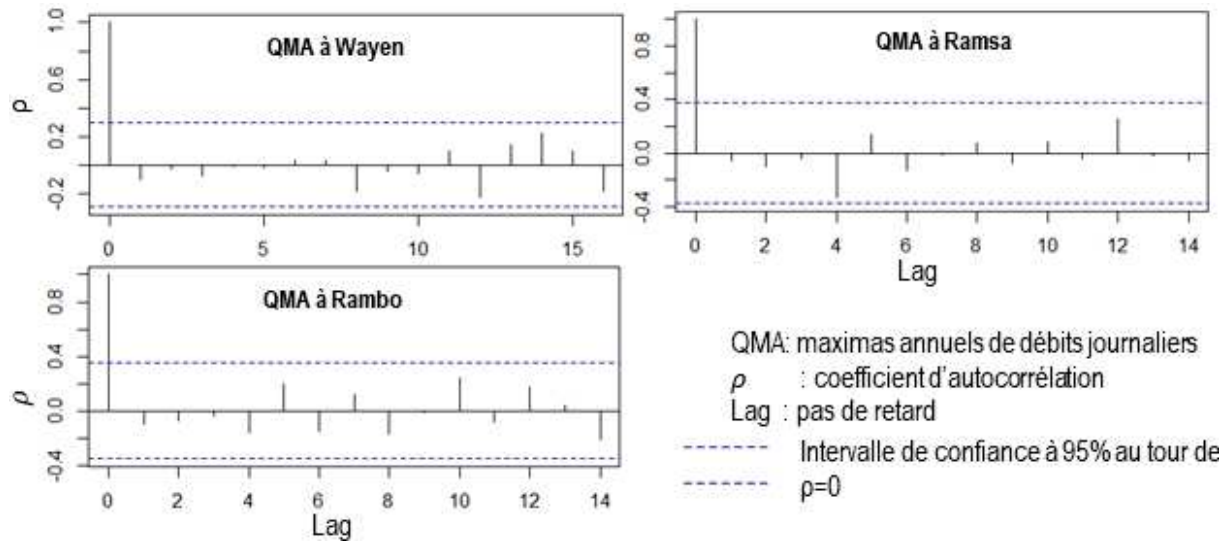


Figure An 3 : Vérification de l'indépendance des échantillons de maxima annuels de débits journaliers

Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y=-SC$ et $y=SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

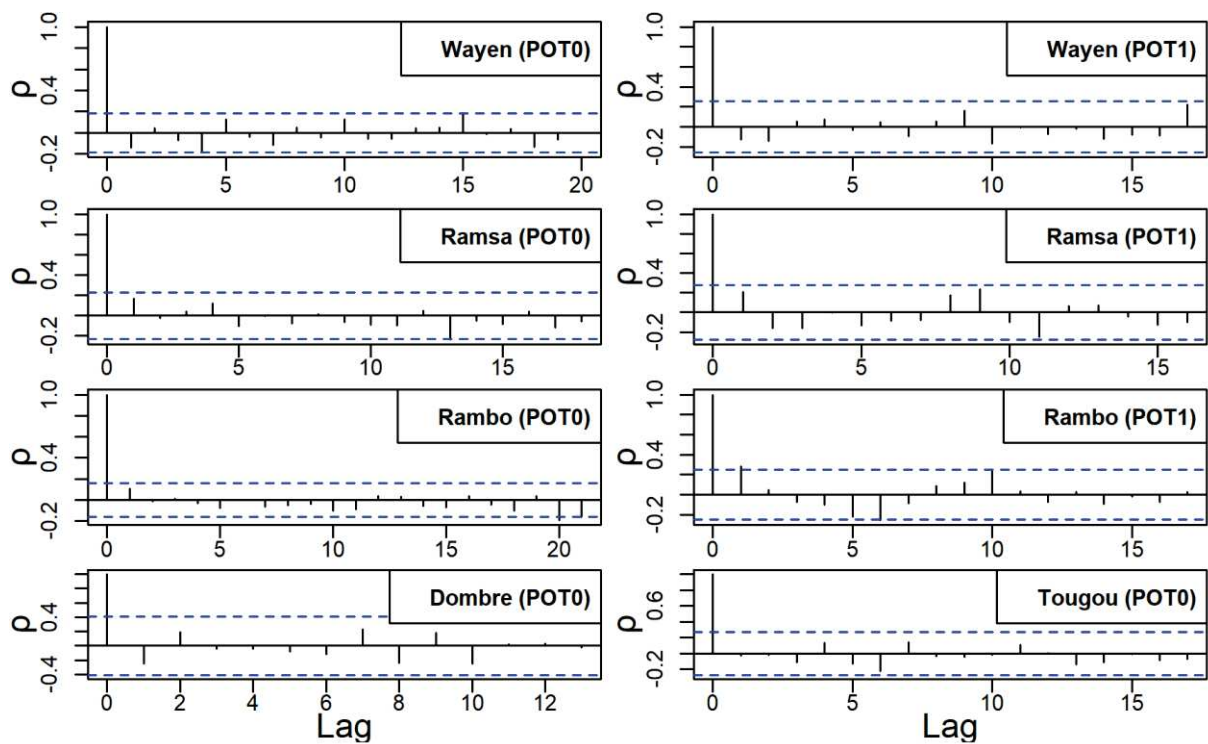


Figure An 4 : Vérification de l'indépendance des échantillons de POT0 et POT1

POT0 : débit journalier supérieur ou égal à la valeur minimale des QMA sur la période d'étude ; POT1 : débit journalier supérieur ou égal au 1^{er} quartile des QMA sur la période d'étude ; QMA : débit journalier de pointe annuelle; Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y=-SC$ et $y=SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

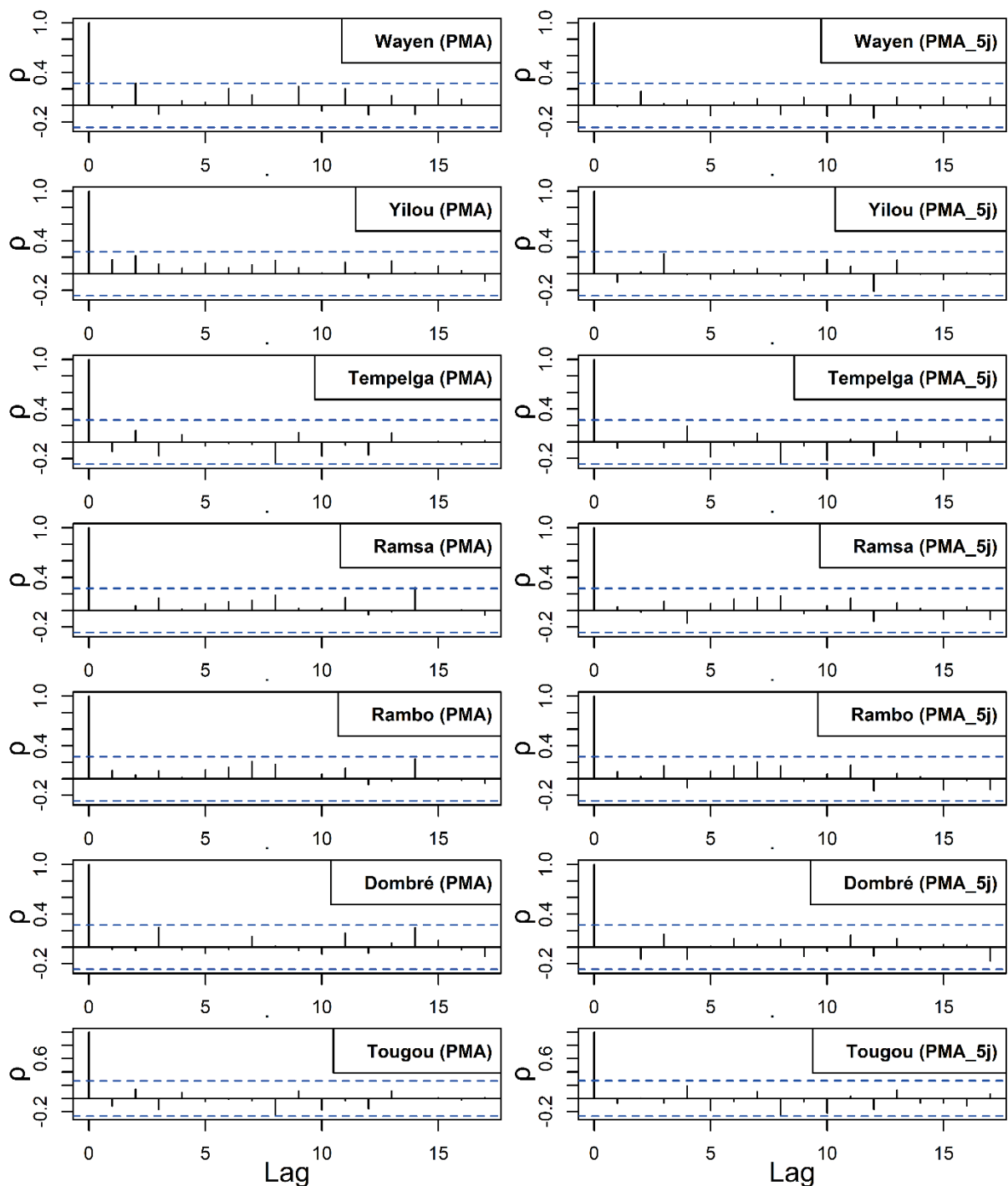


Figure An 5: Vérification de l'autocorrélation des indices d'intensité de pluie

PMA: Hauteur maximale des Précipitations d'un jour et PMA_5j : Cumul maximal des précipitations de 5 jours. Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

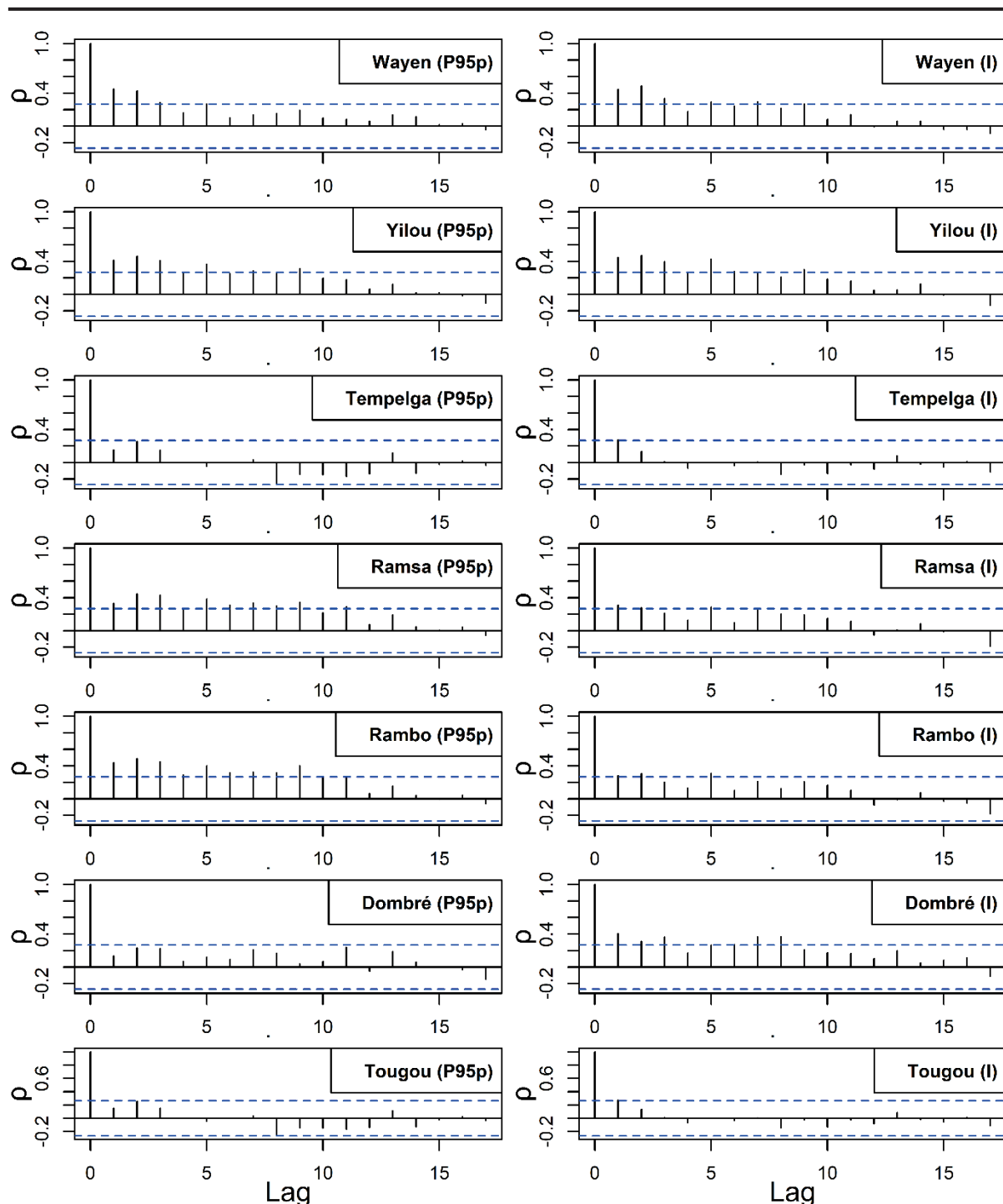


Figure An 6: Vérification autocorrélation des indices d'intensité de pluie

P95p: Pluviométrie annuelle due aux jours très pluvieux et I Intensité journalière simple. Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

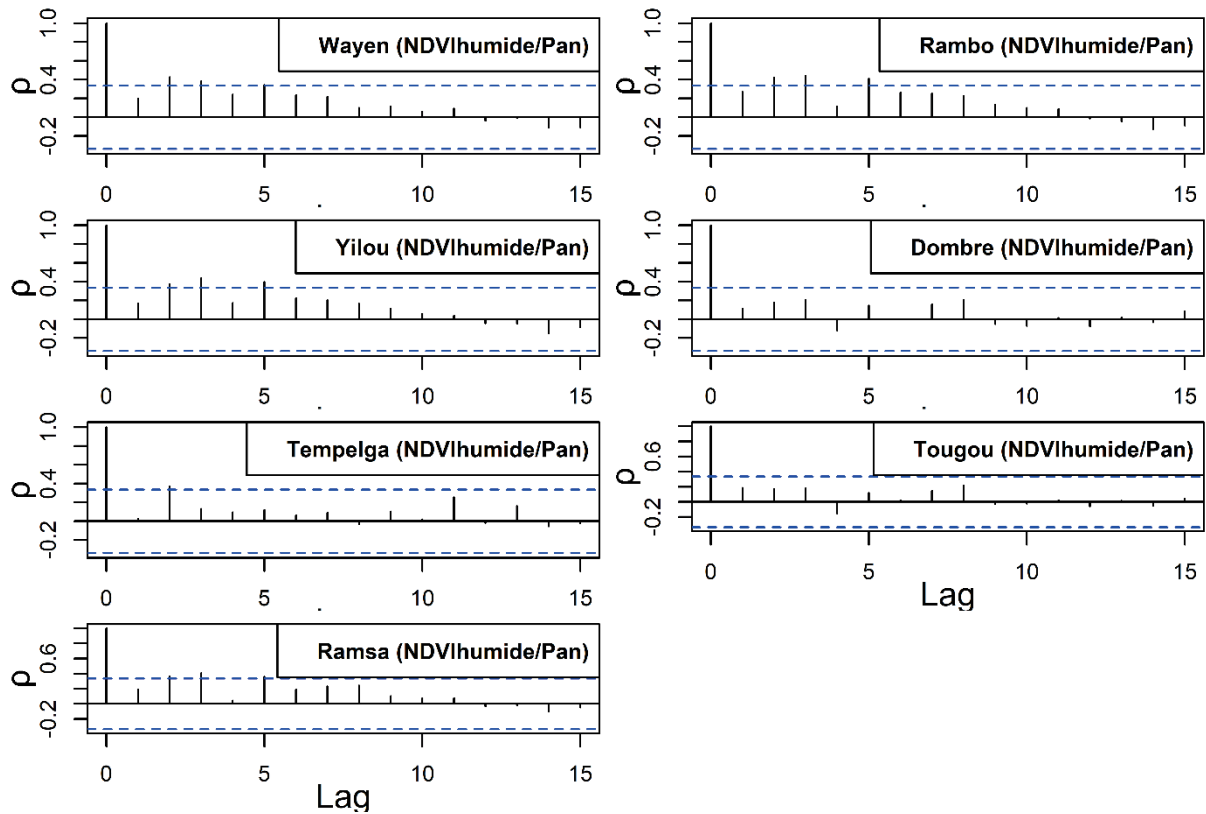


Figure An 7: Vérification de l'autocorrélation de l'indicateur d'efficacité d'utilisation de l'eau des plantes (NDVI humide / précipitation annuelle)

Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

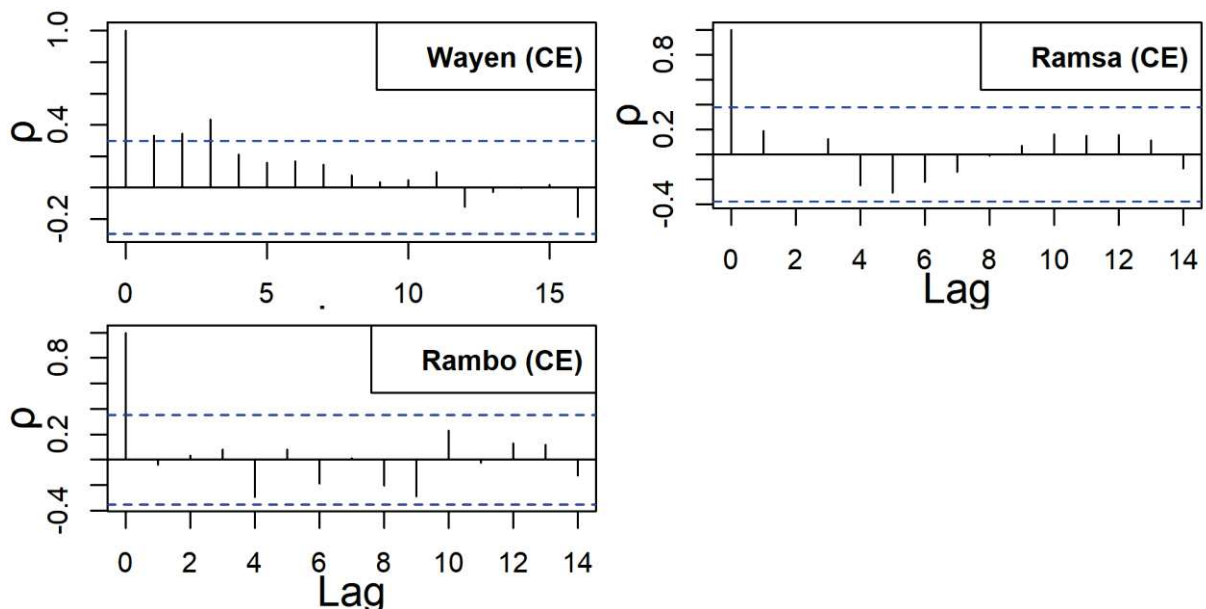


Figure An 8: Vérification de l'autocorrélation du coefficient d'écoulement annuel (CE)

Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

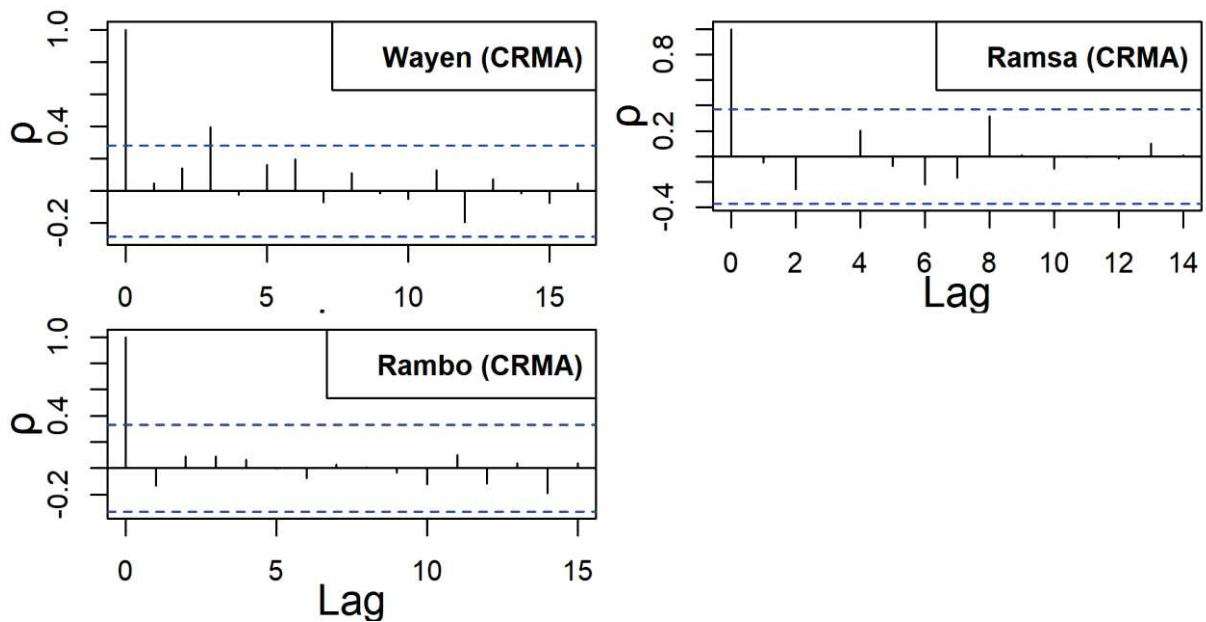


Figure An 9 : Vérification de l'autocorrélation du coefficient de ruissellement lié aux crues de pointe annuelle (CRMA)

Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.

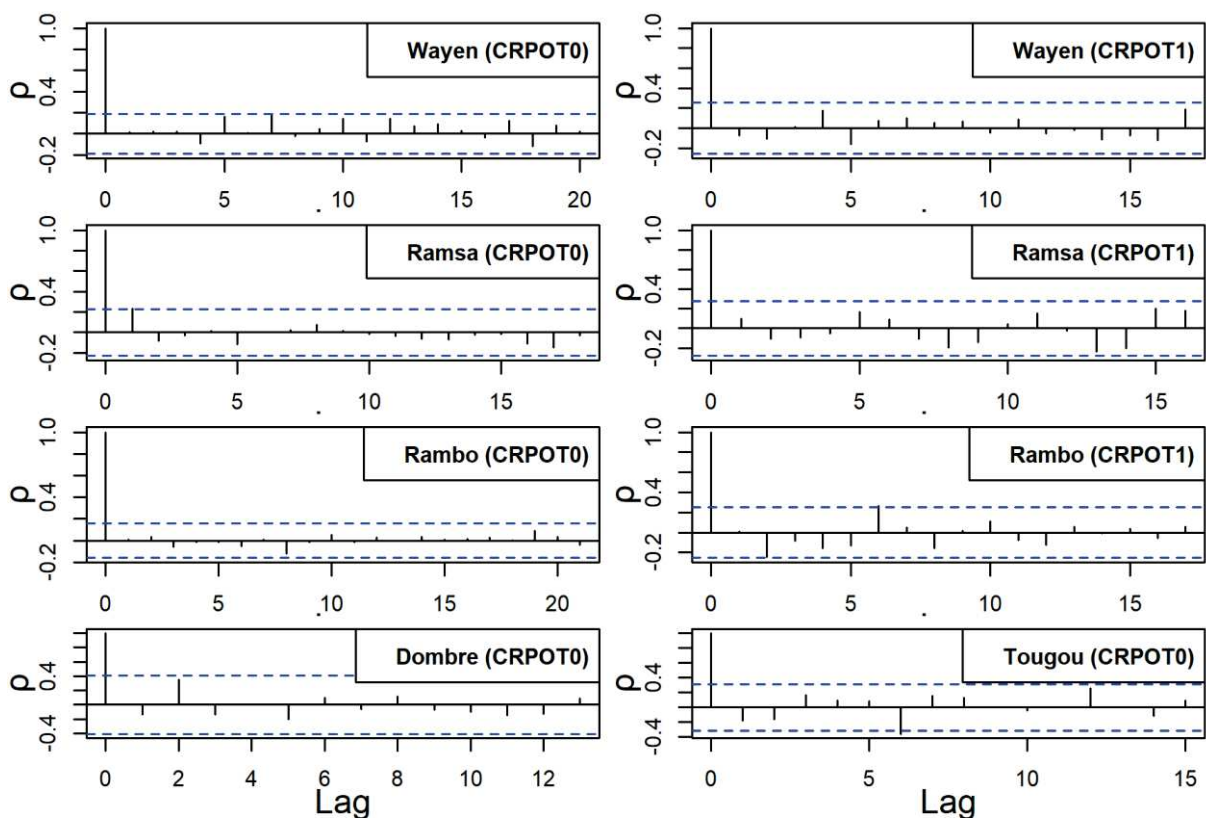


Figure An 10 : Vérification de l'autocorrélation du coefficient de ruissellement lié aux POT0 et POT1

POT0 : Débits journaliers \geq min des QMA de la série ; POT1 : Débits journaliers \geq 1^{er} quartile des QMA de la série et QMA : Débit journalier maximal de l'année. Les traits bleus en pointillés sont les droites d'équations $y = -SC$ et $y = SC$ où SC est le seuil critique ($p \leq 0,05$). L'autocorrélation est considérée significative si la valeur absolue de l'autocorrélation est supérieure au seuil critique (SC). L'autocorrélation au décalage 0 n'est pas pris en compte car l'autocorrélation de la série avec elle-même sans décalage est forcément de 1.