



**HAL**  
open science

# Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest

Bernadette Nka Nnomo

► **To cite this version:**

Bernadette Nka Nnomo. Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 2016. Français. NNT : 2016PA066142 . tel-01398353

**HAL Id: tel-01398353**

**<https://theses.hal.science/tel-01398353>**

Submitted on 17 Nov 2016

**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.



**INSTITUT INTERNATIONAL D'INGENIERIE DE L'EAU ET DE L'ENVIRONNEMENT  
(2iE)-UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE (UPMC)**

**TH ESE EN COTUTELLE**

Pour l'obtention du grade de

**DOCTEUR EN SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE L'EAU, DE L'ENERGIE ET DE  
L'ENVIRONNEMENT**

Spécialité : **EAU**

Présentée et soutenue publiquement

Par

**NKA NNOMO Bernadette**

Le 18/01/2016

Titre :

---

**Contribution à l'actualisation des normes hydrologiques en relation avec les  
changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest.**

---

JURY

M. <b>Dapola Evariste Constant DA</b> , Professeur titulaire Université de Ouagadougou, Burkina Faso	Président
M. <b>Harouna KARAMBIRI</b> , Maître de Conférences CAMES, 2iE Ouagadougou, Burkina Faso	Directeur de thèse
M. <b>Pierre RIBSTEIN</b> , Professeur Titulaire, UPMC Paris France	Directeur de thèse
M. <b>Luc DESCROIX</b> , Directeur de Recherches, IRD Dakar, Sénégal	Rapporteur
M. <b>Albert GOULA BI TIE</b> , Professeur Titulaire, Université Nangui Abrogoua, Côte d'Ivoire	Rapporteur
Mme. <b>Laurence PICON</b> , Professeur Titulaire, UPMC Paris, France	Examineur
M. <b>Jean Emmanuel PATUREL</b> , HDR, IRD Abidjan, Côte d'Ivoire	Examineur
M. <b>Ludovic OUDIN</b> , Maître de Conférences, UPMC Paris, France	Examineur

Laboratoire d'hydrologie et des ressources en Eau (**LEAH, 2iE**) / UMR Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols (**METIS, UPMC**).



## REMERCIEMENTS

---

Ce mémoire marque la fin de plus de trois années au cours desquelles j'ai fait la rencontre de personnes qui m'ont généreusement épaulée dans ce long parcours qu'est la thèse. C'est ici le moment de leur témoigner ma gratitude.

Une thèse ne saurait se réaliser sans financements, et l'Institut Internationale d'Ingénierie de l'Eau et l'Environnement (2iE) offre l'occasion aux jeunes africains de réaliser des travaux de recherche sur des thèmes essentiels pour le développement de l'Afrique. Je tiens donc à remercier le 2iE à travers son Directeur Général Amadou Amma MAÏGA pour les efforts continuels fournis pour la formation des jeunes africains, en proposant des thèmes de recherche financés. Mes remerciements vont également au laboratoire METIS de l'Ecole doctorale Géosciences et Ressources Naturelle de Paris VI à travers son responsable François BAUDIN, pour avoir également contribué financièrement au financement de mes séjours de mobilité à Paris et m'avoir donné l'opportunité de bénéficier d'une expérience internationale.

Je tiens par la suite à remercier mes directeurs de thèse M. Harouna KARAMBIRI pour la confiance qu'il a placée en mes capacités à réaliser le travail qui m'avait été confié, et pour son soutien tout au long de ce parcours. Sa patience, et son dynamisme ont grandement contribué à l'aboutissement de ces travaux. M. Pierre RIBSTEIN, Co-directeur de cette thèse grâce à qui j'ai compris le sens même de la recherche, sa clairvoyance, ses précieux conseils et son implication inconditionnelle dans mes travaux m'ont permis de grandir scientifiquement. Je vous remercie sincèrement de l'aide apportée tant sur le plan scientifique que social. Vous m'avez encouragé à exprimer mes idées, à les défendre, et à bâtir une démarche scientifique logique et cohérente. Vous m'avez soutenu même lorsque je vous entraînais dans des terrains inconnus c'est aussi cela la recherche. Je garde en mémoire les marques

d'encouragement à mon égard, mais surtout les rappels à l'ordre qui témoignaient l'intérêt que vous portiez à mon travail...

Je remercie également les autres membres de mon comité de thèse, M. Jean-Emmanuel PATUREL, hydrologue à IRD/HSM dont la contribution à ce travail ne pourrait s'évaluer. En dépit de son départ du Burkina Faso, il a toujours été présent à toutes les étapes de ce travail et y a toujours apporté des commentaires, remarques et critiques constructives. M. Ludovic OUDIN qui a été plus un collaborateur qu'un encadrant, je ne saurais suffisamment le remercier pour tout ce qu'il m'a appris sur l'utilisation des logiciels statistiques, et aussi sur la modélisation hydrologique. Sa disponibilité, la promptitude de ses retours et son engagement ont su me motiver et me pousser à surmonter des étapes qui me semblaient infranchissables. Enfin M. Luc DESCROIX, bien que ne faisant pas partie officiellement de mon comité de thèse, son aide conséquente dans la collecte des données, les échanges d'expérience et aussi dans la mise à jour sur la bibliographie pour mes travaux m'ont apporté un grand coup de pouce. Merci à vous pour votre engagement à mes côtés.

Je marque mon immense gratitude au Chef de laboratoire d'hydrologie du 2iE, Professeur Hama YACOUBA, qui s'évertuait toujours à porter un œil bienveillant sur le cadre dans lequel nous travaillions au sein de son laboratoire. Aux différents chefs de laboratoire METIS que j'ai connu en trois années de mobilités car ils n'ont ménagé aucun effort pour faciliter mon séjour au sein de l'équipe de chercheurs dont ils avaient la charge. Messieurs Charles PERRIN et Vazken ANDREASSIAN de l'IRSTEA, qui ont contribué significativement aux travaux menés au courant de cette thèse par leurs expériences et des propositions scientifiques constructives. J'aimerais également profiter pour remercier les stagiaires de l'UPMC qui ont accepté de travailler sur mes données Zhong TSUNG YANG, qui s'est beaucoup investi sur la modélisation et Arame WADE qui a apporté sa contribution à l'analyse statistique des pluies de ma base de données.

J'aimerais dire un grand merci aux collaborateurs du centre de recherche WASCAL de Ouagadougou, les docteurs Ibrahim BOUBACAR, Sylla MAHAMADOU, et le doctorant Michel NIKIEMA, d'avoir pris sur leur précieux temps pour me donner des éclaircissements, et pour m'avoir aidé dans la compréhension des aspects

climatologiques de cette thèse. Ainsi qu'à M. BAZIE du Service Météorologique Nationale du Burkina Faso, pour son aide dans l'accès aux données climatiques.

Ce travail également été possible par l'action de personnes pas forcément très impliquées dans les aspects scientifiques, mais qui m'ont soutenu et inspiré durant ma thèse. Je commencerai alors par les thésards du 2iE, compagnons de galère, nous avons connu les déboires de la thèse et nous avons su nous soutenir par des anecdotes, des conseils et des astuces. Je pense particulièrement à Justine TIROGO qui bien plus qu'une collègue, a été la plus proche de moi, pendant les longues nuits de travail passées à l'UPMC lors de nos mobilités ; nos échanges d'expérience ont su nous redonner le moral. Je pense à également à Abdouramane GADO ami fidèle, Vivien DOTO, Bétéo ZONGO, Dimitri SORO, Ghislain AHOULE, voisins de bureau et amis, Hamidatu DARIMANI grâce à qui mon anglais (parlé) a connu une forte amélioration. Tazen FOWE, David TSUANYO mes collègues de Ouagadougou. A mes collègues du Laboratoire METIS de l'UPMC, Nejla, Cyrielle BRIAND, Raphaël FAUCHES, Salavati BAHAR, Marie BENOIT, ainsi que Marie SYLVESTRE, Thibaut CAZIER, Adrien SELLES, et Paul PASSY, je vous remercie pour votre accueil à l'UPMC, pour les raclettes, les galettes des rois, aussi et surtout pour n'avoir pas arrêté de me proposer du café, et une pause sous zéro degré même si vous saviez déjà que je dirais non.

Nora ROGER et Nadine BOST, Valérie GIRARD, Salimata DIASSO, Généviève YAMEOGO, votre travail pour que les activités des doctorants soient sans encombres est d'une valeur inestimable recevez au travers de ce passage l'expression de ma profonde gratitude à votre égard. Mes amis de France et ceux du Burkina Faso, et ceux du Cameroun, Elysée FOU DA NKILI , Yannick NKOUMOU, Clarisse MBANGA et son époux, Baudoin KOYUE, Philippe NGONGANG, Idriss ELIGUENE, Achille KAMCHE, Frédéric BIKOÏ, Eric Seyram SOUSSOU, Alphonsine ETEME, Elyse NJIE, sans lesquels mes séjours dans ces trois pays n'auraient pas été les mêmes.

Enfin pour ne pas en oublier, je remercie ma grande famille dont particulièrement mes parents M. et Mme NNOMA, au couple DIBONGUE, qui a su apporté à ma fille un foyer afin qu'elle ne sente pas l'absence de sa maman, au couple ABANDA qui m'a également soutenu dans des moments difficiles, à mon grand frère Jean Bernard

ABASSOMBE, mes petits frères Achille NNOMA, Gervais NAGA, Louis ABENE, mes petites sœurs Pélagie NGAGUENE, Vanessa EDZIMBI, mes oncles et tantes, cousins, et cousines qui m'ont chaque fois envoyé des messages de réconfort et d'encouragement, et à mes neveux, nièces, et ma fille qui a été ma motivation principale au cours de cette thèse.

Puisse le Seigneur apporter à chacun de ceux cités ici, et de ceux que je n'ai pas pu citer bénédictions pour tout le bien qui m'a été fait.

*« Tenter d'imposer d'une manière exclusive une certaine conception de la recherche limitera l'aptitude de la science à s'adapter à un avenir que personne n'est en mesure de prévoir ».*

**Pierre Joliot**, 2001. La recherche passionnément, Sciences. O. Jacob, Paris.

A mes parents.....

A ma fille.....

# Table des matières

<b>REMERCIEMENTS.....</b>	<b>i</b>
<b>RESUME.....</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>5</b>
<b>Chapitre I.ELEMENTS DE CONTEXTE .....</b>	<b>9</b>
I.    Cadre geographique général.....	10
II.   Les risques hydrologiques et leur gestion. ....	11
II.1.  Le risque hydrologique .....	11
II.2.  Gestion du risque hydrologique.....	13
III.  La mobilisation des ressources en eau en Afrique de l’Ouest : Enjeux et Contraintes.....	17
III.1.  Les enjeux de la mobilisation des ressources en eau en Afrique de l’Ouest. ..	17
III.2.  Contrainte 1 : La variabilité et changements climatiques en Afrique de l’Ouest .....	19
III.3.  Contrainte 2 : La variabilité spatio-temporelle des écoulements.....	20
III.4.  Quelles implications dans l’évolution des crues en Afrique de l’Ouest? .....	22
<b>Chapitre II.LES DONNEES DE L'ETUDE .....</b>	<b>26</b>
I.    metrologie et donnees en Afrique de l’Ouest.....	27
I.1.  Brève revue historique de l’évolution des réseaux de mesures d’Afrique de l’Ouest.....	27
I.2.  Homogénéité des données et incertitudes relatives .....	29
II.   Les critères de sélection des bassins versants pour l’étude.....	31
II.1.  La surface du bassin versant .....	31
II.2.  La longueur des séries hydrologiques.....	32
II.3.  Le domaine d’étude .....	32
II.4.  La qualité des stations .....	33

III.	Description des données utilisées pour l'étude des débits de pointes .....	34
III.1.	Provenance des données .....	34
III.2.	Sélection des chroniques de débits .....	37
III.3.	Constitution des pluies de bassins .....	42
IV.	Classification des bassins versants .....	46
IV.1.	Classification suivant le gradient de pluies.....	47
IV.2.	Classification suivant les régimes de crue. ....	49
V.	Conclusion sur les données .....	55

**Chapitre III. ANALYSE DE LA STATIONNARITE DES CRUES EN RELATION AVEC LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ..... 57**

I.	Quels outils pour déterminer les changements dans les extrêmes hydrologiques ..	58
I.1.	Types de changements détectables dans les séries hydrologiques .....	58
I.2.	Les tests statistiques de détection de tendances dans les séries hydroclimatiques .....	60
II.	Extraction des variables hydroclimatiques.....	65
II.1.	Echantillonnage des crues.....	66
II.2.	Echantillonnage des variables pluviométriques.....	70
III.	Resultats des tests de tendances et de ruptures sur les series hydroclimatiques de la base de donnees .....	72
III.1.	Présentation des résultats .....	72
III.2.	Interprétation.....	73
IV.	Influence des lacunes des séries hydrologiques sur les résultats présentés.....	78

**Chapitre IV. LIENS ENTRE EVOLUTIONS DES DEBITS ET EVOLUTIONS DES INDICES PLUVIOMETRIQUES..... 84**

I.	Résumé de l'article en français .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
II.	Trends of floods in West Africa: Analysis based on 11 catchments of the region. <b>Erreur ! Signet non défini.</b>	

**Chapitre V. ETUDE COMPARATIVE DE DEUX MODELES HYDROLOGIQUES ET EVALUATION OBJECTIVE DE CRITERES DE PERFORMANCE POUR LA SIMULATION DES CRUES ..... 99**

I.	Presentations des modeles hydrologiques .....	101
I.1.	Le modèle GR4J .....	102
I.2.	Le modèle IHAC (Version modifiée du modèle IHACRES) .....	106
II.	Les critères d'évaluation des modèles .....	109
II.1.	Les critères de performance des modèles ou fonctions-objectifs .....	110
II.2.	L'estimation des incertitudes .....	113
II.3.	Déroulement de l'analyse et présentation des résultats .....	114
III.	Comparaison des performances des modèles hydrologiques .....	116
III.1.	Comparaison basée sur les valeurs du critère de Nashet Sutcliffe.....	116
III.2.	Comparaison des performances des modèles basée sur les incertitudes des modèles .....	119
IV.	Comparaison des fonctions critères pour la simulation des débits extrêmes .....	125
IV.1.	Méthodologie .....	125
IV.2.	Analyse des performances relatives de chaque fonction-objectif testée en période de calage .....	127
IV.3.	Capacité de fonctions-objectifs à reproduire les débits observés en période de validation d'après le critère de Nash. ....	128
IV.4.	Capacité des fonctions-objectifs à reproduire les débits maximaux en période de validation suivant l'aspect temporel .....	131
IV.5.	Capacité des fonctions-objectifs à reproduire les débits maximaux en période de validation suivant l'aspect fréquentiel .....	132
V.	Conclusions du chapitre .....	134

**Chapitre VI. COMMENT TESTER L'INFLUENCE DES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX SUR LES CRUES EN AFRIQUE DE L'OUEST..... 137**

I.	Résumé en français de l'article .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
II.	Analysis of trends in the rainfall-runoff relationship of some west african rivers	138

**Chapitre VII. IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA CRUE DECENNALE DES BASSINS VERSANTS DU BURKINA FASO. .... 163**

I. Présentation des scénarios climatiques du projet CORDEX utilisés. .... 165

    I.1. Pourquoi utiliser des modèles climatiques régionaux ?..... 165

    I.2. Les sorties du programme CORDEX ..... 165

    I.3. Extraction des données ..... 167

II. Analyse variables hydroclimatiques sur la période historique..... 167

    II.1. Analyse des pluies simulées sur la période de référence ..... 168

    II.2. Calcul et correction des ETP ..... 177

    II.3. Comparaison des simulations hydrologiques sur la période de référence ..... 178

III. scénario futur d'évolution des crues..... 183

    III.1. Taux de variation de la pluie aux horizons définis ..... 183

    III.2. Scénarios d'évolution des crues..... 187

**Chapitre VIII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ..... 196**

I. Acquis pratiques et méthodologiques ..... 197

    I.1. Acquis pratiques ..... 197

    I.2. Acquis méthodologiques ..... 198

II. Difficultés et perspectives ..... 198

    II.1. Difficultés ..... 198

    II.2. Perspectives ..... 199

**Bibliographie.....228**

**Liste des Tableaux.....241**

**Liste des figures.....243**

**ANNEXES.....221**



## RESUME

---

La mobilisation et la gestion de l'eau de surface constitue la clé de voûte du bien-être social et économique des populations des zones arides d'Afrique de l'Ouest. Cependant l'utilisation des outils de gestion et de prédétermination hydrologique est rendue difficile par les changements climatiques et environnementaux que connaît l'Afrique de l'Ouest depuis les années 1970. Les impacts de ces changements sont assez bien documentés sur les caractéristiques moyennes des régimes hydrologiques mais le sont moins lorsqu'on s'intéresse aux caractéristiques des extrêmes. Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'une contribution à un projet d'actualisation des normes hydrologiques en Afrique de l'Ouest, et constitue le premier pas pour ce projet. Son objectif général est de caractériser les régimes de crues dans la région en répondant aux questions suivantes :

- Quelles sont les évolutions observées sur les régimes des crues en Afrique de l'Ouest ?
- Ces évolutions sont-elles en rapport avec les changements climatiques et/ou les modifications environnementales ?
- Quelles sont les scénarii possibles de l'évolution des crues au regard des simulations climatiques futures ?

Une difficulté majeure de ce travail est liée à la disponibilité des données hydroclimatiques et environnementales dans la région, aussi, l'analyse s'est basée sur des outils reconnus robustes dans la littérature.

Dans un premier temps, l'utilisation des données de 14 stations hydrométriques de la région a permis de caractériser les séries de débits maximaux et de mettre en évidence des non-stationnarités dans les régimes de crues. Les résultats obtenus ont montrés que les évolutions des débits maximaux des bassins versants étudiés varient suivant la zone climatique, et permettent ainsi de mettre en avant deux comportements opposés. Les trois bassins versants situés dans la zone plus aride présentent tous des tendances à la

hausse des débits maximaux, et deux des onze bassins versants situés en zone plus humide présentent des tendances à la diminution des débits maximaux. Les non-stationnarités détectées ont par la suite été mises en relation avec les tendances des indices pluviométriques extrêmes afin de trouver des similitudes éventuelles dans leurs comportements. Les tests d'association effectués ont montré une bonne cohérence entre l'évolution des débits maximaux et l'évolution du plus fort cumul de pluie sur 5 jours, indiquant en cela que l'apparition du débit maximal est plutôt conditionnée par un indice de saturation des bassins versants, que par la pluie journalière maximale annuelle. Cependant, des analyses complémentaires doivent être entreprises afin de déterminer le seuil de pluviométrie responsable de la crue maximale, car cette information pourrait avoir un intérêt dans les systèmes d'alerte des crues.

Les modèles hydrologiques sont indispensables pour des études d'impacts des changements climatiques et environnementaux sur les crues extrêmes, ou pour élargir des chroniques de débits lorsque celles-ci sont trop courtes. Cependant, l'utilisation de ces modèles exige une bonne connaissance des incertitudes prédictives, surtout en ce qui concerne les crues. Aussi dans la deuxième phase de ce travail, nous avons évalué les performances de deux modèles hydrologiques qui sont les modèles GR4J et IHAC pour la reproduction des débits extrêmes sur les bassins versants de l'étude. L'étude de performance de ces modèles a permis d'évaluer la significativité de l'impact des changements environnementaux sur la variable « Crue Décennale » de trois bassins versants de la base de données. La méthode d'analyse des impacts des changements environnementaux sur la crue décennale adoptée utilise les débits simulés par un modèle hydrologique comme données d'entrée du test statistique non paramétrique. Ce test est basé sur un processus de permutation de la variable d'étude (débit décennal). Ceci nous a également permis de tester l'influence des incertitudes de modélisation sur les tendances détectées.

En nous appuyant sur les résultats de l'analyse précédente, nous avons mené un exercice de détermination des scénarios futurs de la crue décennale pour les bassins versants de la base de données. Ces estimations sont basées sur l'utilisation des sorties de deux modèles climatiques du projet CORDEX. La simulation hydrologique effectuée avec les deux modèles utilisés a montré de fortes incohérences avec les

données observées sur la période de référence. En projection future, les données climatiques simulent des débits décennaux plus forts que les débits décennaux observés. Bien que ce résultat soit en accord avec les prévisions généralement faites sur la région, ils demeurent très mitigés compte tenu du peu de fiabilité des données climatiques utilisées. Cet exercice montre la difficulté qui existe encore pour estimer avec précision l'impact des changements climatiques sur les débits extrêmes en Afrique de l'Ouest.

Enfin, la forte conclusion que ce travail propose est que l'hypothèse de stationnarité des débits extrêmes en Afrique de l'Ouest est devenue très peu réaliste compte tenu des changements qu'ont connu le climat et l'environnement immédiat des bassins versants. Dans le contexte actuel, une mise à jour des normes hydrologiques est nécessaire afin de garantir un dimensionnement optimal et la durabilité des ouvrages hydrauliques faces aux aléas climatiques.



## INTRODUCTION GENERALE

---

Le problème le plus souvent posé aux hydrologues est celui de donner un ordre de grandeur des crues maximales à craindre en un point d'un cours d'eau. Ces crues retiennent tout particulièrement l'attention du public en raison des effets dévastateurs qu'elles entraînent sur le paysage, avec des conséquences très lourdes dans la vie des populations. Tous les ouvrages hydrauliques, ponts, évacuateurs de crues des barrages, hauteur des digues de protection contre les inondations d'une zone urbaine ou rurale sont en effet essentiellement dimensionnés à partir des estimations du débit maximal probable de la crue à laquelle ces ouvrages devront faire face, tout en tenant compte de la l'enjeu économique de ces ouvrages.

En Afrique de l'Ouest, où la mobilisation de l'eau est un enjeu principal de développement, la plupart des réservoirs et retenues d'eau sont dimensionnés avec une crue de projet décennale, obtenue grâce à des méthodes de prédétermination développées par les hydrologues de l'ORSTOM dans les années 1960-1970. Il s'agit de valeurs de crues décennales ayant été calculées sur des bassins versants jaugés et considérées comme des normales (ou valeurs moyennes) pouvant être utilisées sur des bassins de caractéristiques géomorphologiques semblables pour lesquels on ne dispose pas d'informations de mesures de débits.

La forte variabilité climatique qu'a connu l'Afrique de l'Ouest au cours des quatre dernières décennies et les importantes inondations qui se sont répétées dans la région pendant les saisons pluvieuses tendent à rappeler aux décideurs et aux gestionnaires d'ouvrages la vulnérabilité grandissante des populations et des infrastructures face aux évènements extrêmes et à un environnement hydrologique en pleine mutation. A ce titre, le dernier rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) confirme avec certitude la responsabilité des activités humaines comme principale cause d'augmentation des Gaz à Effet de Serre (GES), mécanisme conduisant à l'augmentation de la température de la surface de la terre (GIEC., 2013).

Il rappelle de ce fait la nécessité de contrôler mais aussi de se prémunir des conséquences induites par le réchauffement de la planète. Nécessité d'autant plus réelle en Afrique de l'Ouest que les changements climatiques font peser une menace globale affectant même les régions ayant moins ou très peu de responsabilité dans la production des Gaz à Effet de Serre.

Dans un contexte de changement climatique global, potentiellement amplificateur de la fréquence et de l'intensité des événements pluviométriques et hydrologiques extrêmes, la validité des méthodes de prédétermination de la crue décennale prescrites par les hydrologues de l'ORSTOM est de plus en plus questionnées.

*Quelle est la réalité de l'impact de la variabilité climatique (pluviométrique) sur les débits extrêmes ? Les normes hydrologiques usuelles doivent-elles de ce fait être actualisées ?*

Jusqu'ici, très peu d'études se sont penchées sur l'analyse des débits extrême en Afrique de l'Ouest. Ceci est en partie dû à l'absence d'une base de données fiable sur laquelle entreprendre une méthodologie robuste d'analyse, mais aussi à la forte variabilité naturelle des débits extrêmes qui impose généralement de très longues séries hydrologiques, afin d'arriver à identifier des signaux significatifs de changement avec les outils statistiques usuels. Toutefois, dans le contexte évolutif que connaît l'Afrique de l'Ouest, il devient urgent d'apporter des éléments de réponses à certaines questions prioritaires qui se posent.

La question générale du lien entre l'évolution climatique et l'évolution des débits extrêmes est au centre de ce travail de thèse qui poursuit trois objectifs principaux :

- **Contribuer à la connaissance de l'évolution du régime des débits extrêmes en Afrique de l'Ouest.**
- **Identifier des liens entre ces évolutions et les évolutions des variables pluviométriques et environnementales des bassins versants.**
- **Donner une idée de l'évolution possible des débits pour les scénarios climatiques futurs.**

Ce mémoire fait la synthèse des éléments apportés pour répondre à ces objectifs. Il est organisé en huit chapitres.

1. Le premier chapitre vise à introduire le contexte hydroclimatique général prédominant dans la région d’Afrique de l’Ouest et la problématique liée à cette thèse.

2. Le deuxième chapitre fait une présentation du jeu de données utilisé dans la suite des travaux, à savoir quatorze bassins versants parmi répartis sur cinq pays de la région Afrique de l’Ouest.

3. Le troisième chapitre présente les outils statistiques utilisés pour la critique des séries hydroclimatiques.

4. Le quatrième chapitre, correspond à un article publié dans la revue HESS (*Hydrology and Earth Science System*), consacré à l’étude de stationnarité des débits extrêmes sur onze des quatorze bassins versants sélectionnés, ainsi qu’à l’identification des indices pluviométriques ayant une influence sur les débits extrêmes.

5. Le cinquième chapitre, s’intéresse à évaluer les performances de simulation de deux modèles hydrologiques au pas de temps journalier, ainsi que les fonctions de coût permettant une meilleure simulation des débits de pointes sur des hydrogrammes de crues.

6. Le sixième chapitre, correspond à un article prochainement soumis, dans lequel nous avons adapté un test statistique non paramétrique pour la détection des changements graduels de la relation pluie-débit à l’échelle des débits décennaux sur trois bassins versants de notre base. Ce test est mis en œuvre afin de déterminer la significativité des changements hydrologiques dûs aux modifications environnementales des bassins versants.

7. Le septième et dernier chapitre est un exercice de simulation des scénarios hydrologiques (crue décennale) sous l’influence de l’évolution prédite par les modèles climatiques régionaux utilisés dans le projet CORDEX.

Enfin, une conclusion générale permet de résumer les principaux résultats obtenus et de lister certaines perspectives associées à ces résultats.



## **Chapitre I. ELEMENTS DE CONTEXTE**

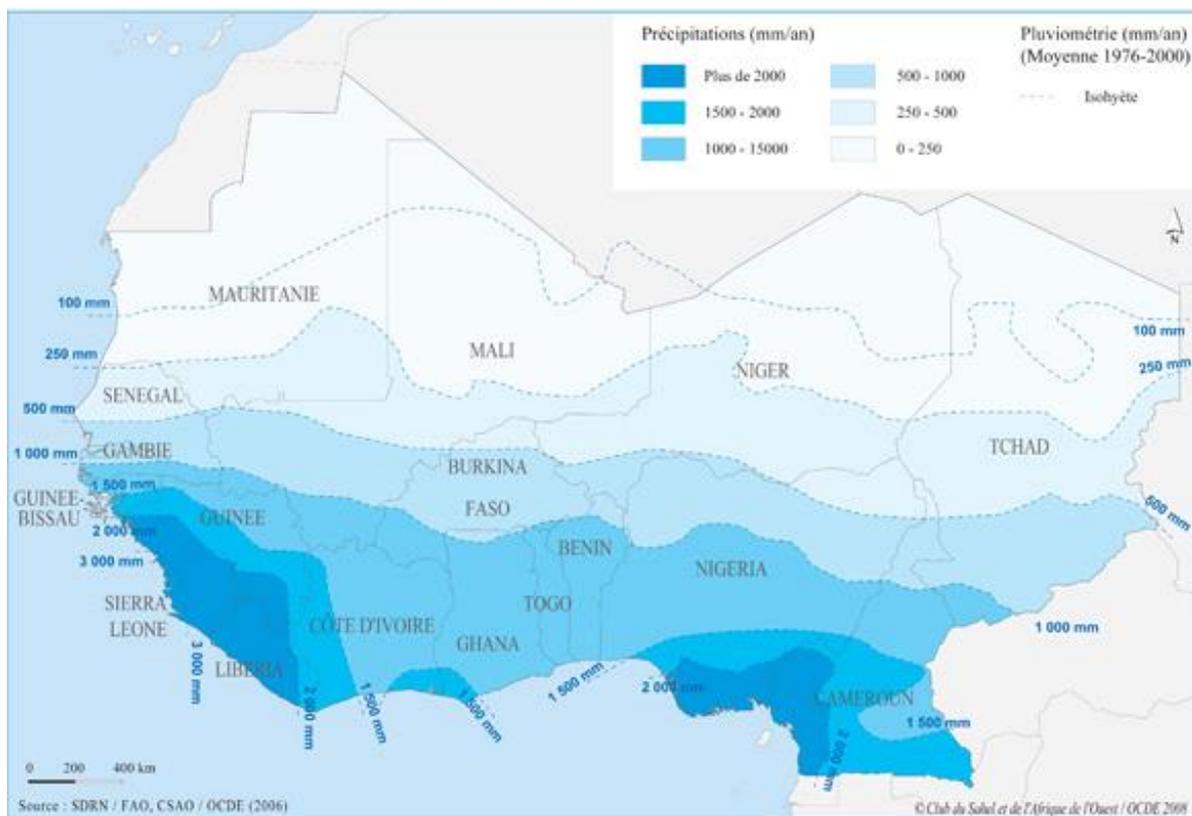
---

L'étude des crues en Afrique de l'Ouest comme dans d'autres régions a toujours été abordée pour répondre à des enjeux économiques et sécuritaires. Dans la région ouest Africaine précisément, l'évolution des crues est soumise à l'interaction de plusieurs facteurs d'ordre climatique, environnemental et démographique.

Ce chapitre a pour but de définir les différents aspects qui concourent à la nécessité de mener le travail d'étude des crues dans la sous région. Nous y présentons tout d'abord le contexte géographique de l'Afrique de l'Ouest afin de donner un aperçu global de la région. Ensuite nous évoquons les enjeux du risque hydrologique qui constituent la base théorique des analyses sur les extrêmes hydrologiques. Enfin, nous exposons les contraintes de l'étude à travers une revue bibliographique sur la variabilité climatique et hydrologique en Afrique de l'Ouest.

## I. CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL

La région concernée par cette étude est l’Afrique de l’Ouest (Figure I.1). L’Afrique de l’Ouest occupe une surface de 7,9 millions de km<sup>2</sup>, soit environ un cinquième du continent africain. Cette région est limitée au Sud et à l’Ouest par l’Océan Atlantique, au Nord par le désert du Sahara et à l’Est par le Tchad et le Cameroun. Sa population principalement rurale est estimée à 300 millions d’habitants en 2015 et devrait atteindre 490 million d’habitant d’ici 2030 (FAO, 2015), les trois-quarts de cette population vivant dans la zone humide et subhumide et près de 20 % dans la bande Soudano-sahélienne (OCDE, 2007).



**Figure I-1: Précipitations moyennes annuelles de la région d’Afrique de l’Ouest. Source Cartothèque OCDE (2006) ; <http://www.oecd.org/fr/csao/publications/lacartothequeducsao.htm#climat>.**

Le réseau hydrographique de l’Afrique de l’Ouest est constitué de trois principaux fleuves, le fleuve Niger, le fleuve Sénégal et la Volta. Le fleuve Niger et le fleuve Sénégal prennent leur source dans la dorsale guinéenne du Fouta Djallon, une région de

hauts plateaux dont l'altitude moyenne est d'environ 1 100m (Orange, 1990). Le fleuve Niger est le troisième bassin hydrographique d'Afrique, il est long de 4 200 km avec un bassin actif qui couvre près de 2 000 000 km<sup>2</sup> (Boubacar, 2012). Le fleuve Niger est partagé entre neuf pays, le Cameroun, le Bénin, le Burkina Faso, la Côte d'Ivoire, la Guinée, le Mali, le Niger, le Nigeria et le Tchad. La Volta est le deuxième cours d'eau le plus important de la région, d'une longueur de plus de 1 850 km et d'un bassin d'une superficie d'environ 400 000 km<sup>2</sup>, il est partagé entre le Bénin, le Burkina Faso, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Mali et le Togo (Kasei *et al.*, 2010). Le fleuve Sénégal est long de 1 790 km avec un bassin versant d'environ 337 000 km<sup>2</sup> et s'étend sur quatre pays, la Guinée, le Mali, la Mauritanie et le Sénégal.

On compte également des bassins versants drainant des surfaces moins importantes tels que le bassin du fleuve Gambie qui se situe sur la façade atlantique de l'Afrique de l'Ouest. Il jouxte celui du fleuve Sénégal au sud et au sud-ouest. Le fleuve Gambie a une superficie de 77 000 km<sup>2</sup> et traverse trois pays, la Guinée, la Gambie et le Sénégal (Lamagat *et al.*, 1990).

Ces grands bassins versants ont une importance capitale pour le développement des pays de l'Afrique de l'Ouest, car ils pourvoient aux besoins des populations riveraines, notamment pour la production hydro-agricole, halieutique, et énergétique.

## **II. LES RISQUES HYDROLOGIQUES ET LEUR GESTION**

### **II.1. Le risque hydrologique**

La notion de risque hydrologique fait référence à deux extrêmes ; les sécheresses (liées aux étiages) et les inondations (liées aux crues). Les risques hydrologiques sont généralement évalués par la combinaison de deux facteurs qui sont l'aléa et la vulnérabilité.

#### ***II.1.a. La vulnérabilité***

La vulnérabilité peut être définie comme la sensibilité en termes de conséquences économiques et/ou humaines d'un système aux effets négatifs de l'aléa. Elle est

essentiellement fonction de l'occupation des sols, mais ne dépend pas de l'endroit où se situe l'entité que l'on cherche à caractériser (Renard, 2006). Ainsi, plusieurs facteurs, comme la concentration des populations dans les zones urbaines, et la pauvreté peuvent amplifier le niveau de vulnérabilité d'une région. Selon **Ouédraogo (2008)**, moins la population dispose de moyens et de capacités d'adaptation face à un risque élevé, plus la vulnérabilité est grande. En d'autres termes les régions les plus vulnérables sont celles où les populations sont incapables d'anticiper la variabilité du climat et les changements qui s'opèrent, à cause du manque de moyens financiers et technologiques mis à disposition pour la gestion et la prévention des risques hydrologiques. La vulnérabilité est généralement quantifiée par la fréquence, la gravité et l'ampleur des dommages que provoque un aléa. Cependant, cette quantification reste très suggestive car la notion de gravité peut varier selon que l'on considère les aspects économiques, environnementaux ou humains.

### ***II.1.b. L'aléa***

L'aléa est un phénomène naturel qui est subi par l'homme; à l'instar des crues qui sont nécessaires à l'équilibre écologique des cours d'eau mais qui peuvent être génératrices de risques pour les populations. Les hydrologues sont généralement amenés à maîtriser et caractériser deux aléas qui sont les crues dévastatrices, et les sécheresses trop longues. Cette caractérisation passe par l'estimation de la durée, de la fréquence, et de l'étendue de l'aléa étudié. En général, dans le cas des crues, l'aléa hydrologique (crue dévastatrice) est fortement liée à un aléa climatique (pluie torrentielle) et il arrive souvent que l'homme par son action ait une influence sur l'aléa (c'est le cas de l'imperméabilisation des sols dus au développement urbain ou à la mise en culture des sols dans les environnements sensibles) et contribuent à rompre l'équilibre naturel qui existe entre l'apport pluviométrique et le ruissellement sur les cours d'eau.

### ***II.1.c. Estimation du risque hydrologique***

Le risque hydrologique est donc défini en croisant la vulnérabilité et l'aléa : si la vulnérabilité est supérieure à l'aléa, alors le risque est trop important et doit être pris en considération lors de l'aménagement du territoire concerné. Si par contre, la vulnérabilité est relativement faible par rapport à l'aléa, on considère que le risque est moins

important, et on peut envisager l'occupation du territoire sous un niveau de risque maîtrisé (Giret, 2004, Renard, 2006).

La perception que nous avons de l'évolution des risques hydrologiques est liée à l'évolution de chacun des facteurs entrant dans son estimation. En Afrique de l'Ouest par exemple, il n'existe à ce jour pas de véritable consensus pour expliquer l'augmentation du risque d'inondation. Certains auteurs s'accordent à dire que cette perception est liée à une augmentation de la vulnérabilité des populations, elle-même conditionnée par l'urbanisation grandissante et anarchique des villes (Tarhule, 2005, Sene et Ozer, 2002). Il est cependant difficile d'ignorer les récentes évolutions de l'aléa pluviométrique (Ozer et al., 2009; Descroix et al., 2013; Panthou, 2013). Par ailleurs, les tendances régionales des crues extrêmes ne sont à nos jours pas encore suffisamment maîtrisées. C'est donc pour répondre à cette dernière préoccupation que nous avons réalisé ce travail.

## **II.2. Gestion du risque hydrologique**

La gestion du risque hydrologique d'inondation fait souvent intervenir les méthodes servant à la quantification de l'aléa hydrologique (crue). Il s'agit de connaître la probabilité associée à une crue donnée, ou inversement de déterminer l'intensité de la crue pour une fréquence définie en fonction des aspects économiques (coût des dommages liés à une crue exceptionnelle de fréquence connue) (Giret, 2004). L'un et l'autre de ces objectifs peuvent être atteints en utilisant des méthodes empiriques ou par des méthodes probabilistes.

### ***II.2.a. Méthodes probabiliste : La théorie des valeurs extrêmes***

Les méthodes probabilistes donnent une définition statistique de l'aléa hydrologique, en le considérant comme un seuil de risque au-delà duquel les aménagements ne sont plus protégés. Pour déterminer ces seuils, l'hydrologue se sert de la théorie des valeurs extrêmes, afin de caractériser le comportement asymptotique des débits maximaux annuels observés dont on ne connaît à priori pas la loi de distribution (Raggad, 2009). Cette caractérisation permet donc de classer les débits suivant leur valeur. Plus la probabilité qu'un évènement se produise est faible (correspondant à une période de retour

élevée), plus le débit évalué est fort. Ces méthodes présentent l'avantage de permettre une extrapolation des prédéterminations au-delà du domaine des observations.

Plus spécifiquement, considérons  $X_1, X_2, \dots, X_n$  une suite de variables indépendantes et identiquement distribuées (*idd*), et  $M_n = \max(X_1, \dots, X_n)$  le maximum de ces variables. Fisher et Tipett (1928) ont réussi à démontrer que :

**Théorème 1** (de Fisher et Tipett) : S'il existe deux suites de constantes  $a_n > 0$  et  $b_n \in \mathbb{R}$ , et une distribution non dégénérée  $H$  telle que :

$$P_r \left( \frac{M_n - b_n}{a_n} \leq x \right) \xrightarrow{n \rightarrow \infty} H(x) \quad (\text{I-1})$$

Alors  $H(x)$  appartient à l'une des trois familles de lois suivantes :

$$\text{Gumbel : } H(x) = \exp \left\{ -\exp \left( \frac{-(x-b)}{a} \right) \right\} \quad (\text{I-2})$$

$$\text{Frechet : } H(x) = \begin{cases} 0 & \text{si } x \leq b \\ \exp \left\{ -\left( \frac{(x-b)}{a} \right)^\gamma \right\} & \text{si } b > x \end{cases} \quad (\text{I-3})$$

$$\text{Weibull : } H(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > b \\ \exp \left\{ -\left[ -\left( \frac{(x-b)}{a} \right)^\gamma \right] \right\} & \text{si } b \leq x \end{cases} \quad (\text{I-4})$$

Avec  $a > 0$  et  $\gamma > 0$ . Ces trois lois peuvent être combinées en une seule paramétrisation connue sous le nom de *Distribution Généralisée des Valeurs extrêmes* (**GEV** en anglais), et dont l'équation est donnée par :

$$H(x) = \exp \left\{ -\left[ 1 - \varepsilon \left( \frac{x-\beta}{\alpha} \right) \right]^{1/\varepsilon} \right\} \quad (\text{I-5})$$

$$\text{Avec } \alpha > 0 \text{ et } 1 - \varepsilon \left( \frac{x-\beta}{\alpha} \right) > 0$$

Les paramètres  $\alpha$ ,  $\beta$ , et  $\varepsilon$  sont respectivement appelés les paramètres d'échelle, de position et de forme de la loi GEV. L'appartenance à l'une ou l'autre famille de loi est régie par la valeur du paramètre  $\varepsilon$ . Si  $\varepsilon = 0$ , alors il s'agit d'une loi de Gumbel, si  $\varepsilon < 0$ , on a affaire à une loi de Frechet et si  $\varepsilon > 0$ , c'est une loi de Weibull. En hydrologie, la

GEV s'applique aux échantillons de débits maximaux annuels correspondant à des extractions de valeurs maximales par bloc.

Un autre type de loi permet de caractériser le comportement asymptotique des échantillons de valeurs maximales supérieures à un seuil de débit. Dans ce cas, on parle de Loi Généralisée de Pareto, ou Distribution Généralisée de Pareto (GPD).

**Théorème 2** (Pickands 1975) : soit  $X_1, X_2, \dots, X_n$  une suite de variables iid, respectant le théorème 1; alors,

$$P_r(X - u \leq z \mid X > u) \xrightarrow[n \rightarrow \infty]{} G(z)$$

Avec 
$$G(z) = 1 - \left(1 - \varepsilon * \frac{z}{\sigma}\right)^{1/\varepsilon} \quad (\text{I-6})$$
et  $1 - \varepsilon * \frac{z}{\sigma} > 0$ .

### II.2.b. Les méthodes empiriques

Le paragraphe précédent a permis de présenter des méthodes probabilistes reconnues pour la quantification de l'aléa hydrologique. Cependant ces méthodes exigent de travailler sur de grands échantillons de valeurs maximales afin de réduire les incertitudes d'estimation produites. Or dans le contexte ouest africain, il y a très peu de bassins versants disposant de longues chroniques de débits, surtout lorsqu'on s'intéresse aux bassins versants de petites et moyennes tailles (entre 100 km<sup>2</sup> et 10 000km<sup>2</sup>). Or c'est sur ces tailles de bassins versants que sont généralement entrepris des travaux de constructions de réservoirs pour pallier aux besoins en eau des saisons sèches. C'est pourquoi certaines méthodes dites empiriques considèrent plutôt les processus hydrologiques pour calculer l'aléa. Le principe est de modéliser les relations qui existent entre le débit et les caractéristiques pluviométriques et géomorphologiques des bassins versants.

Suite à une étude financée entre 1991 et 1994 par la FAO, l'ex CIEH (Comité Inter-état d'Etudes Hydrauliques), l'ORSTOM (aujourd'hui IRD, Institut de Recherches pour le Développement) et l'ancien Laboratoire Central de Télédétection du CEMAGREF-ENGREF ont rassemblé dans un manuel pratique, différents outils permettant de

répondre aux besoins de dimensionnements des aménagements hydrauliques en Afrique de l'Ouest et Centrale (FAO, 1996). Il s'agit d'information sur les événements hydrologiques exceptionnels (crues de projet) dont la quantification est requise pour le dimensionnement des ouvrages.

Nous présentons brièvement les deux principales méthodes empiriques utilisées en Afrique de l'Ouest pour l'estimation du débit décennal sur des petits bassins versants allant d'une dizaine de km<sup>2</sup> à quelques centaines de km<sup>2</sup>. Il s'agit de la méthode dite ORSTOM et la méthode dite CIEH. Des informations détaillées sur la mise en place et les conditions d'utilisation de ces méthodes peuvent être trouvées dans le document de la FAO (1966).

#### - La méthode CIEH

Puech et Chabi-Gonni (1983) ont proposé une méthode de calcul de la crue décennale connue depuis sous le nom de méthode CIEH. La formulation retenue pour retrouver l'expression du débit decennal de pointe ( $Q_{10}$ ) est basée sur un schéma de régression multiple et se présente sous la forme :

$$Q_{10} = a * S^s * \bar{P}_{an}^p * I_g^i * Kr_{10}^k * D_d^d \quad (I-7)$$

Où  $a, s, p, i, k, d$  sont des coefficients à déterminer.

$S$  est la surface du bassin versants (en km<sup>2</sup>),  $\bar{P}_{an}$  est la pluie annuelle moyenne (en mm),  $I_g$  est l'indice global de pente (en m/km),  $Kr_{10}$  est le coefficient de ruissellement décennal (en %), et  $D_d$  est a densité de drainage(en Km<sup>-1</sup>).

La détermination de ces coefficients est effectuée par une méthode de régression linéaire multiple par palier, c'est-à-dire que l'on introduit successivement dans la régression les variables explicatives en fonction de leur degré d'explication de la régression.

#### - La méthode ORSTOM

Dans la méthode ORSTOM, la crue décennale est définie comme étant la crue provoquée par une pluie décennale, toutes les autres conditions étant celles observées le plus fréquemment lors de fortes averses (humectation du sol, état de la végétation, forme

et répartition spatiale de la pluie). Le débit décennal de pointe ( $Q_{10}$ ) est défini par la relation :

$$Q_{10} = A * P_{10} * Kr_{10} * \alpha_{10} * \frac{S}{T_{b10}} \quad (\text{I-8})$$

Avec  $A$  le coefficient d'abattement de la pluie,  $P_{10}$  la hauteur de pluie journalière décennale,  $Kr_{10}$  le coefficient de ruissellement décennal,  $\alpha_{10}$  le coefficient de pointe correspondant à la crue décennale,  $S$  la superficie du bassin versant, et  $T_{b10}$  le temps de base correspondant à la crue décennale. Ces différents paramètres sont déterminés à l'aide d'abaques ou de formules. Seul  $\alpha_{10}$  peut, dans de nombreux cas, être assimilé à une constante.

Les méthodes CIEH et ORSTOM constituent donc la base sur laquelle repose les estimations des risques hydrologiques en Afrique de l'Ouest. Dans la pratique, l'application de ces méthodes sur les bassins versants documentés d'Afrique a aboutie à la constitution d'abaques, permettant d'utiliser les valeurs de débits décennaux définies alors comme des normes sur des bassins versants non jaugés ayant des caractéristiques hydromorphologiques similaires. Or ces estimations comme toutes estimations hydrologiques sont basées sur l'hypothèse de stationnarité des paramètres hydrologiques. La remise en cause cette hypothèse justifie le travail initié dans cette thèse.

### **III. LA MOBILISATION DES RESSOURCES EN EAU EN AFRIQUE DE L'OUEST : ENJEUX ET CONTRAINTES**

#### **III.1. Les enjeux de la mobilisation des ressources en eau en Afrique de l'Ouest**

Les résolutions de la troisième réunion des comités nationaux du Programme Hydrologique International tenue du 15 au 17 Février 2010 à Cotonou au Bénin ont pointé du doigt la nécessité de mobiliser les ressources en eau en Afrique de l'Ouest pour la satisfaction des besoins de sa population, et pour le développement économique de la région. Cette mobilisation de l'eau dans la zone sub-saharienne passe par la construction d'ouvrages hydrauliques tels que les barrages et les réservoirs.

Cependant, la forte variabilité climatique que connaît la région peut avoir des répercussions sur le régime des crues des bassins versants. Les normes hydrologiques basées sur les observations de la période 1960-1970 sont remises en questions, et leur application pourrait conduire à de mauvais dimensionnements des ouvrages hydrauliques (exemple de rupture de digue en zone sahélienne, figure I-2), ou des ouvrages hydrauliques soit à de mauvaises estimations des apports des bassins versants. Les cas du barrage de Bagré en zone sahélienne au Burkina Faso (sous dimensionnement) et de Kossou en zone Soudanienne en Côte d'Ivoire (surdimensionnement) ont souvent été cités comme exemples (Paturel et al. 2003).



**Figure I-2: Rupture de la digue du barrage de Bani au Burkina Faso. Photo : H. Karambiri.**

La mise en place de nouveaux modèles d'estimation des crues de projets pour les besoins de conception des ouvrages hydrauliques passe nécessairement par un état des lieux, permettant de mettre à jour les connaissances sur le comportement des extrêmes hydroclimatiques en Afrique de l'Ouest. Dans les sections suivantes, nous présentons les faits qui ont été démontrés ou qui sont évoqués pour caractériser le contexte hydroclimatique en Afrique de l'Ouest, et qui constituent des contraintes pour l'étude des extrêmes hydrologiques.

### III.2. La variabilité et changements climatiques en Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest est sans doute l'une des rares régions au monde à avoir connu des signaux forts de changement du climat. De plus sa grande vulnérabilité aux effets dévastateurs des extrêmes hydroclimatiques fait d'elle un zone très sensible à cette variabilité climatique (Tschakert, 2007).

La région a connu une forte diminution de la pluviométrie durant les 40 dernières années, avec une rupture nette dans les années 1968-1972. La réduction importante des précipitations apparaît clairement au Sahel avec des épisodes de forts déficits en 1972-1973, et en 1982-1984 ( Paturel et al., 1997; Le Barbé et al., 2002; L'Hôte et al., 2002; Nicholson, 2013). Cette tendance s'est traduite par un glissement des isohyètes de 200 km vers le sud, et un processus d'aridification de la zone ( Gautier et al., 1998; Servat et al., 1999; AGRHYMET, 2014).

Depuis le milieu des années 1990, un retour à de meilleures conditions pluviométriques semble se confirmer, sur toute l'étendue de la bande sahéenne entre les isohyètes 300mm et 700mm. Les études de Lebel et Ali, (2009) ont montrés que la reprise a d'abord commencé à l' Est de la zone sahéenne entre les longitudes 10° Est et 10° Ouest, et une actualisation des tendances faite par Ozer et al. (2009) et Salack et al. (2011) a permis d'étendre cette reprise de la pluviométrie jusqu'à la région du Sénégal.

Le passage de la période humide (1950-1970) à la période sèche (1970-1990) puis à une période à nouveau plus humide que la précédente (1990-2010) s'est fait par un changement des fréquences et des intensités des pluies de la région. Les années sèches qu'a connu l'Afrique de l'Ouest ont été marquées par une réduction notable de la fréquence des jours pluvieux (Servat et al., 1999; Le Barbé et al., 2002). En ce qui concerne la reprise de la pluviométrie des récentes décennies, elle est marquée par une intensification des extrêmes (pluies extrêmes plus fortes et en plus grand nombre), le nombre de jours pluvieux restant toujours à des taux aussi faibles que pendant la sécheresse (Giannini et al., 2013). D'après (Panthou et al., 2014), l'augmentation des pluies extrêmes dans la région a contribué fortement à rehausser les moyennes pluviométriques annuelles, et influencent de ce fait les moyennes journalières de pluies qui sont devenues plus fortes que celles de la période de sécheresse. Selon Gianini et al.

(2013), cette augmentation de la valeur moyenne journalière de la pluie et par extension des pluies extrêmes pourrait avoir un lien avec l'évolution de la température à la surface de la mer qui connaît également une tendance croissante.

Les projections climatiques sur l'Afrique de l'Ouest sont pour la plupart encore très incertaines. Certains tests réalisés ont montré les limites des modèles climatiques dans leur capacité à retranscrire le climat ouest-africain (Camara et al., 2013; Kamga F. and Buscarlet, 2006; Klutse et al., 2015). La mesure délicate et incertaine des impacts futurs du climat sur la région impose une certaine modestie dans l'utilisation de ces projections climatiques. Cela n'empêche cependant pas d'observer le passé, et de mettre en lumière certaines projections, en gardant à l'esprit leurs limites, car ces projections sont utiles pour initier des scénarios d'adaptions aux potentiels changements à venir.

### **III.3. La variabilité spatio-temporelle des écoulements**

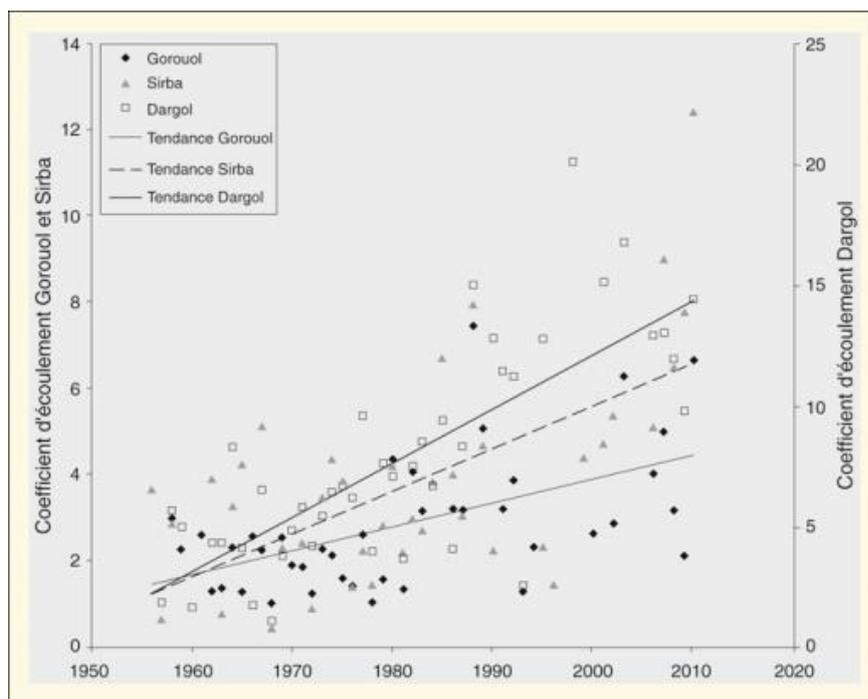
Les bassins versants d'Afrique de l'Ouest ainsi que les affluents qui les composent sont soumis à d'importants changements de leur environnement. Ces changements, combinés aux changements du climat et plus particulièrement de la pluie rendent difficile la compréhension des processus et facteurs influençant l'évolution des débits.

De manière générale, deux principales tendances des débits sont aujourd'hui reconnues en Afrique de l'Ouest : l'augmentation des écoulements en zone sahélienne, malgré les taux de pluviométrie enregistrés qui sont toujours plus faibles que ceux de la période humide 1950-1960. Ce phénomène est reconnu sous le nom de « Paradoxe sahélien » (Descroix et al., 2009), et a été observé pour la première fois par Albergel (1987). En zone Soudanienne, la tendance est à la diminution des écoulements, ce qui est en concordance avec la baisse pluviométrique observée depuis 1970. Ces deux phénomènes hydrologiques opposés sont toujours d'actualité et fortement débattus, avec un plus grand intérêt pour la zone sahélienne qui présente un comportement atypique.

Le déficit pluviométrique a entraîné dans un premier temps une baisse des débits dans les principaux bassins versants atteignant parfois le double de la baisse observée sur les pluies, pour des grands bassins tels que le Sénégal, le Niger et le Lac Tchad (Servat et al., 1997). Mais un retour à des conditions plus humides a été récemment observé en zone

sahélienne, se traduisant par une augmentation significative des écoulements des bassins versants (Amogu et al., 2010; Mahé et al., 2010; Descroix et al., 2011; Jury, 2012; Descroix et al., 2013; Sighomnou et al., 2013). Du côté de la zone Soudanienne, le peu d'études qui existent ne permet pas de tirer la même conclusion (Mahé et al., 2013).

Les raisons qui avancées pour expliquer l'augmentation des écoulements en zone sahéenne sont liées aux changements d'états de surface, et d'occupation des sols ( Descroix et al., 2009; Amogu et al., 2015, 2010; Mahé et al., 2010). Les changements des états de surfaces naturels au profit des surfaces cultivées dans la zone sahéenne ont pour effet de favoriser l'encroûtement des couches superficielles lors d'évènements pluvieux, et de diminuer la capacité d'infiltration, ce qui entraîne une augmentation du coefficient d'écoulement (cf. figure I-3).



**Figure I-3 : Augmentation des coefficients d'écoulement annuels de trois affluents du fleuve Niger, le Dargol, le Gourouol et la Sirba entre 1950 et 2010 (Tiré Sighomnou et al. 2013).**

L'augmentation du ruissellement contribue également à la perte du caractère endoréique de certaines surfaces qui semblent contribuer aujourd'hui à l'écoulement des cours d'eau majeurs, et provoquent ainsi des débits plus importants (Mamadou et al., 2015). Par ailleurs, les changements d'occupation des qui se traduisent souvent par une

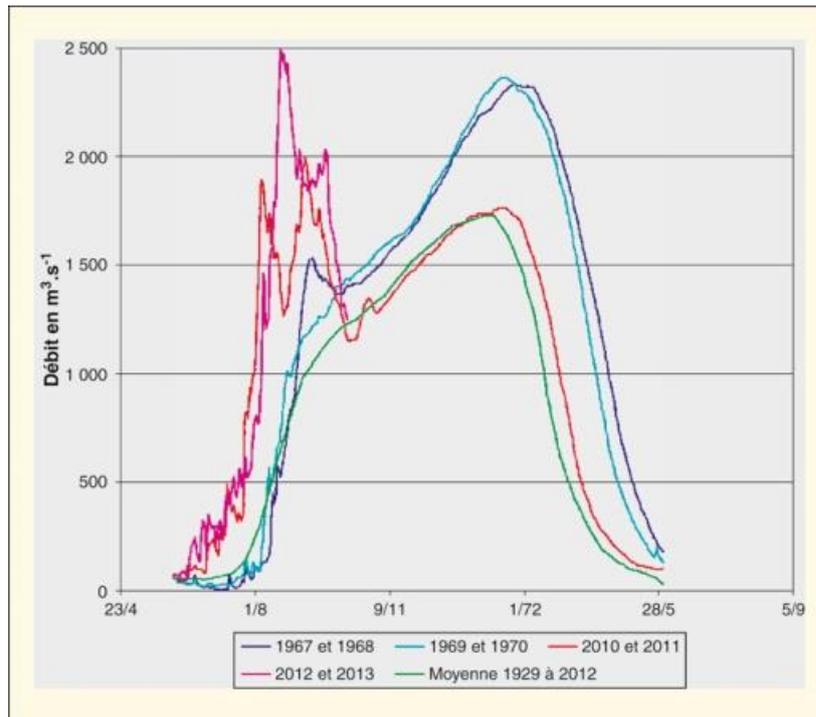
urbanisation intensive ont tendance à réduire la surface d'infiltration de la pluie, entraînant un gain d'écoulement qui conjugué à des systèmes d'assainissements mal dimensionnés conduisent à des inondations (Leblanc et al., 2008; Mahé et al., 2010). Dans cette zone climatique, le rôle des eaux souterraines sur la hausse des écoulements des grands bassins versants n'a jusqu'ici pas encore été clairement identifié, alors qu'on observe une augmentation des niveaux des nappes phréatiques dans les zones endoréiques (Vischel and Lebel, 2007; Leblanc et al., 2008; Favreau et al., 2009).

En zone Soudanienne, les moyennes hydrologiques sont en général à la baisse. Ceci s'explique par le fait que dans ces régions, l'écoulement ne s'opère que lorsque les couches profondes sont saturées (Vissin, 2007 ; Descroix et al., 2009). Hors la baisse de la pluviométrie a entraîné une chute des contributions des couches souterraines à l'écoulement (Mahé et al., 2013), et le ruissellement qui ne se produit que lorsque la capacité de rétention en eau des sols est dépassée s'en trouve significativement diminué.

#### **III.4. Quelles implications dans l'évolution des crues en Afrique de l'Ouest?**

De plus en plus, l'Afrique de l'Ouest fait face à des phénomènes d'inondations qui ont des conséquences socio-économiques dramatiques. Cependant, les nombreux processus climatiques et environnementaux qui contribuent à l'écoulement des bassins versants de la région n'ont jusqu'ici pas permis d'adopter un consensus sur les paramètres influençant les crues de la région.

Du côté sahélien l'augmentation des coefficients d'écoulements a contribué à une plus forte hydraulicité des cours d'eau de la zone. Sur certains de ces bassins versants, des études, bien que très rares, ont montré que les parties extrêmes des hydrogrammes de crues pouvaient également être concernées par une tendance à la hausse. C'est le cas du fleuve Niger à la station de Niamey qui est l'exemple phare de la zone sahélienne. Sur cette station, la première crue qui provient des affluents sahéliens en rive droite du fleuve et se produit pendant la saison pluvieuse dans la région a été plusieurs fois plus forte que la crue majeure qui vient des affluents guinéens du fleuve, et arrive plus tard à la station de Niamey (Figure I-4, Sighomnou et al., 2013)



**Figure I-4 : Hydrogrammes annuels des années marquantes sur le fleuve Niger à la station de Niamey, et moyenne de la période 1929-2012. Source (Sighomnou et al, 2013).**

De plus, selon Mamadou et al. (2015) les ruptures d'endorémies de plusieurs affluents du côté droit du fleuve Niger seraient également une cause non négligeable de l'augmentation de la première crue observée. Cependant, dans cette zone, on s'interroge toujours sur l'effet de la récente intensification de la pluviométrie sur l'évolution des extrêmes hydrologiques. Selon Aich et al. (2014) il n'existe plus de paradoxe sur le Niger à Niamey depuis la fin des années 1980, car l'évolution des précipitations moyennes et extrêmes concordent avec l'évolution des débits. Cette affirmation doit cependant être nuancée, car malgré la reprise de la pluviométrie, les moyennes récentes sont toujours plus faibles que celles des années humides.

Du côté Soudanien, très peu ou pas d'études existent en ce qui concerne l'évolution des crues, alors que les connaissances sur l'évolution pluviométrique ont récemment été actualisées (Salack et al. 2011 ; Gianini et al., 2013). Jusqu'ici les études ont clairement établi la diminution des modules annuels sur les bassins versants Soudanien. Cependant Aich et al. (2014) concluent que le Niger à Mananville, dans la zone Soudanienne présente une tendance à la hausse des débits maximaux annuels.

Le contexte ainsi présenté illustre la situation hydrologique complexe que connaît la région d'Afrique de l'Ouest. Si d'un côté les changements d'état de surfaces peuvent servir à justifier une augmentation en intensité et en fréquence de l'aléa hydrologique, d'un autre côté, peu d'informations sur l'aléa hydrologique existent pour soutenir la cette augmentation des crues. De plus, le rôle donné à l'aléa pluviométrique reste encore discutable dans certaines situations.



## **Chapitre II. LES DONNEES DE L'ETUDE**

---

Toute étude hydrologique s'appuie sur des données préalablement collectées, traitées et archivées. La critique de la donnée est une étape essentielle dans le travail de l'hydrologue, car l'utilisation des données non critiquées rend généralement les résultats peu fiables.

Ce chapitre a pour but de présenter les données qui ont été ainsi que leur origine et les traitements effectués.

## I. METROLOGIE ET DONNEES EN AFRIQUE DE L'OUEST

### I.1. Brève revue historique de l'évolution des réseaux de mesures d'Afrique de l'Ouest

Si les réseaux de mesure des pluies existent en Afrique de l'Ouest avant les années 1921-1922 grâce à la création des **Services Météorologiques d'Afrique Centrale et Equatoriale**, les premières stations hydrométriques ont été installées dans les années 1945 avec la création de l'ORSTOM comme service scientifique chargé de gérer les recherches dans ce domaine (Mahé, 2006). La création de l'ORSTOM avait pour but de mettre à niveau les connaissances sur les caractéristiques hydrologiques, des régimes des grands cours d'eau d'Afrique occidentale et équatoriale qui étaient encore inconnus (Olivry et Sircoulon, 1998).

Par la suite, Les scientifiques de l'ex CIEH et de l'ORSTOM (maintenant IRD) ont entrepris une grande campagne d'extension des équipements de mesures hydrologiques et pluviométriques sur des petits bassins versants représentatifs d'Afrique de l'Ouest et centrale entre les décennies 1950 et 1970 (les surfaces de ces bassins représentatifs variaient entre 10 km<sup>2</sup> et un peu plus de 1 500 km<sup>2</sup>). L'objectif était alors de maîtriser des régimes hydrologiques de la zone afin de contribuer à la mise en valeur des potentiels agricoles, et hydro-électriques pour favoriser le développement des pays concernés. Les études menées sur des petits bassins versants représentatifs devait permettre, à partir de courtes périodes d'observation mettant en évidence les mécanismes de l'écoulement, de préciser certaines données ou d'améliorer certaines extrapolations. C'est sur cette base que plusieurs projets d'aménagements ont pu être réalisés dans la région, à l'exemple de l'Etude du barrage de Kouillou au Congo, basée sur la détermination des apports de différentes régions naturelles représentées par des bassins représentatifs (Nouvelot, 1993).

Entre 2° et 20° de latitude nord, et entre 16° de longitude ouest et 24° de longitude est, 14 pays dont la plupart situés en Afrique de l'Ouest (FAO, 1996) sont concernés par cette vaste campagne d'instrumentation, de maintenance et de suivi des enregistrements de données hydrologiques. Ainsi, c'est près de 414 bassins versants qui ont été instrumentés dans toute l'Afrique (Dubreuil et al., 1972).

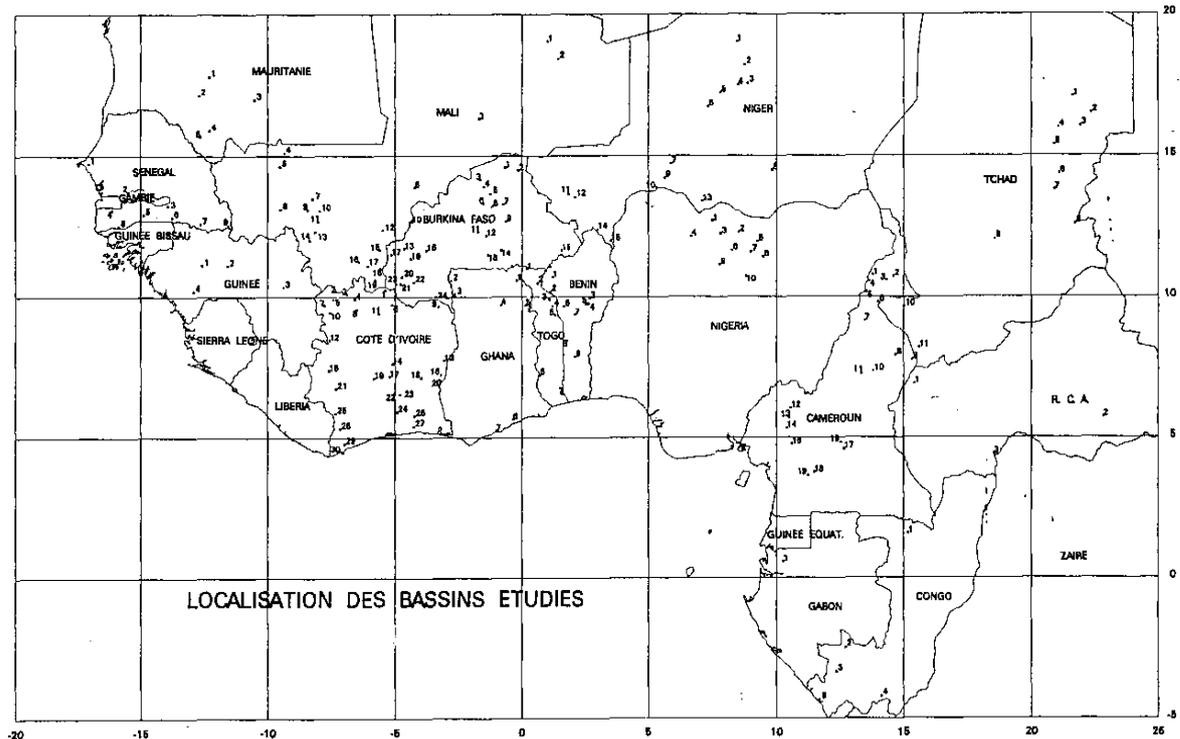


Figure II-1 : Carte du réseau de mesures hydrologiques de l'ORSTOM et CIEH en Afrique de l'Ouest et du Centre, source (Crues et Apports, FAO, 1996).

Vers la fin des années 1970, ces réseaux de mesures sont peu à peu repris par les Etats. Les hydrologues, cadres et techniciens africains sont formés au sein des équipes de l'ORSTOM et les états se dotent d'institutions autonomes qui en prennent le relais.

Aujourd'hui, l'accès aux données suit des réglementations particulières suivant les pays, les données météorologiques et hydrologiques étant gérées par des organes centraux des différents Etats. Ce changement dans la gestion des données hydroclimatiques a eu un impact considérable sur la disponibilité des données, certaines données étant souvent plus facilement accessibles que d'autres en fonction du pays ou du service qui en a la charge. Avec l'évolution scientifique et technologique, les mesures sur la plupart des anciens bassins versants représentatifs ont été abandonnées, et la couverture spatiale des réseaux hydrométriques s'est limitée aux bassins versants présentant des enjeux économiques plus importants (fort potentiel hydro-électrique, agricole etc...). L'absence de décentralisation des services hydrologiques a également eu un impact sur le développement du réseau hydrologique, car peu de moyens sont mis à dispositions pour des cours d'eau plus petits ou trop éloignés des centres urbains.

Cette revue de l'historique des réseaux de mesure dans la région d'Afrique de l'Ouest permet de se rendre compte de l'évolution de l'hydrométrie dans la région, et permet également de comprendre le contexte et les problèmes auxquels sont confrontées les études hydrologiques initiées dans la région. L'abandon du suivi des bassins versants représentatifs créés par l'ORSTOM a entraîné un manque dans les bases de données, car ces bassins versants ne peuvent être utilisés pour des études récentes prenant en compte l'évolution du climat. Par ailleurs, la division de la gestion des données pose un problème d'accessibilité : certains organismes sont plus réticents que d'autres au partage des données qu'ils possèdent; et lorsque que ces données sont mises à disposition, l'accès aux courbes de tarages permettant la critique des données est souvent limité. Tout ceci a une influence sur les choix faits dans le cadre de la thèse.

## **I.2. Homogénéité des données et incertitudes relatives**

La plupart des études envisagées en hydrologie, sont fondées sur des ensembles de données, provenant de mesures directes des processus hydroclimatiques. Ces mesures sont réparties dans l'espace au sein d'un réseau constitué principalement d'un ensemble de stations dont le but est la détermination de la variabilité dans le temps et dans l'espace des caractéristiques des régimes hydrologiques d'un bassin hydrographique. La constitution d'un échantillon de données valide et représentatif de la variable d'intérêt est donc essentielle pour une analyse des caractéristiques des régimes hydroclimatiques.

Dans le cas des débits, il existe plusieurs méthodes de jaugeage permettant d'avoir une estimation du débit en un point du cours d'eau. La plus connue et la plus utilisée reste celle dite de l'exploitation du champ de vitesse sur une section du cours d'eau dont les dimensions sont connues. Cette méthode permet d'avoir un champ de vitesse qui, une fois intégré à la section mouillée donne le débit recherché. La vitesse s'obtient soit par des appareils tels que les moulinets, soit par un flotteur (pour les petits cours d'eau à régimes torrentiels).

Quelles que soient les méthodes utilisées, elles ne peuvent servir à produire une série continue de débit, d'où l'utilisation des courbes de tarage qui permettent de déduire le débit transité par la connaissance de la hauteur de l'eau dans la section mouillée. Les courbes de tarage sont obtenues par ajustement des courbes sur les points débits-hauteurs, obtenus par jaugeage sur une section de contrôle donnée.

L'obtention de la donnée n'est cependant pas suffisante pour garantir une bonne étude. Pour l'étude des tendances précisément, les mesures effectuées doivent être homogènes afin de limiter les incertitudes. La perte d'homogénéité des séries hydroclimatiques est due à des erreurs que l'on peut observer à plusieurs niveaux.

- Le premier niveau d'erreur est lié à la précision de la donnée. La mauvaise utilisation des appareils et leur vétusté peut entraîner des erreurs de mesures. Ce type d'erreur peut être assez important pour les débits de crues et d'étiages. Par exemple, en basses-eaux, les faibles vitesses d'écoulement sont parfois difficiles à mesurer et peuvent être mal évaluées. Dans d'autres cas, le manque d'actualisation des courbes de tarage peut entraîner des erreurs sur l'estimation des débits.
- Le second niveau d'erreur est lié à la fréquence d'échantillonnage de la donnée qui doit être adaptée aux objectifs de caractérisation fixés. En effet, une fréquence d'échantillonnage trop faible peut entraîner une perte de signal dans les données observées. De même, la longueur des séries peut dans certains cas entraîner une mauvaise interprétation des tendances visibles ou une mauvaise extrapolation des quantiles.
- Un troisième niveau d'erreur est lié à la densité des points de mesures. Malgré l'intensification des équipements hydrologiques sur les bassins versants de la région dans les années 1970, les études en Afrique de l'Ouest sont toujours limitées par le nombre de données existantes et utilisables, car peu d'efforts sont fournis pour étendre les réseaux de mesures. Une faible densité des réseaux de mesures entraîne généralement une analyse peu représentative, car ne tenant pas compte de la variabilité spatiale.

## II. CRITERES DE SELECTION DES BASSINS VERSANTS POUR L'ETUDE

La sélection des données de l'étude a été basée sur certaines caractéristiques des bassins versants et des stations hydrologiques, notamment la surface du bassin versant, la longueur des séries de mesures hydrologiques, le domaine d'étude et la qualité des stations.

### II.1. La surface du bassin versant

Il a été essentiel pour cette étude de définir une gamme de surface pour laquelle les données ont été collectées. Comme expliqué dans les paragraphes précédents, la plupart des bassins représentatifs utilisés dans les années 1960 par l'ORSTOM n'ont pas été continuellement suivis après les années 1970. Ceci est lié à leurs petites tailles (moins de 1 000 km<sup>2</sup> pour la plupart) qui ne représentaient pas d'enjeux conséquents pour les nouvelles politiques de développement des Etats. Aussi, il n'a pas été possible d'obtenir des séries utilisables pour ces bassins versants. D'un autre côté, le rôle des écoulements souterrains dans la dynamique hydrologique des grands cours d'eau reste encore très peu connu, ce qui nous a empêché d'utiliser les données des grands bassins versants. Nous avons donc défini une valeur minimum de 1 000 km<sup>2</sup> comme limite de surface inférieure à considérer pour la collecte des données. Pour la limite supérieure, nous nous sommes limités à 13 000 km<sup>2</sup> afin d'élargir au maximum l'échantillon.

Le pas de temps adopté pour l'étude est journalier. Ce pas de temps a été adopté car il convient aux caractéristiques hydrologiques (temps de réponse, saturation) de la gamme de surface des bassins versants étudiés. De plus, lorsque l'on fait une étude des débits maximaux annuels, il est fondamental d'utiliser le pas de temps le plus fin possible afin de pouvoir capter la variable d'intérêt, car il s'agit là d'évènements de courte durée, qui ne conviennent donc pas à des pas de temps tels que le mois ou l'année.

## II.2. La longueur des séries hydrologiques

La longueur de la série est une caractéristique essentielle pour l'étude des tendances sur les extrêmes hydrologiques, car les valeurs extrêmes présentent par nature une forte variabilité. Aussi, la probabilité de détecter des changements modérés dans une série courte (moins de 30 ans) même avec des outils très performants est faible, sauf s'il s'agit d'un changement très brusque et d'une forte intensité. Selon Renard (2006), il faudrait disposer d'environ 50 années de données pour pouvoir détecter un changement d'amplitude de 40% par rapport à la moyenne.

La plupart des études de stationnarité sur les variables hydrologiques (Robson, 2002; Kundzewicz and Robson, 2004; Svensson et al., 2005; Kundzewicz et al., 2014;) considèrent des séries de données dont les longueurs sont comprises entre 30 et 60 ans de données. Cependant, dans le contexte Ouest Africain, les séries de longues durées sont rares, car la majorité des stations existantes ont été installées dans le courant de la décennie 1950, et le suivi a pour la plus part des cas été interrompu vers les décennies 1970-1980 à cause de la détérioration des équipements qui ne sont pas aussitôt remplacés. Compte tenu de ce qui précède, il nous a semblé raisonnable de fixer une longueur minimum des séries de 20 années, sous réserve de l'absence de lacunes dans la série.

## II.3. Le domaine d'étude

Les comportements hydrologiques des bassins versants de l'Afrique de l'Ouest sont bien connus pour leur disparité régionale très fortement liée à la zone climatique dans laquelle ils se trouvent. Les nombreuses études réalisées en Afrique de l'Ouest ont montrées que l'augmentation des écoulements malgré la diminution pluviométrique est un comportement purement sahélien (Briquet et al., 1996; Paturel et al., 1996; 2003; Mahé, 2006; Descroix et al., 2009; Mahe et al., 2010;), alors qu'en climat Soudanien la tendance des modules annuels et mensuels est à la diminution (Olivry et al., 1994; Gautier et al., 1998; Paturel et al., 1998). Il a donc été important pour nous d'obtenir

les données des bassins versants représentatifs de chacune de ces deux zones climatiques, afin de comparer le comportement des débits moyens à celui des extrêmes.

#### **II.4. La qualité des stations**

Dans la pratique, il est difficile de juger de la qualité des mesures effectuées sur les stations hydrologiques, les historiques de suivi des stations et les courbes de tarage n'étant pas toujours mises à jour de façon systématique. En général la critique des données peut donner un jugement a posteriori sur la qualité des mesures effectuées sur la station.

Notons que les débits peuvent être influencés par les aménagements effectués au droit des lits des cours d'eau. Par exemple, un ouvrage d'écrêtement des crues aura une influence sur la mesure des valeurs réelles de hautes-eaux. Bien qu'il soit possible dans certains cas de recalculer les débits observés avant l'aménagement, nous avons choisi d'écarter ce type de stations, car ne disposant pas de séries de débits antérieurs aux aménagements.

Dans son étude de détection des tendances dans les séries de maximum annuel mondial, Kundzewicz et al. (2005) recommande d'utiliser des bassins versants ayant subi le moins de modifications environnementales possible pour quantifier l'impact du climat sur les débits extrêmes. En effet, dans le cas de changements concomitants du climat et de l'occupation des sols, il est difficile de quantifier la part de responsabilité de l'un ou l'autre de ces changements sur la tendance observée sur les débits. Cependant, il est également difficile, sauf à de très petites échelles, de trouver dans la région des bassins versants ayant gardé les mêmes conditions de ruissellement qu'avant la grande sécheresse de 1970, car même en l'absence d'actions anthropiques, la forte sécheresse a contribué à modifier significativement la productivité des sols sur le long terme, entraînant ainsi leur désertification (Dardel, 2014). Or selon Descroix et al. (2009) les sols nus génèrent un écoulement de base beaucoup plus important que les sols à végétation naturelle.

### III. DESCRIPTION DES DONNEES UTILISEES POUR L'ETUDE DES DEBITS DE POINTES

#### III.1. Provenance des données

##### III.1.a. Données hydrologiques

La base de données idéale regrouperait un nombre équivalent de bassins versants provenant des différentes zones climatiques de la sous-région. Cependant la mise à disposition des données par les services nationaux des pays de la sous-région étant un facteur limitant, nous avons privilégié la collecte des données du Burkina Faso qui détient certainement le réseau hydrométrique le plus dense de la région, avec une répartition territoriale homogène à travers les différents domaines climatiques de la région (cf. figure II-2).

Les données de débits journaliers collectés au Burkina Faso proviennent de la *Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE)*. Cet organe est chargé de la collecte, de l'archivage et de la distribution des données hydrologiques des bassins versants du pays, et de ce fait gère toutes les stations hydrométriques se trouvant à l'intérieur du territoire. Les données fournies par la DGRE sont des chroniques journalières brutes de débits (en  $m^3/s$ ). Ces séries n'ont subi aucun traitement et comportent donc d'importantes lacunes à l'échelle journalière.

Au début de cette thèse, nous avons recueilli des séries journalières de débits sur certains bassins versants du Sénégal, du Mali et de la Guinée Conakry. Les données pour ces pays proviennent des équipes de l'IRD (basées au Sénégal et en Guinée Conakry), et de l'OMVS (*Organisation pour la Mise en Valeur du Fleuve Sénégal*). Les données des bassins versants de cette zone nous ont été fournies sous une forme critiquée et les lacunes des séries ont été comblées par les fournisseurs de données. Vers la fin de notre thèse, certaines de ses données avaient été réactualisées mais n'ont pas pu être prises en compte dans ce travail. Nous reviendrons avec plus de détail sur ces données dans la section [Sélection des chroniques de débits](#) de la section II.2 de ce chapitre.

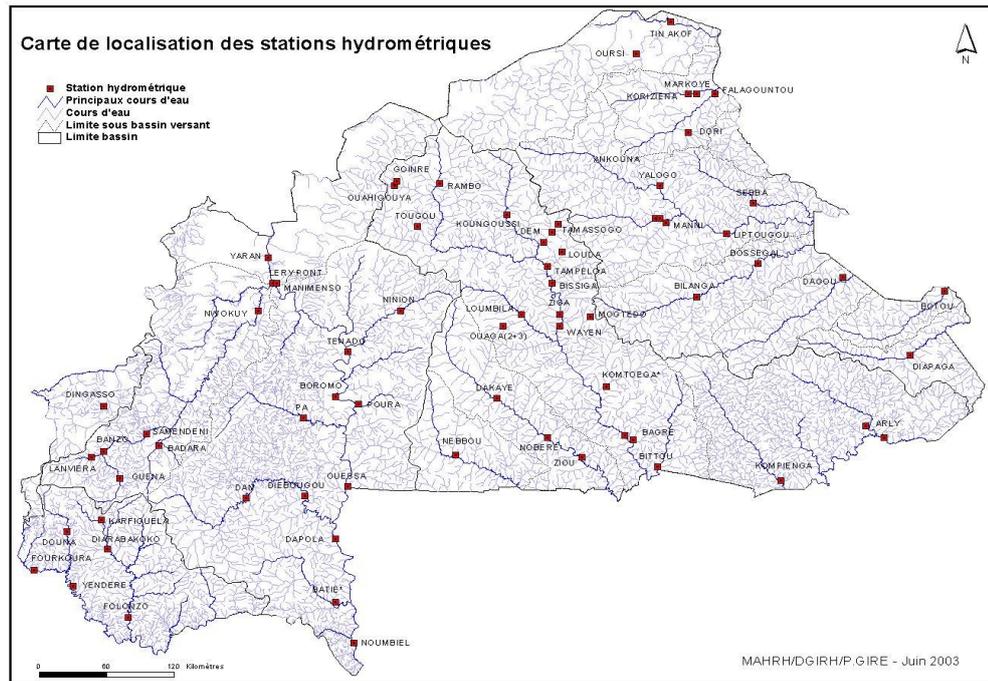


Figure II-2 : Carte du réseau hydrographique et de localisation des stations hydrométriques du Burkina Faso (source DGRE Burkina Faso).

### III.1.b. Données climatiques

Les données climatiques utilisées dans ce travail sont issues de différentes bases de données :

#### - Données de la base SIEREM

La grande majorité des données historiques de pluie proviennent de la base de données SIEREM (*Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau et leur Modélisation* ; <http://www.hydrosciences.fr/SIEREM/>, Boyer et al 2006) qui regroupent des séries de pluies de plusieurs stations d'Afrique. On y retrouve des données à divers pas de temps, du journalier au mensuel. Ces données s'arrêtent pour la plupart en 2000 et n'ont été que ponctuellement actualisées au cours de ces dernières années.

#### - Données de la base des services Météorologiques Nationaux

Un autre jeu de données de climatiques a été obtenu auprès de la Direction Nationale de la Météorologie (DNM) du Burkina Faso. Il s'agit de données de pluies et d'ETP sur certaines stations du pays, sélectionnées en fonction de leur proximité aux bassins versants de l'étude et par rapport aux variables qui y sont mesurés. Notamment,

dix des stations sélectionnées sont des stations synoptiques sur lesquelles sont faites des mesures de pluie, mais également des variables comme l'ETP, les températures (minimale et maximale) l'humidité de l'air, la durée d'insolation, et la vitesse du vent. Notons que la base de données SIEREM contient les séries de plusieurs stations gérées par la DNM, mais comme nous l'avons souligné, les séries de la base SIEREM s'arrêtent pour la plupart dans les années 2000, alors que les séries de la DNM sont actualisées annuellement. Cependant leur accès reste contraint par le coût de la donnée, et nous n'avons obtenus qu'une quantité réduite de séries sur le Burkina Faso, essentiellement dans le but de compléter les séries de la base SIEREM.

#### - **Données de la base CRU**

Pour avoir les informations sur l'ETP des bassins versants hors du Burkina Faso, nous avons extrait des données d'ETP de la base du CRU (*Climate Research Unit*) (New et al.2002). Ces données sont au pas de temps mensuel et définies à une résolution spatiale de  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ . Les valeurs mensuelles ont été désagrégées au pas de temps journalier simplement en affectant la même valeur d'ETP à tous les jours d'un même mois. Cette valeur d'ETP correspond à la moyenne journalière (en mm/j) du mois considéré, ce qui a permis de constituer pour les bassins versants dont nous ne disposons pas d'informations des séries journalières d'ETP.

#### - **Projections climatiques**

Le dernier jeu de données utilisé dans ce travail est constitué des chroniques de simulations climatiques du projet CORDEX (*Coordinated Regional climate Downscaling Experiment*). Les données du projet CORDEX sont des données haute résolution, soit des grilles de 50 km x 50 km pour les latitudes de notre zone d'étude. Elles correspondent à une résolution spatiale de  $0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$ . Ces données fournissent des prédictions sur les variables climatiques historiques et futures (précipitations et températures) sur la totalité de la région ouest-africaine, de 1960 à 2100 au pas de temps journalier.

## III.2. Sélection des chroniques de débits

### III.2.a. Critique des chroniques de débit

Il est indispensable avant d'effectuer toute analyse hydrologique de faire une critique de la qualité du jeu de données hydrométriques en présence, ceci est d'autant plus important en ce qui concerne les crues car la qualité des données de crue est très variable d'un site à une autre, suivant la configuration du réseau de mesure utilisé sur le secteur. Au-delà des critères de sélection des stations mentionnées plus haut, la validité des séries hydrologiques utilisées s'est basée essentiellement sur le pourcentage de lacunes qui sont susceptibles de diminuer le nombre d'années utilisables pour l'analyse des débits de pointes. De ce fait, nous avons calculé des taux de données manquantes pour chaque série collectée.

Les données manquantes dans les chroniques journalières sont calculées en comptabilisant les jours sans données au sein de la saison d'écoulement d'une année suivant l'équation II-1, à la suite de quoi une moyenne de ces sommes est calculée au pas de temps annuel suivant l'équation II-2. A la fin de cette étape, nous n'avons conservé que les stations présentant moins de 50% de lacunes dans leurs séries.

$$\%lacunes \text{ d'une année} = \frac{\text{Valeurs manquantes entre début Juin et fin Octobre}}{\text{nombres total de jours entre début Juin et fin Octobre}} \quad (\text{II-1})$$

$$\%lacunes \text{ d'une série} = \frac{\sum lacunes \text{ par année}}{\text{nombres total d'années dans la série}} \quad (\text{II-2})$$

Par la suite, la validation des débits de pointe de chaque année a été effectuée afin d'évaluer les longueurs réellement utilisables de chaque série de débits maximaux. Cette validation s'est faite en analysant pour chaque année le pourcentage et la position des valeurs manquantes par rapport à la position de la valeur de débit de pointe extraite. Cette étape s'est avérée délicate et fastidieuse, car elle nécessite une analyse fine des régimes hydrologiques afin d'être capable d'identifier les informations pertinentes. La figure II-3 présente les cas possibles rencontrés pendant l'extraction des débits de pointe sur la série de Falagontou.

- Dans le premier cas (année 1989) et le second cas (année 1990), le choix de conserver la valeur de pointe a été basé sur une analyse de la position des lacunes par rapport à la pointe observée, la valeur du débit observé comparativement à la moyenne de la série des débits maximaux sur la même station, et la période d'occurrence de ce débit maximal.
- Dans le troisième cas (année 1994), la pointe de crue bien qu'isolée existe et le quatrième cas (année 1997) donne une idée plus claire de la position du maximum annuel.
- La valeur de débit maximal annuel n'est pas retenue lorsque les lacunes sont situées au cœur de la pointe de crue, et qu'on n'a aucune idée de l'évolution de l'hydrogramme sur cette partie.

A cette étape, les séries présentant moins de 20 ans de données validées ont été retirées de l'échantillon.

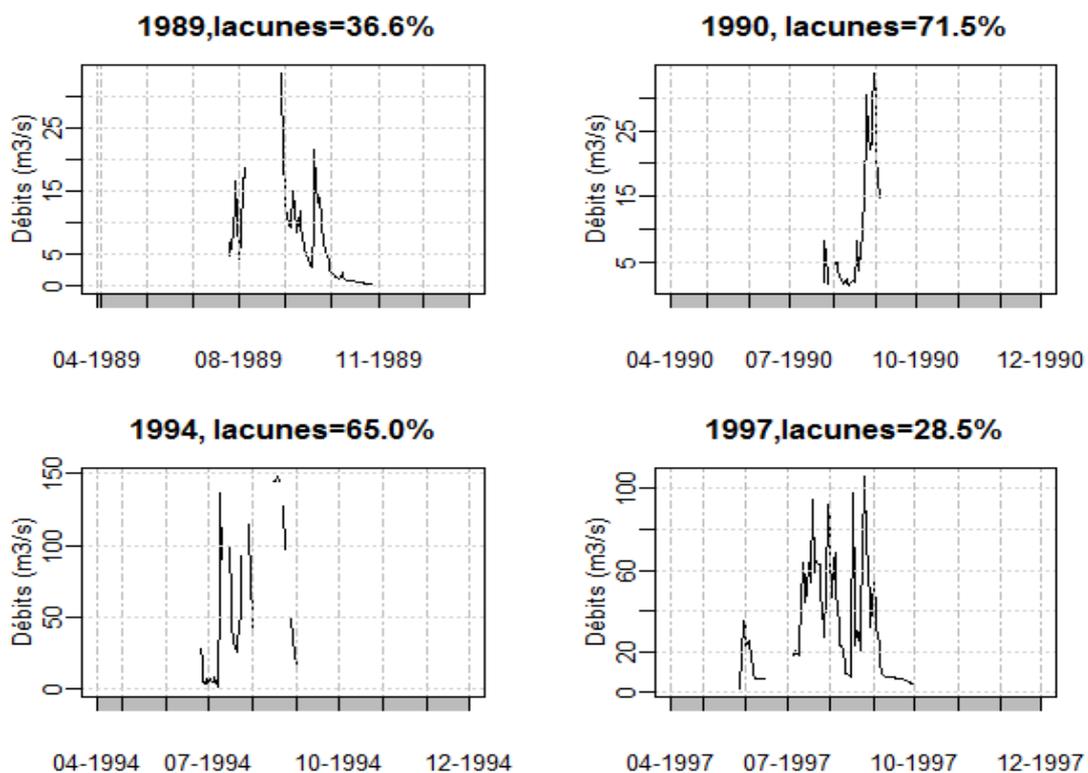


Figure II-3 : Schéma de validation des débits maximaux annuels.

### III.2.b. Présentation des chroniques sélectionnées

A l'issue de l'étape de critique des données, 14 séries de débits journaliers ont été retenues. Comme l'illustre la figure II-4, les stations sont réparties sur cinq pays de la région : le Burkina Faso, le Niger, le Mali, le Sénégal, et la Guinée Conakry. Au Nord Est de la zone, se trouvent trois affluents en rive droite du Fleuve Niger en amont de Niamey. Au sud se trouvent trois stations dont les bassins versants drainent les eaux du fleuve Volta au Burkina Faso. Les bassins versants situés à l'Ouest sont essentiellement des affluents du fleuve Gambie. Cependant, on compte trois affluents du Fleuve Sénégal dont les stations sont localisées au Mali, et en Guinée.

Cet échantillon est constitué de bassins versants de tailles moyennes, avec une certaine homogénéité en ce qui concerne les gammes de superficies. On observe presque autant de bassins versants de superficie inférieure à 5 000 km<sup>2</sup> que de bassins versants de superficies supérieures à 5 000 km<sup>2</sup>.

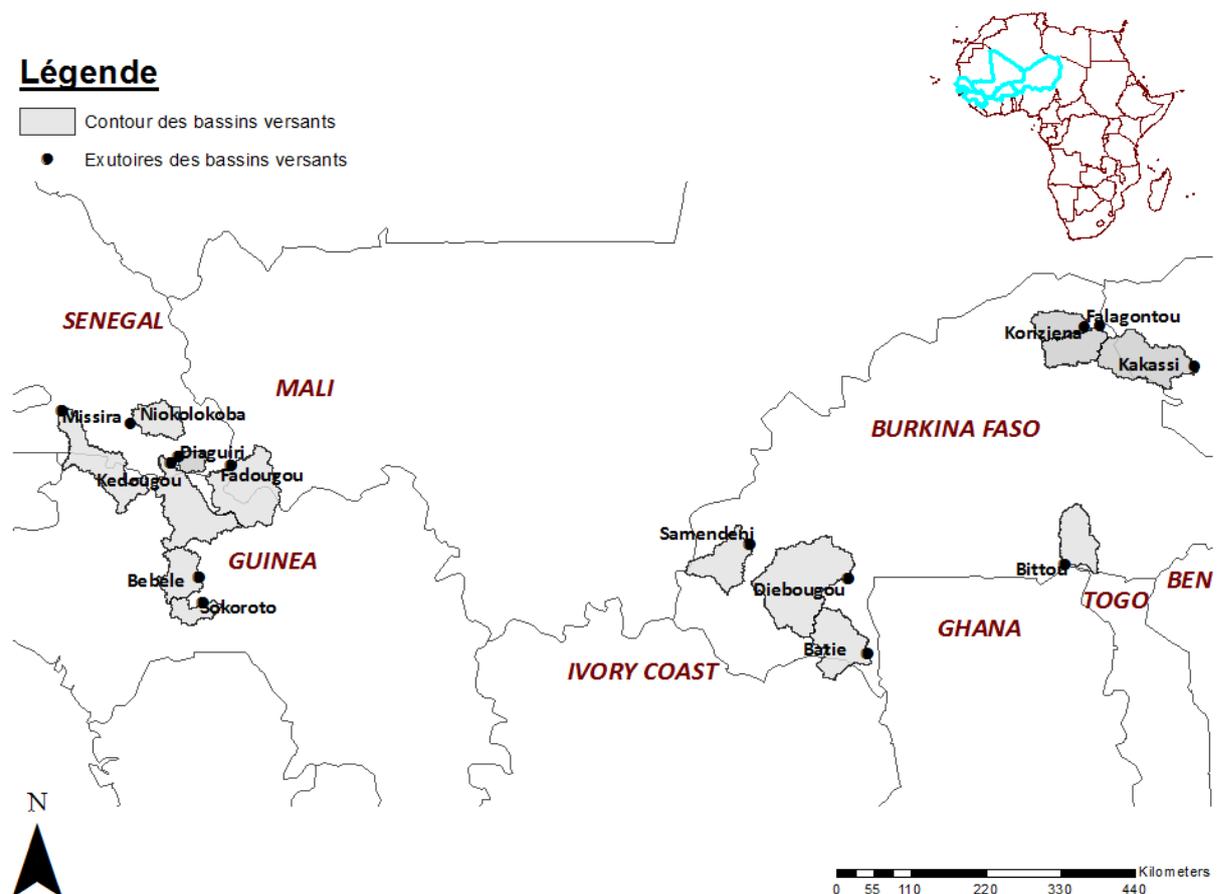


Figure II-4 : Localisation des stations hydrométriques sélectionnées et bassins versants correspondants.

Au Burkina Faso, sept bassins versants ont été retenus après l'étape de critique des données. Parmi ces bassins versants, trois sont situés en zone sahélienne le Dargol à Kakassi, le Goudebo à Falagontou et le Gorouol à Koriziena. Quatre sont en zone Soudanienne, le Mouhoun à Samendeni, le Noaho à Bittou, le Bambassou à Batie et le Bougouriba à Diebougou. Le tableau II-1 présente pour ces séries le nombre de données manquantes (nombre que débits maximaux annuels manquant dans l'ensemble de la série). La série de Kakassi présente le plus fort nombre de valeurs manquantes, avec la série de Koriziena. Cependant les séries de ces stations restent suffisamment longues pour être prise en compte. Dans le cas de Falagontou, le nombre de données manquantes sur la période 1987-2010 fait qu'au lieu des 23 années théoriquement exploitables, seules 19 années de débits maximaux peuvent être analysées. Cette série a cependant été retenue car elle permet de compléter le nombre de stations du Sahel qui ne se résumerait qu'à deux si elle n'était pas considérée; afin d'avoir un gain d'information dans une perspective d'analyse comparative des comportements des bassins versants suivant la zone climatique.

Au Sénégal, en Guinée et au Mali, sept bassins versants ont été retenus, la Falémé à Fadougou, le Bafing à Sokoroto, le Tene à Bebele, le Koulountou à Missira, le Diaguiri à Diaguiri, Le Niokolokoba à Niokolokoba et la Gambie à Kedougou. Ces bassins versants appartiennent tous à la zone climatique Soudanienne. Cependant comme spécifié au [paragraphe II.1](#) de ce chapitre, les données de ces bassins versants ont subi des prétraitements avant leur incorporation dans la base de données de l'étude. Les prétraitements effectués sur les séries de ces bassins versants ont concernés :

- Le calcul des débits sur la base des données de jaugages existants ;
- Pour les périodes où il n'existe pas d'informations permettant de calculer les débits, ces derniers ont été reconstitués par des modèles de type modèle de tarissement ou modèle de propagation, éventuellement à partir de stations hydrométriques directement en amont ou en aval des stations considérées.

A priori, nous avons considéré que ces traitements sont de bonne qualité car effectués par les gestionnaires de données afin de les utiliser dans les projets de mise en valeur des fleuves Sénégal et Gambie ( SOGREAH Ingenieri et al., 1998; Bader and Cauchy, 2013). Dans le tableau II-1, nous présentons pour chacune des sept séries de

cette zone le nombre de valeurs maximales reconstituées dans la colonne indiquant les années manquantes. On constate donc que les séries de Bebele et de Fadougou ont un nombre élevé de données reconstituées. Pour Fadougou, 23 débits maximaux ont été reconstitués, ce qui correspond à 38% de la série de 60 ans. Dans le cas de Bebele 29, soit 73% des débits maximaux ont été reconstitués.

**Tableau II-1: Caractéristiques des stations hydrologiques sélectionnées**

Pays	Bassins	Rivières	Stations	Surfaces (km <sup>2</sup> )	Périodes des données	Nombre d'années manquantes	Pluie moyenne annuelle (mm)
Burkina Faso	Niger	Goudebo	Falagontou	3750	1987/2010	4	410
Burkina Faso	Niger	Gorouol	Koriziena	2500	1970/2010	8	371
Niger	Niger	Dargol	Kakassi	6950	1959/2009	12	408
Burkina Faso	Volta	Mouhoun	Samendeni	4580	1961/2006	1	996
Burkina Faso	Volta	Noaho	Bittou	4050	1973/2006	3	804
Burkina Faso	Volta	Bambassou	Batie	5485	1971/2004	2	1006
Burkina Faso	Volta	Bougouriba	Diebougou	12200	1963/2005	4	956
Mali	Sénégal	Faleme	Fadougou	9350	1950/2010	23	1073
Guinée	Sénégal	Bafing	Sokoroto	1750	1970/2010	12	1280
Guinée	Sénégal	Tene	Bebele	3470	1970/2010	29	1318
Sénégal	Gambie	Koulountou	Missira	6200	1970/2000	2	1375
Sénégal	Gambie	Diaguiri	Diaguiri	1010	1970/2002	2	1059
Sénégal	Gambie	Niokolokoba	Niokolokoba	3233	1970/2002	2	885
Sénégal	Gambie	Gambie	Kedougou	8130	1970/2002	0	1262

D'après le tableau II-1, la plupart des séries sélectionnées débutent en 1970 ou après, seules quatre stations possèdent des données avant 1970. Il s'agit du Dargol à Kakassi, du Mouhoun à Samendeni, du Bougouriba à Diebougou et de la Falémé à Fadougou. Toutes les stations sélectionnées ont des longueurs de séries réelles supérieures ou égales à 20 ans, à l'exception de la station de Falagontou sur la rivière Goudebo qui possède la série de données la plus courte (19 ans).

### III.3. Constitution des pluies de bassins

Les données pluviométriques sont importantes pour les statistiques climatiques, la planification et la gestion des ressources et les projets de construction sur les bassins versants. Pour un bassin versant donné ou une région donnée, les stations pluviométriques forment un réseau d'observations fournissant des mesures ponctuelles des pluies. Or pour l'analyse hydroclimatique rapportée aux bassins versants, nous avons besoin de connaître la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin. La densité des réseaux doit donc être prise en compte afin d'obtenir une précision acceptable de la pluviométrie moyenne sur le bassin versant.

Dans le cadre des études climatiques menées en Afrique de l'Ouest on est souvent amené à effectuer des compromis entre deux options:

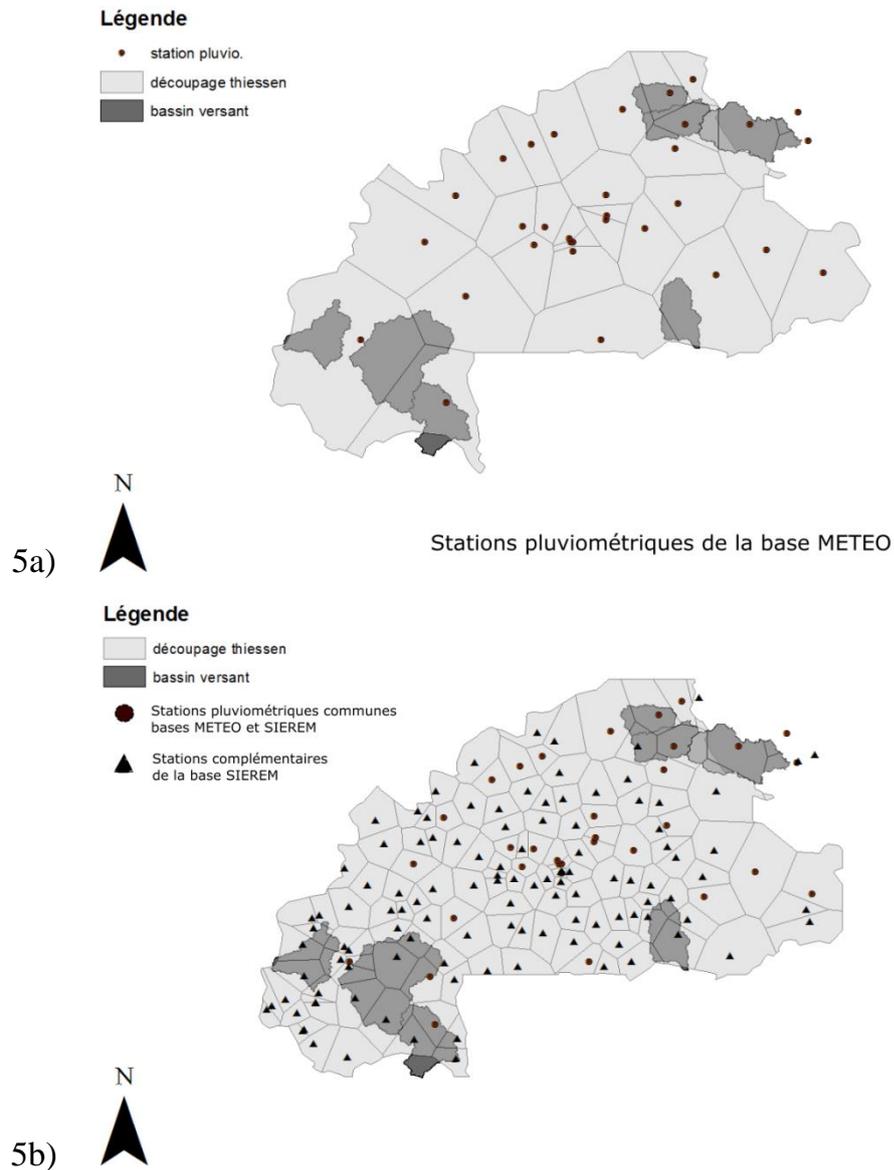
- Une bonne représentativité spatiale, car plus le réseau de mesures des précipitations est dense, plus l'ensemble des mesures est représentatif de la lame d'eau tombée sur une surface donnée.
- Une bonne représentativité temporelle, ce qui implique que les séries hydroclimatiques doivent être suffisamment longues pour obtenir un échantillon d'évènements extrêmes suffisamment grand pour une description statistique robuste (Panthou, 2013).

#### III.3.a. Cas des bassins versants situés au Burkina Faso

La difficulté de disposer d'un jeu de données répondant aux critères requis par l'analyse peut être parfaitement illustrée par le cas des bassins versants du Burkina Faso, où nous disposons de deux jeux de données.

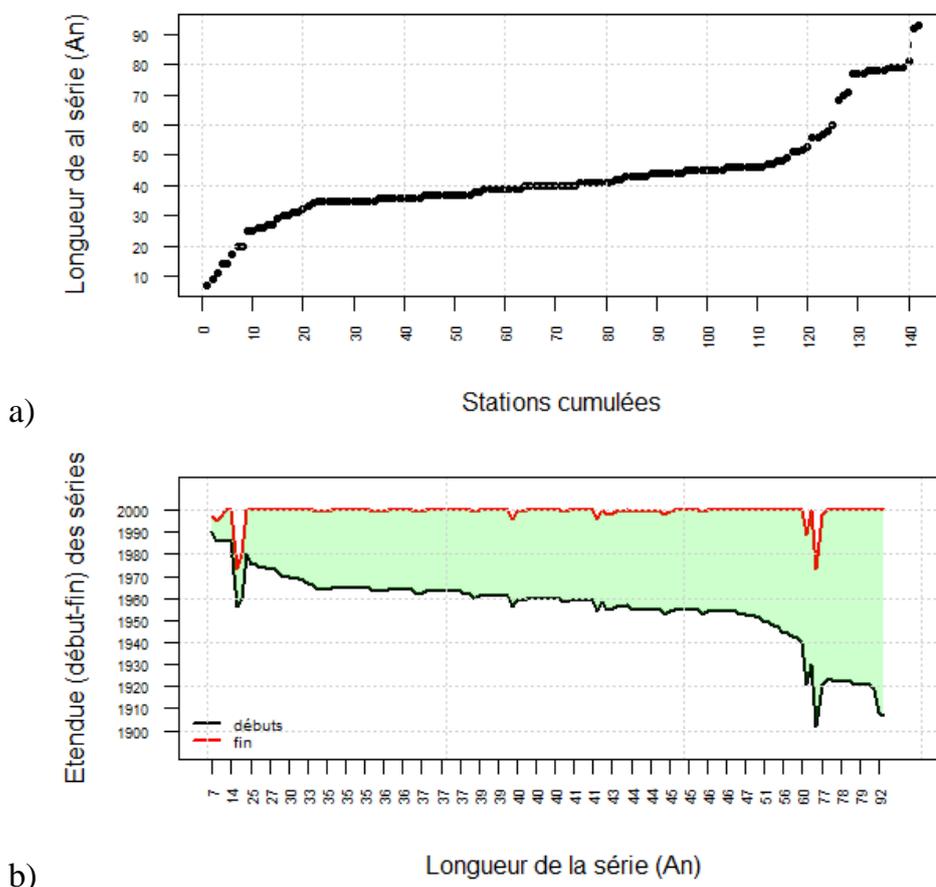
Le premier jeu de données provient de la *Direction Nationale de Météorologie du Burkina Faso (DNM)*. Il est constitué de séries de pluies journalières sur trente postes pluviométriques du pays. Les trente séries collectées sont continues et les longueurs des séries permettent de couvrir la période 1960-2010. Mais la répartition des stations pluviométriques n'est pas tout à fait homogène sur l'ensemble des bassins versants (Figure II-5a). Lors du calcul de la pluie de bassin par la méthode des polygones de Thiessen, on se rend compte que la pluie de bassin est obtenue dans le

meilleur des cas avec trois postes pluviométriques, et au pire des cas avec un seul (cas de Samendeni et Bittou). Cela ne permet pas une bonne représentativité de l'information pluviométrique sur ces bassins versants dont les surfaces vont au-delà du millier de kilomètres carrés.



**Figure II-5: Densité de couverture des stations pluviométriques des deux jeux de données METEO 5a) et SIEREM 5b).** Les stations de la base METEO présentées ici ne font pas état de la densité de pluviomètres existant réellement dans la base METEO. Il s'agit des données obtenues par achat, et de ce fait l'aspect financier a été limitatif pour l'obtention des données.

En utilisant le second jeu de données dont les séries de pluies sont issues de la base de données SIEREM, une meilleure couverture spatiale est obtenue (Figure II-5b). Cependant les séries de mesures issues de la base de données SIEREM ne sont pas actualisées. La figure II-6.a) montre l'évolution des longueurs des séries par station, on peut y voir que sur les 143 stations provenant de la base SIEREM, près de cent stations ont des longueurs de séries couvrant entre 35 et 50 années. Sur la figure II-6.b) il est possible de voir que la période 1960-2000 est celle qui contient le plus de stations en opération.



**Figure II-6: Description des séries de pluie de la base SIEREM. 6.a) Longueurs des séries, 6.b) Période d'étendue des séries.**

Nous avons donc entrepris d'utiliser l'information complémentaire disponible sur les stations collectées auprès de la DNM afin de compléter celles des séries de la base SIEREM. Ce choix a été guidé par les constats faits plus haut, et le besoin de disposer

de données de pluies sur le long terme pour l'analyse. Bien qu'il s'agisse d'un exercice difficile et très rarement décrit, nous avons utilisé une méthode simple afin de compléter ces séries. Cette procédure s'est déroulée suivant les étapes ci-dessous :

- Dans un premier temps pour chaque bassin versant nous avons repéré les stations pluviométriques de la base SIEREM entrant dans le calcul de la pluie de bassin. Une distinction a été faite à cette étape entre les stations ayant été collectées auprès de la DNM et disposant ainsi des séries de mesures les plus actualisées qui sont également répertoriées dans la base de données SIEREM et les stations qui sont uniquement dans la base de données SIEREM.

- Pour chacune de ces stations, nous avons déterminé la longueur de la série. Cette étape nous a permis d'évaluer le pourcentage de données manquantes dans les séries. Nous avons donc conservé les séries de la base SIEREM ayant moins de cinq années lacunaires, une année lacunaire étant définie comme une année au cours de laquelle le taux de lacunes journalières calculé sur la saison pluvieuse (Mai – Octobre) est supérieur à 10%.

- La période 2000 – 2010 a ensuite été complétée sur les stations restantes par une régression linéaire classique entre les deux stations les mieux corrélées d'une même zone climatique. Nous avons d'abord déterminé les corrélations entre la station à compléter et les stations des deux bases de données sur la période 1951-1999 (période pour laquelle on dispose également des données SIEREM), ce qui permet de ranger les stations par rapport à leur similitude à la station à compléter. Ensuite, pour chaque série devant être complétée nous utilisons les stations qui lui sont mieux corrélées, ce qui veut dire que si pour une année la série la mieux corrélée à la série que l'on veut compléter est de mauvaise qualité ou ne possède pas de données, c'est la deuxième station la mieux corrélée qui est utilisée, ainsi de suite. Dans cette étape nous avons utilisé les données issues des deux bases, (SIEREM et DNM), et nous avons procédé par la même occasion au comblement des lacunes des séries.

Le tableau II-2 présente le nombre de stations pluviométriques retenues à la fin pour le calcul de la pluie moyenne des bassins du Burkina Faso.

**Tableau II-2: Répartition des séries utilisées pour le calcul des pluies de bassin.**

Stations	Nombre de postes utilisés pour calculer les pluies de bassins	Nombre de postes provenant de la base DNM	Nombre de postes provenant de la base SIEREM
Falagontou	5	5	0
Koriziena	4	4	0
Bittou	6	0	6
Diebougou	11	2	9
Batie	4	1	3
Samendeni	8	0	8

### **III.3.b. Cas des autres bassins versants**

Le bassin versant de Kakassi a la particularité d'être transfrontalier, son exutoire se trouve au Niger mais une grande partie de sa superficie est au Burkina Faso. Pour ce bassin, nous avons collecté des données de trois stations pluviométriques situées autour du bassin au Niger. Ces données actualisées jusqu'en 2010 ont permis de constituer une pluie de bassin sur Kakassi.

Pour les bassins versants de la zone Soudanienne situés au Sénégal, au Mali et en Guinée, seule la base de données SIEREM disposait de données sur les stations pluviométriques de cette zone. Nos efforts en vue d'obtenir des données actualisées sur les stations concernées n'ont malheureusement pas abouti. Les données de pluies de ces bassins s'arrêtent donc pour la plupart en 1999. La sélection des stations et le comblement des lacunes s'est fait de la même manière que pour les bassins versants du Burkina Faso.

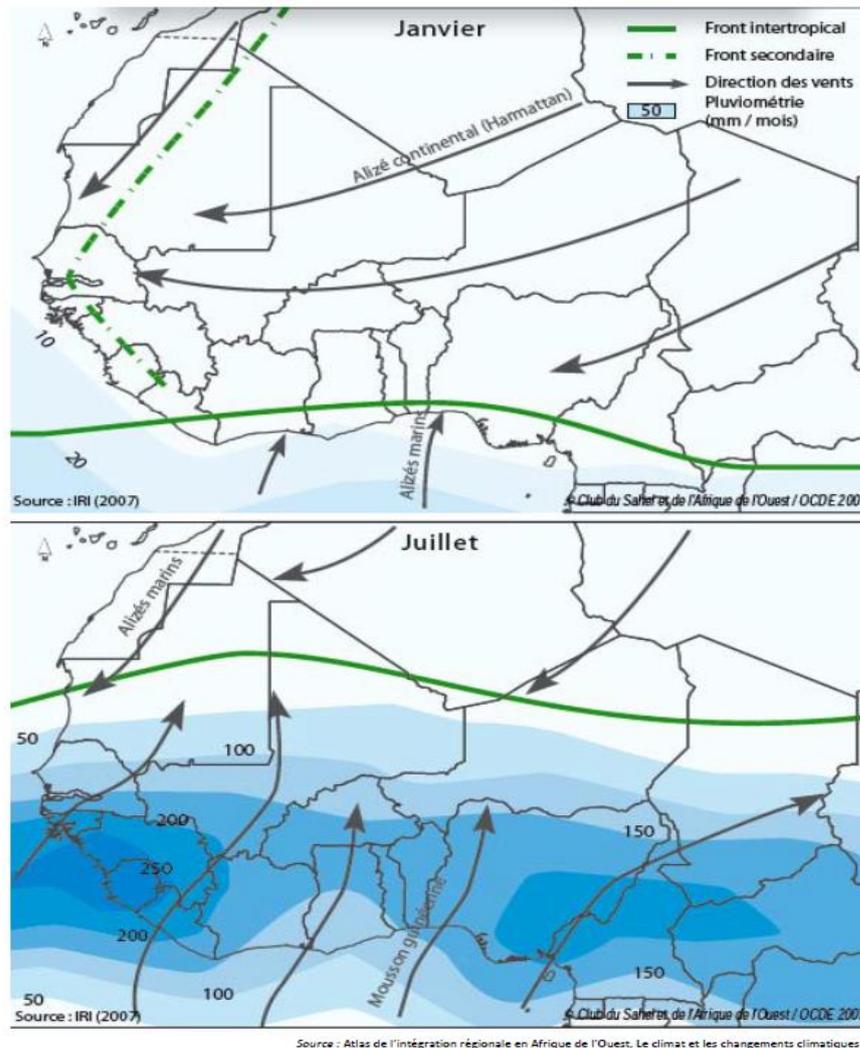
## **IV. CLASSIFICATION DES BASSINS VERSANTS**

Il est important de regrouper les bassins versants par régions hydroclimatiques homogènes, afin de permettre une analyse des résultats obtenus. Dans la plupart des études hydrologiques réalisées en Afrique de l'Ouest les bassins versants sont classés suivant la zone climatique. Cette classification trouve tout son sens dans la mesure où les phénomènes météorologiques conduisant aux événements hydrologiques doivent être comparables au sein d'une même région, ceci étant aussi vrai en ce qui concerne

les extrêmes hydrologiques. Cependant, au sein d'une même région climatique, les caractéristiques physiques, environnementales et la dégradation hydrographique peuvent entraîner des singularités des régimes hydrologiques. On peut alors souvent observer que la lame d'eau de fréquence médiane écoulée annuellement varie sensiblement dans l'espace pour une même hauteur de précipitation annuelle. Par conséquent, nous avons procédé à une classification suivant le climat, notamment la pluie, et aussi suivant le régime hydrologique.

#### **IV.1. Classification suivant le gradient de pluies.**

Du point de vue climatique, la région Ouest africaine est régie par un cycle de mousson influencé par les mouvements sud/nord de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), qui est le point de rencontre entre les masses d'air humides venant de l'océan Atlantique et les masses d'air sec venant du Sahel (Debionne, 2004; Ibrahim, 2012). Entre Mai et Septembre, les masses d'air humide du sud-ouest remontent vers le nord. Cela correspond à la période pendant laquelle la pluviométrie est maximale (cf. figure II-7).



**Figure II-7 : Le système de mousson Ouest Africaine. Source Cartothèque de l'OCDE ([www.oecd.org/csao/cartes](http://www.oecd.org/csao/cartes))**

Entre les isohyètes 750 mm/an et 1 200 mm/an, dans les zones arides et semi-arides, le régime pluvieux est unimodal, avec une saison pluvieuse s'étendant entre 8 mois au sud du Sahel à 3 mois au nord du Sahel, ce qui correspond au temps qui sépare la montée et la descente de la ZCIT ( Lebel et al., 2003; Lebel and Ali, 2009). Les régions côtières guinéennes sont marquées par un régime bimodal, avec deux saisons des pluies au printemps et à l'automne, séparées par une courte saison sèche.

En suivant les critères de la FAO, (1996) et de Descroix et al., (2009), nous pouvons caractériser les domaines climatiques sur la base du cumul annuel de précipitation. Ainsi on distingue: le domaine sahélien qui se situe entre les isohyètes 300 mm et 750 mm et le domaine Soudanien au-delà de 750 mm de pluie (cf. figure II-8).

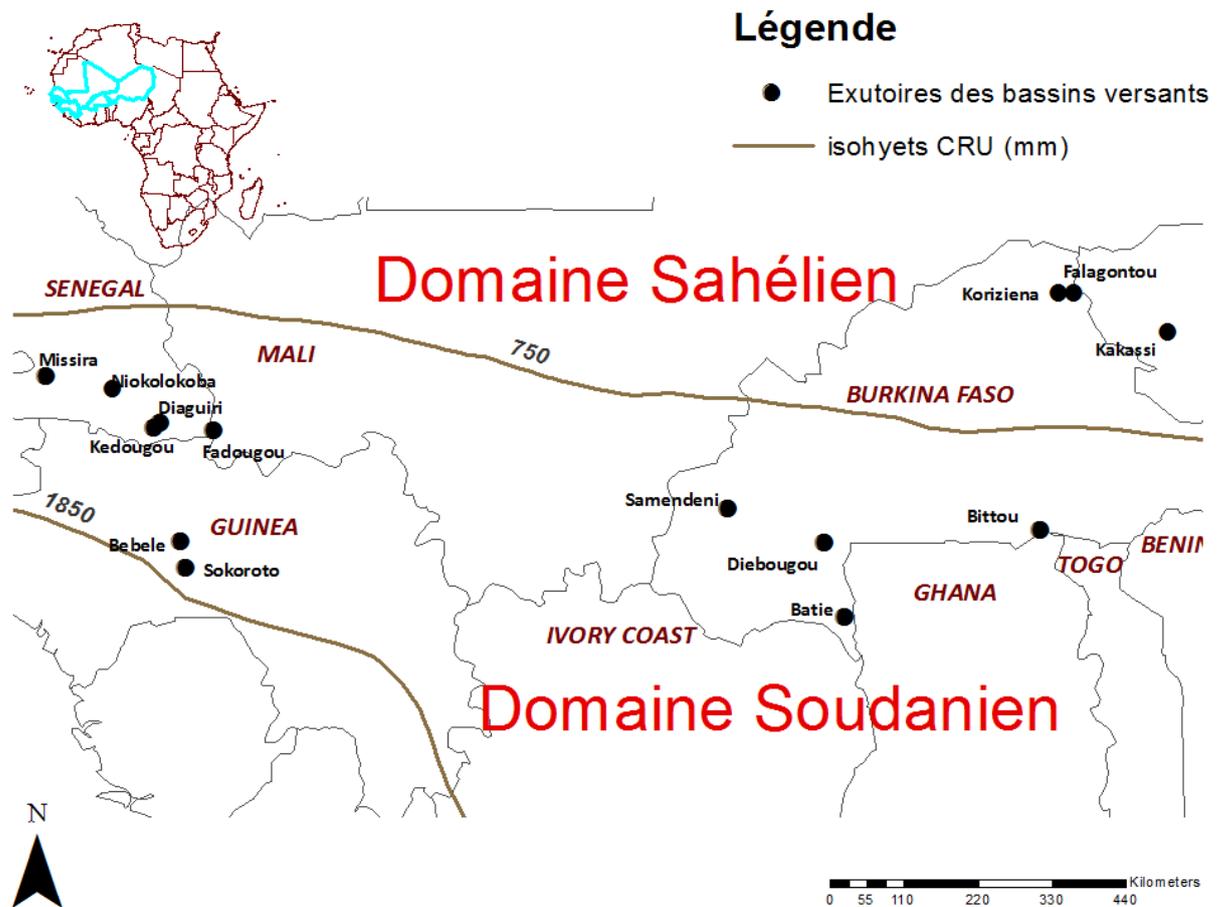


Figure II-8 : Classification des stations suivant le domaine climatique. Les isohyètes sont calculées sur la période 1970-1999 à partir des données pluviométriques CRU.

A partir des données de pluies disponibles, nous avons constitué des séries de pluies journalières moyennes sur les bassins versants, et nous en avons déduit les moyennes de pluie annuelle pour chaque station. Suivant cette classification, les résultats présentés au tableau II-3 indiquent que trois bassins versants se trouvent dans le domaine sahélien, et 11 bassins versants sont localisés dans le domaine Soudanien.

#### IV.2. Classification suivant les régimes de crue.

A la classification climatique faite au paragraphe précédent, correspond une classification par régime hydrologique proposée par Rodier (1964) et présentée au tableau II-3.

**Tableau II-3: Critères de classification météorologique et hydrologique des bassins versants d'Afrique de l'Ouest.**

Hauteur de précipitation annuelle	Classification météorologique	Classification des régimes hydrologique
150mm < H < 300mm	Domaine Sahélien Nord	Subdésertique
300mm < H < 750mm	Domaine Sahélien Sud	Sahélien
750mm < H < 1200mm	Domaine Soudanien	Tropical pur
H > 1200mm	Soudanien II et Soudanien III	Tropical de transition

Les bassins versants qui font l'objet de cette étude se retrouvent entre les domaines hydrologiques sahélien et tropical pur. Afin de simplifier la lecture du manuscrit, nous utiliserons la classification suivant les pluies moyennes annuelles et nous distinguerons donc deux classes correspondant aux zones sahélienne et Soudanienne.

Chacun des régimes dont les délimitations sont présentées au tableau II-3 intègre certaines particularités. La figure II-9 présente les hydrogrammes mensuels moyens calculés sur la période 1960-1999 de deux stations représentatives des zones climatiques sahélienne et Soudanienne. Dans les deux cas, la saison des hautes-eaux correspond à la saison pluvieuse et s'étend de Mai à Octobre, le mois le plus pluvieux étant le mois d'Août.

- En régime sahélien (Cas de Kakassi figure II-9.a), les écoulements de saison de hautes-eaux sont généralisés et une série de crues est observée en début de saison chaque année, avec un faible débit de base entre les crues. Cette saison s'étend sur deux à quatre mois, suivant la latitude. En septembre, le sol est saturé mais la couverture végétale freine efficacement le ruissellement de sorte que malgré un coefficient de ruissellement plus fort qu'en Juillet, les pointes de crues sont plus faibles. Dans cette zone, la lame d'eau mensuelle écoulée à l'exutoire est généralement maximale au mois d'Août.
- En régime Soudanien (cas de Fadougou figure II-9.b), une saison de hautes-eaux, d'une durée de quatre à cinq mois (entre juillet et novembre), fait suite à une saison sèche de six mois au moins (entre début décembre et juin), avec un

arrêt de l'écoulement sur les petits cours d'eau. Dans cette zone, les averses observées au mois de Juillet et la mi-quinzaine d'Août ont essentiellement pour effet de saturer le sol (Descroix et al., 2009). Les crues se produisent alors à la fin du mois d'Août et au mois de Septembre, et la dernière crue est suivie par un tarissement qui se poursuit jusqu'en Octobre ou Novembre.

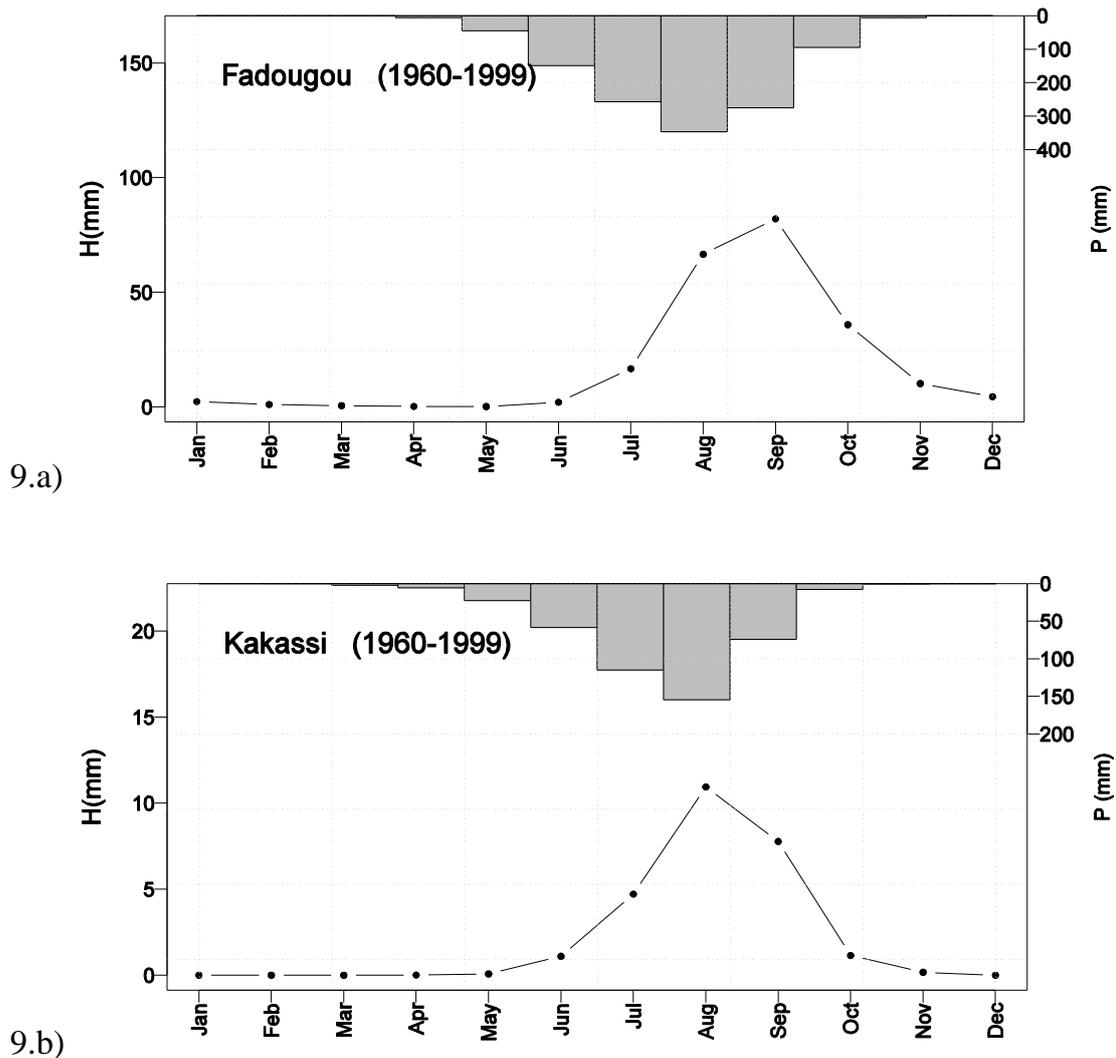


Figure II-9 : Hydrogrammes mensuels de deux stations représentatives des zones climatiques recensées. Kakassi en zone sahélienne, et Fadougou en zone Soudanienne.

#### - La dynamique des crues

Une méthode d'analyse de la dynamique de crue de chaque bassin versant a été menée. La méthode, tirée de Lang et Lavabre (2007) est basée sur la construction d'un

hydrogramme moyen de crue pour chaque bassin versant à partir d'une sélection d'hydrogrammes sur une fenêtre autour des pics de crues majeures.

Pour chaque série, nous avons extrait l'évènement majeur de chaque année, l'année hydrologique étant dans notre cas équivalente à l'année calendaire. Puis nous avons rendu adimensionnels les hydrogrammes en divisant chacun d'eux par le débit de pointe  $Q_{max}$ . Tous les hydrogrammes normés ont donc un débit maximal égal à 1. A partir de cet échantillon de crues normées, nous construisons un hydrogramme supposé représentatif du régime de crue en déduisant la médiane des hydrogrammes adimensionnels. De ces hydrogrammes, nous pouvons déterminer une durée moyenne de dépassement de la moitié du débit maximal de l'hydrogramme moyen normé ( $\theta$ ).

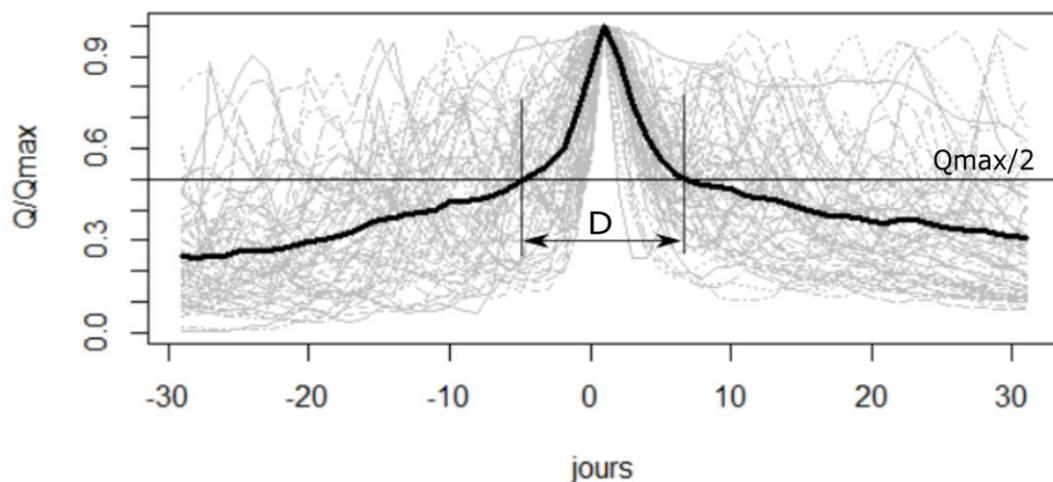
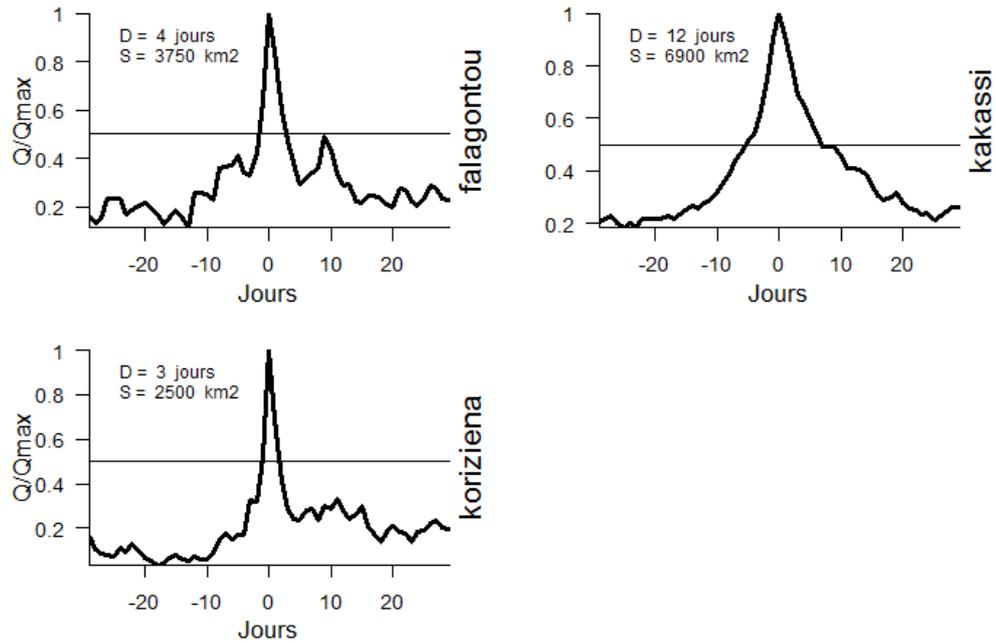


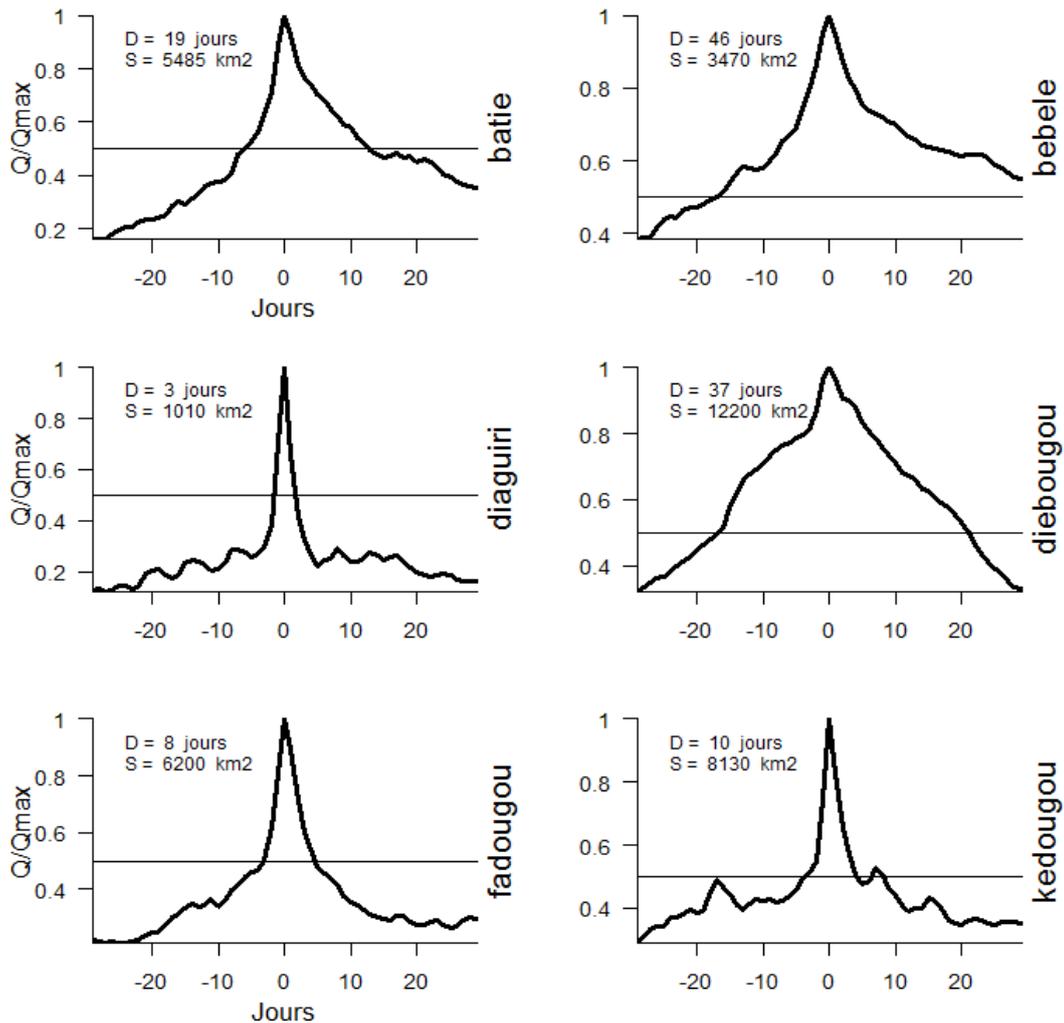
Figure II-10 : Procédure de calcul de la durée caractéristique de crue sur un bassin versant.

Les résultats sur la dynamique des crues des bassins versants utilisés montrent que les durées moyennes de crues sont très variables en fonction des bassins versants. En zone sahélienne, ces durées semblent augmenter avec la surface du bassin versant.



**Figure II-11 : Calcul des durées caractéristiques de crue pour les bassins versants de la zone sahélienne. Les jours marqués sur l'axe des abscisses sont centrés sur la valeur maximale des débits adimensionnels.**

Les bassins de Goudebo à Falagontou et du Gourouol à Koriziena montrent tous les deux une durée moyenne de crue de quatre jours, alors que pour le Dargol à Kakassi, cette durée est de douze jours. Les valeurs relativement courtes des durées de crues estimées pour les bassins versants de cette zone se justifient par le fait que le régime hydrologique dans cette zone est caractérisé par la succession de plusieurs crues indépendantes. Cependant l'augmentation des durées de crue en fonction des surfaces des bassins versants ne peut être considérée comme un fait général en raison du petit échantillon analysé ici.



**Figure II-12 : Calcul des durées caractéristiques de crue pour six bassins versants de la zone Soudanienne. Les jours marqués sur l'axe des abscisses sont centrés sur la valeur maximale des débits adimensionnels.**

En zone Soudanienne, aucun lien ne semble exister entre les durées moyennes de crue estimées et les surfaces des bassins versants. Mais dans cette zone, la durée de crue prend des valeurs assez fortes, allant au-delà de 50 jours pour certains bassins versants tel que le Bafing à Sokoroto. Ces longues périodes de crues peuvent se justifier par le fait que pour les bassins versants de la zone Soudanienne à sol perméables, l'infiltration est prépondérante et l'écoulement augmente progressivement en fonction du degré de saturation du sol. Malheureusement, cette hypothèse ne peut être confirmée car nous avons pas connaissance de travaux de recherche connue sur le sujet dans cette zone d'étude.

**Tableau II-4: Tableau récapitulatif des caractéristiques de classification des bassins versants  $R_{tot}$  = Pluie moyenne annuelle ;  $D$  = Durée caractéristique moyenne de la crue ;  $Q_s$  = débits spécifique des bassins versants (moyenne annuelle).**

Stations	Surfaces (km <sup>2</sup> )	$R_{tot}$ (mm/an)	Classification météorologique	$D$ (jours)	$Q_s$ (l/s/km <sup>2</sup> )
<b>Falagontou</b>	3750	410	<b>Zone Sahélienne</b>	4	11.5
<b>Koriziena</b>	2500	371		3	12.1
<b>Kakassi</b>	6950	408		12	7.87
<b>Samendeni</b>	4580	996	<b>Zone Soudanienne</b>	36	12.5
<b>Bittou</b>	4050	804		2	17.8
<b>Batie</b>	5485	1006		19	14.5
<b>Diebougou</b>	12200	956		37	8.20
<b>Fadougou</b>	9350	1073		8	31.4
<b>Sokoroto</b>	1750	1280		55	64.5
<b>Bebele</b>	3470	1318		46	69
<b>Missira</b>	6200	1375		39	23.8
<b>Diaguiri</b>	1010	1059		3	72.3
<b>Niokolokoba</b>	3233	885		9	9.74
<b>Kedougou</b>	8130	1262	10	46.8	

## V. CONCLUSION SUR LES DONNEES

Une analyse critique des données a permis d'obtenir un échantillon de bassins versants sur lequel repose l'étude des débits de pointe présentée dans ce manuscrit. Nous avons sélectionné les données de quatorze bassins versants qui couvrent les principaux domaines climatiques d'Afrique de l'Ouest. Même si cet échantillon est de petite taille pour une étude à l'échelle régionale, on ne peut non plus le considérer comme négligeable, compte tenu de la difficulté à trouver des bassins suivis sur de longues périodes et possédant des données de qualité dans la région étudiée. De même, les tailles des séries ne permettent pas de couvrir systématiquement la même période d'étude. Tous ces aspects devront donc être pris en compte dans l'analyse des données et l'interprétation des résultats.



## **Chapitre III. ANALYSE DE LA STATIONNARITE DES CRUES ET DES INDICES PLUVIOMETRIQUES**

---

Ce chapitre s'articule en quatre points: i) Nous présenterons tout d'abord le cadre statistique dans lequel s'est réalisée l'étude de stationnarité des variables hydrologiques et climatiques mises en commun dans la première partie, ii) ensuite nous présenterons les méthodes d'échantillonnage de ces indices, iii) les résultats des tests de tendances sur les séries brutes seront présentés en troisième partie, iv) une dernière partie viendra présenter des analyses complémentaires.

## **I. QUELS OUTILS POUR DETERMINER LES CHANGEMENTS DANS LES EXTREMES HYDROLOGIQUES ?**

La caractérisation statistique des variables hydroclimatiques est une étape indispensable dans toute analyse hydrologique, car l'utilisation des caractéristiques statistiques moyennes des variables hydrologiques repose sur la notion de stationnarité de la variable d'intérêt sur la période d'étude (Ondo, 2002). Il est donc généralement nécessaire de vérifier que l'évolution de la variable d'intérêt ne présente pas de changements significatifs.

On peut définir une série stationnaire comme une série dont les réalisations sont issues d'un même processus stochastique et dont les paramètres (moyenne, variance, asymétrie...) restent constants au cours du temps. Les groupes de non-stationnarités généralement considérées dans les séries hydroclimatiques sont liés soit à des changements de la moyenne (saut brusque de la moyenne, succession de changements de la moyenne, tendance continue de la moyenne, etc.), soit à des changements de la variance.

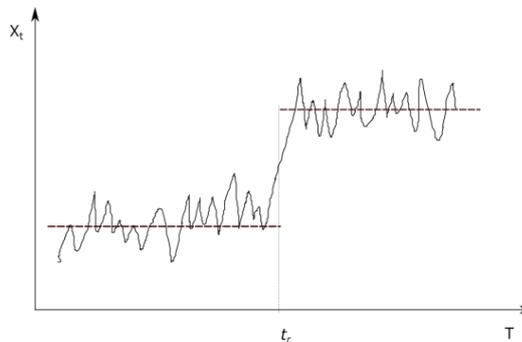
### **I.1. Types de changements détectables dans les séries hydrologiques**

L'hypothèse de non-stationnarité implique que la structure d'une série chronologique est influencée par des modifications qu'il convient de décrire dans les caractéristiques statistiques (moyenne, ou variance) de la série. Suivant les causes de ces non-stationnarités on peut parler de non-stationnarités déterministes, stochastiques ou les deux (Ondo, 2002).

Les non-stationnarités stochastiques intéressent très peu les hydrologues; aussi, dans le cadre de notre étude, nous ne nous attarderons pas sur ce type de non-stationnarités. Par contre, la majorité des études statistiques hydroclimatiques s'intéressent plutôt aux non-stationnarités déterministes pour lesquelles deux principaux types sont reconnus : Les sauts (communément appelées ruptures) et les tendances monotones ou linéaires (plus communément appelées tendances).

### ***1.1.a. Les tendances en saut ou ruptures***

On appelle rupture tout changement dans la loi de probabilité du processus générateur de la série à un instant donné  $t_r$ . Il est expliqué par une variation brusque ou continu des caractéristiques statistiques (moyenne, variance) de la série chronologique, provoquée par une modification brusque ou continue du processus physique générateur (Hubert et al., 1989). La figure III-1 illustre la rupture telle qu'elle est comprise au sens hydrologique. Si  $t_r$  représente la date de rupture d'une série hydroclimatique, le principe du test de rupture sous-entend que les sous-séries avant et après la date  $t_r$  sont stationnaires.



**Figure III-1 : Illustration d'une rupture brusque.**

Le changement détecté par un test de rupture n'est pas nécessairement de forte amplitude. En réalité, un changement même de faible amplitude peut être révélateur d'une modification du processus étudié (Ondo, 2002), d'où la nécessité de disposer d'outils permettant de détecter ces changements même à des faibles amplitudes. Une rupture s'identifie donc par rapport à la date probable à partir de laquelle les propriétés statistiques de la série ont significativement changées, et par rapport à l'amplitude de ce changement.

### ***1.1.b. Les tendances monotones***

Les tendances monotones (figure III-2) sont évoquées lorsque l'on observe une évolution graduelle des caractéristiques statistiques de la série chronologique dans le temps (Roche et al., 2012), il s'agit donc de phénomènes progressifs. Dans ce type de

tendance, on cherche à vérifier si la distribution de probabilité du processus physique générateur de la série évolue de façon monotone au cours du temps.

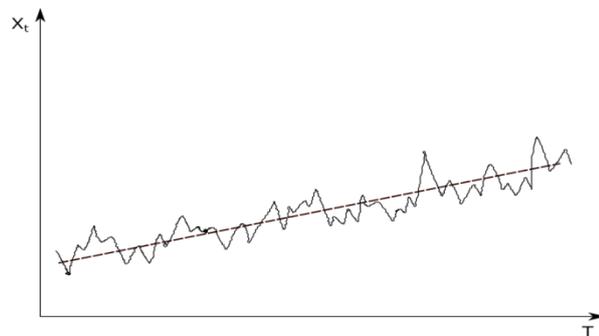
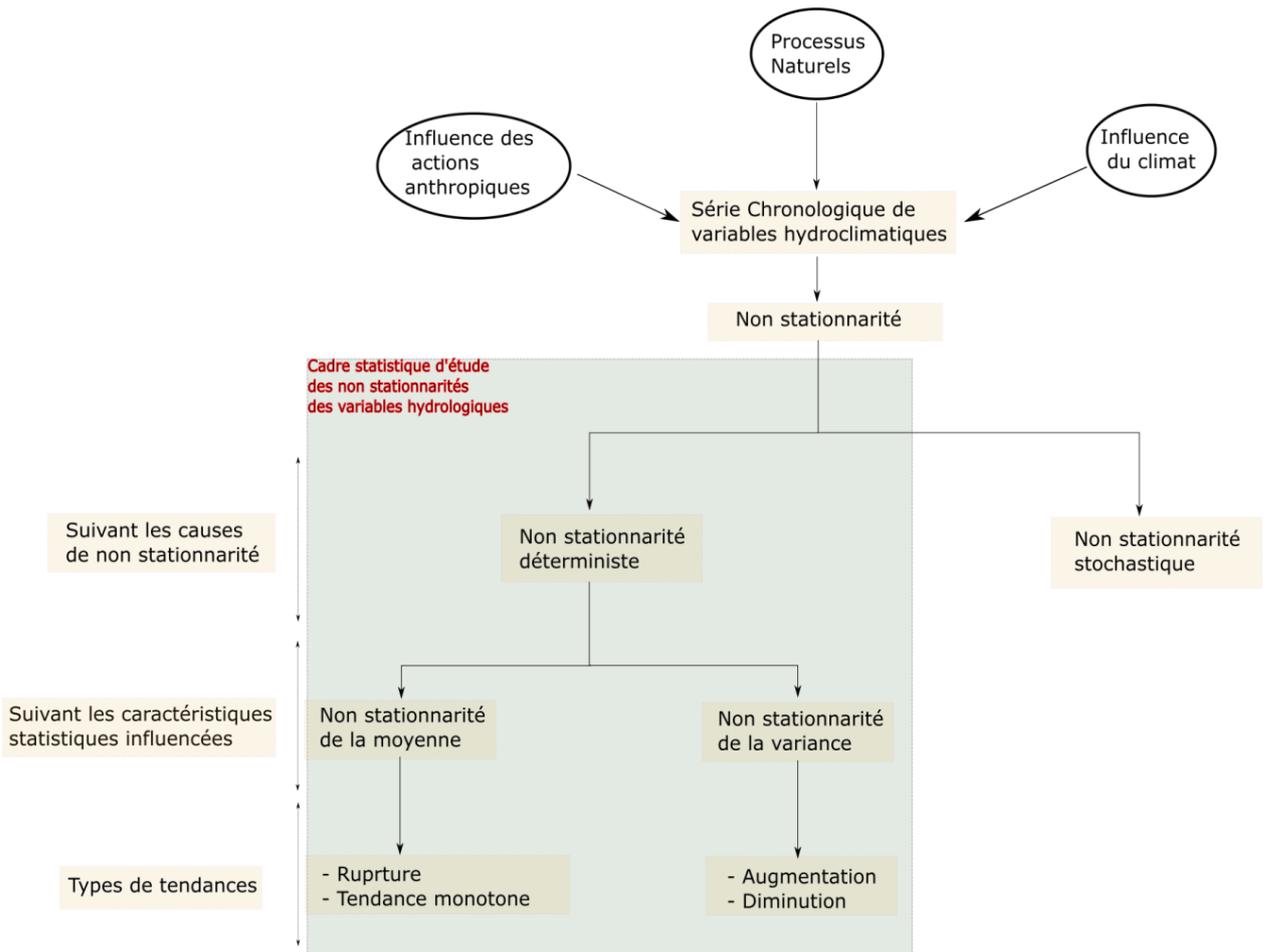


Figure III-2 : Illustration d'une tendance monotone.

## I.2. Les tests statistiques de détection de non-stationnarités dans les séries hydroclimatiques

Détecter une non-stationnarité dans la série chronologique d'une variable hydroclimatique, revient à montrer l'impact sur les observations d'un changement dans les conditions d'occurrence de cette variable. Ces changements peuvent provenir de modifications climatiques du milieu et/ou des transformations du bassin versant (d'origine anthropique ou naturelle). Il existe dans la littérature une multitude de tests permettant de vérifier le caractère stationnaire des variables hydroclimatiques. La plupart de ces tests s'intéressent à la non-stationnarité en moyenne (on suppose dans ces cas que la variance de la série est constante) (Le Maître, 2002).

Ces tests permettent de mettre en évidence soit des ruptures, soit des tendances dans les séries hydroclimatiques. 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. Il convient donc choisir des tests capables de décrire la situation qu'on étudie si celle-ci est connue. Dans le cas où l'on n'a aucune information sur la non-stationnarité probable de la série, il est recommandé d'utiliser des tests permettant de détecter les deux types de non-stationnarités et de comparer les résultats. Telle est la méthode employée dans ce travail.



**Figure III-3: Cadre statistique d'analyse des non-stationnarités dans les séries hydroclimatiques (Ondo 2002).**

Suivant les hypothèses préalables d'utilisation des tests, on distingue deux groupes : les tests paramétriques et les tests non paramétriques. Un test paramétrique requiert un modèle à fortes contraintes (normalité des distributions, égalité des variances). Ces hypothèses sont d'autant plus difficiles à vérifier que la taille de l'échantillon est réduite. Un test non paramétrique est un test dont le modèle ne précise pas les conditions que doivent remplir les paramètres de l'échantillon. Cependant certaines conditions d'application doivent être vérifiées telles que le caractère aléatoire et indépendant des observations qui sont intrinsèques à tous les tests statistiques.

Dans la suite du document, nous donnerons un aperçu des différents tests utilisés en hydrologie sans toutefois entrer dans un inventaire exhaustif des tests statistiques disponibles. Les tests traitant de changements dans la variance des séries hydrologiques

étant peu évoquées dans la littérature, nous nous sommes focalisés sur les tests déterminant des changements en moyenne, et notre intérêt s'est porté sur deux tests non paramétriques réputés pour leur robustesse, il s'agit du test de Pettitt pour la détection des ruptures, et du test de Mann Kendall pour la détection des tendances monotones dans les séries temporelles. Le choix des tests non paramétriques est justifié par trois avantages qu'ils offrent :

- Nous n'avons pas besoin de poser une hypothèse sur la distribution des séries étudiées.
- Ces tests s'adaptent à des échantillons de petites tailles pour lesquels il n'est pas évident d'identifier la loi de distribution exacte.
- Les tests non paramétriques ont une application plus simple que les tests paramétriques. Leur relative simplicité résulte souvent du remplacement des valeurs observées soit par des variables alternatives, soit par les rangs de ces valeurs.

### ***1.2.a. Tests de détection des ruptures***

Lorsque la date de rupture  $t_r$  est supposée connue, les tests les plus répandus sont des tests d'homogénéité, ils permettent de comparer les moyennes avant et après la date d'intérêt  $t_r$ . Le but est de vérifier que les sous-séries forment deux populations indépendantes l'une de l'autre. Parmi les tests non paramétriques les plus couramment utilisés, le test de Mann Whitney (Mann and Whitney, 1947) est le plus efficace (Ondo, 2002),

Cependant la situation la plus courante est celle où la date de rupture est inconnue. Dans ce cas, il y a moins de tests proposés dans la littérature parce que la nature du problème est beaucoup plus complexe. Les tests développés pour répondre à ce type de problèmes reposent cependant sur le même principe, qui consiste à rechercher la date la plus probable de la rupture en la faisant varier, et en supposant qu'il n'y a qu'une seule rupture dans l'échantillon. On calcule ainsi, pour chaque date probable de rupture, la valeur qu'une statistique de test prend sur la série étudiée. L'instant de rupture est estimé à la date pour laquelle cette statistique de test atteint son maximum dans la série.

Parmi les tests non paramétriques proposés, le test de Pettitt (Pettitt, 1979) est celui qui est le plus utilisé.

Le test de Pettitt est un test sur le rang. L'hypothèse nulle  $H_0$  est l'absence de rupture dans la série ; la mise en œuvre du test suppose qu'à tout instant  $t$  variant de  $1$  à  $n$ , les séries  $X_i$  ( $i=1...t$ ) et  $X_j$  ( $j=t+1...n$ ) appartiennent à la même population. La statistique du test est la suivante :

$$U(t) = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n \text{signe}(x_i - x_j) \quad (\text{III-1})$$

En prenant  $x = x_i - x_j$ , La fonction **Signe** est définie par :

$$\text{Signe} : R \rightarrow R, \forall x \in R, x \rightarrow \text{signe}(x)$$

$$\text{telle que } \begin{cases} \forall x > 0, \text{signe}(x) = 1 \\ \text{si } x = 0, \text{signe}(x) = 0 \\ \forall x < 0, \text{signe}(x) = -1 \end{cases} \quad (\text{III-2})$$

$$T = \max[|U(t)|; t = 1, \dots, n] \quad (\text{III.3})$$

La probabilité  $p$  de dépassement de la valeur  $k$  prise par la statistique  $T$  du test sur la série observée est donnée par la formule :

$$p = P(T \geq k) = 2 \exp \left[ \frac{-6k^2}{T^3 + T^2} \right] \quad (\text{III.4})$$

Si  $Si p < \alpha$  alors l'hypothèse nulle est rejetée et une date de rupture est retenue. Il s'agit de la date correspondant à la valeur  $T$  dans la série chronologique.

Dans certains cas on peut également être amené à rechercher l'existence de plusieurs ruptures dans une série hydroclimatique. Dans ce cas également, peu de références existent dans la littérature. On peut cependant citer comme tests non paramétriques le test de (Kruskal and Wallis, 1952), et la procédure de segmentation d'Hubert (Hubert et al., 1989) qui a été très souvent utilisée pour les séries hydroclimatiques d'Afrique de l'Ouest ( Hubert et al., 1998; Hubert et al., 2007). Ces tests sont basés sur une division de la série initiale en un nombre  $m$  de sous-séries ( $m > 2$ ), ensuite on évalue la différence entre les moyennes de deux sous-séries successives. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égale à 2, l'hypothèse principale de stationnarité est acceptée.

### I.2.b. Tests de détection des tendances monotones

Parmi les tests non paramétriques les plus employés pour détecter des tendances linéaires de la moyenne des séries hydroclimatiques, le test de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) est le plus robuste (Lubes-Niel et al., 1998; Mestre, 2000; Le Maître, 2002; Ondo, 2002; Yue et al., 2002; Hamed, 2008, Klein et al., 2009). Il permet de vérifier l'hypothèse qu'il n'existe aucune tendance monotone ni de structure particulière d'auto corrélation dans la série, il est aussi capable de détecter une tendance monotone de la variance de la série (Sneyers, 1990) mais son utilisation nécessite l'indépendance des données étudiées.

L'hypothèse nulle  $H_0$  du test de Mann Kendall est qu'il n'y a pas de tendance dans la série. La statistique  $S$  est calculée en dénombrant pour tous les couples  $(x_i, x_j)_{i < j}$  le nombre de fois où la seconde valeur est supérieure à la première et le nombre de fois où la seconde valeur est inférieure à la première. Ensuite, une différence est calculée entre les deux quantités.

$$\text{Soit } P = \{(X_i, X_j) \text{ tel que } i \in [1, n], i < j \text{ et } X_i > X_j\} \quad (\text{III.5})$$

$$M = \{(X_i, X_j) \text{ tel que } i \in [1, n], i < j \text{ et } X_i < X_j\} \quad (\text{III.6})$$

$$S = \text{card}(P) - \text{card}(M) \quad (\text{III.7})$$

Mann (1945) et Kendall (1975) démontrent que sous l'hypothèse nulle, la variance de  $S$  prend la forme :

$$\text{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (\text{III.8})$$

Pour  $n \geq 10$ , on utilise la statistique standardisée  $Z$  suivante :

$$Z = \begin{cases} (S - 1) / \sqrt{\text{Var}(S)} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ (S + 1) / \sqrt{\text{Var}(S)} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (\text{III.9})$$

Dans ce cas,  $Z$  suit une loi normale centrée réduite. La significativité du test est obtenue en comparant les valeurs standardisées  $Z$  avec la valeur de test prise dans la

table de la loi centrée réduite au niveau du seuil de significativité choisi.

## II. EXTRACTION DES VARIABLES HYDROCLIMATIQUES

Pour comprendre la réalisation des processus hydroclimatiques, les hydrologues sont généralement limités à n'utiliser que certains aspects de ces processus. Il est donc courant d'extraire des séries temporelles de variables méticuleusement choisies pour décrire les processus étudiés. Ces variables constituent pour un ensemble de bassins versants l'essentiel de l'information disponible pour analyser la variabilité spatiale et temporelle du processus étudié.

L'échantillonnage est l'opération qui consiste à extraire d'une chronique l'information nécessaire pour étudier statistiquement la variable que l'on veut analyser. Dans le cadre de l'étude des crues, deux méthodes d'échantillonnage sont principalement utilisées par les hydrologues. L'échantillonnage par valeur maximale annuelle (**MA**) qui consiste à retenir le maximum de chacune des années de la période d'observation, et l'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil (**POT : *Peak Over Threshold*** en anglais) pour lequel les débits de pointes sont sélectionnés au-dessus d'un seuil fixé. Ces deux méthodes permettent d'obtenir des échantillons décrivant les pointes de crues sur un cours d'eau. On peut également utiliser ces deux méthodes pour obtenir d'autres variables telles que les dates d'occurrence des débits maximaux annuels qui permettent d'étudier la saisonnalité de ces variables, et le nombre de pointes annuelles au-dessus du seuil qui permet d'analyser la fréquence des crues.

Nous analysons dans la suite les conditions d'application de chaque méthode d'échantillonnage et les variables extraites.

## II.1. Echantillonnage des crues

### II.1.a. Echantillonnage des crues par valeur maximale annuelle et variables déduites (MA)

La méthode MA (figure II-4) est reconnue pour avoir une mise en œuvre facile. Elle consiste à retenir dans la série d'origine l'évènement le plus important pour chaque année hydrologique. Dans les cas des régimes hydrologiques de la zone sahélienne, le cycle hydrologique est très marqué. Les plus fortes crues interviennent généralement au cœur de la saison pluvieuse. Ainsi, en ne sélectionnant qu'une crue par an, on s'assure de l'indépendance des valeurs de la série.

Cependant, l'inconvénient de cette méthode est qu'elle amène souvent à constituer des séries peu homogènes, du fait que certains évènements importants qui se produiraient la même année que l'évènement maximal sont souvent négligés, alors que pour certaines années sans évènement significativement important, on est tout de même amené à retenir l'évènement le plus fort.

Des échantillons de débits maximaux annuels, on peut extraire deux variables caractérisant les crues. Le débit de pointe de la crue pour chaque année ( $Q_{max}$ ) qui permet d'étudier l'évolution de l'intensité des crues, et la date d'occurrence du débit maximal annuel ( $DateQ_{max}$ ) qui donne des informations sur l'évolution de la saisonnalité des crues.

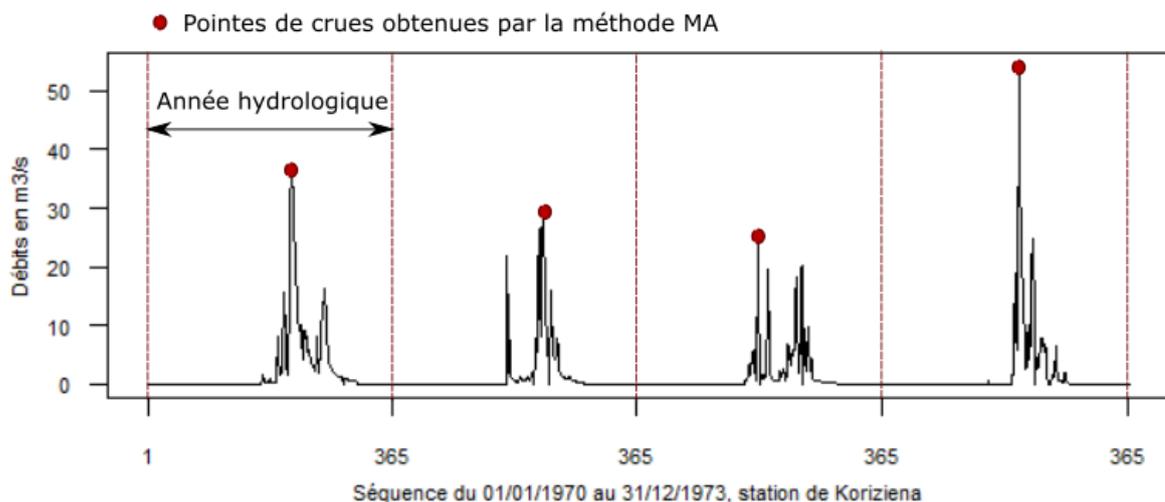


Figure III-4 : Illustration de l'échantillonnage par la valeur maximale annuelle (MA).

### II.1.b. Méthode d'échantillonnage par valeur supérieure à un seuil (POT) et variables déduites

L'approche par valeurs supérieures à un seuil (figure III-5) présente l'intérêt d'une sélection plus rationnelle des crues, avec un nombre plus élevé d'observations, et la possibilité de constituer un échantillon plus homogène (Lang et al., 1999; Lang and Lavabre, 2007; Renard et al., 2008; Svensson et al., 2005). Un autre avantage par rapport à la qualité des séries que nous analysons est que, en l'absence de l'évènement majeur sur une année, il est toujours possible de conserver d'autres évènements appartenant à la gamme de débits recherchée. Cependant cette approche est plus difficile à mettre en œuvre, car elle nécessite d'imposer certaines contraintes afin de respecter l'indépendance des évènements sélectionnés.

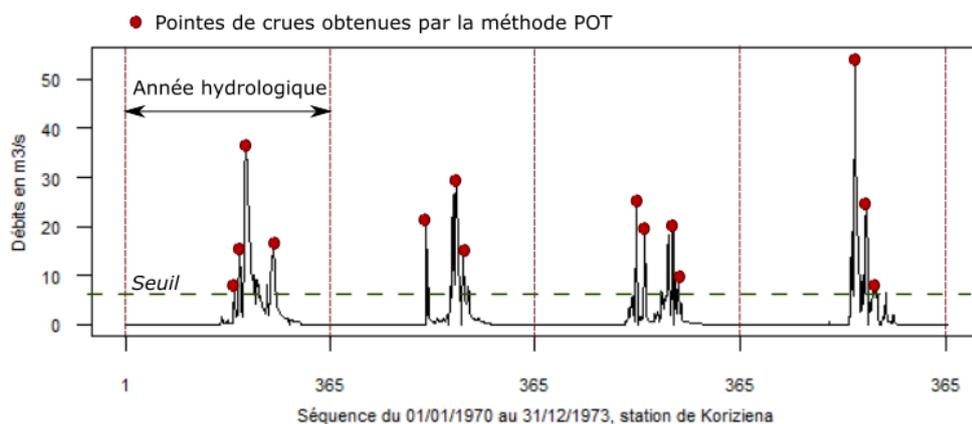


Figure III-5 : Illustration de l'échantillonnage de type POT.

#### - La contrainte de redescente ( $C_1$ )

Cette contrainte sert principalement à s'assurer que les pointes sélectionnées sont issues de crues différentes. En établissant une valeur minimale de redescente, on suppose que les deux évènements sont séparés par le « débit de base » de l'hydrogramme de crue. On peut la décrire de la manière suivante : pour chaque évènement caractérisé par une pointe de débit  $X_i$ , le débit minimal entre la pointe  $X_i$  et la pointe  $X_{i+1}$  de l'évènement suivant, doit être inférieur à  $\alpha * \min(X_i ; X_{i+1})$ ; le coefficient  $\alpha$  est conditionné par le débit de base et sa valeur évolue entre 0.05 et 0.5 en

fonction de la durée du régime de la crue. Dans la suite, une valeur par défaut de 0.5 sera donnée à  $\alpha$ .

- **La contrainte d'espacement des crues (C2)**

La contrainte d'espacement des crues est l'une des contraintes de base de la méthode. Elle complète la première contrainte, et vise précisément à imposer un écart minimum de temps  $D$  entre les pointes sélectionnées. Cette contrainte a un lien étroit avec la dynamique des crues du bassin versant. Renard (2006) présente une revue des méthodes utilisées pour déterminer la durée caractéristique de la crue. Deux principales méthodes sont brièvement présentées ici:

La première consiste à déduire le paramètre  $D$  d'un modèle Débit-Durée-Fréquence (QdF) convergent (Javelle, 2001) mettant en lien le comportement fréquentiel des débits moyens sur différentes durées à travers l'équation :

$$V(d, T) = \frac{V(0, T) - P}{1 + d/\Delta} + P \quad (\text{III.10})$$

Où  $V(d, T)$  est le débit moyen sur la durée  $d$  de période de retour  $T$ , tandis que  $P$  et  $\Delta$  sont deux paramètres à estimer. Le paramètre  $P$  a la dimension d'un débit et le paramètre  $\Delta$  a la dimension d'un temps. La durée caractéristique  $D$  correspond donc cette méthode au paramètre  $\Delta$ . Cependant l'utilisation de cette méthode s'adapte mieux à des données ayant un pas de temps infra journaliers (instantanés Renard, 2006).

La seconde méthode présentée au [paragraphe IV.2](#) du chapitre II consiste à estimer la durée caractéristique des crues à partir d'une sélection d'hydrogrammes sur une fenêtre autour des pics de crues majeurs (Lang et Lavabre, 2007). Après quelques essais et vérifications de cette seconde méthode sur notre jeu de données, elle semble être la plus adaptée car elle permet une estimation directe de la durée caractéristique des crues à partir des observations. Une valeur par défaut de la contrainte d'espacement a été prise égale à la moitié de la durée caractéristique  $D$  des crues pour chaque bassin versant.

- **Choix du seuil d'échantillonnage ( $u$ ).**

La principale difficulté de la méthode POT réside dans le choix d'un seuil pertinent pour l'analyse que l'on voudrait mener. En effet, le choix du seuil a un impact sur le nombre de pointes de crues échantillonnées, et détermine la classe des crues étudiées. Comme l'illustre la figure III-6, un seuil élevé ne permettra de retenir que des crues fortes mais en nombre réduit, et aura l'avantage de constituer un échantillon homogène. Alors qu'un seuil bas permettra d'obtenir un nombre suffisant de valeurs mais l'échantillon contiendra des crues intermédiaires. Sauf dans le cas des bassins versants qui ont une durée caractéristique de crue très longue comme Diebougou et Sokoroto où on obtient toujours en moyenne une crue par an quel que soit le seuil choisi.

Il est donc possible en dehors de ces bassins versants de définir deux classes de crues. Ainsi nous avons considéré les crues fortes pour un seuil égal à la médiane de la série des  $Q_{max}$ . Dans la plupart des séries utilisées dans cette analyse, ce seuil permet de retenir en moyenne une crue par an. Un second seuil a été retenu pour l'extraction des crues intermédiaires, ce seuil est égal au minimum de la série des  $Q_{max}$  du bassin versant correspondant et permet de garder un nombre égal ou supérieur à une crue par an pour chaque série.

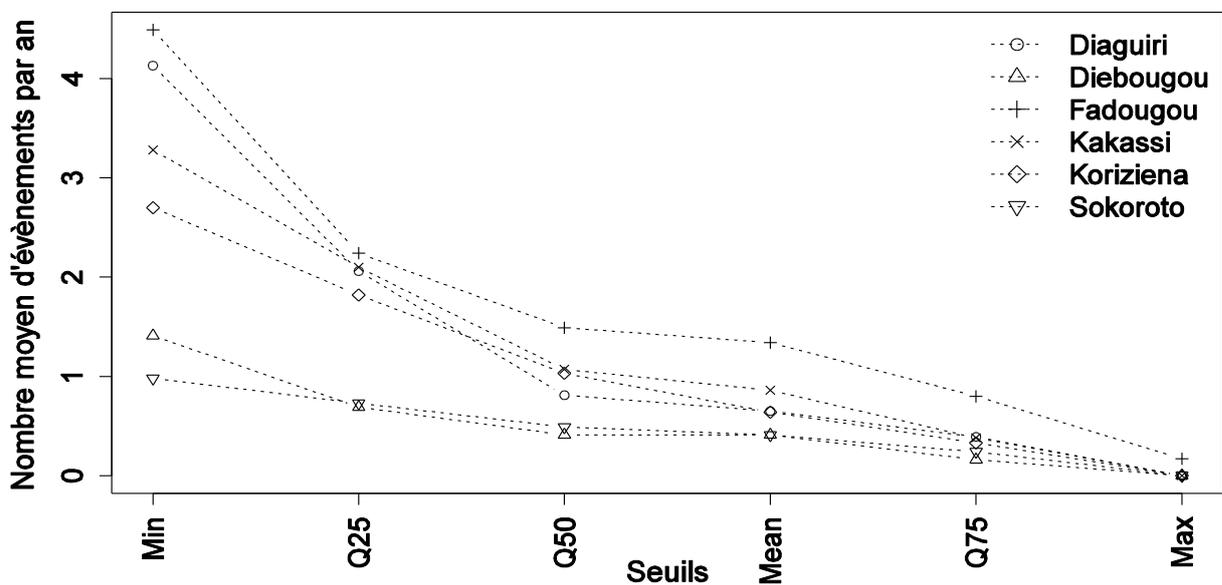


Figure III-6 : Impact du seuil sur le nombre de crues échantillonnées dans les séries de débits journaliers. Les seuils sont des quantiles de débits déduits de l'échantillon des débits maximaux de chaque série.

Ces échantillons peuvent être utilisés soit pour obtenir des débits de fréquence élevée grâce à la modélisation probabiliste (par application de la GPD), soit pour analyser l'occurrence des crues. Nous nous intéresserons particulièrement aux occurrences qui présentent une autre caractéristique importante de l'évolution temporelle des crues, car elle permet d'analyser l'évolution de la fréquence de ces dernières.

Les séries d'occurrence des crues sont donc obtenues en comptant pour chaque année le nombre de pics sélectionnés lors de l'extraction des variables par la méthode POT. De manière synthétique, la procédure d'extraction des valeurs supérieures à un seuil est présentée à la figure III-7.

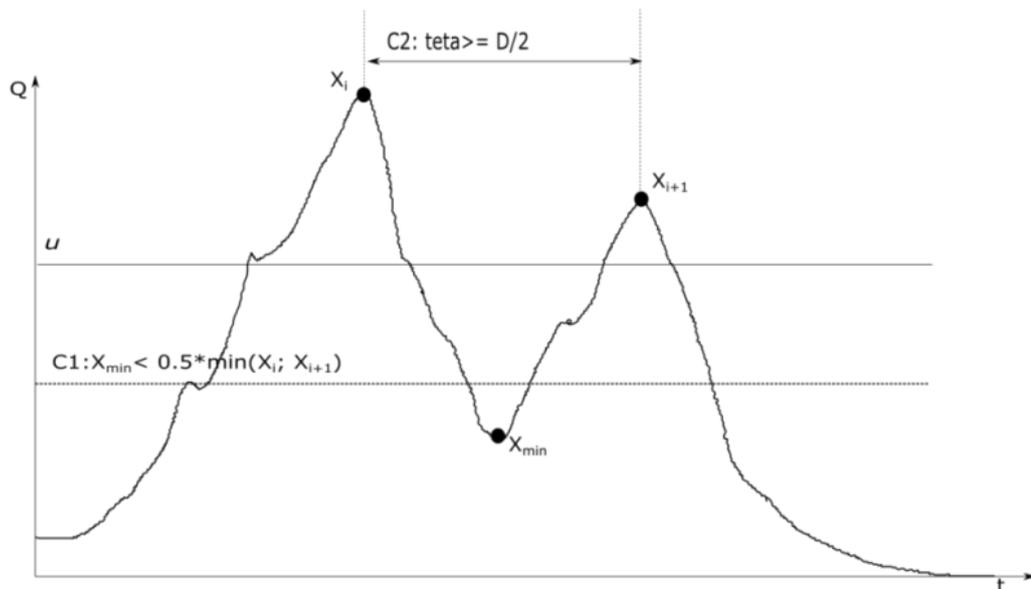


Figure III-7 : Procédure d'extraction des valeurs de crues au-dessus du seuil.

## II.2. Echantillonnage des variables pluviométriques

Les modifications des conditions climatiques ont une grande influence sur les régimes hydrologiques, elles constituent donc une cause probable de non-stationnarité des variables hydrologiques. Dans le cas des extrêmes hydrologiques, la récente augmentation des pertes économiques et humaines attribuée à des pluies torrentielles a entraîné un intérêt particulier des chercheurs pour l'analyse de l'évolution des indices

climatiques extrêmes. Les recherches dans ce sens se sont accrues au courant de la dernière décennie, afin notamment d'apporter des éléments de compréhension et de caractérisation du climat et des effets sur l'hydrologie de la région ( Sene and Ozer, 2002; New et al., 2006; Lebel and Ali, 2009; Goula et al., 2012; Descroix et al., 2013; Ly et al., 2013; Sarr et al., 2013; Panthou et al., 2014).

#### - **Indices pluviométriques sélectionnés**

L'analyse des extrêmes climatiques nécessite des variables ou indices climatiques précis qui décrivent de nombreux aspects des extrêmes du climat (pluie, température, humidité etc...). Dans notre cas, nous n'avons utilisé que les variables pluviométriques. Ces variables constituent donc des indicateurs des changements climatiques calculés à partir de données journalières de pluies. L'utilisation de données journalières permet d'avoir des précisions sur les événements exceptionnels dont les impacts seraient plus forts dans la vie des populations, contrairement aux moyennes mensuelles qui ont pour effet de lisser certaines informations importantes (Zhang et al., 2011).

Les travaux de l'Equipe d'experts sur les Indices de Détection des Changements Climatiques (ETCCDI) (Folland et al., 1999; Gruza et al., 1999; Karl, 1999; Nicholls et Murray, 1999; Trenberth and Owen, 1999; Frich et al., 2002; Zhang et al., 2011) ont permis de dresser une liste de 27 indices climatiques communément utilisés pour analyser l'évolution des extrêmes climatiques dans différentes régions du monde. Parmi ces indices, nous avons choisi d'utiliser sept indices caractérisant les pluies moyennes et extrêmes.

- **CWD (en jours)** est le nombre maximal de jours de pluie consécutifs dans l'année
- **Rtot (en mm)** représente le cumul pluviométrique calculé chaque année sur le bassin versant.
- **R20 (en jours)** représente le nombre de jours dans l'année où la pluie moyenne journalière est supérieure à 20mm.
- **Rmax (en mm)** représente la pluie maximale journalière dans l'année.
- **R95p (en mm)**: représente la somme des pluies journalières excédant le percentile 95 de la distribution empirique des pluies calculée sur la période de

référence (la période de référence est prise entre 1971-2000, ce qui correspond à une période de trente années et suit les recommandations de l'OMM).

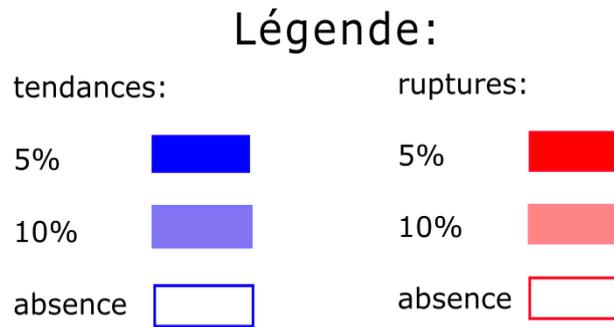
- **R5d (en mm)** est obtenu en faisant des cumuls consécutifs de pluies sur une période de 5 jours, et en retenant pour chaque année la valeur maximale obtenue.
- **SDII (en mm/jour)** est un indice de pluie moyenne, obtenu en divisant le cumul annuel de pluie par le nombre de jours où il a plu.

La pluie moyenne annuelle ( $R_{tot}$ ) et la pluie moyenne par jour de pluie (SDII) sont des indices qui caractérisent la saison humide. Le nombre de jours où la précipitation est supérieure à 20 mm ( $R_{20}$ ), le cumul des précipitations supérieures au percentile 95 ( $R_{95p}$ ) et la valeur maximale annuelle de la somme des pluies sur cinq jours consécutifs ( $R_{5d}$ ) caractérisent quant à eux les précipitations extrêmes.

### III. RESULTATS DES TESTS DE TENDANCES ET DE RUPTURES SUR LES SERIES HYDROCLIMATIQUES DE LA BASE DE DONNEES

#### III.1. Présentation des résultats

Nous avons regroupé les résultats des tests statistiques sous forme de fiches de station. Sur chaque fiche de station, les variables testées sont représentées chronologiquement, les indications sur les tendances (p-value) et les ruptures (date de rupture et p-value) sont données par les vignettes représentées dans la légende en figure III-8. Dans le cas où une tendance est détectée, la droite de régression de cette tendance est tracée en bleue sur le graphique, dans le cas où une rupture est détectée, des segments de droite représentant les moyennes des sous-périodes sont tracés en rouge de part et d'autre de la date de rupture. Dans cette partie, deux seuils de significativité ont été utilisés, 5% et 10%. Les tests ont été réalisés sur les longueurs totales de chaque série. On remarquera ainsi qu'il n'y a pas forcément de concordance dans les périodes des séries hydroclimatiques présentées pour chaque bassin versant. Cependant, une mise en relation des indices est présentée dans l'article du [chapitre IV](#).



**Figure III-8 : Légende explicative des fiches de bassins versants.**

### **III.2. Interprétation**

En regroupant les séries en fonction des tendances observées sur l'intensité des crues, les tests de stationnarité réalisés sur l'ensemble des bassins versants de notre base de données mettent en exergue trois comportements. Tous les bassins versants situés en zone sahélienne (stations de Kakassi, Koriziena, et Falagontou) présentent une tendance significative (au seuil de 5%) à l'augmentation des débits maximaux annuels.

En zone Soudanienne, trois séries (Fadougou et Niokolokoba et Samendeni) montrent une tendance significative à la baisse des débits maximaux annuels, les autres séries ne présentant ni tendance ni rupture. Nous présentons par la suite trois exemples de bassins versants dont les résultats sont commentés. Pour les onze stations restantes, les figures seront regroupées en [Annexe 1](#).

#### **- Cas 1 : Le Dargol à Kakassi (figure III-9)**

La station de Kakassi est située en zone sahélienne. Les résultats des tests sur les variables de débits montrent une tendance à la hausse des débits ( $Q_{max}$ ), avec un changement brusque intervenant en 1987. Les crues semblent se produire de manière plus précoce depuis 1970. Quant au nombre de crues par an, les deux classes de crues étudiées montrent une augmentation significative, les crues intermédiaires ont connu

une brusque augmentation depuis 1971, tandis que les crues fortes ont brusquement augmentées depuis 1995.

En analysant les indices pluviométriques, on observe que depuis 1950, la tendance générale est à la diminution, et à cette tendance s'ajoute une rupture. Seuls R5d et Rmax ne montrent aucune tendance significative au courant de cette période. Les ruptures détectées se produisent presque toutes entre 1965 et 1970, et seule la rupture en CWD survient en 1983.

- **Cas 2 : La Falémé à Fadougou (figure III-10)**

Fadougou est une station située en zone sahélienne, sa chronique de débits est la plus longue de notre base de données, bien que les pluies calculées pour ce bassin versant s'arrêtent en 1999. Les résultats sur les crues montrent que seules les intensités ont connus une forte baisse depuis 1971, l'occurrence des crues, ainsi que leur fréquence sont quant à elles restées stables depuis 1950.

L'analyse des indices pluviométriques entre 1950 et 1999, montre une baisse significative (au seuil de 5%) des indices utilisés, sauf l'indice CWD qui est stationnaire. Pour tous les indices pluviométriques présentant des tendances, des changements brusques ont été détectés et ces changements interviennent en 1967 pour R5d, R95p, Rmax, et Rtot et en 1977 pour R20 et SDII.

- **Cas 3 : Le Bougouriba à Diebougou (figure III-11)**

La série de Diebougou est un cas de série n'ayant présenté aucune tendance significative de l'intensité des crues. Elle est située en zone soudanienne. Les tests de stationnarité des variables de crues de Diebougou montrent que seules les dates d'occurrence des Qmax ont significativement évolué. D'après ce résultat, les crues annuelles se produiraient en moyenne plus tôt depuis 1982. Le nombre de crues annuelles pour les deux classes de crues définies n'a pas connu de changements significatifs.

En ce qui concerne les indices de pluie de cette station, CWD présente une tendance significative à la diminution, tandis que R20, R95p, Rmax et SDII présentent des ruptures significatives en 2000, et dans chaque cas, la variable augmente d'une sous-période à l'autre. Quant aux indices R5d et Rtot, aucun changement n'est détecté.

Rivière : Dargol; Station : **Kakassi**; Superficie : 6950 km<sup>2</sup>;  
 Zone climatique : Sahélienne ; **Débits** : 1959 – 2009; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.

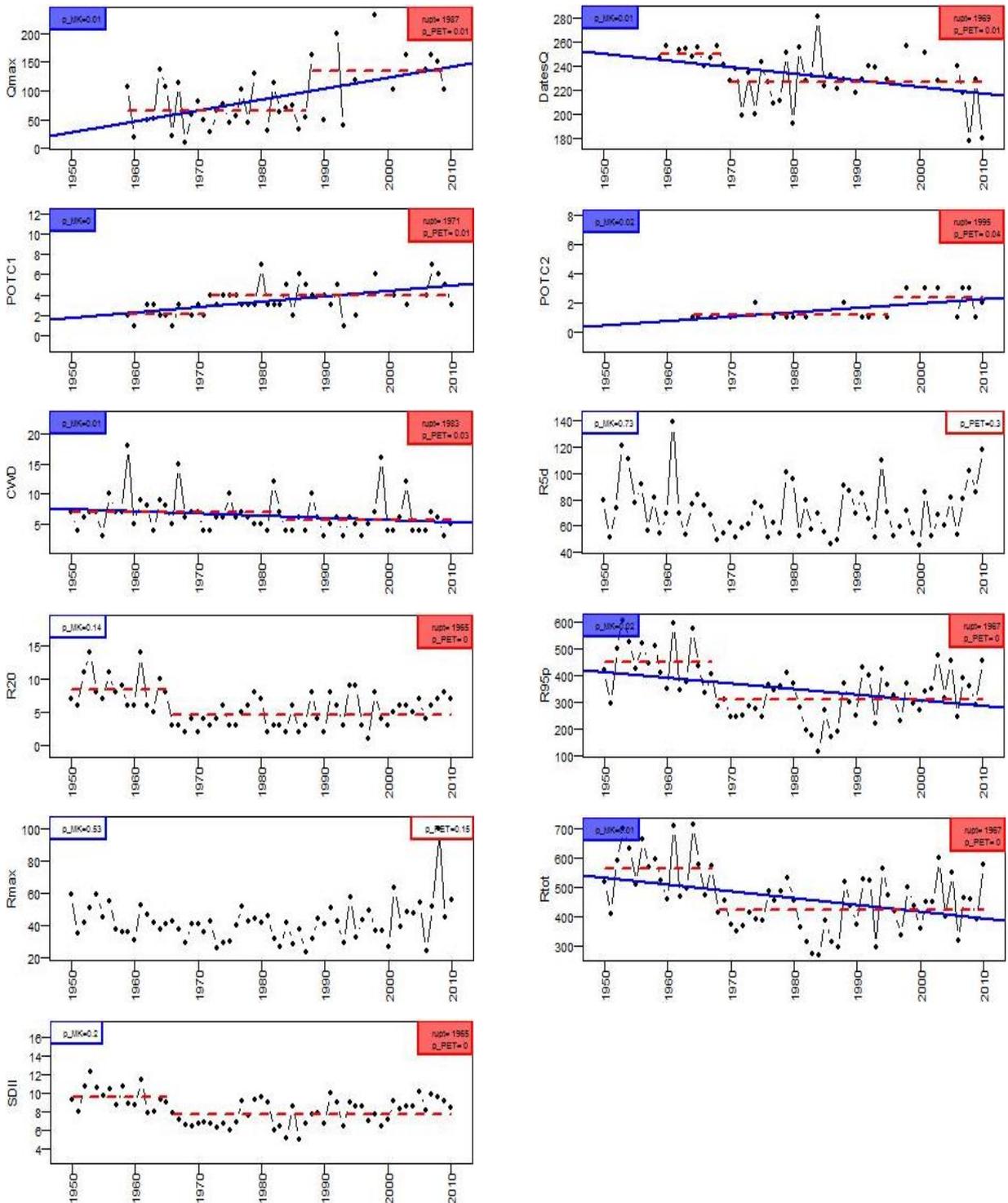


Figure III-9: Fiche station de Kakassi, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.

Rivière : Falémé; Station : **Fadougou**; Superficie : 9350 km<sup>2</sup>;  
 Zone climatique : Soudanienne ; **Débits** : 1950 – 2010; **Pluies de bassin** : 1950 – 1999.

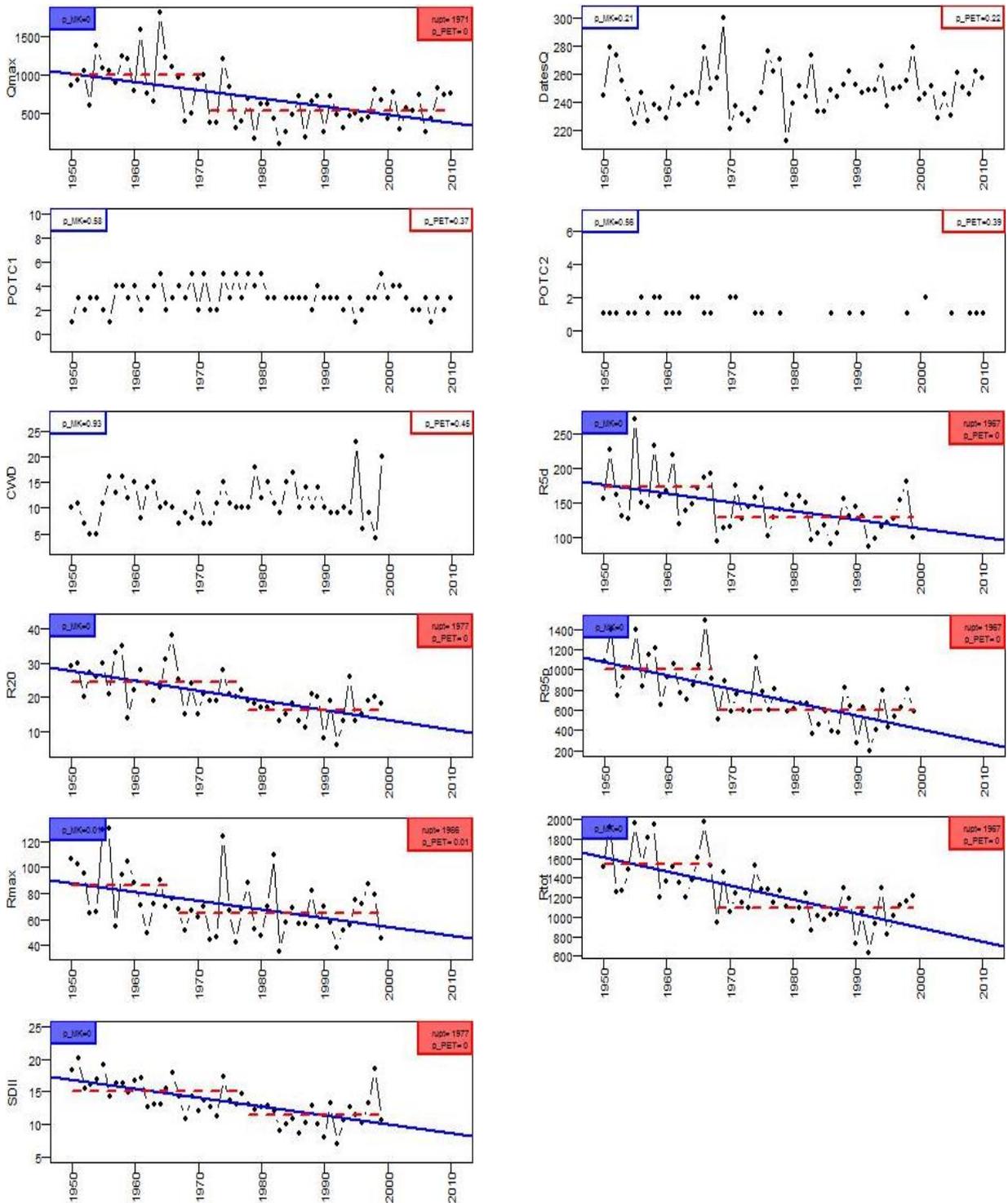


Figure III-10: Fiche station de Fadougou, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.

Rivière : Bouroguriba; Station : **Diebougo**; Superficie : 12200 km<sup>2</sup>;  
 Zone climatique : Soudanienne ; **Débits** : 1963 – 2004; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.

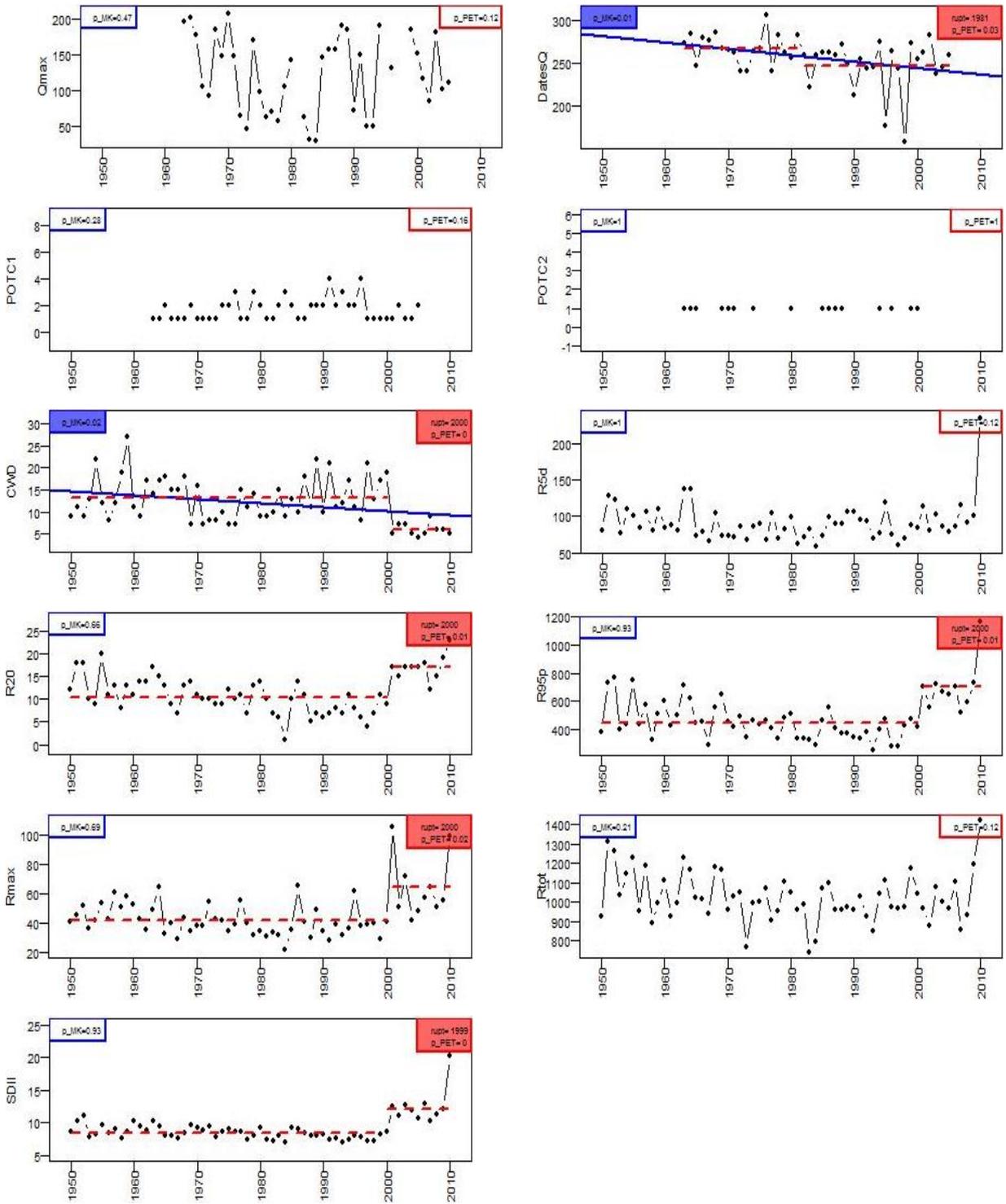


Figure III-11: Fiche station de Diebougo, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.

Les trois exemples présentés ci-dessus mettent en exergue des comportements contrastés des variables hydroclimatiques. Dans le cas de Fadougou, on observe une bonne cohérence entre les tendances des indices pluviométriques et les tendances des débits, bien que les séries de pluies ne soient pas de la même longueur que les séries de débits. Alors que pour la série de Kakassi, on observe entre 1959 et 2010 une rupture très marquée qui à première vue ne semble pas être imputable à la variation climatique observée entre 1950 et 2010.

Il est donc difficile de mettre en relation les résultats obtenus entre les débits et les pluies, notamment parce que les longueurs des séries mises en jeu ne sont pas homogènes. Dans le [chapitre IV](#), nous allons adopter une méthodologie permettant de mettre en relation les tendances observées sur les débits et celles observées sur les pluies.

#### **IV. INFLUENCE DES LACUNES DES SERIES HYDROLOGIQUES SUR LES RESULTATS PRESENTES.**

La présence de valeurs manquantes dans les séries hydrologiques est problématique, car celles-ci sont préjudiciables pour les tests statistiques de tendances et de rupture et peuvent entraîner des mauvaises interprétations quant à la variabilité des indices étudiés. Lors de l'extraction des crues par la méthode des maxima annuels, nous avons éliminé les années pour lesquelles les valeurs de débits maximaux n'existaient pas, les séries ont donc été utilisées sans prendre en compte les années présentant des données manquantes. Il est légitime de se poser la question de savoir si les données manquantes dans ces séries chronologiques pourraient avoir une influence sur les résultats des tests de stationnarité.

Parmi les séries utilisées dans notre base de données, la série de Kakassi a une configuration particulière, et est un bon exemple sur lequel s'appuyer pour justifier cet exercice. Telles que présentées sur la figure 10, les lacunes sont localisées de manière préférentielle après la date de rupture détectée par le test de Pettitt. Or lors de l'application du test, les séries sont utilisées sans tenir compte des données manquantes. Il a donc paru nécessaire de vérifier si le résultat obtenu n'était pas

influencé par la présence de ces lacunes. En d'autres termes, nous voulons savoir si on aurait eu des résultats significativement différents si les années comportant des données manquantes n'avaient pas été retirées de l'analyse.

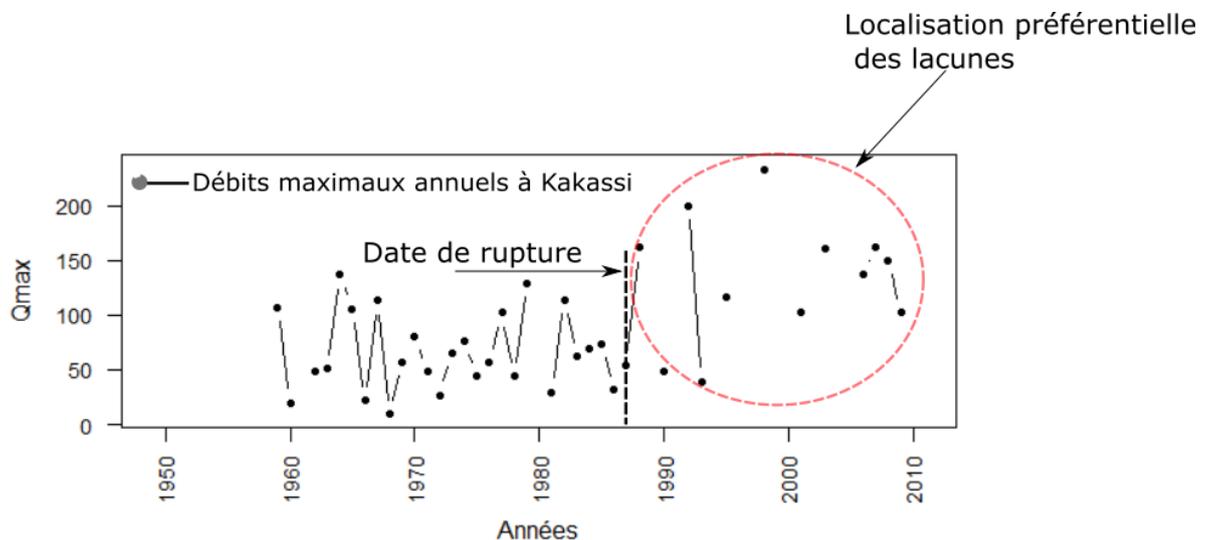


Figure III-12 : Série de débits maximaux annuels de Kakassi, position des lacunes dans la série.

La complexité de cet exercice réside dans le fait que nous procédons par un comblement des lacunes de la série de départ par des valeurs aléatoires tirées dans la série d'observations, ainsi on reste dans la gamme de débits observés sur les bassins versant. Une autre option est d'utiliser un modèle hydrologique afin de simuler les débits sur les années manquantes, et d'en extraire les valeurs maximales. Toutefois, cette méthode est aussi soumise aux nombreuses incertitudes liées, à la modélisation hydrologique.

L'étude de sensibilité que nous présentons ici est basée sur la méthode du « *resampling* ». Cette méthode consiste à remplacer les valeurs manquantes dans la série par des quantiles tirés aléatoirement (un nombre suffisant de fois) de la distribution empirique de l'échantillon de  $Q_{max}$  et réappliquer à chaque fois les tests afin de comparer les résultats obtenus par rapport au résultat obtenu sur la série de départ (série lacunaire). Cela revient donc à comparer les tendances obtenues avec des séries comblées différemment aux tendances obtenues avec la série lacunaire. Pour cela, la procédure suivante a été menée :

- Tout d'abord l'échantillon de  $Q_{max}$  est ajusté à une distribution fréquentielle empirique.
- Ensuite certains quantiles sont extraits de cette distribution. L'objectif est d'avoir des valeurs probables aussi variées que possibles de débits de pointes. Ainsi, nous avons extrait les quantiles pour des fréquences empiriques variant entre 0.01 et 0.99.
- Avec les quantiles extraits de la distribution empirique des  $q_{max}$ , des permutations sont réalisées afin d'obtenir différents arrangements de la série des quantiles extraits.
- Pour chaque arrangement, les valeurs obtenues sont utilisées pour combler les lacunes de la série de départ. Ainsi, nous avons effectué 5040 arrangements des quantiles extraits et nous les avons utilisé pour combler les lacunes de la série de départ.
- Le test de Mann Kendall et de Pettitt sont donc appliqués sur les 5040 séries comblées et les résultats obtenus sont comparés aux résultats obtenus avec la série de départ.

Les résultats obtenus pour le test de Mann Kendall sont regroupés dans le tableau III-1. Ce tableau présente le nombre de tendances détectées pour les deux seuils de significativité (10% et 5%), et suivant les tendances (augmentation ou diminution) en appliquant le test de Mann Kendall sur les 5040 séries constituées.

On observe que 69% (respectivement 17%) des cas de séries reconstituées présentent une tendance significative à l'augmentation au seuil de 5% (respectivement 10%) d'après le test de Mann Kendall. Aucune tendance négative n'est détectée avec les échantillons reconstitués, mais 680 cas, soit 14% des 5040 séries utilisées présentent un comportement stationnaire (pour les deux seuils), ce qui est faible par rapport au taux de stations présentant des tendances significatives (pour les deux seuils), soit 86% des séries reconstituées. Il convient de noter que nous avons également testé un nombre plus grand de permutations (8!, et 9!), et que les proportions de résultats trouvés restent approximativement les mêmes.

Tableau III-1: Tableau récapitulatif des résultats de l'étude de l'influence des lacunes de la série Kakassi.

Seuil de significativité du test de Mann Kendall	Nombre de tendances positives	Nombre de tendances négatives	Nombre de cas sans tendance
10%	864	0	680
5%	3496	0	

Les résultats obtenus avec le test de Pettitt sont illustrés sur la figure III-13, on remarque que selon les séries reconstituées, le test détecte plusieurs dates de ruptures entre 1978 et 2002. Cependant, on obtient toujours plus de ruptures sur l'année 1987. Le nombre de ruptures recensées en 1987 représentent 39% des ruptures détectées sur l'ensemble des séries (tous seuils confondus). Par ailleurs les années 1987, 1990 et 1991 comptent une forte proportion de ruptures. Notons aussi que le nombre de séries stationnaires est identique pour le test de tendances, soit 14% de l'ensemble des séries reconstituées.

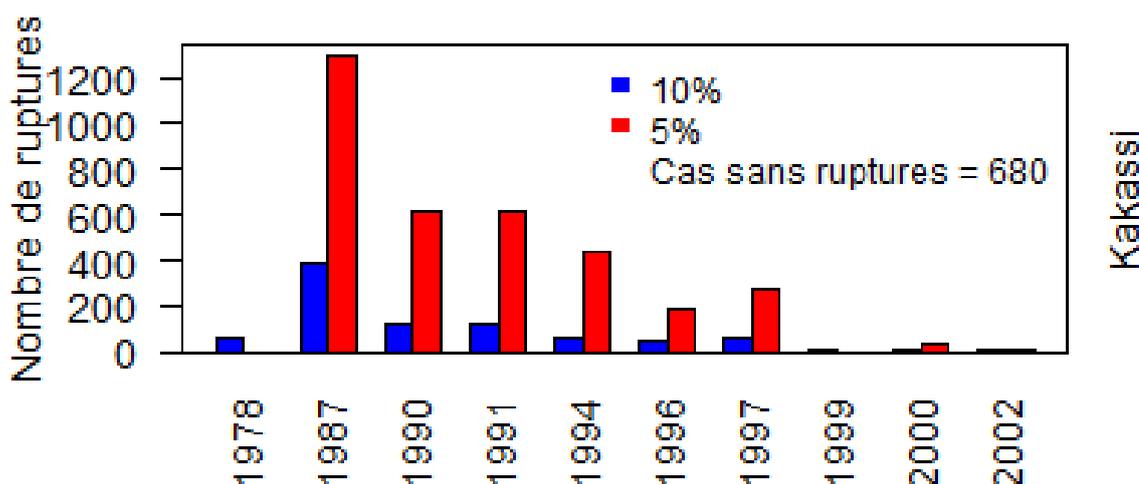


Figure III-13 : Nombres de ruptures détectées avec le test de Pettitt sur les 5040 séries reconstituées, et dates de ces ruptures en fonction de deux seuils de significativité du test.

Par rapport aux résultats obtenus sur la série de départ (séries avec les lacunes), on constate que la grande majorité des séries reconstituées présente des résultats

cohérents, c'est-à-dire une rupture au seuil de 5% en 1987, avec une tendance croissante des débits maximaux annuels significative au seuil de 5% également. Ce résultat tend à nous conforter sur les tendances et les ruptures détectées sur la série de départ.

Cependant, cette expérience a également mis en exergue le fait que les lacunes présentes dans la série de Kakassi pourraient avoir plus de répercussion sur la détection de la date de rupture en utilisant le test de Pettitt. En effet, la gamme de dates détectées en utilisant les séries reconstituées est vaste, avec des proportions non négligeables en 1990 et en 1991, ce qui indique un changement significatif des conditions hydrologiques sur cette station vers la fin des années 1980 - début 1990. Le fait qu'on ait détecté plus de ruptures en 1987 indique que cette date représente effectivement la date la plus probable du changement, ce qui correspond au résultat obtenu avec la série de départ.



## **Chapitre IV. LIENS ENTRE EVOLUTIONS DES CRUES ET EVOLUTIONS DES INDICES PLUVIOMETRIQUES.**

---

L'analyse statistique de l'évolution des crues menée dans le [chapitre III](#) montre que l'hypothèse de stationnarité des crues n'est pas vérifiée pour certains bassins versants de la région. L'analyse parallèle des indices pluviométriques indique également des changements significatifs à l'échelle des bassins versants étudiés. Cependant, Une interrogation récurrente dans le contexte d'évolution des variables hydroclimatiques actuelles est de savoir si les crues à l'échelle des bassins versants sont influencées par la variation pluviométrique ou par l'évolution environnementale. Cette interrogation, a rarement été abordée dans la littérature dans le contexte régional d'étude de cette thèse.

Dans ce chapitre (rédigé sous la forme d'un article), nous tentons d'identifier des liens entre les tendances observées sur les débits maximaux et les tendances des indices pluviométriques. La difficulté de l'analyse est liée au fait qu'il est impossible d'affirmer que les bassins versants utilisés pour la détection de non-stationnarité sont non influencés par des modifications environnementales. L'utilisation conjointe des indices pluviométriques a donc pour but de déterminer des similitudes dans le comportement des débits maximaux et des indices de pluie, même si la méthode utilisée ne permet pas de quantifier cette contribution.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 4707–4719, 2015  
 www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/4707/2015/  
 doi:10.5194/hess-19-4707-2015  
 © Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.



## Trends in floods in West Africa: analysis based on 11 catchments in the region

B. N. Nka<sup>1,2</sup>, L. Oudin<sup>1</sup>, H. Karambiri<sup>2</sup>, J. E. Paturel<sup>3</sup>, and P. Ribstein<sup>1</sup>

<sup>1</sup>UMR 7619 METIS, Sorbonne Université, UPMC Université Paris 6, CNRS, EPHE, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

<sup>2</sup>International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 BP 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso

<sup>3</sup>Institut de Recherche pour le Développement (IRD)/UMR HydroSciences Montpellier, 08 BP 3800 Abidjan 08, Côte d'Ivoire

Correspondence to: B. N. Nka (bnnomo1@hotmail.fr)

Received: 8 April 2015 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 29 May 2015

Revised: 28 October 2015 – Accepted: 2 November 2015 – Published: 27 November 2015

**Abstract.** After the drought of the 1970s in West Africa, the variability in rainfall and land use changes mostly affected flow, and recently flooding has been said to be an increasingly common occurrence throughout the whole of West Africa. These changes have raised many questions about the impact of climate change on the flood regimes in West African countries. This paper investigates whether floods are becoming more frequent or more severe and to what extent climate patterns have been responsible for these changes. We analyzed the trends in the floods occurring in 11 catchments within West Africa's main climate zones. The methodology includes two methods for sampling flood events, namely the AM (annual maximum) method and the POT (peak over threshold), and two perspectives of analysis are presented: long-term analysis based on two long flood time series and a regional perspective involving 11 catchments with shorter series. The Mann–Kendall trend test and the Pettitt break test were used to detect nonstationarities in the time series. The trends detected in flood time series were compared to the rainfall index trends and vegetation indices using contingency tables in order to identify the main driver of change in flood magnitude and flood frequency. The relation between the flood index and the physiographic index was evaluated through a success criterion and the Cramer criterion calculated from the contingency tables.

The results show the existence of trends in flood magnitude and flood frequency time series, with two main patterns. Sahelian floods show increasing flood trends and one Sudanian catchment presents decreasing flood trends. For the overall catchments studied, trends in the maximum 5-day

consecutive rainfall index (R5d) show good coherence with trends in flood, while the trends in normalized difference vegetation indices (NDVIs) do not show a significant agreement with flood trends, meaning that this index has possibly no impact on the behavior of floods in the region.

### 1 Introduction

The drought that affected West African countries after the end of the 1960s is known as one of the “the most undisputed and largest recent climate changes recognized by the climate research community” (Dai and al., 2004) and is well documented in terms of rainfall variability (Le Barbé et al., 2002; Lebel et al., 2009; Paturel et al., 1998). Although there is recent agreement on the increase in rainfall since the end of the 1990s (Lebel et al., 2009; Lebel and Ali, 2009; L'Hôte et al., 2002), Mahé and Paturel (2009) showed that the mean rainfall of the decades from 1970 to 2009 remained lower than the decades from 1900 to 1970. Moreover, some authors found an intensification of the rainfall regime in the Sahelian region since 2000, characterized by a greater contribution of extreme precipitation to the annual total rainfall (Descroix et al., 2013; Panthou et al., 2014).

The rainfall deficit over West Africa has contrasting consequences on the hydrological regime of river basins. In Sudanian areas, the mean annual discharge of rivers has significantly and substantially decreased more than rainfall (Mahé, 2009; Mahé et al., 2013, 2011; Mahé and Olivry, 1995; Paturel et al., 2003), while in the Sahelian areas, a general in-

Table 1. General information on the 11 catchments and the flow and rainfall data sets used for the study. Annual rainfall is computed over the 1960–1999 period. Values of missing years recorded for the catchments Fadougou, Sokoroto, Missira and Kedougou represent the amount of reconstructed maximum discharge for these catchments.

Country	Main river	Tributary	Gauging station	Area (km <sup>2</sup> )	First and last years for floods	Missing years	Mean annual precipitation (mm)	Number of rain gauges used	First and last years for rainfall
Burkina Faso	Niger	Goudebo	Falagontou	3750	1987–2010	4	410	5	1970–2010
Burkina Faso	Niger	Gorouol	Koriziena	2500	1970–2010	8	371	4	1970–2010
Niger	Niger	Dargol	Kakassi	6950	1959–2009	12	408	6	1970–2010
Burkina Faso	Volta	Mouhoun	Samendeni	4580	1970–2006	0	996	8	1970–2010
Burkina Faso	Volta	Noaho	Bittou	4050	1973–2006	3	804	7	1970–2010
Burkina Faso	Volta	Bambassou	Batie	5485	1971–2004	2	1006	6	1970–2010
Burkina Faso	Volta	Bougouribga	Diebougou	12 200	1970–2005	4	956	14	1970–2010
Mali	Senegal	Faléme	Fadougou	9350	1950–2010	23	1073	7	1970–2000
Guinea	Senegal	Ba ng	Sokoroto	1750	1970–2010	12	1280	2	1970–2000
Senegal	Gambie	Koulountou	Missira	6200	1970–2000	2	1375	4	1970–2000
Senegal	Gambie	Gambie	Kedougou	8130	1970–2002	0	1262	7	1970–2000

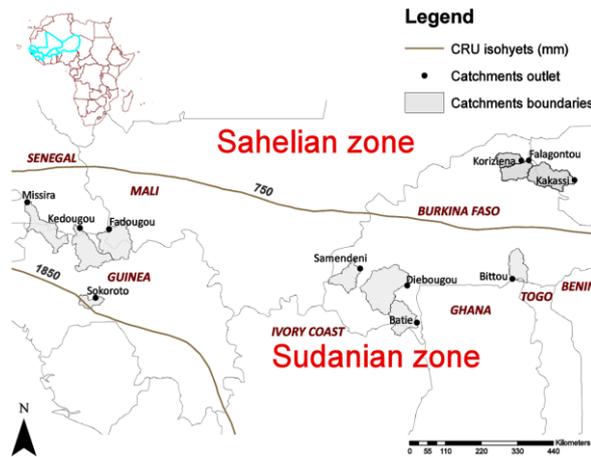


Figure 1. Location of the 11 West African catchments used for this study; the isohyets were created from climatic research unit (CRU) spatial rainfall data from 1960 to 1990.

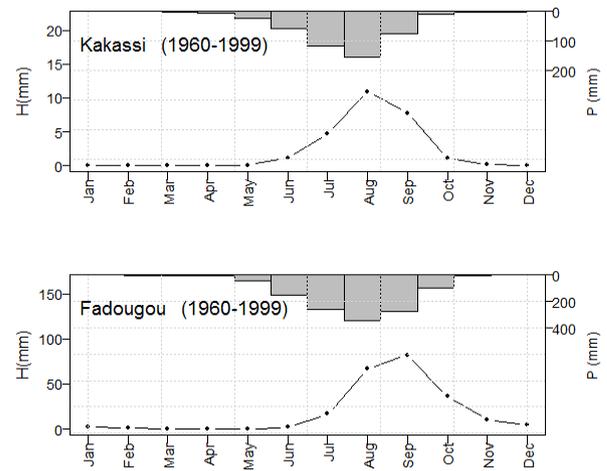


Figure 2. Mean monthly hydrograph for Kakassi (Sahelian catchment) and Fadougou (Sudanian catchment), 1960–1999.

alized spatially. The maximum discharge generally occurs within the month of August.

In the Sudanian region, flows generally span July to November. The precipitation that occurs from July to August causes the saturation of the ground from below. The maximum discharge occurs generally between the end of August and September, the rest of the year being too dry for small watersheds. Figure 2 presents the monthly hydrograph of two representative catchments of the West African rivers studied, the Dargol River at Kakassi in the Sahelian region and the Faléme River at Fadougou in the Sudanian region.

Ideally, the data set should have record periods spanning the same interval, but this is not the case for the 11 catchments studied. Only two long-term flow series were found,

the Dargol River at Kakassi (1959–2009) and the Faléme River at Fadougou (1950–2010). The nine other flow time series generally start after 1970. Consequently, two data sets were considered in this study: a data set consisting of the long-term time series for the two catchments and a data set composed of more catchments (11) but over a shorter time period (typically from 1970 to 2010).

The latter data set with a shorter period of analysis ensures greater spatial coverage. It was considered for the 1970–2010 period, with at least 20 annual maximum records per catchment. This data set was used to assess the relation between the flood and rainfall indices. The former data set, with a longer period of analysis, increases the likelihood of identi-

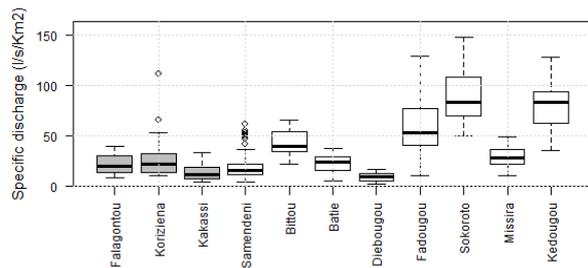


Figure 3. Boxplots of specific  $Q_{max}$  of each catchment within the period 1970–2010. The boxplot represents the median on the middle hinge and the 25th (75th) percentile on the lower (upper) hinge. The lower (upper) whisker is the border beyond which outliers are considered to be equal to  $1.5 \times$  interquartile range  $-25th (+75th)$ . Empty circles represent outliers greater than the upper whisker or below the lower whisker. The three first boxes represent the time series for Sahelian catchments.

obtained for all the catchments studied while remaining within the range of maximum values sampled in the corresponding  $Q_{max}$  series.

- 2 The time between two consecutive nPOT ( $\theta$ ) is greater than or equal to the average duration of half of the exceeding maximum discharges in the mean flood hydrograph. Consequently, a mean duration of flood events was estimated on the basis of historical flood events.
- 3 The minimum daily flow value ( $X_{min}$ ) between two consecutive nPOT  $X_i$  and  $X_{i+1}$  shall be less than a second threshold that is  $C1 = 0.5 \min(X_i; X_{i+1})$ . Thus, we ensure that the two values sampled are derived from different and independent events.

Figure 5 provides a summary of the nPOT. It should be noted that with these criteria and given the hydrological behavior of some of these catchments, we did not obtain a large number of POT events per year for some catchments such as Samendeni, Sokoroto, and Missira.

### 3.2 Rainfall and vegetation indices

International research teams such as the Expert Team on Climate Change Detection Monitoring Indices (ETCCDMI) have proposed a set of climate indices enabling comparison across different regions (New et al., 2006; Peterson, 2002; Vincent et al., 2005). From this set of indices, we selected the most meaningful for the study of floods in the West African region.

For each catchment, we computed the annual time series of the rainfall indices presented in Table 2. These indices provide information on both intensity and frequency of rainfall characteristics that were subject to change within the last few decades in West Africa (Klein Tank et al., 2009; Ly et al., 2013; New et al., 2006; Sarr et al., 2013).  $R_{tot}$  and  $SDII$  provide information on the wetness of catchments within the

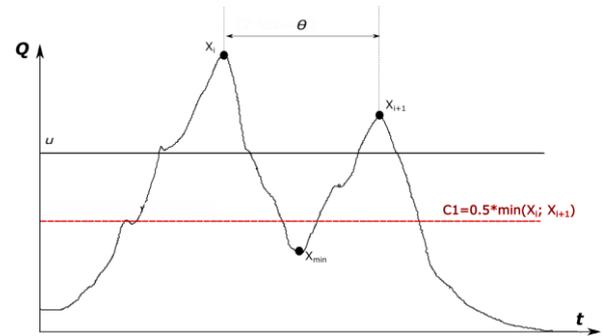


Figure 4. Extraction process of nPOT values.  $u$  is the threshold above which all peak are selected;  $\theta$  is the time interval between two consecutive nPOT;  $X_{min}$  refers to the minimum daily discharge between two consecutive nPOT  $X_i$  and  $X_{i+1}$ ;  $C1$  is the minimum threshold between two consecutive nPOT.

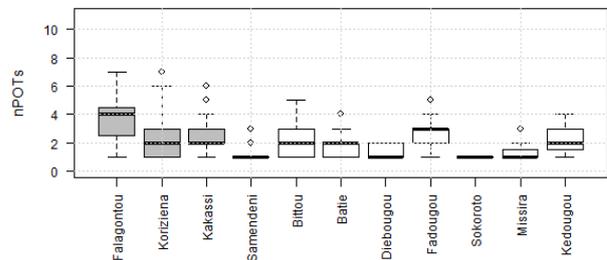


Figure 5. Boxplots for nPOT time series within the period 1970–2010 summarizing the characteristics of the nPOT series used. The boxplot represents the median on the middle hinge and the 25th (75th) percentile on the lower (upper) hinge. The lower (upper) whisker is the border beyond which outliers are considered to be equal to  $1.5 \times$  interquartile range  $-25th (+75th)$ . Empty circles represent outliers greater than the upper whisker or below the lower whisker. The three first boxes represent the time series for Sahelian catchments.

rainy season, while  $R_{20}$ ,  $R_{max}$ ,  $R_{95p}$ , and  $R_{5d}$  are valuable for the study of extreme rainfall patterns.

With reference to previous studies, the indices selected present observable trends since 1950. The decrease in annual total rainfall in the 1950–2000 period over West Africa has been well documented (Le Barbé et al., 2002; Lebel and Ali, 2009; L’Hôte et al., 2002), but the climate has been less dry since the early 1990s (Nicholson, 2005; Ozer et al., 2002). As for the indices related to extreme climate, Descroix et al. (2013) and Panthou et al. (2013) noticed that extreme daily rainfall has increased over the central Sahel region. They also suggested that the contribution of extreme rainfall to the annual total rainfall has increased over the 2000s. Ly et al. (2013) came to the same conclusion for the 1961–1990 period in the Sahelian region. These trends are evaluated here in a comparative approach with flood trends.

For each catchment and each date, we computed the mean spatial value of all NDVI pixels within the catchment. The

fying trends and provides an overview of the flood behavior before and after the drought that started in the 1970s.

Inherent uncertainties in using observations to detect trends in flood time series derive from the quality and quantity of data. Some problems linked to the quality of data, such as missing values and gaps in time series, can cause apparent changes and are complicating factors for the analysis of the data and interpretation of the results. However, the main difficulty in the area of study is the availability of long-term series with no gaps. In addition, compared to the Sahelian region, very few studies have investigated trends in flow in the Sudanian region. This is certainly due to a particular lack of data in this part of West Africa. In general, it is possible to find more catchments in the region, but the data of most of these catchments are often deficient, which makes it impossible to use them for the study of hydrological extremes. Thus, we decided to concentrate our analysis on the few catchments showing more reliable time series, and no supplementary treatment was carried out on these data. In addition, significant uncertainties of measurement can impact the results of trends, but there have been no significant changes in the measuring technique used for data in the West African region since 1970. Regarding the history of the gauging stations used in this study, there is no major hydraulic infrastructure within the catchments that can impact flows.

Daily rainfall data were obtained from the Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation (SIEREM) database ([http://www.hydrosciences.fr/sierem/index\\_en.htm](http://www.hydrosciences.fr/sierem/index_en.htm)) for the 1970–2000 period. In Burkina Faso, we also collected data for the 2000–2010 period from the country's National Meteorological Service. For the data collected from other countries, data record periods ended in 2000. Generally speaking, we were able to find a sufficient number of local rain gauges that allowed us to compute the mean areal rainfall of each catchment. The Thiessen polygon method was applied to determine the mean areal daily rainfall for each catchment. Table 1 presents the mean annual precipitation of the 11 catchments over the 1970–1999 period and the number of rain gauges used to obtain these values for each catchment.

The normalized difference vegetation index (NDVI; source: International Research Institute for Climate and Society Data library online) is used in this study as an environmental variable providing information on the evolution of vegetation or land degradation (Fensholt et al., 2013). NDVI data are derived from images obtained with the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) instrument on-board the NOAA satellite series (Tucker et al., 2004). This is a product of the GIMMS (Global Inventory Modeling Mapping Studies), available for a 25-year period from 1981 to 2006. The NDVI values are recorded every 2 weeks on each  $0.072 \times 0.072$  pixel, allowing the study of seasonal and interannual vegetation changes. The NDVI data are dimensionless numbers varying from 0 to unity depending on vegetation density. NDVI values near 0 indicate very sparse vege-

tation, while dense vegetation is indicated by NDVI values approaching unity.

### 3 Methods

The relatively large and homogeneous data set used in this study allows one to address the issue of flood nonstationarity in West Africa, with particular consideration given to the diverse results obtained according to rainfall and vegetation indices in the region. To this end, a series of methods were monitored to derive annual time series of high-flow characteristics, rainfall indices, and vegetation characteristics. For all these time series, we applied a trend detection test that is also presented in this section. Finally, the agreements between the trends detected for high flows and the trends detected for climatic and vegetation indices were compared.

#### 3.1 Flood sampling

Two time series were derived from daily flow records using two sampling methods: annual maximum (AM) sampling and peak-over-threshold (POT) sampling.

Annual maximum sampling consists of extracting the peak values of daily discharge within the calendar year of a series. AM is a well-established and simple approach that allows the investigation of the changes in flood magnitude ( $Q_{\max}$ ) (Di Baldassarre et al., 2010; Robson et al., 1998). However, the disadvantage of this concept is that only the most important event is selected for years with more than one high flow, while in years without substantial flow, the event selected can correspond to a medium or even a low flow (Kundzewicz et al., 2005).

Figure 3 illustrates the specific  $Q_{\max}$  ( $Q_{\max}$  divided by the catchment area) for the 11 catchments studied. Figure 3 shows that all  $Q_{\max}$  time series have skewed distributions. The Sokoroto River at Ba ng is the smallest catchment in terms of area, but presents the highest specific maximum discharge values. Generally, Sahelian catchments have a lower specific  $Q_{\max}$  than Sudanian catchments.

The second sample derived from daily flow series is the nPOT series. The nPOT time series presented in Fig. 4 were constructed from POT sampling, for which all independent floods exceeding a certain threshold are considered (Lang et al., 1999). The POT series are useful for investigating the trends in either flood frequency or flood magnitude (Svensson et al., 2005). In this study, we analyzed the flood frequency (nPOT), which is the number of floods extracted in each year of the time series the data were collected.

The strategy used for POT sampling is schematically represented in Fig. 4, and the following sequence was observed.

1. All nPOT must exceed the flow threshold ( $u$ ). In this study, the threshold was taken as the minimum value of the respective annual maximum time series. This choice was made because at least one nPOT per year can be

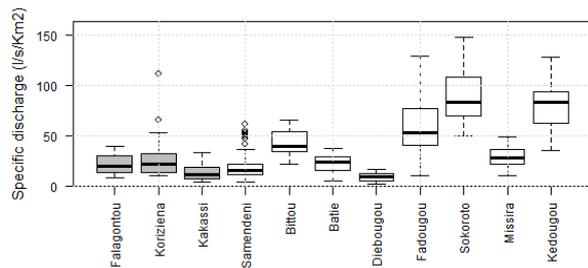


Figure 3. Boxplots of specific  $Q_{max}$  of each catchment within the period 1970–2010. The boxplot represents the median on the middle hinge and the 25th (75th) percentile on the lower (upper) hinge. The lower (upper) whisker is the border beyond which outliers are considered to be equal to  $1.5 \times$  interquartile range  $-25th (+75th)$ . Empty circles represent outliers greater than the upper whisker or below the lower whisker. The three first boxes represent the time series for Sahelian catchments.

obtained for all the catchments studied while remaining within the range of maximum values sampled in the corresponding  $Q_{max}$  series.

- 2 The time between two consecutive nPOT ( $\theta$ ) is greater than or equal to the average duration of half of the exceeding maximum discharges in the mean flood hydrograph. Consequently, a mean duration of flood events was estimated on the basis of historical flood events.
- 3 The minimum daily flow value ( $X_{min}$ ) between two consecutive nPOT  $X_i$  and  $X_{i+1}$  shall be less than a second threshold that is  $C1 = 0.5 \min(X_i; X_{i+1})$ . Thus, we ensure that the two values sampled are derived from different and independent events.

Figure 5 provides a summary of the nPOT. It should be noted that with these criteria and given the hydrological behavior of some of these catchments, we did not obtain a large number of POT events per year for some catchments such as Samendeni, Sokoroto, and Missira.

### 3.2 Rainfall and vegetation indices

International research teams such as the Expert Team on Climate Change Detection Monitoring Indices (ETCCDMI) have proposed a set of climate indices enabling comparison across different regions (New et al., 2006; Peterson, 2002; Vincent et al., 2005). From this set of indices, we selected the most meaningful for the study of floods in the West African region.

For each catchment, we computed the annual time series of the rainfall indices presented in Table 2. These indices provide information on both intensity and frequency of rainfall characteristics that were subject to change within the last few decades in West Africa (Klein Tank et al., 2009; Ly et al., 2013; New et al., 2006; Sarr et al., 2013).  $R_{tot}$  and  $SDII$  provide information on the wetness of catchments within the

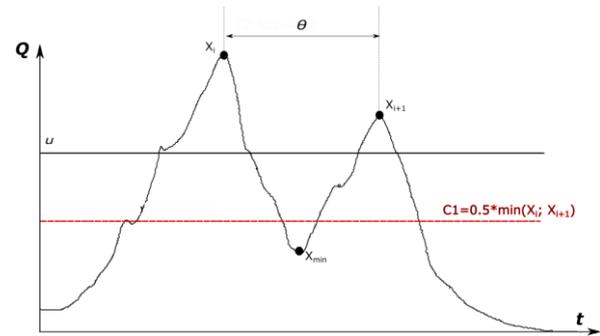


Figure 4. Extraction process of nPOT values.  $u$  is the threshold above which all peak are selected;  $\theta$  is the time interval between two consecutive nPOT;  $X_{min}$  refers to the minimum daily discharge between two consecutive nPOT  $X_i$  and  $X_{i+1}$ ;  $C1$  is the minimum threshold between two consecutive nPOT.

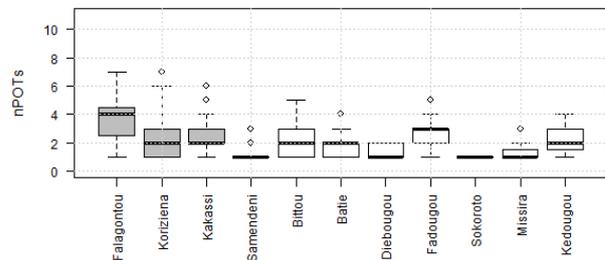


Figure 5. Boxplots for nPOT time series within the period 1970–2010 summarizing the characteristics of the nPOT series used. The boxplot represents the median on the middle hinge and the 25th (75th) percentile on the lower (upper) hinge. The lower (upper) whisker is the border beyond which outliers are considered to be equal to  $1.5 \times$  interquartile range  $-25th (+75th)$ . Empty circles represent outliers greater than the upper whisker or below the lower whisker. The three first boxes represent the time series for Sahelian catchments.

rainy season, while  $R_{20}$ ,  $R_{max}$ ,  $R_{95p}$ , and  $R_{5d}$  are valuable for the study of extreme rainfall patterns.

With reference to previous studies, the indices selected present observable trends since 1950. The decrease in annual total rainfall in the 1950–2000 period over West Africa has been well documented (Le Barbé et al., 2002; Lebel and Ali, 2009; L’Hôte et al., 2002), but the climate has been less dry since the early 1990s (Nicholson, 2005; Ozer et al., 2002). As for the indices related to extreme climate, Descroix et al. (2013) and Panthou et al. (2013) noticed that extreme daily rainfall has increased over the central Sahel region. They also suggested that the contribution of extreme rainfall to the annual total rainfall has increased over the 2000s. Ly et al. (2013) came to the same conclusion for the 1961–1990 period in the Sahelian region. These trends are evaluated here in a comparative approach with flood trends.

For each catchment and each date, we computed the mean spatial value of all NDVI pixels within the catchment. The

Table 2. Description of the rainfall indices used.

ID	Description	Unit
Rtot	Annual total rainfall, where precipitation	mm
R20	Annual number of days when precipitation	days
Rmax	Daily maximum rainfall per year	mm
R95p	Sum of daily rainfall exceeding the 95th percentile	mm
R5d	Maximum rainfall over 5 consecutive days.	mm
SDII	Simple daily intensity index	mm day <sup>-1</sup>
	(annual total rainfall divided by the number of wet days in the year)	mm day <sup>-1</sup>

seasonal evolution of NDVI is known to be closely related to the rainfall pattern, and since the catchments studied present similar hydrological regimes (one wet season and one dry season), we computed 3-yearly mean NDVI values for each catchment: the yearly means of the NDVI for the full 12 months (NDVI\_m), for the dry season (NDVI\_d) from January to June and for the wet season (NDVI\_w) from July to December. This choice of dry and wet seasons was made to take into account the lag time of the greening process after the rainy season.

### 3.3 Trends and breaks in the time series

In this study, the Mann–Kendall (Kendall, 1975; Mann, 1945) and the Pettitt (Pettitt, 1979) tests are used to identify trends and break dates in the annual time series. These tests are recognized as being robust for trend analysis of hydroclimatic data in the sense that they are nonparametric and thus do not make assumptions on the distributions of the variables (Kundzewicz et al., 2005). For all these tests, the null hypothesis is that there is no trend or no break in the time series at the significance level 0.10.

The result of the Mann–Kendall test is given by its two estimated coefficients, namely the correlation coefficient ( $r_{MK}$ ) and the p value ( $p_{MK}$ ). The  $r_{MK}$  value of the Mann–Kendall varies between -1 and 1 and is either positive or negative for increasing and decreasing trends, respectively. An absolute value close to 1 indicates that the correlation between the two variables involved (in this case the data and the time) is high. The value of  $r_{MK}$  is then compared to the significance level of the test. The null hypothesis is rejected if  $r_{MK}$  is less than the significance level; if not, the null hypothesis is not rejected.

The Pettitt test investigates the existence of a break in the time series. The result is given by a p value ( $p_{PET}$ ) and the probable date for a break. As for the Mann–Kendall test, the Pettitt test p value is compared to the significance level. If the p value is less than the significance level, the null hypothesis is rejected. If not, the null hypothesis is not rejected and the computed date of change is rejected. This test was used only for the two long flood time series.

### 3.4 Statistical agreement between flood evolution and rainfall–vegetation indices evolution

For each catchment of the short series sample, we performed the Mann–Kendall test on the Qmax time series, the nPOT time series, and the physiographic indices (for either rainfall or vegetation); then the trend obtained on each row index was compared to the trend in each physiographic index using contingency tables for all catchments. To obtain a synthetic assessment of the contingency tables, we computed two criteria.

The Cramer index (Cramer, 1946; Johnson, 2004) is commonly used to estimate the dependency between variables in contingency tables. Its value ranges between 0 and unity, a value of 1 meaning a complete dependency of the variables. The Cramer index is also associated with the chi-squared test, which gives a p value ( $p$ ) indicating the significance of the test.

We also computed the success criterion (SC), inspired by the critical success index (Schaefer, 1990). The SC can be considered as a quality criterion, with values ranging from 0 to unity. However, the use of this criterion requires some assumptions about the known and possible combinations of trends between floods and rainfall. Table 3 presents the basic considerations made for the calculation of SC, and Eq. (1) gives the formulation of SC.

$$\text{Success Criterion} = \text{SC} = \frac{\text{CD} + \text{CR}}{\text{CD} + \text{FD} + \text{MD} + \text{CR}} \quad (1)$$

where CD (correct detection) is the number of catchments that present similar trends for both flood and physiographic indices, FD (false detection) is the number of catchments that present opposite trends for both flood and physiographic indices, MD (missed detection) is the number of catchments that are stationary for one index and nonstationary for the other, and CR (correct rejection) is the number of catchments that present nonstationary behavior for both indices.

The SC value gives the proportion of agreements (correct detection and correct rejection) between flood trends (either Qmax or nPOT) and each physiographic index trend in the whole catchment set. A value close to unity indicates good agreement between both flood and physiographic trends. By contrast, a value close to 0 indicates that there is no agreement between the trends in the indices involved.

## 4 Results

This section presents the results of the trend analyses on flood characteristics as well as on rainfall and vegetation indices. As mentioned in Sect. 2, the catchment set presents different record period lengths. We investigated the temporal variability in the trends in two catchments presenting long series. Then we investigated the spatial variability in the trends by analyzing the flood trends over the whole catchment set, but

Table 3. Three-by-three contingency table of trends for flood and physiographic indices. Each cell contains the number of catchments respecting the trends in the row (for flood indices) and column (for physiographic indices).

Flood index	Physiographic index		
	Positive	Negative	Stationary
Positive	CD	FD	MD
Negative	FD	CD	MD
Stationarity	MD	MD	CR

CD: correct detection; FD: false detection; MD: missed detection; CR: correct rejection.

focusing on the 1970–2010 period. Flood trends were compared to rainfall trends, and, finally, flood trends were compared to vegetation trends over the 1981–2006 time period. This allowed us to identify the factor with the greatest influence on flooding.

#### 4.1 Historical perspectives of trends in flood magnitude and frequency

For long-term analysis, we only considered the two long time series representing the climatic region of West Africa, namely the Dargol River at Kakassi and the Faleme River at Fadougou. The results of the Mann–Kendall and Pettitt tests performed on the flood time series of these two catchments are presented in Table 4.

The evolution of flood in the two long time series (Fig. 6) presents two main behavioral patterns. For the Dargol River at Kakassi, the  $Q_{max}$  and nPOT time series significantly increased over the 1959–2009 period according to the Mann–Kendall test, and breaks were also detected with the Pettitt test. The break in the  $Q_{max}$  time series occurred in 1987 and for nPOT the break date occurred later, in 1993. The same tests were also applied to the subperiod time series for each flood index and the subseries were found to be stationary. The comparison of the mean  $Q_{max}$  and nPOT values within the two subperiods shows that the  $Q_{max}$  and nPOT values in the second subperiod were on average twice as high as their values in the first subperiod. For the Faleme River at Fadougou, the results highlight a decreasing  $Q_{max}$  trend with a break in 1971, while the nPOT time series was stationary. As for Kakassi, the Mann–Kendall and Pettitt tests performed on the subperiods of Fadougou’s  $Q_{max}$  index revealed no significant trend and no significant break. According to the mean  $Q_{max}$  value in the subperiods, a decrease in  $Q_{max}$  at Fadougou between the two subperiods was also demonstrated.

The tests performed on the annual total rainfall index (Rtot) of the two catchments agreed on a break in the Rtot in 1967, which corresponds to the beginning of the drought. The mean value decreased from the first subperiod to the second. For Kakassi, no significant trend was detected in the

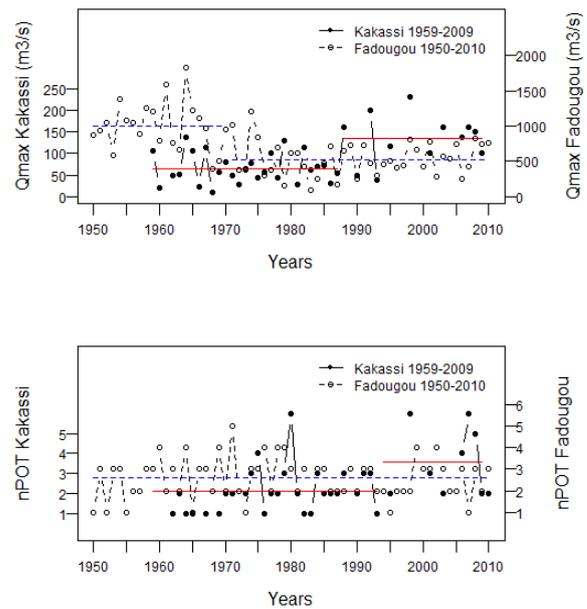


Figure 6.  $Q_{max}$  and nPOT of long-term time series and segmentation according to the Pettitt break test. The dashed blue lines (solid red lines) represent the mean value of the flood index for each subperiod at Fadougou (Kakassi).

rainfall index time series, but a break date occurred for the simple daily intensity index (SDII) in 1993. In this case, the mean SDII value was higher in the second subperiod, meaning that daily rainfall over the catchment was less frequent but more intense, which was also observed in previous studies (Descroix et al., 2013; Le Barbé et al., 2002; Panthou et al., 2014). As for Fadougou, all rainfall indices presented significant negative trends, and break dates all occurred within the 1967–1977 period, i.e., within the drought period.

Considering the Dargol River at Kakassi, we can assume that after the drought, the catchment experienced a stationary flood regime between the end of 1960 and the beginning of 1990. Since the end of the 1980s, substantial changes in the catchment led to an increase in flood magnitude and flood frequency. In the Sahelian zone, land use changes and land clearing were often mentioned as the main contributing factors of runoff increase since 1987. The coherence of a break in the SDII time series with the  $Q_{max}$  and nPOT time series for this catchment suggests that flooding in these Sahelian catchments has been rising by more than what can be explained by land use changes alone and that some rainfall indices could have an impact on the increase in flooding. Interestingly, the p values of the Pettitt test for other rainfall indices such as the R20 (0.13) and R5d (0.13) are close to the significance level (0.10). Although these p values are not significant, the estimated break dates for these indices’ time series (1993 for R20 and 1987 for R5d) are in the same period as the  $Q_{max}$  and nPOT breaks, which suggests agree-

Table 4. Results of Mann–Kendall and Pettitt tests on Kakassi and Fadougou time series (flood and rainfall indices): “+” for significant positive trend; “–” for significant negative trend; “0” for no significant trend.

	Mann–Kendall			Pettitt		Conclusions		
	MK	MK	Conclusion	PET	Break date	Subperiod	Mean by subperiod	
Kakassi (1959–2009)	Qmax (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	0.01	0.3	+	0.01	1987	1959–1987 1988–2009	65 135
	nPOT (–)	0	0.48	+	0.05	1993	1959–1993 1994–2009	2 4
	Rtot (mm)	0.12	0.17	0	0.06	1967	1959–1967 1968–2009	523 398
	R20 (–)	0.49	0.08	0	0.13	No break	–	–
	Rmax (mm)	0.35	0.11	0	0.22	No break	–	–
	R95 (mm)	0.78	0.03	0	0.27	No break	–	–
	R5d (mm)	0.23	0.14	0	0.13	No break	–	–
	SDII (mm)	0.48	0.08	0	0.08	1993	1959–1993 1994–2009	7.4 8.9
Fadougou (1950–2010)	Qmax* (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	0	0.38	–	0	1971	1950–1971 1972–2010	1006 525
	nPOT* (–)	0.96	0.01	0	0.51	No break	–	–
	Rtot (mm)	0	0.47	–	0	1967	1950–1967 1968–2000	1571 1070
	R20 (–)	0	0.47	–	0	1976	1950–1976 1977–2000	25 16
	Rmax (mm)	0	0.28	0	0.01	1966	1950–1966 1966–2000	95.6 62
	R95p (mm)	0	0.44	–	0	1967	1950–1967 1968–2000	440 180
	R5d (mm)	0	0.32	–	0	1967	1950–1967 1968–2000	184 126
	SDII (mm)	0	0.52	–	0	1977	1950–1977 1978–2000	15.3 11.1

For Fadougou, the Qmax and nPOT tests were performed on two periods: first for the 1950–2010 period and then for the 1950–2000 period for the comparison with rainfall index time series with a shorter length. The results obtained were the same for the two periods and for Qmax and nPOT.

ment with the breaks in flood time series. Finally, these results show that for the Faleme River at Fadougou, the Qmax decrease within the 1950–2000 period is consistent with the decrease in rainfall indices over the 1950–2000 period. Even if the 1950–2010 period is considered, the Fadougou Qmax still shows a decreasing trend, but unfortunately the rainfall time series for this catchment stopped in the year 2000, so no information was provided for the last decade. The decrease in Qmax for Faleme at Fadougou, which is in agreement with the decrease in the annual discharge of the Sudanian rivers, reinforces the hypothesis that strongly decreasing groundwater flow is the factor explaining the high reduction in discharges with regard to the rainfall reduction since the 1970s in the Sudanian basins.

#### 4.2 Regional perspective of trends in flood magnitude and frequency

To assess the flood trends from a regional perspective, we focused on short time series since 1970. The results of the Mann–Kendall trend test applied to Qmax and nPOT of the 11 catchments studied are presented in Table 5. Eight out of the 11 catchments do not show significant trends in Qmax, while the remaining three catchments present increasing trends (the Dargol River at Kakassi, the Gorouol River at Koriziena, and the Goudebo River at Falagontou).

When using the short time series, the trend detected in the Qmax time series of the Falémé River at Fadougou in Sect. 4.1 is no longer dominant. This suggests that since

Table 5. Results of Mann–Kendall trend test on Qmax and nPOT time series for the 11 shorter time series: “+” for significant positive trend; “-” for significant negative trend; “0” for no significant trend.

Catchments	Area (km <sup>2</sup> )	Period	Mann–Kendall Qmax		Conclusion	Mann–Kendall nPOT		Conclusion
			MK	MK		MK	MK	
Falagontou	3750	1987–2010	0	0.46	+	0.04	0.36	+
Koriziena	2500	1970–2010	0.03	0.27	+	0.07	0.25	+
Kakassi	6950	1970–2010	0.01	0.35	+	0.07	0.25	+
Samendeni	4580	1970–2006	0.34	0.11	0	0.77	0.05	0
Bittou	4050	1973–2006	0.66	0.07	0	0.99	0	0
Batie	5485	1971–2004	0.28	0.14	0	1	0	0
Diebougou	12 200	1970–2005	0.45	0.1	0	0.19	0.19	0
Fadougou	9350	1970–2010	0.78	0.04	0	0.52	0.08	0
Sokoroto	1750	1970–2010	0.67	0.06	0	0.83	0.03	0
Missira	6200	1970–2000	1	0	0	0.87	0.03	0
Kedougou	8130	1970–2002	0.8	0.03	0	0.49	0.1	0

the 1970 drought, the catchment has experienced stationary behavior with regard to its flood regime, while the Kakassi Qmax and nPOT time series still exhibit an increasing trend since 1970.

The results of the Mann–Kendall trend test on nPOT are similar to the flood magnitude results. The three Sahelian catchments also present a significant positive trend, all the remaining time series being stationary. These results suggest that the Sahelian catchments analyzed in this study have experienced more frequent floods.

The few significant trends detected in this section contrast with the perception that floods had regionally increased in West Africa, but these results are consistent with the results obtained by Di Baldassarre et al. (2010), who found 17% significant trends detected in a global database of 79 annual maximum time series in Africa before the 2000s.

However, it is important to note the clustering of the trends detected. All positive trends were detected for the three Sahelian catchments. This is in line with the “Sahelian paradox” (Descroix et al., 2009), which implies an increase in annual runoff coefficients while at the same time annual rainfall remains low compared to wet years (1950–1970).

To identify the similarities between flood patterns and environmental indices more accurately, the agreement between flood trends and physiographic index trends for the catchments studied are analyzed hereafter, first over the entire set of catchments with particular attention paid to the same time interval for the flood and physiographic index time series.

When analyzing all catchments at the same time, we expect the rainfall–runoff relationships of the 11 catchments studied to be quite different, since the catchments are known to have different hydrological processes due to the spatial variability in the climate and the heterogeneity of the soil. However, this has been considered an advantage in this section because it more clearly identifies which index is in agreement with the flood trends in the two climatic zones.

Table 6. SC and Cramer criterion values for precipitation index trends compared to Qmax trends and nPOT trends in the set of 11 short-term catchments.

	Qmax time series			nPOT time series		
	SC	Cramer		SC	Cramer	
Rtot	0.82	0.59	0.16	0.82	0.59	0.16
R20	0.36	0.63	0.29	0.36	0.63	0.29
Rmax	0.55	1	0	0.55	1	0
R95p	0.55	1	0	0.55	1	0
R5d	0.73	0.24	0.35	0.73	0.24	0.35
SDII	0.36	0.63	0.29	0.36	0.63	0.29

The results presented in Table 6 on the SC and Cramer criteria show similar Qmax and nPOT scores. The best SC scores are recorded for Rtot (0.82) and R5d (0.73) in both cases. The other indices showed an SC score between 0.36 and 0.55, which will be considered as nonsignificant given the small number of catchments. The Cramer criterion has low scores for the Rtot (0.16) and R5d (0.35) indices in both cases, with associated p values ( ) higher than 0.10, meaning that these scores are not significant and conclusions cannot be drawn on the relation between flood trends and rainfall index trends. However, these results show good consistency between the two criteria chosen for this analysis and highlight two main indices (Rtot and R5d) for which trends are in agreement with flood trends (Qmax and nPOT) according to the SC.

As mentioned above, we used series of different lengths, which may have had an effect on the coherence of the trends detected. Abdul Aziz and Burn (2006), Hamed (2008), and Burn et al. (2004) showed that using the Mann–Kendall trend test on different sections of the same time series can lead to contradicting results, due to the existence of non-monotonic temporal patterns in time series. This is also true for the

Table 7. SC and Cramer criterion values for precipitation index trends compared to Qmax trends and nPOT trends for the seven homogeneous catchments of Burkina Faso.

	Qmax time series			nPOT time series		
	SC	Cramer		SC	Cramer	
Rtot	0.71	0.88	0.06	0.71	0.88	0.06
R20	0.57	1	0	0.57	1	0
Rmax	0.71	0.88	0.06	0.71	0.88	0.06
R95p	0.71	0.74	0.13	0.71	0.74	0.13
R5d	1	0.06	0.71	1	0.06	0.71
SDII	0.57	1	0	0.57	1	0

Table 8. SC and Cramer criterion values for precipitation index trends compared to Qmax trends and nPOT trends for the seven homogeneous catchments in Burkina Faso, three Sahelian catchments, and four Sudanian catchments.

Rainfall indices	SC for Sahelian catchments	SC for Sudanian catchments
Rtot	0.33	1
R20	1	0.25
Rmax	0.33	1
R95p	0.67	0.75
R5d	1	1
SDII	1	0.25

Fadougou time series as presented above. Therefore, for better coherence of the period in the analysis, only the Burkina Faso catchments will be used in the following, since they present longer time series; this allows us to analyze trends in the 1970–2010 period. The Goudebo River at Falagontou, the Gourouol at Koriziena, and the Dargol at Kakassi are considered hereafter for Sahelian catchments, and the Mouhoun River at Samendeni, the Noaho at Bittou, the Bambassou at Batie and the Bougouriba at Diebougou are considered for Sudanian catchments. The new SC and Cramer test values are presented in Table 7.

According to the results obtained when catchments with more homogeneous time series periods are considered, the R5d index appears to match the flood trends in the two climatic areas perfectly. For this index, the SC is equal to 1, and the Cramer criterion is significant, with a high score of 0.71 for Qmax and nPOT. This suggests that the R5d index is the overriding climatic factor that is most likely to impact the flood behavior in the two climatic zones. This could be attributed to the fact that for the range of catchment areas studied herein, the maximum discharge was found with a substantial accumulation of rainfall recorded over several days.

To take into account the difference between the climatic zones, the trends in the seven catchments in Burkina Faso were calculated in a more detailed analysis to determine which rainfall indices match flooding trends for each climatic zone. In this case, the Cramer criterion was not calculated since the number of catchments taken into account for each group was too low.

According to the results presented in Table 8, the Sahelian flood trends are the same for three indices, namely R20, R5d, and SDII. In this case, they all presented a significant increase, thus confirming the results obtained so far on the long time series of the Dargol River at Kakassi. In this respect, Descroix et al. (2013) showed that in the central Sahel, the mean daily rainfall has increased in 2000–2010 compared to 1971–1990, and its value reached the value of wet decades (1950–1970). The number of heavy rainfall days (R20) also increased over the 1990–2010 decades in the central Sahel. The greatest contribution of extreme rainy days in the an-

nual total rainfall since the beginning of 1990s (Descroix et al., 2013; Panthou et al., 2014) can also explain the increasing SDII trend since 1970 for the Sahelian catchments presented here.

For the Sudanian catchments, the Rtot, Rmax, and R5d indices showed the same trend as the Qmax and nPOT for the group’s four catchments, as has already been shown in the long-term perspective analysis of Fadougou.

#### 4.3 Agreements between flood trends and NDVI trends

Generally speaking, NDVI characteristics tend to increase for the studied catchments over the 1981–2006 period, and this was more pronounced for NDVI\_w and the Sahelian catchments. According to the results of the Mann–Kendall trend test presented in Table 9, similar behavior for NDVI\_w and NDVI\_m was detected in 9 of the 11 catchments investigated. When integrating NDVI\_d, only five catchments showed similar trends for the three vegetation indices.

Concerning the results of SC regarding the flood–NDVI indices presented in Table 10, the agreements are similar between Qmax and NDVI on the one hand and between nPOT and NDVI on the other hand. The Cramer index, presents very poor scores indicating that the relation between the flood index trends and the NDVI trends is not significant.

With regard to the NDVI, several publications have established that the Sahelian region has been going through a “re-greening” process for almost 20 years now (Anyamba and Tucker, 2005; Fensholt et al., 2013; Herrmann et al., 2005). The NDVI changes on the catchments used in this study confirm this theory. However, this points out an obvious discrepancy with the “Sahelian paradox” concept, which implies an increase in the runoff coefficient due to land clearing. In that respect, Dardel et al. (2014) explained that these two behavioral patterns of the vegetation index can occur in the same area but on different spatial scales depending on the type of soil.

Table 9. NDVI time series trends for the 11 catchments studied over the period 1981–2006 according to the Mann–Kendall tests: “+”, significant positive trend; “0”, no significant trend.

	NDVI_m	NDVI_w	NDVI_d
Falagontou	0	+	0
Kakassi	+	+	0
Koriziena	+	+	0
Samendeni	+	+	+
Bittou	+	+	+
Batie	+	+	+
Diebouyou	+	+	0
Fadougou	+	+	0
Sokoroto	0	0	0
Missira	+	0	+
Kedougou	0	0	0

Table 10. SC and Cramer criterion values for the NDVI trends compared to Qmax trends and nPOT trends for the set of 11 catchments.

	Qmax time series			nPOT time series		
	SC	Cramer		SC	Cramer	
NDVI_m	0.36	0.69	0.12	0.45	1	0
NDVI_d	0.55	1	0	0.55	0.63	0.15
NDVI_w	0.55	1	0	0.45	0.63	0.15

## 5 Conclusion

This paper aimed to study the trends in maximum flows in West African rivers, and the study was based on 11 catchments of Sahelian and Sudanian zones of the region. To isolate the related climate and environmental impact on flood regime, we compared the trends in floods with the trends in physiographic variables of the medium-size catchments (1750–12 200 km<sup>2</sup>). However, this study was based on a small sample of catchments considering the size of the region; the methodology applied allows us to confidently assert that for the set of data used two opposite trends can be observed regarding flood magnitude and flood frequency depending on the climatic zone.

The Sahelian catchments studied showed increasing trends in both flood magnitude and flood frequency, in accordance with the evolution of flow in Sahelian catchments attributed to the increase in annual runoff coefficients, but we also found significant similarities between flood trends and the trends indicated by certain extreme rainfall indices, namely the amount of heavy rainfall, the maximum amount of rainfall in 5 consecutive days, and the mean daily rainfall. This climate signal is possibly another aggravating factor of the increase in runoff coefficients in the Sahelian region. Since the number of catchments was relatively low, this result needs to be confirmed with other catchments.

For the Sudanian catchments studied, we identified only one decreasing trend in flood magnitude in the long time series, but the large sample of short time series used can be considered stationary with respect to flood magnitude and occurrence. The decreasing trends, as well as the stationarity of flood time series, are more likely attributable to the evolution in mean rainfall since 1970, which has induced a continual decrease in base flow (Mahé, 2009; Mahé et al., 2011).

We did not find a significant link between NDVI trends and flood magnitude trends. Therefore, the overall increase in NDVI does not appear here as a particular environmental pattern affecting flood magnitude trends, but rather as a regional behavior related to the resurgence of rainfall.

For years now, the design of hydraulics structures has been based on standards computed since 1960, with the hypothesis that extreme hydrological regimes are stationary, but after the drought in the 1970s, a number of elements contributed to the alteration of the hydrological regime in West Africa, such as demographic changes, increasing urbanization, and land usage, to mention a few known examples. The change in watershed environment and the results presented in this study suggest that the assumption of stationarity of floods is no longer valid for some catchments, and special care has to be taken when designing hydraulic structures, especially with the use of old standards for the calculation of design flood.

Limitations inherent to the rainfall–runoff relationship analysis using statistical tools derive from the fact that hydrological processes as well as their spatial and temporal variability are not taken into account. It is therefore important to use hydrological models, which have the advantage of more accurately accounting for certain hydrological processes.

**Acknowledgements.** We are very grateful to all reviewers of this article for their relevant comments and the teams of IRD of Senegal and DGRE of Burkina Faso for providing us with data used in this study.

Edited by: F. Pappenberger

## References

- Abdul Aziz, O. I. and Burn, D. H.: Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin, *J. Hydrol.*, 319, 282–294, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.039, 2006.
- Aich, V., Koné, B., Hattermann, F. F., and Müller, E. N.: Floods in the Niger basin – analysis and attribution, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2, 5171–5212, doi:10.5194/nhessd-2-5171-2014, 2014.
- Albergel, J.: Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface – Application aux petits bassins du Burkina Faso, in: The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources, Proceedings of the Vancouver Symposium, Vancouver, Canada, August 1987, IAHS Publi. no. 168, 355–365, 1987.

- Amani, A. and Nguetora, M.: Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey, in: FRIEND 2002 – Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice, Proceedings of the fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, South Africa, March 2002, IAHS Publ. no. 274, 449–457, 2002.
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K. S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I. B., Gautier, E., Boubkraoui, S., and Belleudy, P.: Increasing river flows in the Sahel?, *Water*, 2, 170–199, doi:10.3390/w2020170, 2010.
- Anyamba, A. and Tucker, C. J.: Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003, *J. Arid Environ.*, 63, 596–614, 2005.
- Bricquet, J. P., Mahé, G., Bamba, F., and Olivry, J.-C.: Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali), *IAHS Publ.* 238, 157–166, 1996.
- Burn, D. H., Cunderlik, J. M., and Pietroniro, A.: Hydrological trends and variability in the Liard River basin/Tendances hydrologiques et variabilité dans le bassin de la rivière Liard, *Hydrolog. Sci. J.*, 49, 53–67, doi:10.1623/hysj.49.1.53.53994, 2004.
- Cramer, H.: *Mathematical Methods of Statistics*, Princeton University Press, Princeton, USA, 1946.
- Dai, A., Lamb, P. J., Trenberth, K. E., Hulme, M., Jones, P. D., and Xie, P.: The recent Sahel drought is real, *Int. J. Climatol.*, 24, 1323–1331, doi:10.1002/joc.1083, 2004.
- Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Grippa, M., Mougou, E., Ciaï, P., and Nguyen, C.-C.: Rain-use efficiency: what it tells us about the conflicting Sahel greening and Sahelian paradox, *Remote Sens.*, 6, 3446–3474, doi:10.3390/rs6043446, 2014.
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., and Sighomnou, D.: Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: a synthesis, *J. Hydrol.*, 375, 90–102, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012, 2009.
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., and Vaudin, M.: Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region, *Global Planet. Change*, 98–99, 18–30, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009, 2012.
- Descroix, L., Niang, D., Dacosta, H., Panthou, G., Quantin, G., and Diedhou, A.: Évolution des pluies de cumul élevé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger moyen (Sahel), *Climatologie*, 10, 37–49, 2013.
- Di Baldassarre, G., Montanari, A., Lins, H., Koutsoyiannis, D., Brandimarte, L., and Blöschl, G.: Flood fatalities in Africa: From diagnosis to mitigation, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L22402, doi:10.1029/2010GL045467, 2010.
- Fensholt, R., Rasmussen, K., Kaspersen, P., Huber, S., Horion, S., and Swinnen, E.: Assessing land degradation/recovery in the African Sahel from long-term Earth observation based primary productivity and precipitation relationships, *Remote Sens.*, 5, 664–686, doi:10.3390/rs5020664, 2013.
- Hamed, K. H.: Trend detection in hydrologic data: the Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis, *J. Hydrol.*, 349, 350–363, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.009, 2008.
- Herrmann, S. M., Anyamba, A., and Tucker, C. J.: Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate, *Global Environ. Chang.*, 15, 394–404, doi:10.1016/j.gloenvcha.2005.08.004, 2005.
- Johnson, V. E.: A Bayesian chi<sup>2</sup> test for goodness-of-fit, *Ann. Stat.*, 32, 2361–2384, 2004.
- Kendall, M. G.: *Rank Correlation Methods*, Griffin, London, 1975.
- Klein Tank, A. M. G., Zwiers, F. W., and Zhang, X.: Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation, *Climate Data and Monitoring*, WCDMP-No. 72, WMO-TD No. 1500, Geneva Switzerland, 2009.
- Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., Maurer, T., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C., and Szwed, M.: Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow/Détection de tendance dans des séries de débit annuel: 1. Débit maximum annuel, *Hydrolog. Sci. J.*, 50, 797–810, doi:10.1623/hysj.2005.50.5.797, 2005.
- Lang, M., Ouara, T. B. M. J., and Bobée, B.: Towards operational guidelines for over-threshold modeling, *J. Hydrol.*, 225, 103–117, doi:10.1016/S0022-1694(99)00167-5, 1999.
- Le Barbé, L., Lebel, T., and Tapsoba, D.: Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90, *J. Climate*, 15, 187–202, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2, 2002.
- Lebel, T. and Ali, A.: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007), *J. Hydrol.*, 375, 52–64, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030, 2009.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougou, E., Peugeot, C., and Seguis, L.: AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview, *J. Hydrol.*, 375, 3–13, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020, 2009.
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B., and Triboulet, J. P.: Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues, *Hydrolog. Sci. J.*, 47, 563–572, doi:10.1080/02626660209492960, 2002.
- Ly, M., Traore, S. B., Agali, A., and Sarr, B.: Evolution of some observed climate extremes in the West African Sahel, *Weather and Climate Extremes*, 1, 19–25, doi:10.1016/j.wace.2013.07.005, 2013.
- Mahé, G.: Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa, *Hydrolog. Sci. J.*, 54, 704–712, doi:10.1623/hysj.54.4.704, 2009.
- Mahé, G. and Olivry, J.-C.: Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989, *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 6, 109–117, 1995.
- Mahé, G. and Paturel, J.-E.: 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers, *C. R. Geosci.*, 341, 538–546, doi:10.1016/j.crte.2009.05.002, 2009.
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J.-E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., and Rouche, N.: Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso, *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21, 330–332, doi:10.1684/sec.2010.0268, 2010.
- Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J.-E., Adeaga, O., Descroix, L., Mariko, A., Olivry, J.-C., Sangaré, S., Ogilvie, A., and Clanet, J.-C.: Le fleuve Niger et le changement climatique

- au cours des 100 dernières années, in: Hydro-climatology: Variability and Change, Proceedings of symposium J-H02 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011, IAHS Publ. no. 344, 131–137, 2011.
- Mahé, G., Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J. E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., and Khomsi, K.: The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: How Climate and Human changes impacted river regimes in africa, *Hydrol. Process.*, 27, 2105–2114, doi:10.1002/hyp.9813, 2013.
- Mann, H. B.: Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245–259, doi:10.2307/1907187, 1945.
- New, M., Hewitson, B., Stephenson, D. B., Tsiang, A., Kruger, A., Manhique, A., Gomez, B., Coelho, C. A., Masisi, D. N., and Kululanga, E.: Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa, *J. Geophys. Res.*, 111, D14102, doi:10.1029/2005JD006289, 2006.
- Nicholson, S.: Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries, *Clim. Res.*, 17, 123–144, doi:10.3354/cr017123, 2001.
- Nicholson, S.: On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel, *J. Arid Environ.*, 63, 615–641, doi:10.1016/j.jaridenv.2005.03.004, 2005.
- Ozer, P., Erpicum, M., Demarée, G., and Vandiepenbeeck, M.: The Sahelian drought may have ended during the 1990s, *Hydrolog. Sci. J.*, 48, 489–492, doi:10.1623/hysj.48.3.489.45285, 2002.
- Panthou, G.: Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l’Ouest et de leur évolution au cours des 60 dernières années, PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble, 2013.
- Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Blanchet, J., Quantin, G., and Ali, A.: Extreme rainfall in West Africa: a regional modeling, *Water Resour. Res.*, 48, W08501, doi:10.1029/2012WR012052, 2012.
- Panthou, G., Vischel, T., and Lebel, T.: Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel, *Int. J. Climatol.*, 34, 3998–4006, doi:10.1002/joc.3984, 2014.
- Paturel, J. E., Servat, E., Delattre, M. O., and Lubès-Niel, H.: Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l’Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique, *Hydrolog. Sci. J.*, 43, 937–946, 1998.
- Paturel, J. E., Ouedraogo, M., Servat, E., Mahe, G., Dezetter, A., and Boyer, J. F.: The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability, *Hydrolog. Sci. J.*, 48, 125–137, doi:10.1623/hysj.48.1.125.43479, 2003.
- Peterson, T. C., Taylor, M. A., Demeritte, R., Duncombe, D. L., Burton, S., Thompson, F., Porter, A., Mercedes, M., Villegas, E., Semexant F. R., Klein, Tank, A., Martis, A., Warner, R., Joyette, A., Mills, W., Alexander, L., and Gleason, B.: Recent changes in climate extremes in the Caribbean region, *J. Geophys. Res.*, 107, 4601, doi:10.1029/2002JD002251, 2002.
- Pettitt, A. N.: A non-parametric approach to the change-point problem, *J. Roy. Stat. Soc. Ser. C-App.*, 28, 126–135, doi:10.2307/2346729, 1979.
- Robson, A. J., Jones, T. K., Reed, D. W., and Bayliss, A. C.: A study of national trend and variation in UK floods, *Int. J. Climatol.*, 18, 165–182, 1998.
- Roudier, P., Ducharme, A., and Feyen, L.: Climate change impacts on runoff in West Africa: a review, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 2789–2801, doi:10.5194/hess-18-2789-2014, 2014.
- Sarr, M. A., Zoromé, M., Seidou, O., Bryant, C. R., and Gachon, P.: Recent trends in selected extreme precipitation indices in Senegal – a changepoint approach, *J. Hydrol.*, 505, 326–334, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.09.032, 2013.
- Schaefer, J. T.: The critical success index as an indicator of warning skill, *Weather Forecast.*, 5, 570–575, doi:10.1175/1520-0434(1990)005<0570:TCSIAA>2.0.CO;2, 1990.
- Sighomnou, D., Tanimoun, B., Alio, A., Ilia, L., Olomoda, I., Coulibaly, B., Koné, S., Sinzou, D., and Dessouassi, R.: Crue exceptionnelle et inondations au cours des mois d’Août et Septembre 2012 dans le Niger moyen et inférieur, *Science et changements planétaires, Science et changements planétaires/Sécheresse*, 24, 3–13, doi:10.1684/sec.2013.0370, 2013.
- Svensson, C., Kundzewicz, W. Z., and Maurer, T.: Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series/Détection de tendance dans des séries de débit annuel: 2. Séries d’indices de crue et d’étiage, *Hydrolog. Sci. J.*, 50, 811–824, doi:10.1623/hysj.2005.50.5.811, 2005.
- Tarhule, A.: Damaging rainfall and flooding: the other Sahel hazards, *Climatic Change*, 72, 355–377, doi:10.1007/s10584-005-6792-4, 2005.
- Tschakert, P., Sagoe, R., Ofori-Darko, G., and Codjoe, S. N.: Floods in the Sahel: an analysis of anomalies, memory, and anticipatory learning, *Climatic Change*, 103, 471–502, doi:10.1007/s10584-009-9776-y, 2010.
- Tucker, C. J., Pinzon, J. E., and Brown, M. E.: Global Inventory Modelling and Mapping Studies, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, USA, 2004.
- Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., Marino, M. B., Rusticucci, M., Carrasco, G., Ramirez, E., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Berlato, M. A., Grimm, A. M., Marengo, J. A., Mollion, L., Muncunill, D. F., Rebello, E., Anunciação, Y. M. T., Quintana, J., Santos, J. L., Baez, J., Coronel, G., Garcia, J., Trebejo, I., Bidegain, M., Haylock, M. R., and Karoly, D.: Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000, *J. Climate*, 18, 5011–5023, doi:10.1175/JCLI3589.1, 2005.



## **Chapitre V. ETUDE COMPARATIVE DE DEUX MODELES HYDROLOGIQUES ET EVALUATION OBJECTIVE DE CRITERES DE PERFORMANCE POUR LA SIMULATION DES CRUES**

---

Dans le chapitre précédent, nous avons tenté de relier l'évolution des crues à l'évolution des pluies sur des bassins versants de l'Afrique de l'Ouest. Cette étude a mis en évidence peu de cohérences entre les évolutions des indices pluviométriques et les évolutions des crues. Ceci pourrait être dû à la complexité de la relation pluie-débit, et en particulier à l'influence des états de surface dans cette relation. Ce fait a déjà été mis en évidence dans de nombreuses recherches sur l'évolution des coefficients d'écoulement des bassins versants de la région ( Descroix et al., 2009; Mahé et al., 2013; Amogu et al., 2015). Or dans le contexte de changement que connaît l'Afrique de l'Ouest depuis plus de quarante années, il existe peu de bassins versants n'ayant pas connu d'évolution des conditions environnementales du fait des actions de l'homme (urbanisation, exploitation des sols pour l'agriculture, etc...).

Pour évaluer l'impact des changements environnementaux sur les régimes hydrologiques, l'utilisation des modèles hydrologiques est généralement l'option envisagée, car elle permet de tenir compte la non linéarité de la relation pluie-débit,

particulièrement en ce qui concerne les crues. Cependant, la pertinence des réponses que l'on peut apporter en utilisant la modélisation hydrologique est fortement liée à la performance du modèle hydroclimatique utilisé, et à sa capacité à simuler les réponses du bassin versant aux forçages climatiques. Aussi, le calage et la validation du modèle sont des étapes primordiales qui doivent permettre de juger de l'adéquation de celui-ci.

La modélisation hydrologique aux échelles journalière et infra-journalière reste encore très peu entreprise sur les bassins versants ouest africains, probablement à cause du manque de données hydroclimatiques fiables dans l'ensemble de la région. Cependant, les nombreux évènements hydrologiques extrêmes enregistrés au cours de ces dernières années montrent qu'il devient de plus en plus nécessaire de trouver des modèles fiables à des pas de temps fins qui permettent de comprendre l'évolution des extrêmes hydrologiques en réponse aux changements environnementaux.

Ce chapitre a pour but de comparer les performances de deux modèles hydrologiques globaux pour la simulation des débits journaliers sur des bassins versants d'Afrique de l'Ouest, avec un accent mis sur les crues, principal objet de cette thèse. Le chapitre se divise en trois parties. La première partie présente les modèles utilisés ainsi que leur fonctionnement; dans cette partie nous présenterons également les fonctions-objectifs permettant de caler et d'évaluer la performance des modèles pour les objectifs fixés. Dans la deuxième partie, nous comparons les performances des deux modèles grâce au critère de performance de Nash et Sutcliffe (1970). A l'issue de cette étape, un modèle sera retenu pour les besoins de l'étude et en troisième partie, nous analysons la sensibilité du modèle le plus pertinent à différentes fonctions-objectifs utilisées au calage. Ces fonctions-objectifs caractérisent la cohérence entre observations et simulations de débit sur les aspects temporels et/ou fréquentiels, en particulier pour les épisodes de crues. Le jeu de données utilisé ici est constitué des pluies, ETP et débits des quatorze bassins versants présentés au chapitre II.

## I. PRESENTATIONS DES MODELES HYDROLOGIQUES

La modélisation hydrologique est devenue une pratique incontournable pour les hydrologues car ces outils permettent de répondre à plusieurs questions liés à l'évaluation du risque et la gestion de la ressource (Perrin, 2000). Il existe dans la littérature une grande variété de modèles et de nombreuses classifications de ces modèles ont été proposées (Ambroise et al., 1995; Perrin, 2000). Nous n'entrerons pas ici dans une discussion des classifications des modèles hydrologiques, cependant, pour situer les modèles auxquels nous nous intéressons dans cette étude, nous présentons deux types de classifications retenues:

- Une classification sur la résolution spatiale : suivant cette classification les modèles peuvent être globaux, semi-distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, ou qu'il est discrétisé en mailles régulières ou non;
- Une classification sur les équations structurant le modèle hydrologique : Dans ce cas, les modèles hydrologiques peuvent être conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

Dans notre étude, le choix des modèles à utiliser a été contraint par la taille des bassins versants et la disponibilité des données d'entrée des modèles. Compte tenu de l'échelle spatiale des bassins versants de l'étude (1 000 à 10 000 km<sup>2</sup>), et du fait que pour les bassins versants de l'étude il n'a pas été possible d'obtenir des informations sur certaines variables telles que les types les états de surfaces ou les types d'occupation des sols, notre choix s'est porté sur des modèles globaux de type conceptuels. Ces modèles sont généralement adaptés au contexte africain, car ils présentent l'avantage d'être peu exigeants en terme de données d'entrée , d'utilisation facile et permettent pour les plus robustes d'arriver à des simulations de débits satisfaisantes (Ardoin et al., 2009).

Les modèles utilisés dans ce travail sont des versions du modèle GR4J (Perrin et al., 2003), et du modèle IHACRES (Jakeman et al., 1990) recensés dans la thèse de Perrin C. (2000). Ce sont tous des modèles conceptuels globaux fonctionnant au pas de temps journalier, qui nécessitent en entrée des données climatiques (pluies, ETP ou

températures) et des données hydrométriques (débits) pour le calage, mais les formulations de leurs fonctions de production sont relativement différentes.

### **I.1. Le modèle GR4J**

Le modèle GR4J fait parti de la famille des modèles du Génie Rural (GR) dans une déclinaison au pas de temps journalier, comportant quatre paramètres à optimiser. Ce modèle, développé par les équipes de l'IRSTEA (ex CEMAGREF) depuis les années 1980 permet de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire. Ce modèle a connu plusieurs versions qui ont permis d'améliorer progressivement ses performances. La version utilisée ici est celle de Perrin et al. (2003).

Comparativement au modèle GR2M qui a connu plusieurs applications dans la zone d'étude ( Paturel et al., 1995; Ouedraogo, 2001; Mahé et al., 2005; Diello, 2007; Ardoin B. et al., 2009; Boubacar Ibrahim, 2012), il existe très peu d'exemple d'utilisation du modèle GR4J pour la modélisation de débits en Afrique de l'Ouest, et il en existe moins encore lorsqu'on s'intéresse à la simulation des crues. Cependant, il a été récemment utilisé par Amoussou et al., (2014) pour reproduire les débits de crues sur un bassin versant de la zone Soudanienne (Bénin) d'Afrique de l'Ouest, et par Traore (2014) sur un bassin versant gambien.

La structure du modèle GR4J associe un réservoir de production, un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique. Il comporte quatre paramètres à optimiser présentés dans le tableau V-1:

**Tableau V-1: Paramètres du modèle GR4J à optimiser.**

<b>Paramètre</b>	<b>Désignation</b>	<b>Unité</b>
<b>X1</b>	Capacité maximale du réservoir de production	mm
<b>X2</b>	Coefficient d'échanges souterrains	mm
<b>X3</b>	Capacité à un jour du réservoir de routage	mm
<b>X4</b>	Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1	j

La structure du modèle GR4J est composée de plusieurs phases schématisée à la figure V-1, et dont les applications numériques sont présentées ici.

La première phase appelée neutralisation de la pluie consiste à déduire la pluie nette  $P_n$  ainsi que l'évapotranspiration nette à partir de la pluie brute et de l'ETP d'après les équations :

$$\text{Si } P \geq \text{ETP, alors } P_n = P - \text{ETP} \quad \text{et} \quad E_n = 0 \quad (\text{V-1})$$

$$\text{Si } P < \text{ETP, alors } P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = \text{ETP} - P \quad (\text{V-2})$$

Dans le cas où la pluie nette est différente de 0, une partie  $P_s$  de cette pluie est utilisée pour alimenter le réservoir de production en tenant compte de l'état de remplissage du réservoir en début de journée. Par contre si l'évapotranspiration nette est différente de zéro, une quantité  $E_s$  est retirée du réservoir de production. Les valeurs de  $P_s$  et  $E_s$  sont calculées par :

$$P_s = \frac{x_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) * \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 + \frac{S_k}{X_1}\right) * \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad \text{et} \quad E_s = \frac{x_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) * \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 + \frac{S_k}{X_1}\right) * \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (\text{V-3 et V-4})$$

Où  $S_k$  est le contenu du réservoir de production au début du jour  $k$  et  $X_1$  la capacité maximale du réservoir de production (1<sup>er</sup> paramètre). Le contenu du réservoir qui résulte de ces opérations est donc mis à jour à chaque pas de temps compte tenu des entrées de pluie  $P_s$  et des sorties sous formes d'évapotranspiration  $E_s$  suivant l'équation:

$$S = S_k + P_s - E_s \quad (\text{V-5})$$

Ainsi, une percolation  $P_{erc}$  est déduite du réservoir de production et est calculée suivant l'équation :

$$P_{erc} = S \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4S}{9X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (\text{V-6})$$

Ce qui ramène le réservoir de production le jour suivant à un niveau :

$$\mathbf{S}_{k+1} = \mathbf{S} - \mathbf{P}_{erc} \quad (\text{V-7})$$

La percolation issue du réservoir de production  $P_{erc}$  s'additionne donc au reste de la pluie nette  $P_n - P_s$  pour rejoindre le réservoir de routage du modèle. Cette quantité d'eau notée  $P_r$  est donnée par la relation :

$$\mathbf{P}_r = \mathbf{P}_{erc} + (\mathbf{P}_n - \mathbf{P}_s) \quad (\text{V-8})$$

Par la suite  $P_r$  est divisé en deux composantes d'écoulement ; 90% sont routés par un hydrogramme unitaire  $HU1$  et un réservoir de routage  $R$ , et les 10% restants sont routés par un hydrogramme unitaire symétrique  $HU2$ . A chaque pas de temps, les sorties  $Q9$  et  $Q1$  des hydrogrammes unitaires  $HU1$  et  $HU2$  sont calculés en faisant la somme pondérées des pluies antérieures suivant les équations :

$$\mathbf{Q9}(k) = 0.9 \sum_{j=1}^l \mathbf{UH1}_{(j)} * \mathbf{P}_{r(k-j+1)} \quad (\text{V-9})$$

$$\mathbf{Q1}(k) = 0.1 \sum_{j=1}^l \mathbf{UH2}_{(j)} * \mathbf{P}_{r(k-j+1)} \quad (\text{V-10})$$

Où  $l = \text{partie entière de } (X_4) + 1$  et  $m = \text{partie entière de } (2 * X_4) + 1$

Et avec  $X_4$  correspondant au 4<sup>ème</sup> paramètre.

Les pondérations  $\mathbf{UH1}_{(j)}$  et  $\mathbf{UH2}_{(j)}$  de ces équations correspondent aux ordonnées des hydrogrammes  $HU1$  et  $HU2$ , et sont obtenues par :

$$\mathbf{UH1}_{(j)} = \mathbf{SH1}_{(j)} - \mathbf{SH1}_{(j-1)} \quad (\text{V-11})$$

$$\mathbf{UH2}_{(j)} = \mathbf{SH2}_{(j)} - \mathbf{SH2}_{(j-1)} \quad (\text{V-12})$$

Avec  $j$  un entier,  $\mathbf{SH1}$  et  $\mathbf{SH2}$  sont des courbes qui correspondent aux fonctions cumulées des hydrogrammes unitaires.  $\mathbf{SH1}$  et  $\mathbf{SH2}$  sont définies en fonction du temps par :

$$\mathbf{SH1} \begin{cases} \text{pour } t \leq 0, & \mathbf{SH1}(t) = 0 \\ \text{pour } 0 < t < X_4, & \mathbf{SH1}(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \\ \text{pour } t \geq X_4, & \mathbf{SH1}(t) = 1 \end{cases} \quad (\text{V-13})$$

$$\mathbf{SH2} \begin{cases} \text{pour } t \leq 0, & \mathbf{SH2}(t) = 0 \\ \text{pour } 0 < t < 2.X_4, & \mathbf{SH2}(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2} \\ \text{pour } t \geq 2.X_4, & \mathbf{SH2}(t) = 1 \end{cases} \quad (\text{V-14})$$

Au débit de chaque pas de temps, un échange en eau  $F$  est calculé entre le réservoir de routage  $R_k$  et le milieu souterrain par l'équation :

$$\mathbf{F} = \mathbf{X}_2 * \left(\frac{\mathbf{R}_k}{\mathbf{X}_3}\right)^{7/2} \quad (\mathbf{V-15})$$

Où  $R$  est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps,  $X_3$  (3<sup>ème</sup> paramètre) la capacité à un jour du réservoir et  $X_2$  (2<sup>ème</sup> paramètre) le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes, ou nul.

Le niveau dans le réservoir de routage est donc soumis à l'échange souterrain  $F$ , additionné de la sortie  $Q9(k)$  de l'hydrogramme unitaire  $HU1$

$$\mathbf{R}' = \mathbf{max}(0; \mathbf{R}_k + \mathbf{F} + \mathbf{Q9(k)}) \quad (\mathbf{V-16})$$

De même, la sortie  $Q1$  de l'hydrogramme unitaire  $HU2$  est soumis à l'échange souterrain  $F$  et devient :

$$\mathbf{Q}_d = \mathbf{max}(0; \mathbf{F} + \mathbf{Q1(k)}) \quad (\mathbf{V-17})$$

Le réservoir de routage se vidange par la suite en une sortie :

$$\mathbf{Q}_r = \mathbf{R}' \left\{ 1 - \left[ 1 + \left(\frac{\mathbf{R}'}{\mathbf{X}_3}\right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (\mathbf{V-18})$$

Et le niveau final dans le réservoir de routage devient :  $R_{k+1} = R' - Q_r$

le débit total à la sortie du modèle est alors donné par :

$$\mathbf{Q}_k = \mathbf{Q}_r + \mathbf{Q}_d \quad (\mathbf{V-19})$$

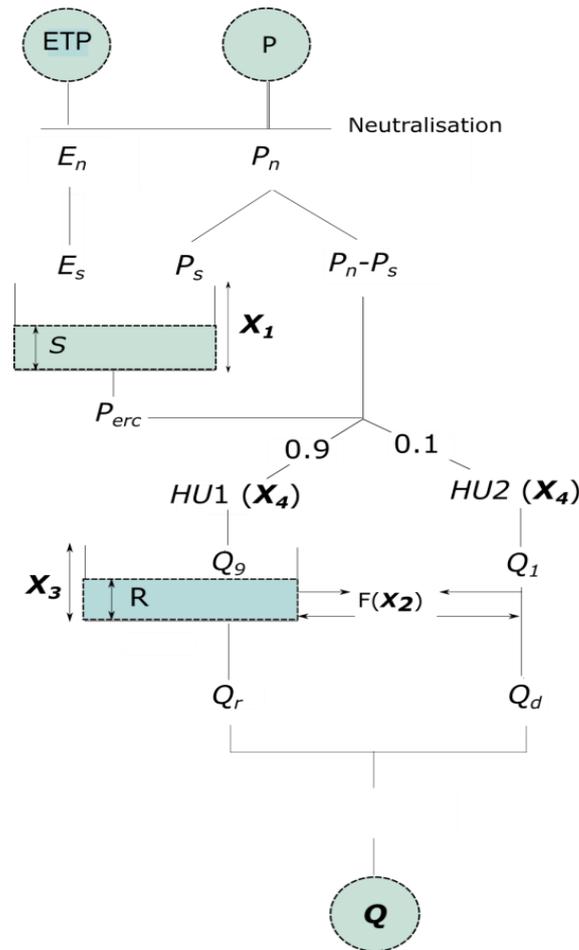


Figure V-1 : Schéma conceptuel du modèle GR4J.

## I.2. Le modèle IHAC (Version modifiée du modèle IHACRES)

IHACRES (*Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow data*) est un modèle pluie-débit utilisable à des pas de temps allant de l'instantané au mensuel (Jakeman et al., 1990; Croke et al., 2005). Il existe deux versions de ce modèle utilisant six ou sept paramètres. La version utilisée dans ce travail est celle à six paramètres prenant en entrée les pluies, les ETP et les débits pour le calage du modèle. Cette version est renommée IHAC car elle est un peu différente de la formulation originale (Perrin, 2000).

L'utilisation du modèle IHAC (aussi connu sous le nom de IHACRES) s'est surtout développée en Australie aux Etats-Unis, en Grande Bretagne et en France, dans des contextes climatiques différents et des applications sur une gamme de surface de

bassins versants très variée ( Hansen et al., 1996; Croke et al., 2002; Schreider et al., 2002; Croke and Jakeman, 2004, 2008). En Afrique et particulièrement en Afrique de l'Ouest nous n'avons pas trouvé dans la littérature d'exemples d'utilisation de ce modèle.

La structure du modèle IHAC comprend un module de production non linéaire et un module de routage qui se divise en deux branches alimentant deux réservoirs à vidange linéaire, l'une rapide et l'autre lente (cf. figure V-2). Les paramètres à optimiser dans les modèles sont présentés dans le tableau V-2.

**Tableau V-2: Paramètres du modèle IHAC à optimiser.**

<b>Paramètre</b>	<b>Désignation</b>	<b>Unité</b>
<b>X1</b>	Capacité maximale du réservoir de production	mm
<b>X2</b>	Paramètre de partage des écoulements	-----
<b>X3</b>	Coefficient de vidange du réservoir rapide T (>1)	-----
<b>X4</b>	Coefficient de vidange du résservoir lent R (>1)	-----
<b>X5</b>	Délai, (nombre entier de pas de temps)	j
<b>X6</b>	Facteur de modulation de l'ETP	-----

Les calculs suivent l'organigramme suivant :

La première étape consiste à caler le niveau initial du réservoir sol  $XS$  grâce à l'équation V-20:

$$XS = S \quad (\text{V-20})$$

Ensuite, une évapotranspiration nette est calculée par neutralisation de l'évapotranspiration grâce à un facteur de modulation de l'ETP (6<sup>ème</sup> paramètre):

$$En = \max\left(0; 30 - \frac{ETP}{x_6}\right) \quad (\text{V-21})$$

La pluie efficace est obtenue grâce à un indice d'humidité du sol qui correspond à un indice des pluies et humidités antérieures :

$$P_r = \frac{1}{2}(XS - s) * P \quad (\text{V-22})$$

Avec  $s$  l'indice d'humidité et des pluies antérieures qui est exprimé en fonction de la capacité maximale du réservoir (1<sup>er</sup> paramètre) par la formule :

$$s = \mathbf{XS} + \frac{P}{X_1} - \frac{XS}{\exp(En)} \quad (\text{V-23})$$

La pluie efficace alimente l'écoulement dans les réservoirs de routage, tandis que l'autre partie de la pluie brute sert à satisfaire les pertes par évaporation du bassin versant. La pluie efficace est ensuite divisée en deux composantes d'écoulement, l'une rapide, l'autre lente, chacune étant routée par un hydrogramme unitaire. Ces deux hydrogrammes unitaires en parallèle sont équivalents à deux réservoirs de routage de niveaux initiaux  $T$  et  $R$ , se vidangeant de façon linéaire. La répartition de la pluie efficace dans chaque réservoir se fait suivant un paramètre de partage des écoulements  $X_2$ . Ainsi ils subissent chacun une partie de la pluie efficace et leurs niveaux respectifs deviennent :

$$T' = T + X_2 P_r \quad \text{et} \quad R' = R + (1 - X_2) P_r \quad (\text{V-24})$$

Les deux réservoirs de routage  $T$  et  $R$  se vidangent donc en donnant les écoulements  $Q_t$  et  $Q_r$  suivant les formules :

$$Q_t = \frac{T'}{X_3} \quad \text{et} \quad Q_r = \frac{R'}{X_3 X_4} \quad (\text{V-25 et V-26})$$

Ainsi les niveaux restant dans les réservoirs après vidange deviennent :

$$T = T' - Q_t \quad \text{et} \quad R = R' - Q_r \quad (\text{V-27})$$

Le débit total est obtenu par sommation des deux débits avec un délai  $X_5$ .

$$Q = Q_t + Q_r \quad (\text{V-28})$$

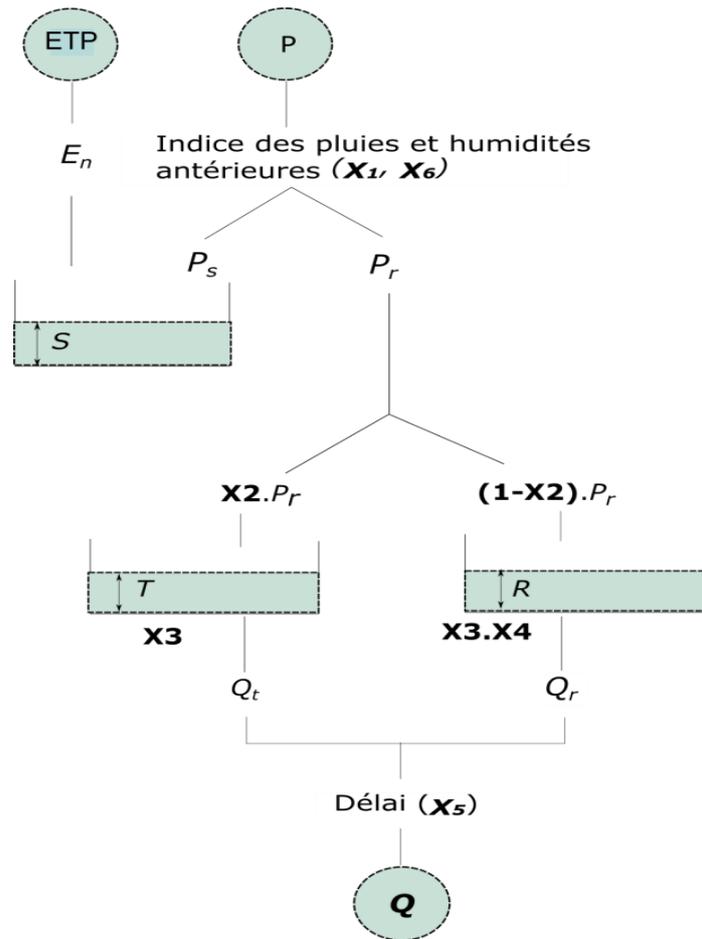


Figure V-2 : Schéma conceptuel du modèle IHAC.

## II. CRITERES D'EVALUATION DES MODELES

Quel que soit le modèle hydrologique utilisé, il ne permet qu'une représentation simplifiée des processus hydrologiques, et renvoie de ce fait des résultats plus ou moins éloignés de la réalité. Il est donc nécessaire pour l'hydrologue de connaître la marge d'incertitudes associée aux simulations des débits effectuées par le modèle, ce qui permet une évaluation des performances de ce dernier.

L'évaluation des modèles se fait par l'utilisation de critères de performance qui donnent une idée de la capacité du modèle à reproduire la variable d'intérêt. En hydrologie, deux types de critères assez complémentaires sont généralement utilisés : les critères quantitatifs (fonctions numériques) et les critères qualitatifs (graphiques). Il faut noter que pour que l'évaluation d'un modèle soit plus fine, il vaut mieux utiliser

plusieurs critères; de plus lorsque l'on s'intéresse à une variable particulière de l'hydrogramme, il convient de bien identifier les critères mettant l'accent sur cette caractéristique particulière.

Une autre manière de comparer les modèles et d'analyser a posteriori leurs imperfections consiste à quantifier les erreurs induites par le processus de modélisation. Même si ces méthodes ne permettent pas forcément d'optimiser des paramètres des modèles comme le font les fonctions-objectifs (ou fonctions de coût), elles amènent à renforcer la confiance de l'utilisateur, en évaluant les risques associés à l'application des modèles, et fournissent des éléments nécessaires à une prise de décision efficace en contexte incertain.

## II.1. Critères de performance des modèles ou fonctions-objectifs

Parmi les fonctions-objectifs les plus utilisés pour le calage d'un modèle, la fonction calculant le critère de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe,1970) est la plus connue. Les valeurs de ce critère varient dans l'intervalle  $]-\infty; 1]$  (Perrin, 2000; Valent et al., 2014). Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle 'zéro' (modèle de référence) qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Il présente l'avantage d'avoir une interprétation facile; une valeur du critère de Nash-Sutcliffe (NS) de 1 signifie que le modèle reproduit parfaitement les débits, tandis qu'une valeur inférieure à zéro signifie que le modèle n'arrive pas à reproduire le comportement du bassin versant. L'expression de la fonction donnant le critère de Nash est donnée par l'équation (V-29) :

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_{o,i} - Q_{m,i})^2}{\sum_i (Q_{o,i} - \bar{Q}_o)^2} \quad (V-29)$$

Où  $Q_{o,i}$  représente la valeur du débit observé au jour  $i$ ,  $Q_{m,i}$  la valeur correspondante du débit calculée par le modèle, et  $\bar{Q}_o$  la moyenne des débits journaliers observés.

Le second avantage que présente ce critère réside dans le fait que l'on obtient une appréciation globale de la performance du modèle sur l'ensemble de la période et sur toutes les classes de débits. Cependant, lorsque l'on s'intéresse à des variables spécifiques de l'écoulement il arrive souvent que ce critère ne soit pas le plus adapté.

D'autres fonctions-objectifs accordent par leur formulation une importance plus grande à des classes spécifiques de débits, et la plupart de ces critères proposent une préalable transformation des débits (Nascimento, 1995). Concernant les crues deux approches sont possibles. La première consiste à définir une fonction-objectif ayant une formulation spécifique pour les débits forts, sans prendre en compte les débits moyens ou faibles. Cette approche est peu conseillée car elle revient généralement à ignorer les conditions antérieures à la génération des crues. La seconde approche consiste à définir une fonction qui permette de prendre en compte l'adéquation des débits de pointe tout en gardant une bonne représentation des débits moyens et faibles. A ce sujet, plusieurs fonctions ont été testées dans le cadre d'ajustement des simulations sur les débits extrêmes ( Nascimento, 1995; Lamb, 1999; Cameron et al., 2001; Tan et al., 2005; Paquet et al., 2013; Valent et al., 2014), montrant plus ou moins de performances en fonction des contextes et des modèles utilisés. En raison de la multitude de modèles, de bassins et de fonctions testés et des diverses réponses obtenues, il est difficile de dégager une synthèse claire des résultats obtenus.

Les fonctions critères utilisées dans ce travail ne sont pas toutes référencées, certaines d'entre elles proviennent de travaux antérieurs. La plupart de ces fonctions sont basées sur l'application du coefficient de Nash sur des débits transformés, ou des variables particulières du régime hydrologique. Nous avons, testé et comparé différentes équations de la fonction-objectif afin de voir laquelle permet d'avoir les meilleures performances. En vue de rendre cette comparaison plus claire, nous avons regroupé ces fonctions en trois catégories : les fonctions qui évaluent les performances du modèle d'un point de vue temporel, les fonctions qui évaluent les performances du modèle suivant l'ordre de grandeur des débits et les fonctions composites qui font la combinaison de ces deux aspects. Huit fonctions-objectifs ont ainsi été listées dans le tableau V-3, ainsi que leurs références pour celles ayant déjà été testées dans d'autres études

**Tableau V-3 : Fonctions-objectifs (et fonctions critères) utilisées en comparaison pour la simulation des débits extrêmes des bassins versants ouest africains.**

Catégories	N° de Fonction critère ( <b>Fc</b> )	Désignation	Notation	Référence
Temporel	1	Nash sur les débits journaliers	$Fc_1 = NS(Q)$	Nash et Sutcliffe (1970)
	2	Nash sur les débits maximaux annuels + les deux jours autour	$Fc_2 = NS(Q_{pic\pm 2jrs})$	Paquet et al. (2013)
	3	$Q_{o,i}$ = débit observé au jour i ; $Q_{m,i}$ =débit simulé au jour i.	$Fc_3 = WAE = \sum_i^n Q_{o,i}^{1.5} (Q_{o,i} - Q_{m,i})$	Lamb (1999)
Fréquentiel	4	Les débits journaliers sont classés et le Nash est calculé pour l'ensemble des débits classés	$Fc_4 = NS(Q_r)$	-----
	5	Les débits journaliers sont classés, et on calcule le Nash seulement sur la portion de débits supérieure au quantile 95%.de la distribution empirique.	$Fc_5 = NS(Q_r)_{Q > Q_{95}}$	Valent et al. (2014)
	6	Les débits maximaux annuels +/-les deux jours autours sont classés et le Nash est calculé avec ces valeurs.	$Fc_6 = NS(Q_{pic\pm 2jrs})_r$	-----
Composite	7	Composite ( $a \cdot Fc_1 + b \cdot Fc_4$ ) ; $a = 0.3$ et $b = 0.7$ , les valeurs des coefficients ont été choisies arbitrairement. $b = 0.7$ pour mettre un accent sur les débits maximaux	$Fc_7 = a \cdot NS(Q) + b \cdot NS(Q_r)$	-----
	8	Composite ( $Fc_2 + w \cdot Fc_6$ ) ; $w=2$ , pour mettre un accent sur les débit extrêmes	$Fc_8 = NS(Q_{pic\pm 2jrs}) + w \cdot NS(Q_{pic\pm 2jrs})_r$	Paquet et al. (2013)

## II.2. L'estimation des incertitudes

La prise en compte des incertitudes de modélisation est considérée comme essentielle dans le processus de modélisation hydrologique car elle permet d'apporter des précisions sur les estimations des modèles hydrologiques (Beven, 2006; Andréassian et al., 2007). Il existe plusieurs méthodes d'estimation des incertitudes en hydrologie, cependant ces méthodes ne sont pas regroupées dans un cadre général, les classifications étant fortement dépendantes des objectifs, de leur formalisme et des techniques qu'elles utilisent (Beven, 2009; Montanari, 2011; Bourgin, 2014).

Dans cette étude, nous nous intéresserons aux incertitudes totales des simulations, sans porter l'accent sur la provenance de ces incertitudes qui peut être de plusieurs ordres (données, paramètres, structure du modèle). Les travaux de Bourgin (2014) et Berthier (2005) constituent une bonne base bibliographique au sujet des méthodes permettant d'estimer ces incertitudes et leur efficacité. Nous nous inspirons ici des conclusions de Bourgin, (2014) pour faire le choix d'une méthode de post-traitement des incertitudes qui a présenté de bons résultats en termes de fiabilité. Cette méthode baptisée « *CemaM* » est une méthode empirique de quantification de l'incertitude prédictive proposée au sein de l'équipe d'hydrologie de l'IRSTEA (Andréassian et al., 2007; Berthier, 2005).

La méthode *CemaM* consiste à décrire la distribution empirique des erreurs relatives en fonction des valeurs du débit simulé par un modèle hydrologique. L'erreur relative est donnée par la formule :

$$\varepsilon_r = \frac{Q_o}{Q_m} \quad (\text{V-30})$$

Où  $Q_o$  représente les débits observés et  $Q_m$  représente les débits calculés grâce au modèle hydrologique. Les quantiles de la distribution empirique des erreurs sont estimés par classe de débits simulés et utilisés comme intervalles d'erreurs des simulations du modèle. Par exemple, la figure V-3 présente les intervalles d'erreurs à 90% des simulations effectuées avec la série de Kedougou sur le fleuve Gambie grâce au modèle GR4J. Pour cet intervalle à 90%, les bornes sont définies entre les quantiles

5% et 95%. Il est donc possible par ce procédé de déterminer l'intervalle d'erreur proposé par chaque modèle pour différentes classes de débits, et de comparer ainsi les erreurs relatives entre modèles.

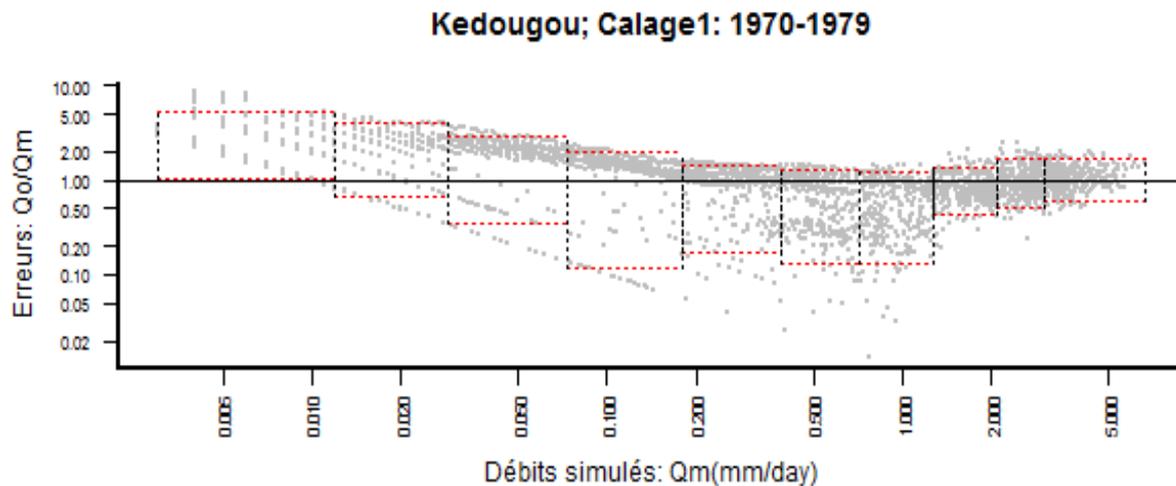


Figure V-3: Tracé des intervalles à 90% des erreurs relatives de simulation pendant le calage de la série de Kedougou. Le modèle utilisé est le modèle GR4J, la barre horizontale en trait plein noir représente le seuil d'évaluation des erreurs relatives, qui est fixé à 1. Les barres horizontales rouges représentent les bornes de l'intervalle de confiance sur chaque classe d'erreur. Les barres verticales noires représentent les bornes des classes d'erreurs.

### II.3. Déroulement de l'analyse et présentation des résultats

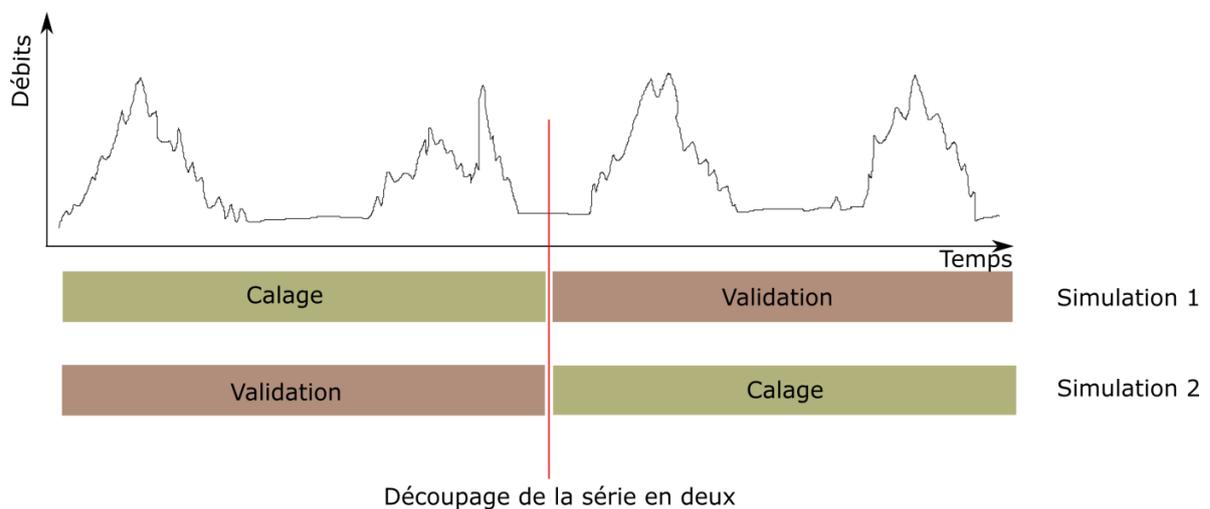
L'analyse que nous présenterons dans les lignes suivantes se structure en deux volets.

Le premier volet concerne la comparaison des deux modèles hydrologiques utilisés dans ce travail. Dans ce volet, notre objectif est de voir quel modèle permet une meilleure simulation des débits, ou du moins, de déterminer quel modèle commet le moins d'erreur pendant la simulation des débits. Ainsi, pour faciliter cette comparaison, nous n'utiliserons qu'une seule fonction critère en calage et en validation la fonction NS. Ensuite nous comparerons les incertitudes des simulations pour chaque modèle.

Dans le second volet, le modèle le plus satisfaisant est utilisé pour faire une comparaison des fonctions critères présentés au Tableau 3, le but étant de déterminer

la fonction critère permettant une meilleure performance du modèle pour la simulation des débits élevés sur les bassins versants de notre base de données.

En ce qui concerne le découpage des séries pour les étapes de calage et de validation, nous avons tenu compte de la stationnarité des séries de débits maximaux annuels qui représentent notre variable d'intérêt. Pour chaque bassin versant, une période de vingt années de données (avec plus ou moins deux ans dépendant de la disponibilité des données) durant laquelle les débits maximaux annuels sont stationnaires a été extraite, et utilisée pour l'évaluation des modèles. Les vingt ans de chaque série ont ensuite été divisés en deux sous-périodes de dix ans chacune suivant le principe du *split sample test* (Klemeš, 1986). Cette méthode consiste à séparer la période d'étude en deux sous-périodes indépendantes, et ensuite caler le modèle sur la première sous-période et valider sur la seconde sous-période et inversement. De cette manière, pour chaque bassin versant, on obtient deux simulations de débits, l'une avec les paramètres de calage de la première sous-période, et la seconde avec les paramètres de calage de la seconde sous-période (cf. Figure V-4).



**Figure V-4:** Schéma de découpage des séries stationnaires en deux sous séries de même longueur, et procédure de calage/validation adoptée.

Sur notre échantillon de 14 bassins versants, les longueurs des séries sont très variables, ce qui rend difficile de trouver une période de vingt ans commune pour tous

les bassins versants, et d'autant plus difficile puisque certaines séries présentent des ruptures à des dates qui peuvent être différentes.

**Tableau V-4: Sous-périodes de calage et de validation de chaque bassin versant.**

<b>Domaine climatique</b>	<b>Nom des stations</b>	<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Sous-période 1</b>	<b>Sous-période 2</b>
<b>Sahélienne</b>	<b>Falagontou</b>	3750	1994 - 2002	2003 - 2010
	<b>Kakassi</b>	6900	1961 - 1970	1971 - 1980
	<b>Koriziena</b>	2500	1990 - 1999	2000 - 2010
<b>Soudanienne</b>	<b>Batie</b>	5485	1971 - 1980	1981 - 1990
	<b>Bebele</b>	3470	1970 - 1979	1979 - 1989
	<b>Bittou</b>	4050	1973 - 1982	1983 - 1992
	<b>Diaguiri</b>	1010	1970 - 1979	1980 - 1989
	<b>Diebougou</b>	12200	1970 - 1979	1980 - 1989
	<b>Fadougou</b>	6200	1971 - 1980	1981 - 1990
	<b>Kedougou</b>	8130	1970 - 1979	1980 - 1989
	<b>Missira</b>	6200	1970 - 1979	1980 - 1989
	<b>Niokolokoba</b>	3233	1982 - 1991	1992 - 1999
	<b>Samendeni</b>	4580	1971 - 1980	1981 - 1990
<b>Sokoroto</b>	1750	1970 - 1979	1980 - 1989	

### **III. COMPARAISON DES PERFORMANCES DES MODELES HYDROLOGIQUES**

#### **III.1. Comparaison basée sur les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe**

Tel que décrit dans le paragraphe précédent, nous avons simulé les débits des quatorze bassins versants de notre base de données grâce aux deux modèles hydrologiques GR4J et IHAC. Les résultats du critère NS en calage et en validation pour les deux modèles sont présentés dans le Tableau V-5.

**Tableau V-5: Synthèse des performances (NS) des modèles sur les séries de étudiées. Cal.= calage ; Val.= validation.**

		GR4J				IHAC			
Stations		Cal. 1	Cal. 2	Val. 1	Val. 2	Cal. 1	Cal. 2	Val. 1	Val. 2
NS <sub>moy</sub>		0.64	0.53	0.41	0.37	0.69	0.62	0.52	0.59
NS <sub>max</sub>		0.86	0.84	0.73	0.73	0.86	0.85	0.82	0.81
NS <sub>min</sub>		0.07	0.07	-0.11	-1.19	0.36	0.12	-0.03	0.01
<b>Détails des performances (NS) des modèles par bassin versant</b>									
<b>Sahélienne</b>	<b>Falagontou</b>	0.07	0.07	-0.11	0.13	0.36	0.12	-0.03	0.34
	<b>Kakassi</b>	0.68	0.39	0.37	-1.19	0.73	0.70	0.49	0.46
	<b>Koriziena</b>	0.54	0.23	0.27	0.45	0.72	0.51	0.42	0.69
<b>Soudanienne</b>	<b>Batie</b>	0.76	0.84	0.73	0.73	0.66	0.73	0.69	0.67
	<b>Bebele</b>	0.81	0.74	0.55	0.61	0.82	0.81	0.65	0.73
	<b>Bittou</b>	0.67	0.31	0.37	0.46	0.7	0.5	0.48	0.68
	<b>Diaguiri</b>	0.55	0.31	0.03	0.36	0.48	0.33	-0.01	0.3
	<b>Diebougou</b>	0.71	0.74	0.6	0.69	0.7	0.77	0.7	0.63
	<b>Fadougou</b>	0.66	0.54	0.55	0.6	0.72	0.6	0.64	0.68
	<b>Kedougou</b>	0.86	0.65	0.53	0.73	0.85	0.76	0.72	0.81
	<b>Missira</b>	0.75	0.71	0.49	0.66	0.86	0.8	0.65	0.77
	<b>Niokolokoba</b>	0.41	0.46	0.31	-0.36	0.42	0.58	0.42	0.01
	<b>Samendeni</b>	0.66	0.75	0.69	0.66	0.8	0.85	0.82	0.8
<b>Sokoroto</b>	0.77	0.65	0.38	0.65	0.77	0.65	0.6	0.71	

Lors du calage, la statistique moyenne calculée sur les performances de chaque modèle montre que les critères de NS obtenus varient dans un intervalle ayant la même limite supérieure, 0.86. La différence se fait sur la limite inférieure, le modèle GR4J présente la plus faible valeur du critère NS, -1.19. Le critère NS au calage varie entre 0.07 et 0.86 pour le modèle GR4J, et entre 0.12 et 0.86 pour le modèle IHAC. Cependant, le modèle IHAC donne en général une meilleure performance en calage comme en validation. Les valeurs moyennes du critère NS sont de 0.64 pour le premier calage et 0.53 pour le second calage avec le modèle GR4J ; de 0.69 au premier calage et 0.62 au second calage pour le modèle IHAC.

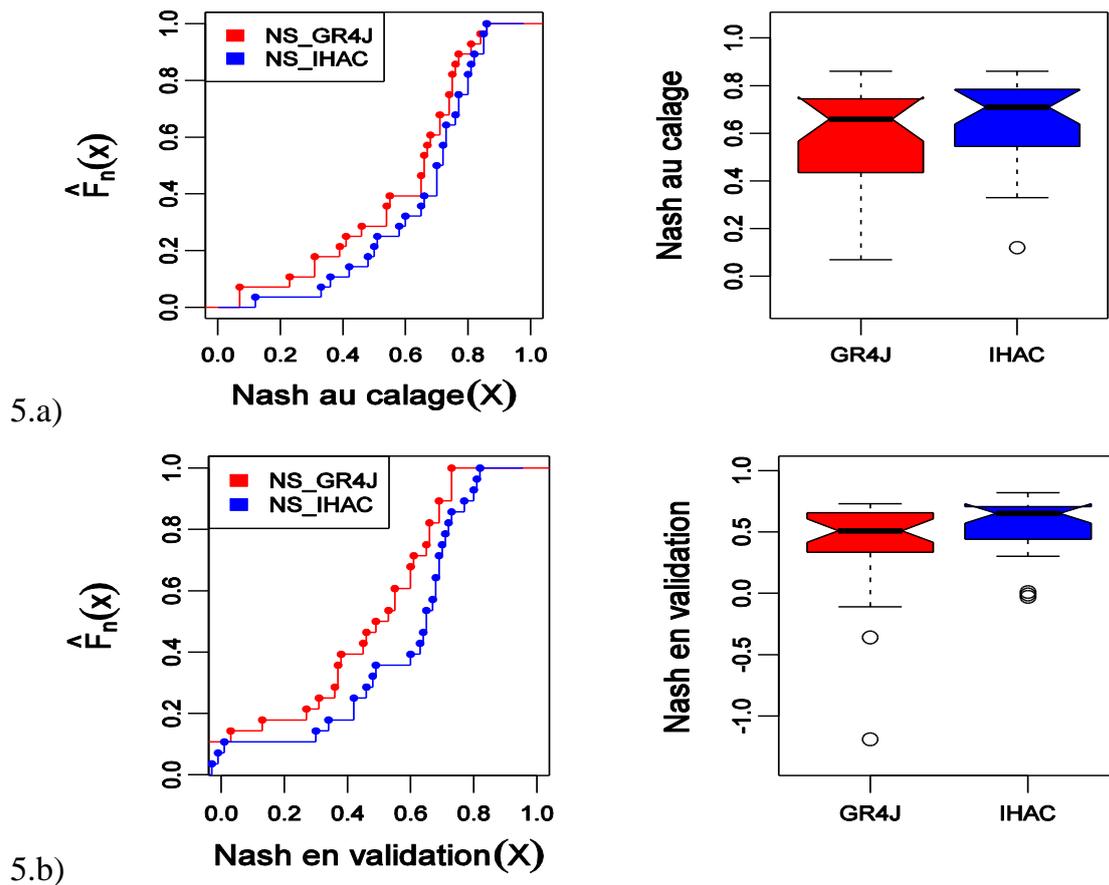


Figure V-5: Comparaison des performances des deux modèles hydroclimatiques. Synthèse des critères NS en calage 5.a), et en validation 5.b) pour les 28 simulations effectuées. Le panneau à gauche présente les distributions empiriques des critères NS pour chaque modèle et le panneau à droite représente une synthèse statistique des critères de Nash pour chaque modèle.

Lorsqu'on passe à la validation, on note en général une perte de performance des deux modèles avec des critères NS qui atteignent parfois des valeurs négatives pour certains bassins versants. Dans ce cas également, le modèle IHAC montre une meilleure performance moyenne que le modèle GR4J. Ces résultats sont également représentés sur la figure V.5 pour les phases de calage et de validation des modèles.

Sur cette la figure V-5, nous avons représenté à gauche les distributions fréquentielles empiriques des critères NS obtenus sur tous les calages effectués pour chaque modèle, ensuite, nous avons représenté à droite de ces distributions empiriques la statistique récapitulative des critères NS sous forme de boîtes à moustaches. Ainsi en plus des observations tirées plus haut, la représentation graphique de ces résultats montre que l'écart entre les performances des deux modèles est plus prononcé à l'étape de validation et confirme que le modèle IHAC est le plus performant.

Nous avons déterminé le nombre de simulations (sur un total de 28 séries) pour lesquelles le critère de Nash Sutcliffe est meilleur lorsqu'on avec le modèle IHAC par rapport au modèle GR4J en ce qui concerne le calage d'une part et en ce qui concerne la validation d'autre part. On constate que le modèle GR4J permet de meilleures simulations dans 21 cas sur 28 présentent pour le calage et dans 23 cas sur 28 pour la validation.

On remarque également que la série de Falagontou (en zone sahélienne) est celle pour laquelle les critères sont les plus bas, et ceci quel que soit le modèle. Sur les quatre valeurs négatives du Nash enregistrées, deux sont données par cette série, ce qui montre que les modèles ont du mal à représenter les écoulements qui se produisent sur ce bassin versant.

### III.2. Comparaison des performances des modèles basée sur les incertitudes des modèles

Pour comparer les deux modèles sur la base de leurs incertitudes, nous avons utilisé la méthode *CemaM* présentée au [paragraphe II.2](#) de ce chapitre. Ainsi, pour chaque bassin versant, nous avons calculé les erreurs relatives à partir des débits observés et des débits simulés par les modèles hydrologiques sur les périodes de calage.

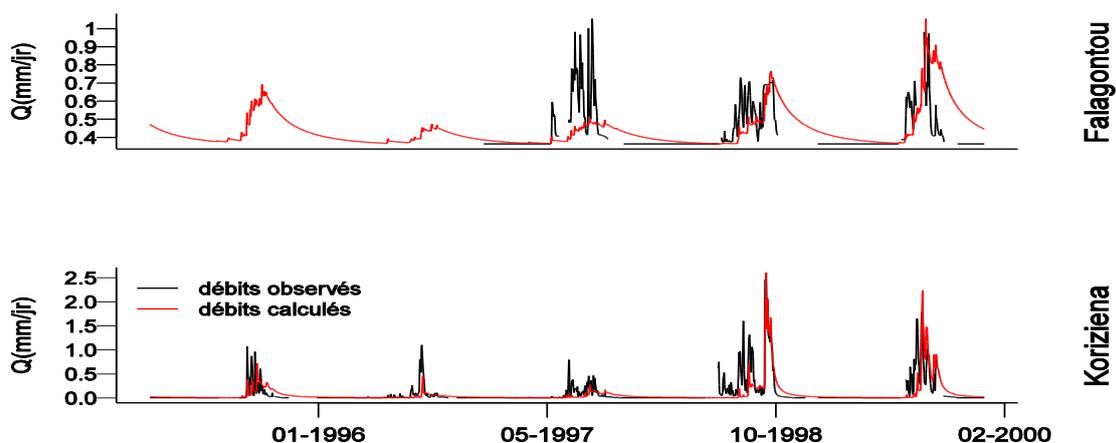


Figure V-6: Ecoulements journaliers observés (noir) et simulés (rouge) grâce au modèle GR4J pour deux séries.

Ensuite, ces erreurs ont été regroupées par classe de débits simulés. Dans le cadre de notre travail, nous avons évalué les erreurs suivant trois classes de quantiles définies à partir de la distribution empirique des débits simulés. La première classe correspond à l'intervalle des quantiles  $[Q_{0\%} - Q_{25\%}]$ , il s'agit des débits faibles. La seconde classe est définie pour les débits simulés variant entre les quantiles  $]Q_{25\%} - Q_{75\%}[$ , cette classe a été définie pour représenter les débits moyens. La dernière classe correspond aux débits simulés de l'intervalle  $]Q_{75\%} - Q_{100\%}]$  pour les débits élevés. La figure V-7 montre pour les deux exemples de séries présentées à la figure V-6, les erreurs synthétisées par classe de débits simulés. Chaque boîte à moustache présente les caractéristiques statistiques des erreurs relatives obtenues sur la classe de débits simulés.

On peut ensuite regrouper les erreurs relatives par classe obtenues sur chaque série, calculer des quantiles empiriques qui représentent les intervalles de variation de ces erreurs de manière globale, tel que présenté en Figure V-8 pour les séries de Falagontou et Koriziena avec le modèle GR4J. La comparaison revient donc à comparer les intervalles obtenus avec les deux modèles afin de voir quel modèle donne le plus d'incertitudes par classe de débits.

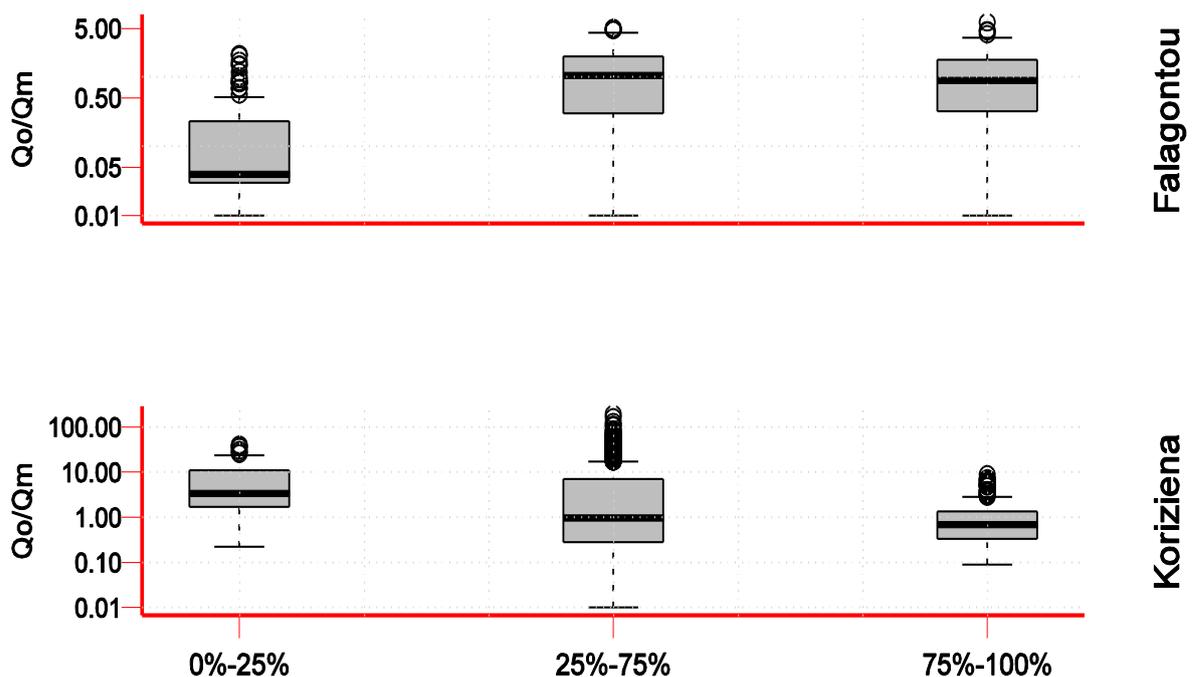


Figure V-7: Illustration des erreurs relatives groupées par classe de débits pour les séries de Koriziena et Falagontou simulées avec le modèle GR4J. Trois classes de débits sont étudiées pour représenter les débits faibles, moyens et forts. Pour chacun des boîtes à moustaches la barre à l'intérieur de la boîte à moustache représente la médiane (quantile 50%), les bords inférieurs et supérieurs de la boîte indiquent les quantiles à 25% et 75% de l'échantillon, les barres horizontales des moustaches correspondent au quartile plus (ou moins) 1.5 fois l'interquartile (75%-25%), et pour les erreurs au-delà de ces valeurs on parle de valeurs pivots représentées par des points. L'axe des y est en unité logarithmique pour permettre une meilleure vue des faibles valeurs.  $Q_o$ =débits observés ;  $Q_m$ =débits simulés.

Etant donné que les séries de toutes les stations utilisées pour la modélisation ne se recouvrent pas forcément, nous avons choisi dans chaque zone climatique des stations dont les séries sont homogènes. Ceci nous permet de garder une cohérence dans la logique de comparaison des modèles. Pour les mêmes raisons et dans un souci de représentativité, nous avons distingué le cas des bassins versants sahéliens celui des bassins versants Soudaniens. Dans la zone sahélienne les séries nous permettant de faire cette analyse sont Falagontou et Koriziena, tandis qu'en zone sahélienne nous avons retenu Bebele, Diaguiri, Diebougou, Kedougou, Missira et Sokoroto.

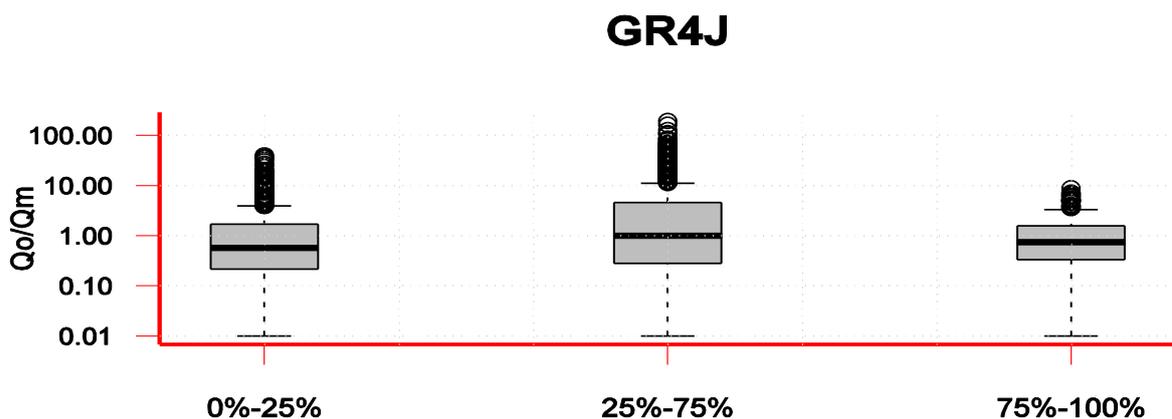


Figure V-8: Calcul des erreurs relatives globales par classe de débits pour les deux séries hydrologiques Falagontou et Koriziena. Les erreurs sont regroupées par classes de débits simulés et une synthèse est faite pour les valeurs globales. L'axe des y est en unité logarithmique pour permettre une meilleure vue des faibles valeurs

Les résultats sont présentés sur les figures V-9 (baasins versants sahéliens) et V-10 (bassin versant soudaniens). Sur ces figures, nous n'avons représenté que les bornes des intervalles à 90% sous forme de segments, ces bornes sont limitées par les quantiles empiriques 5% en borne inférieure et 95% en borne supérieure. Les quantiles sont calculés pour les erreurs obtenues sur chaque classe de débit simulé. La médiane est représentée sur chaque segment par un point noir, elle donne la valeur qui divise la série d'erreurs en deux parties contenant le même nombre d'éléments.

Cette représentation des erreurs des modèles par classe de débits nous permet de mieux apprécier à quoi correspondent les erreurs des modèles (surestimation ou sous-estimation) et de voir également l'amplitude de ces erreurs. Le biais sur certaines classes de débits s'évalue par rapport à la valeur 1. Si la médiane est centrée sur 1, on considère que le modèle ne produit pas d'erreurs systématiques en termes de surestimation ou de sous-estimation. Par contre, si la médiane se est significativement éloignée de la valeur 1 (au-dessus ou en-dessous), on peut considérer qu'il y a une tendance du modèle à la sous-estimation ou la surestimation des débits observés.

Par ailleurs, on peut également évaluer l'amplitude de l'erreur globale ; plus les bornes du segment sont éloignées l'une de l'autre, plus la gamme d'erreurs commises par le modèle est grande. En revanche, si les bornes des segments d'erreurs se rapprochent l'une de l'autre, on considèrera que le modèle produit une faible gamme d'incertitudes.

La figure V-9 présente les erreurs par classe débits des deux modèles pour les deux bassins versants sahéliens.

On observe que pour la classe de débits faibles, la médiane des erreurs produites par le modèle GR4J est en dessous de 1, ce qui indique que le modèle a tendance à surestimer les débits lors de la simulation. Avec le modèle IHAC, la médiane des erreurs est supérieure à 1, ce qui indique une tendance à la sous-estimation des débits. En terme d'amplitude, l'amplitude de surestimation obtenue avec le modèle GR4J est pratiquement la même que la sous-estimation qu'on aurait avec le modèle IHAC, soit jusqu'à plus de 10 fois le débit observé.

Pour la classe des débits moyens, les médianes se rapprochent de 1 quel que soit le modèle utilisé, ce qui montre un équilibre entre sous-estimation et surestimation. Cependant, la marge d'erreur commise avec le modèle GR4J est plus grande que celle du modèle IHAC, ce qui montre que dans ce cas GR4J donne généralement une moins bonne simulation des débits.

**séries de la zone sahéenne  
calage: 1994-1999**

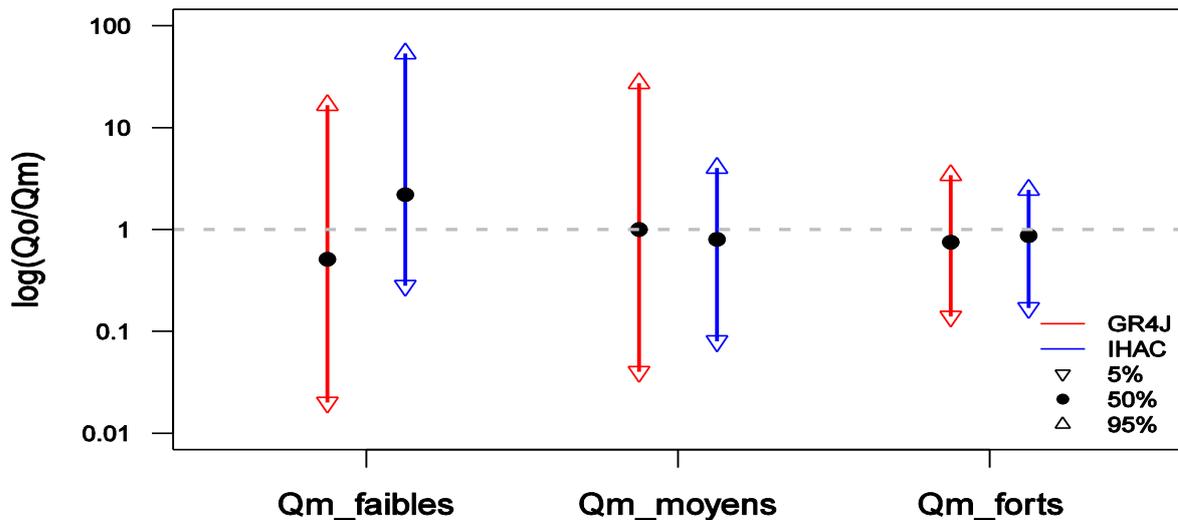


Figure V-9: Erreur des modèles GR4J (bleu) et IHAC (rouge) par classe de débits simulés pour les deux bassins versants sahéens pendant la phase de calage. L'axe des y est en unité logarithmique pour permettre une vue équilibrée entre sous-estimations et surestimations.

Lorsque l'on s'intéresse à la classe de débits élevés, les marges d'erreur des modèles sont plus faibles et ces erreurs sont assez équilibrées, les deux modèles s'équivalent pratiquement en terme d'erreurs, néanmoins la limite en surestimation obtenue avec le modèle IHAC est inférieure à celle du modèle GR4J.

Les résultats pour les bassins versants de la zone Soudanienne sont présentés sur la figure V-10. Pour la classe de faibles débits, la tendance à la surestimation des débits avec le modèle GR4J est plus forte, et la tendance du modèle IHAC à la sous-estimation des débits faibles est maintenue. En regardant la classe de débits moyens, le modèle présente toujours une tendance à la surestimation, mais la gamme des erreurs est plus faible que celle du modèle IHAC pour lequel les surestimations peuvent aller jusqu'à 10 fois le débit observé. Enfin, la classe de débits forts présente toujours la gamme d'erreurs la plus faible et dans cette classe, on observe également une équivalence des deux modèles hydrologiques avec une légère tendance à la sous-estimation des débits forts. Il faut cependant noter dans ce cas que les plages de variations des incertitudes sur les débits forts sont moindres avec le modèle GR4J qu'avec le modèle IHAC.

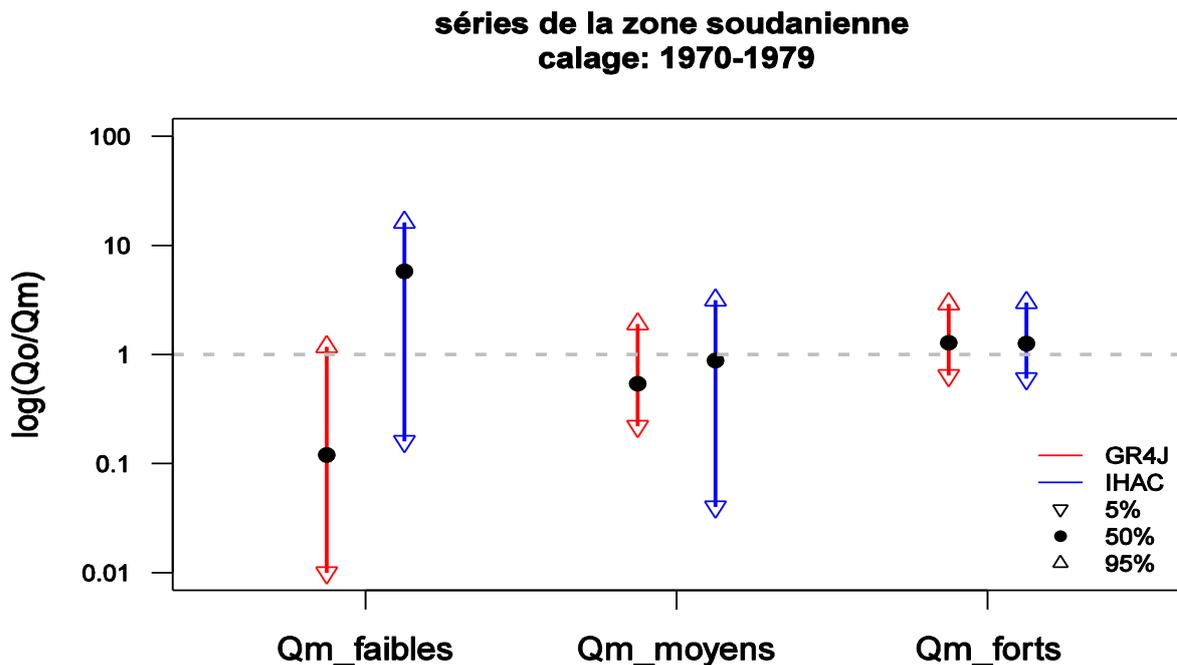


Figure V-10: Erreur des modèles GR4J (bleu) et IHAC (rouge) par classe de débits simulés pour les deux bassins versants Soudaniens. L'axe des y est en unité logarithmique pour permettre une vue équilibrée entre sous-estimations et surestimations.

La synthèse des différentes analyses menées plus haut peut se résumer en xx points, on pourrait. Ce qui confirme l'analyse précédente basée sur le critère de Nash.

- Au regard des erreurs commises par chaque modèle, on peut attribuer plus de fiabilité au modèle IHAC plutôt qu'au modèle GR4J pour la simulation des débits journaliers sur les bassins versants de l'étude.

- En général, on observe une surestimation des débits simulés, sauf dans le cas des faibles débits avec le modèle IHAC.

- Les incertitudes sont plus grandes sur les débits faibles et moins grandes sur les forts débits. Ce qui pourrait s'expliquer par l'utilisation du critère NS comme fonction objectif, car le critère NS calculé sur la base de tous les débits de l'hydrogramme de crue conduit généralement à privilégier la simulation des débits de hautes eaux au détriment des débits d'étiage (Hingray et al., 2009).

- Les deux modèles restent très proches en termes d'erreur sur les classes de débits forts. Dans la suite de ce chapitre, nous ne travaillerons qu'avec le modèle IHAC.

- On a une plus forte variabilité des incertitudes de modélisation avec le modèle GR4J qu'avec le modèle IHAC.

Au regard de ces résultats, nous retenons le modèle iHAC pour la suite des analyses.

#### **IV. COMPARAISON DES FONCTIONS CRITERES POUR LA SIMULATION DES DEBITS EXTREMES**

Dans la section précédente, nous avons mené une analyse comparative de deux modèles hydrologiques pour la simulation des débits des cours d'eau ouest africains en se basant sur le critère de Nash et sur les incertitudes prédictives de la modélisation. Dans cette section, nous évaluons les performances du modèle IHAC pour la simulation des débits extrêmes (nous entendons par débits extrêmes ici les forts débits des hydrogrammes journaliers). Notre objectif est de voir si l'utilisation de fonctions critères mettant un accent sur les débits forts permet d'améliorer les performances du modèle sur cette gamme de débits pendant la simulation.

##### **IV.1. Méthodologie**

Dans cette partie, nous définissons deux types de fonctions, les fonctions-objectifs et les fonctions-critères.

- Les fonctions-objectifs (ou fonctions de coût) désigneront l'ensemble de fonctions regroupées dans le [tableau V.3](#) ([paragraphe II.1](#)), ces fonctions sont utilisées pendant la phase de calage pour l'optimisation des paramètres du modèle. Comme expliqué au [paragraphe II.3](#), chaque fonction présente une approche différente de la simulation des débits journaliers (temporelle, fréquentielle, composite).
- Nous utiliserons également trois fonctions-critère pour évaluer la simulation en phase de validation, en fonction des critères spécifique de l'étude. Ces critères concernent la simulation des débits maximaux selon un aspect global (avec une bonne représentation des autres gammes de débits), et concernent aussi les

aspects temporel et fréquentiel de la simulation des débits maximaux. Ainsi, trois des sept fonctions-objectifs du [tableau V-3](#) seront utilisées pour calculer les critères d'évaluation des simulations. La première fonction critère qui évalue la simulation globale des débits est le critère NS (fonction Fc1). La seconde fonction critère utilisée pour évaluer la simulation des débits maximaux sur l'aspect temporel est le critère NS calculé sur les débits maximaux annuels (fonction Fc2) et la dernière fonction critère utilisée pour évaluer la simulation des débits maximaux sur l'aspect fréquentiel est le critère NS calculé sur les débits maximaux fréquentsiels (fonction Fc6).

Ainsi, chacune des fonctions-objectifs présentées au [tableau V-3](#) est utilisée à la phase de calage du modèle, ensuite les paramètres optimisés grâce à ces fonctions servent à simuler les débits sur la seconde sous-période tel que présenté à la figure V-4. L'analyse comprendra par la suite quatre parties :

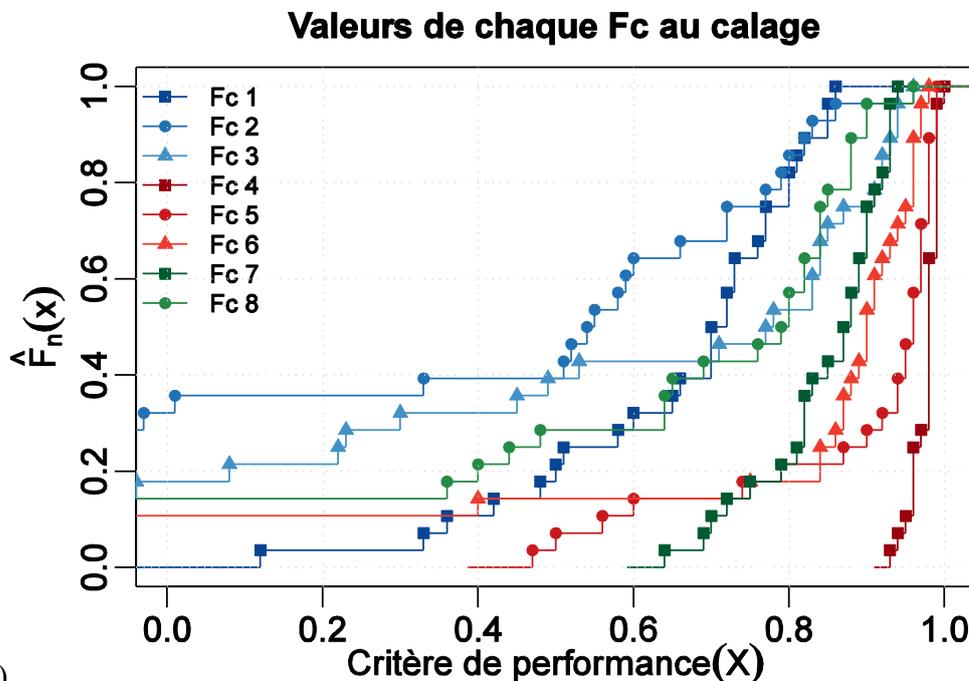
- La première est l'analyse des performances des modèles pendant la phase de calage. Pendant cette phase, la comparaison sera basée uniquement sur les performances du modèle avec chacune des fonctions-objectifs utilisées.
- Les trois autres parties consistent ensuite à évaluer la simulation des débits grâce aux trois fonctions critères évoqués précédemment (global, temporel et fréquentiel). Cette évaluation se fera pendant la phase de validation, et permet d'estimer l'adéquation entre les simulations et les observations suivant les différents critères choisis.

Rappelons que les fonctions-objectifs sont classées en trois groupes (cf. [tableau V-3](#)), trois fonctions temporelles (Fc1, Fc2, Fc3), trois fonctions fréquentielles (Fc4, Fc5, Fc6) et deux fonctions composites (Fc7, Fc8) qui associent en même temps le temporel au fréquentiel. Pour chaque série chronologique, nous avons appliqué la méthode du *split sample test* qui est une procédure de calage-validation (Klemeš, 1986) (figure V-4), en utilisant chaque fonction-objectif pour l'optimisation des paramètres du modèle. Ce qui fait 28 simulations au total (28 calages et 28 validations) pour chacune des 8 fonctions-objectifs envisagées. Pour ces 28 simulations, les valeurs des critères calculés nous permettent de tracer des distributions

fréquentielles afin de comparer les résultats. Ces courbes donnent un classement des fonctions-objectifs par rapport à leurs performances.

#### IV.2. Analyse des performances relatives de chaque fonction-objectif testée en période de calage

Les résultats présentés à la figure V-11.a. montrent les distributions fréquentielles des valeurs obtenues en phase de calage du modèle IHAC, en utilisant chaque fonction-objectif pour l'optimisation de paramètres du modèle. D'après ces résultats, les variables ciblées sont assez bien reproduites par le modèle, à quelques exceptions près. On observe que les fonctions fréquentielles donnent de bonnes valeurs en calage. Particulièrement, la fonction Fc4 (NS sur les débits journaliers classés) présente les meilleures performances, avec des valeurs très proches de 1. La fonction composite Fc7 donne également des valeurs supérieures à 0.6. Les fonctions-objectifs temporelles quant à elles présentent les performances les moins bonnes, on enregistre pour toutes ces fonctions certaines valeurs négatives.



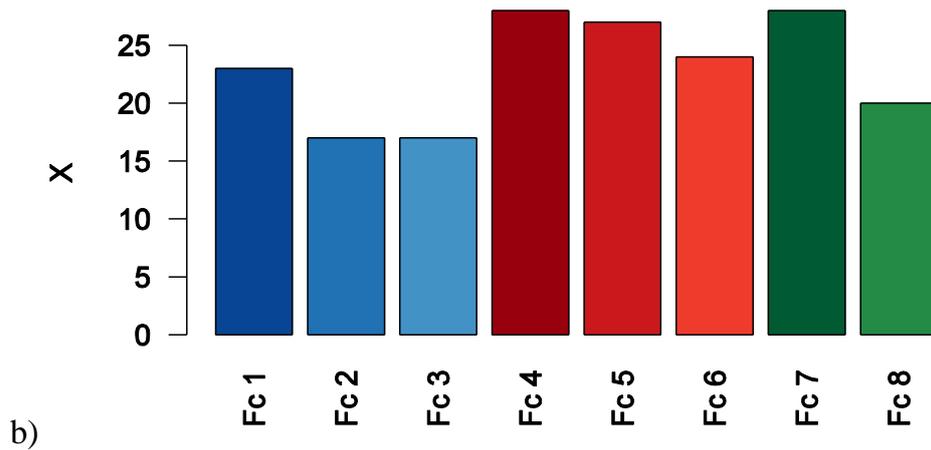


Figure V-11: a) Distributions fréquentielles des performances de chaque fonction-objectif pendant la phase de calage. Chaque courbe comporte 28 valeurs. Les couleurs symbolisent les types de critères, temporels (dégradés de bleu), fréquentiels (dégradés de rouge), composites (dégradés de vert). Les points symbolisent l'ordre de la fonction-objectif à l'intérieur de chaque type. b) Histogramme du nombre de cas où la performance du modèle avec chaque fonction-objectif est supérieure ou égale à 0.50.

Nous avons fixé un seuil d'appréciation de ces critères égal à 0.5, et déterminé le nombre de simulations pour lesquelles chaque fonction donne une valeur supérieure ou égale au critère seuil. Ces résultats présentés à la figure V-11.b. concordent avec le classement déjà obtenu en figure V.11.a. Le minimum de bonne valeur est de 16 pour les fonctions objectif Fc2 et Fc3, la fonction Fc4 montre le nombre le plus important de bonnes valeurs, suivi de la fonction Fc7.

La première évaluation des critères nous a montré qu'on arrive à avoir de bonnes performances avec les fonctions fréquentielles en phase de calage. Cependant ce jugement n'est basé que sur la performance des fonctions-objectifs propres, et ne se limite qu'à la phase de calage. Dans la suite de l'analyse, nous apprécions la qualité des simulations suivant les aspects (global, temporel et fréquentiel) choisis lors de la validation des modèles.

#### IV.3. Capacité de fonctions-objectifs à reproduire les débits observés en période de validation d'après le critère NS.

Pour évaluer les simulations sur l'aspect global, nous avons calculé le critère NS simple associé à chaque simulation pendant la phase de validation. Les résultats de ces calculs sont présentés à la figure V-12 pour l'ensemble des validations effectuées.

D'après ces résultats, les simulations faites avec les fonctions-objectifs Fc1 et Fc7 donnent de bonnes valeurs du Nash (figure V-12.a.), ce qui implique que leur utilisation permet de conserver une bonne représentation des hydrogrammes journaliers, ce qui n'est pas une surprise en ce qui concerne la fonction-objectif Fc1 puisqu'il s'agit de la même fonction utilisée pour l'évaluation du coût de la simulation. Cependant, la fonction-objectif Fc7 qui est une fonction composite avait déjà présenté une meilleure performance que la fonction Fc1 au [paragraphe IV.2](#). Le fait que la performance du modèle évaluée par le critère NS en utilisant la fonction-objectif Fc7 en calage soit équivalente à celle obtenue avec le critère NS comme fonction-objectif en calage montre qu'une certaine équivalence existe entre les deux fonctions. Ainsi, En combinant les aspects journaliers et fréquentiels, on arrive à obtenir une simulation des hydrogrammes équivalente à une simulation utilisant le Nash comme fonction-objectif.

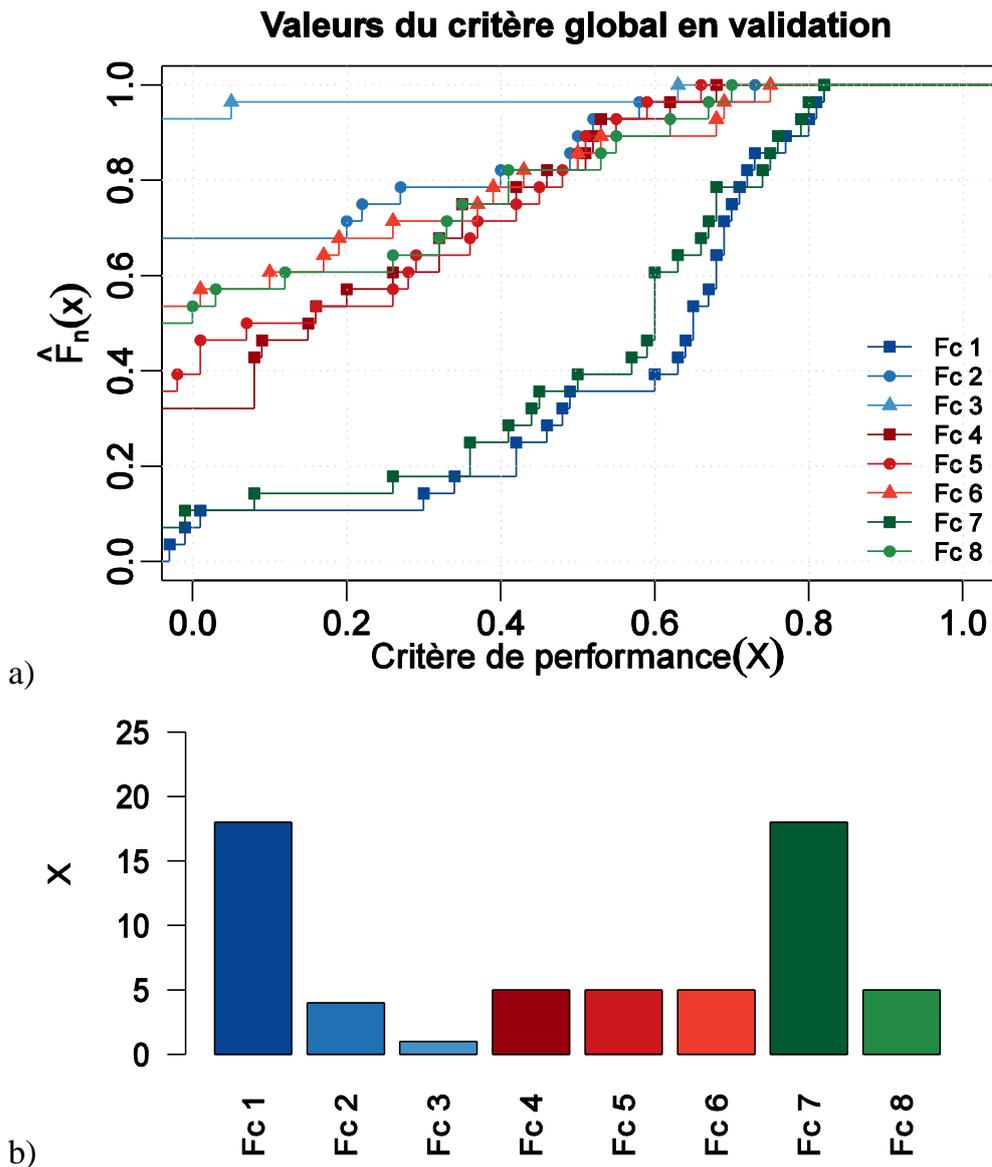


Figure V-12: a) Distributions fréquentielles de la fonction-critère globale sur les simulations faites avec chacune des fonctions-objectifs en phase de validation. b) Histogramme du nombre de cas où la performance globale est supérieure ou égale à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée.

Les performances en termes de Nash obtenues grâce aux autres fonctions-objectifs donnent de moins bonnes valeurs (cf. figure V-12.a). La fonction-objectif Fc4 (Nash des débits classés) par exemple ne permet pas d'avoir une bonne estimation de l'hydrogramme de crue global. Il en est de même pour les fonctions Fc2, Fc3, Fc5, Fc6, et Fc8, ceci pourrait se justifier par le fait que ces fonctions ont comme variable d'intérêt les valeurs fortes de débit, ce qui entraîne une mauvaise estimation des gammes de débit plus faibles. Cependant, on peut remarquer que la fonction-objectif

Fc3 se démarque avec une grande quantité de valeurs négatives, alors que les performances obtenues en utilisant les autres fonctions semblent être équivalentes.

Le nombre de cas où la performance de la simulation est supérieure à 0.50 suit également la configuration fréquentielle des fonctions-objectifs (cf. Figure V-12.b). Les fonctions Fc1 et Fc7 ont chacune 18 cas où leur performance, (suivant le critère de Nash) est supérieure à 0.50, ce qui représente plus de la moitié des simulations totales. Tandis qu'avec les autres fonctions-objectifs, on a à chaque fois moins de cas.

#### **IV.4. Capacité des fonctions-objectifs à reproduire les débits maximaux en période de validation suivant l'aspect temporel**

Les fonctions-objectifs ont ensuite été comparées sur la justesse des résultats qu'elles offrent suivant l'aspect temporel. Dans ce cas, nous n'avons évalué que la simulation des débits forts. Pour cela, nous avons calculé les performances suivant la fonction-critère temporelle (Fc2) des simulations obtenues avec chaque fonction-objectif au calage. Les résultats de ces calculs sont présentés à la figure V-13 pour l'ensemble des calages effectués.

Ces résultats montrent que l'utilisation des toutes les fonctions-objectifs donnent une très mauvaise représentation temporelle des débits maximaux annuels (cf. figure V-13.a). Cependant, les fonctions-objectifs Fc8, Fc6 et Fc2 présentent de meilleures garanties. En plus, ici aussi les fonctions Fc1 et Fc7 gardent des performances équivalentes. Les pires performances sont celles des fonctions Fc4 et Fc3.

Cette mauvaise performance générale du modèle sur l'aspect temporel quelque soit la fonction – objectif utilisées au calage se reflète sur la le nombre de cas pour lesquels la performance est supérieure à 0.50 (cf. figure V-13.b). Pour toutes les fonctions-objectifs utilisées au calage du modèle, les valeurs sont en dessous de 5, et de nombreuses valeurs négatives sont enregistrées. Suivant cette comparaison, les fonctions Fc1 et Fc7 donnent les meilleures garanties devant la fonction Fc8 qui montrait cependant une meilleure performance sur les distributions fréquentielles.

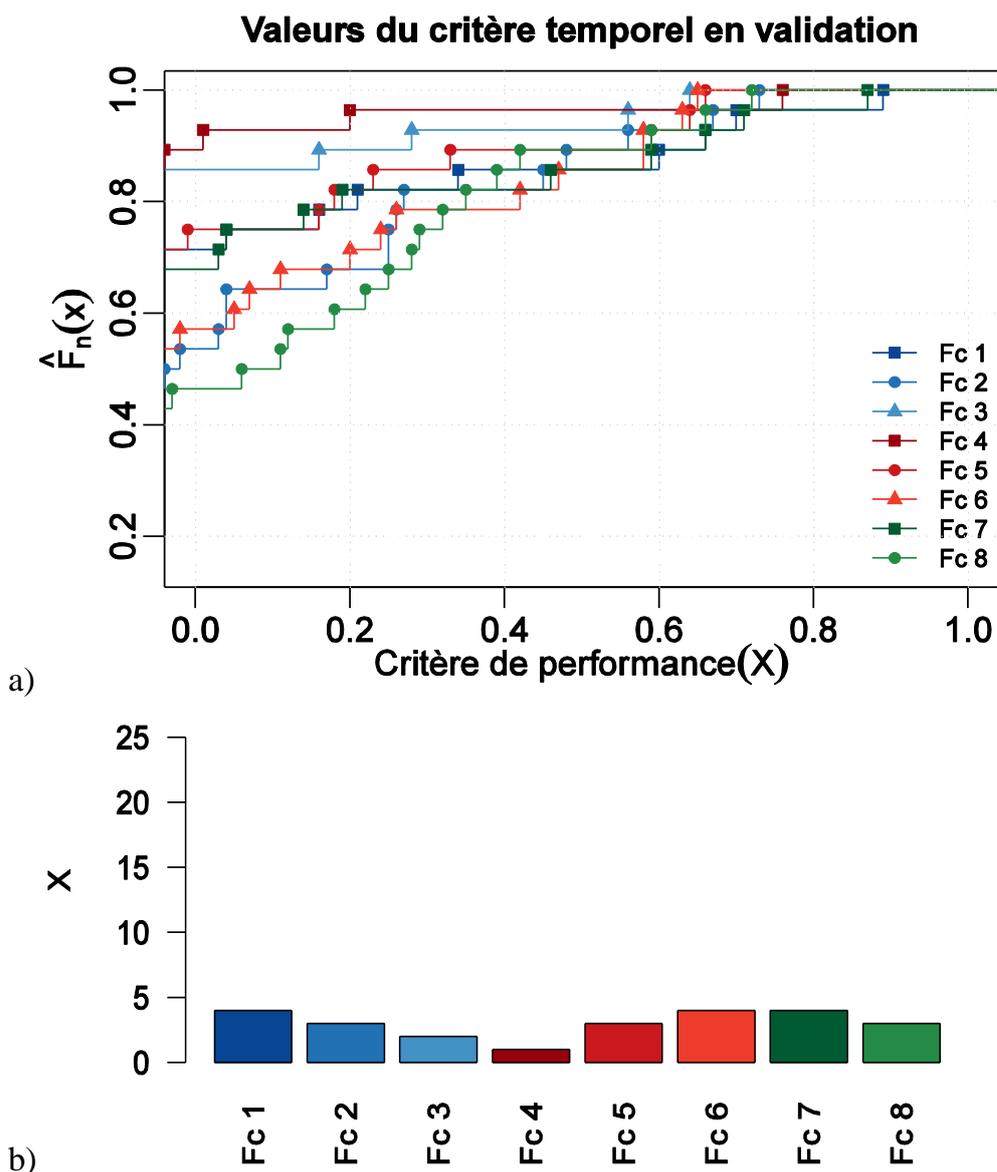


Figure V-13: a) Distributions fréquentielles de la fonction-critère temporelle sur les simulations faites avec chacune des fonctions-objectifs en phase de validation. b) Histogramme du nombre de cas où la performance sur l'aspect temporel est supérieure ou égale à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée.

#### IV.5. Capacité des fonctions-objectifs à reproduire les débits maximaux en période de validation suivant l'aspect fréquentiel

Enfin, les fonctions-objectifs ont été comparées sur la justesse des résultats qu'elles offrent suivant l'aspect fréquentiel. Dans ce cas, la fonction-critère fréquentielle (Fc2) a été utilisée. Les résultats sont présentés à la figure V-14 pour l'ensemble des calages effectués.

De manière générale, les performances des fonctions-objectifs sur l'aspect fréquentiel sont meilleures que sur l'aspect temporel présenté dans le paragraphe précédent. Les résultats de la figure V-14.a) montrent que les fonctions-objectifs Fc8, Fc6 et Fc2 donnent les meilleures performances, suivies des fonctions-objectifs Fc5, Fc7 et Fc1. Enfin les fonctions Fc4 et Fc3 donnent toujours les performances les moins bonnes.

Notons que les fonctions-objectifs Fc8, Fc6 et Fc2 qui présentent les meilleures performances suivant l'aspect fréquentiel sont toutes basées sur le calcul des pics de crues, ce qui peut expliquer leur bonne performance par rapport aux autres fonctions-objectifs. Contrairement les fonctions-objectifs Fc1, Fc4, Fc3 et Fc7 prennent en compte toutes les classes de débits et leurs performances sur l'aspect fréquentiel des débits maximaux reste moyenne. On note également dans ce cas une meilleure performance de la fonction-objectif Fc7 par rapport à la fonction-objectif Fc1, alors que dans les autres phases de l'analyse, ces deux fonctions présentaient des performances équivalentes.

La figure V-14.b) montre des résultats similaires à la figure V-14.a). Les fonctions Fc8, Fc6 et Fc2 comptent plus de cas où la performance sur l'aspect fréquentiel est supérieure à 0.50, et on observe toujours un meilleur résultat avec la fonction-objectif Fc7 par rapport à la fonction-objectif Fc1.

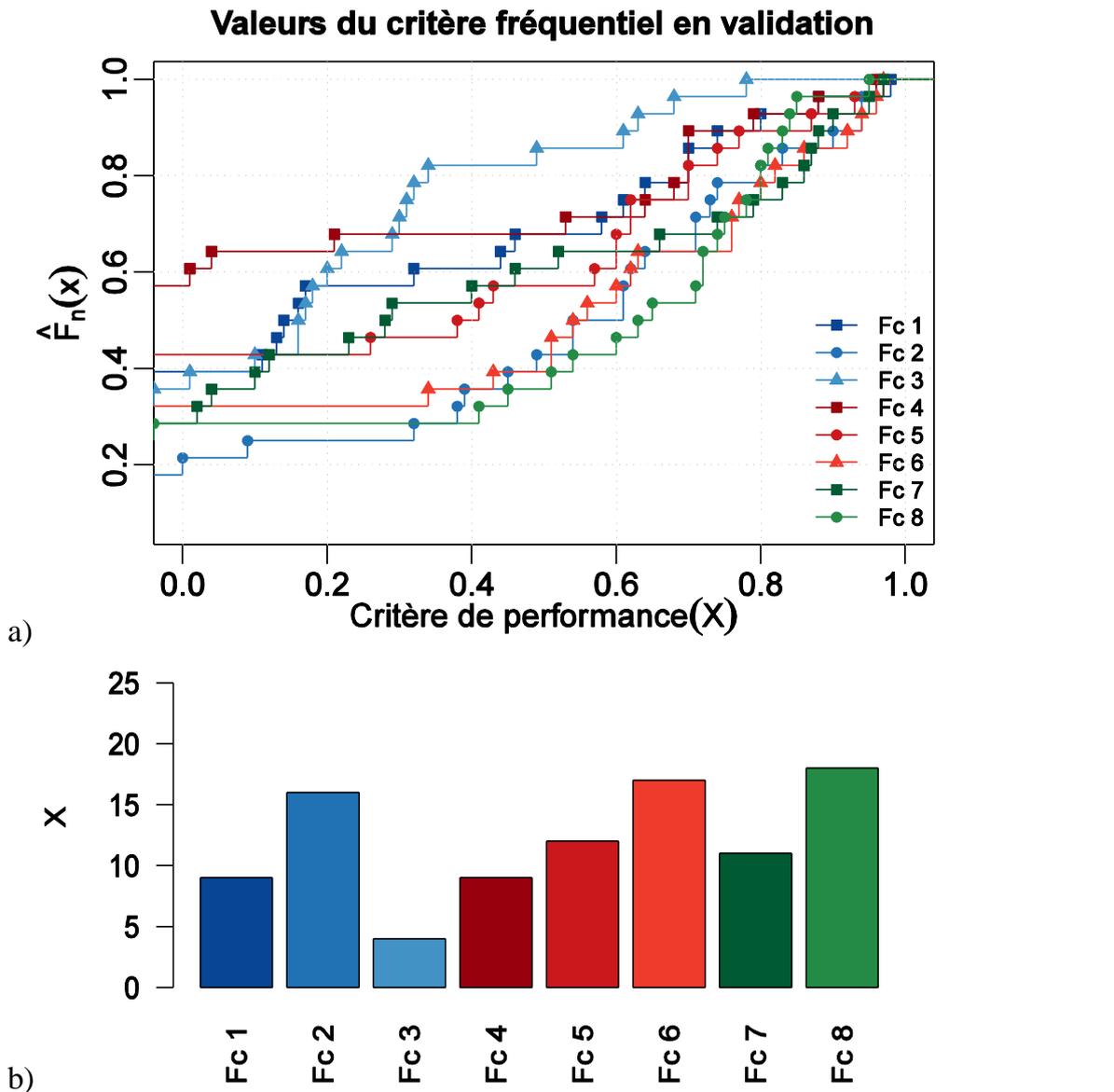


Figure V-14: a) Distributions fréquentielles de la fonction\_critère temporelle sur les simulations faites avec chacune des fonctions-objectifs en phase de validation. b) Histogramme du nombre de cas où la performance suivant l'aspect fréquentiel est supérieure ou égale à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée.

## V. CONCLUSIONS DU CHAPITRE

Dans ce chapitre nous avons développé une étude autour de la modélisation des débits sur les bassins versants de la région Ouest africaine. Un intérêt particulier a été porté sur les débits de crues, ce qui nous impose de considérer les modèles de simulations à pas de temps fins. La comparaison des modèles GR4J et IHAC montre que le modèles GR4J a des performances moins bonnes que le modèles IHAC pour la

simulation des débits journaliers des bassins versants étudiés. Les observations suivantes ont été faites :

- Les différences notables entre les modèles GR4J et IHAC sont visibles lorsqu'on s'intéresse aux classes de débits faibles et moyens. Le modèle GR4J a une tendance générale à la surestimation des débits faibles et moyens tandis que le modèles IHAC tend à sous-estimer les débits faibles.
- Le modèle GR4J produit des erreurs plus fortes que le modèle IHAC.
- Les deux modèles semblent être équivalents et produisent moins d'erreurs lors de la simulation des débits forts.

Ensuite, nous avons effectué des tests sur un ensemble de fonctions-objectifs utilisables pour la simulation des débits forts. En général, ces tests réussissent à reproduire la variable d'intérêt, mais les autres classes sont mal reproduites avec les fonctions-objectifs qui sont très ciblées, notamment les fonctions-objectifs ne considérant que les débits maximaux.

Toutes les fonctions-objectifs présentent des incohérences temporelles lors de a reproduction des débits maximaux, mais ces incohérences sont moins fortes lorsqu'on évalue les simulations sur le plan fréquentiel. Or dans le calcul des crues de projets, c'est l'aspect fréquentiel qui est mis en jeu. Ceci pourrait amener à penser qu'une bonne représentativité sur le plan fréquentiel seule pourrait suffire à produire des valeurs de débits de crues de projet fiables grâce à la modélisation.

Nous avons également observé une bonne cohérence entre les résultats de la fonction Fc1 (Nash) et Fc7 (Nash composite pondéré). La fonction Fc7 donnerait de meilleures performances si on tient compte du fait qu'elle ait donné de meilleurs résultats sur l'aspect fréquentiel. Ce qui montre qu'un test associant les aspects temporels et fréquentiels permettait d'avoir des performances équivalentes au Nash classique généralement utilisé en modélisation. De toutes les analyses effectuées, les fonctions-objectifs Fc3 et Fc4 présentaient les résultats les moins bons.

Enfin, il est clair en observant les résultats produits ici qu'une simulation adéquate des débits (respectant les aspects temporel, fréquentiel et global) n'est pas réalisable si la fonction-objectif utilisée ne tient compte que d'un seul critère. Il convient alors de s'orienter vers des fonctions composites ou multicritères. Cependant, ces fonctions ne

donneront certainement pas les meilleurs résultats sur tous les aspects présentés ici, mais une bonne performance générale sur l'ensemble des objectifs ciblés.

**Chapitre VI. COMMENT TESTER L'INFLUENCE  
DES CHANGEMENTS ENVIRONNEMENTAUX  
SUR LES CRUES EN AFRIQUE DE L'OUEST**

---

## I. ANALYSIS OF TRENDS IN THE RAINFALL-RUNOFF RELATIONSHIP OF SOME WEST AFRICAN RIVERS

B. N. NKA<sup>1,2</sup>, H. KARAMBIRI<sup>2</sup>, L. OUDIN<sup>1</sup>, J. E. PATUREL<sup>3</sup>, P. RIBSTEIN<sup>1</sup>.

[1] Sorbonne Université, UPMC Université Paris 6, CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France

[2] International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 BP 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso

[3] Institut de Recherche pour le Développement (IRD)/ UMR HydroSciences Montpellier, 08 BP 3800 Abidjan 08 Côte d'Ivoire

### **Abstract :**

The study of changes in rainfall-runoff relationship is a great task in the context of climate and environmental change that is still holding in West Africa. But there are little research about this topic in the region, while most of the watersheds of the region undergo huge land use changes and also changes in their hydrological regimes. In this study, the change in rainfall-runoff relationship of three catchments of West Africa is analyzed through the ten year return period discharge. A statistical resampling test based on the permutation of target variable from hydrologic model output is used to find significant trends in the behavior of watersheds. To assess test efficiency, we used three different types of watersheds with long time series: One Sahelian watershed presenting break and increasing trend in the annual maximum discharge series, a sudanian watershed showing break and decreasing trend in the annual maximum discharge series, and another sudanian catchments for which maximum discharge were stationary. The robustness of the statistical test was evaluated by taking into account errors of the modelling process, and uncertainties of the extrapolation method allowing to compute the ten year return period discharge. The test was able to detect gradual changes in the rainfall-runoff relationship of the Sahelian catchments. For the two others, no significant change have been detected, however, some differences are noticed when errors of the model are taken into account.

## 1. Introduction

Explaining and predicting the impacts of climatic and anthropogenic changes is a key concern for reliable water resources management. This is particularly true in West Africa where a great drought affected water resources since between 1970 and 1990. More than 40 years later, questions are still open about the relative impacts on river systems of environmental changes due to the effect of drought (namely desertification) and the effects of human being adaptation to climate change (deforestation, agricultural transformation and urbanisation).

Most of the studies realized in the region showed that the hydrological regime of West African catchments evolved over the last four decades. In the Sahelian region (in the driest northern part of West Africa), a hydrologically-surprising phenomenon has been observed in the recent years, characterized by an important flow rate despite the deficit of mean annual rainfall still observed nowadays. The rationale often put forward behind this « Sahelian paradox » is that land use and land cover had changed the rainfall-runoff relationship in the region (Descroix et al., 2009, 2013; Sighomnou et al., 2013). Conversely, in the sudanian region (the wettest southern part of West Africa), studies usually report a correlated reduction of rainfall and runoff (Paturel et al., 1995, 1998, 2003; Servat et al., 1997, 1998).

Contrary to the well-documented trends of mean annual flow in West African catchments, very few studies analyzed the trends of hydrological extremes, while, flood hazards have occurred frequently in West Africa, affecting population and hydraulic infrastructures. (Aich et al., 2014) attributed the increasing flood risk on the Niger basin to the increase in precipitation in the recent years. Nka et al. (2015) analysed historical flood events of 14 catchments in the region and showed that trends in rainfall indices are poorly related to the trends of intensity and frequency of maximum discharge. As for mean annual flows, this may be due to the impacts of environmental changes on the extreme parts of hydrological regimes, but this hypothesis needs to be tested.

In this paper, we analyzed the change of rainfall-runoff relationship, which is related to environmental changes. While this topic has been addressed by several

authors at the monthly or annual time step, conversely, we focus the analysis on the daily time step allowing to study flood events. A classical and straightforward way to analyze the rainfall-runoff relationship is to rely on hydrological modelling ( Niel et al., 2003; Renard, 2006; Kouassi et al., 2012; ). The hydrological modeling approach is based on the hypothesis that the parameters set obtained on a given calibration period is representative of the behaviour of the catchment for this specific calibration period ( Nascimento, 1995; Kouassi et al., 2012). Since this parameters set can be determined independently for different sub-periods of whole record period, it is hypothesized that changes of some parameter values will reflect the changes of catchment behaviour. This approach, while being often followed presents some well-known caveats related to hydrological model uncertainties that need to be addressed in such studies.

In this paper, a test based on cross simulation (Andréassian et al., 2003; Kouassi et al., 2012) is used to identify gradual changes in the rainfall-runoff relationship. We focus our analysis on three catchments located in West Africa and presenting relatively different trends in maximum annual flow values. Besides the ten year return period discharge was chosen as the target variable for analysis. To study the impact of hydrological modelling uncertainties on the results some methodologies are proposed to take in account bias induced by the modelling on one hand, and the uncertainties due to the extrem value distribution on the second hand.

## **2. Hydrological characteristics of watersheds**

The catchments used in this study were selected from the set of the 14 catchments used by Nka et al. (2015) who studied the trends of hydroclimatic variables. The three catchments were chosen for two reasons. First we considered that hydroclimatic time series of catchments must present satisfactory length which is crucial given the objective of this study. Second, we selected these catchments that present a case of change in annual maximum discharge values (Nka et al. 2015). Interestingly, respectively to the mean annual rainfall amounts, the three catchments are located either in the sudanian region or in the Sahelian region (see Descroix and al. 2009): the

Dargol at Kakassi is located in the Sahelian zone, while the Faleme at Fadougou and the Bougouriba at Diebougou are in the sudanian zone. This allows studying diverse rainfall-runoff relationships and potentially diverse causes of changes in these relationships.

The data available (rainfall, discharge, and potential evaporation) of these catchments cover a minimum period of 40 years, but the discharge times series presents gaps that reduce the effective length of the record periods. The mean areal rainfall of each basin was calculated using data from raingauges located in or in the vicinity of the catchment, and the Thiessen polygons method was used to compute mean areal rainfall. The number of raingauges used to estimate mean areal rainfall was judged acceptable. Table VI-1 gives the number of raingauges involved in the average rainfall estimate for each basin. For potential evaporation, estimates for the Dargol at Kakassi and Bougouriba were provided by the National Service of Meteorology of Burkina Faso. For the Faleme at Fadougou, we used the CRU reanalyses available at the 0.5° spatial resolution and the monthly time step.

For the three catchments selected, time-series stationarity analyses were performed for rainfall and discharge characteristics. Given that we are interested by the ten year return period flood, the stationarity analysis focused on maximum discharge rather than annual flow. The Pettitt test (Pettitt, 1979) was performed to detect potential step changes in the time series. The Pettitt test detects the main break in a series, while if secondary breaks exist, they are not specified. The different estimations of the break dates were noted with a sign indicating the direction of the change, a « plus » sign indicates an increasing from one sub period to next, and a « minus » sign indicates a decreasing trend.

The break dates detected are in agreements with Nka et al. (2015) who performed similar analysis but on slightly different record periods. The results suggest that step changes occurred in the annual maximum discharge of the Dargol at Kakassi in 1987 and the Faleme at Fadougou in 1971, while for the Bougouriba at Diebougou, the annual maximum discharge time series is stationary. Concerning annual rainfall, the time series of the Dargol at Kakassi and Faleme at Fadougou show the same break date in 1968, which is close to the break date identified for annual maximum discharge

on the Faleme at Fadougou. In the case of the Dargol at Kakassi, mean annual rainfall and annual maximum discharges presents contradictory changes: while the maximum discharge presents an increasing trend, the rainfall show decreasing trend and the break dates detected are different.

**Table VI-1 : Catchment characteristics and break dates detected for the annual maximum discharge and annual rainfall time series (Pettitt test, level of significance 10%)**

<b>Catchment</b>		<b>KAKASSI</b>	<b>FADOUGOU</b>	<b>DIEBOUGOU</b>
<b>Country</b>		Burkina Faso	Mali	Burkina Faso
<b>Climatic zone</b>		Sahel	Sudan	Sudan
<b>River</b>		Dargol	Faleme	Bougouriba
<b>Area (km<sup>2</sup>)</b>		6950	9350	12200
<b>Record period</b>		1961-2009	1950-1999	1963-2005
<b>Number of raingauges</b>		6	7	14
<b>Break dates</b>	<b>Maximum Discharge</b>	+1987	-1971	----
	<b>Annual rainfall</b>	-1968	-1968	----

### 3. Methodology

The aim of this study is to analyze the stationarity of the catchment behavior with respect to the 10-year return period discharge. The methodology developed involves multiple calibrations of hydrological model parameters over consecutive subperiods, in order to determine if there is a significant change of these parameters for each basin. The methodology is detailed in this section. First we present the basis of the approach used in this study, second we discuss the choice of the objective function used to calibrate the model parameters and third, we explain how uncertainties were taken into account in the analysis.

#### 3.1. Cross simulation, a basis for the statistical test of trend in watershed behavior

The cornerstone of the methodology was developed by Andréassian et al. (2003). The methodology was slightly modified to focus the analysis on the 10-year return period discharge. It relies on a rainfall runoff model and follows steps: (i)

determination of the multiple calibration periods, (ii) calibration of the model parameters on each sub-period, (iii) multiple simulations over the whole record periods using the different sets of parameters and determination of 10-year return period discharge for each simulated discharge time series, (iv) permutation test on the 10-year return period discharge values obtained from simulated time series. Each step is detailed hereafter.

- i- For each catchment of the study, the period of observation is divided into a sufficient number of independent sub periods of equal length. The number of sub period must be large enough since this influences the total number of possible permutations used for the statistical test. The sub period must also present enough years of daily data to warrant a proper calibration of the model. In some studies length of five to ten years have been chosen for the sub periods (Andréassian et al., 2003; Kouassi et al., 2012). In our case, the target variable of simulation is the maximum discharge of the year, and we had to deal with missing values in the time series, it was difficult in some cases to satisfy the same length of sub periods. We determined the sub period according to the annual maximum time series, by keeping at least six values of maximum discharge inside each sub period, in order to warrant a reasonably representative calibration of the model. This is the case of the Dargol at Kakassi presented in table VI-2, which presents a number of years with missing observed discharge values.

**Table VI-2 : Sub periods of the observations for each time series.**

<b>Catchments</b>	<b>Period (P1)</b>	<b>Period (P2)</b>	<b>Period (P3)</b>	<b>Period (P4)</b>	<b>Period (P5)</b>	<b>Period (P6)</b>	<b>Period (P7)</b>
<b>Kakassi</b>	1961-1966	1967-1972	1973-1978	1979-1984	1985-1991	1992-2001	2002-2009
<b>Fadougou</b>	1950- 1956	1957-1963	1964-1970	1971-1977	1978-1984	1985-1991	1992-1999
<b>Diebougou</b>	1963- 1967	1968-1973	1974-1979	1980-1986	1987-1992	1993-2000	2001-2005

- ii- For each catchment and each calibration period, rainfall runoff model parameters are calibrated, yielding seven sets of parameters corresponding to the seven calibration periods.
- iii- The seven parameter sets are used to simulate discharge over the whole record periods, yielding seven simulated discharge time series. The scheme of this step is presented in Figure IV-1. Annual maximum sampling is applied to each of simulated flow and the sample obtained is used to calculate the ten year return period flood with a Gumbel distribution.

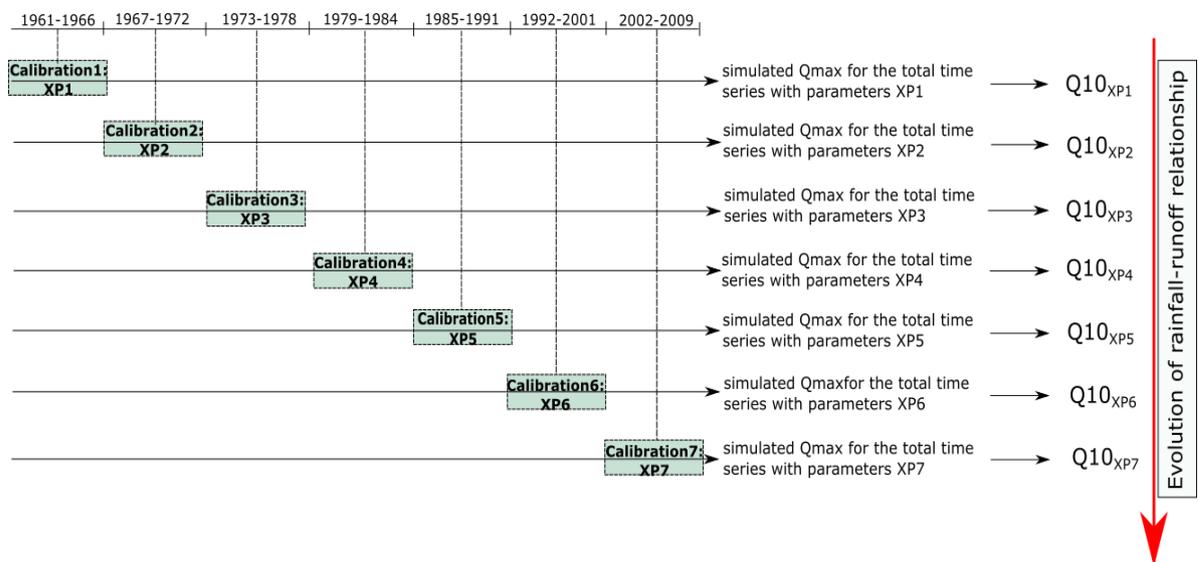


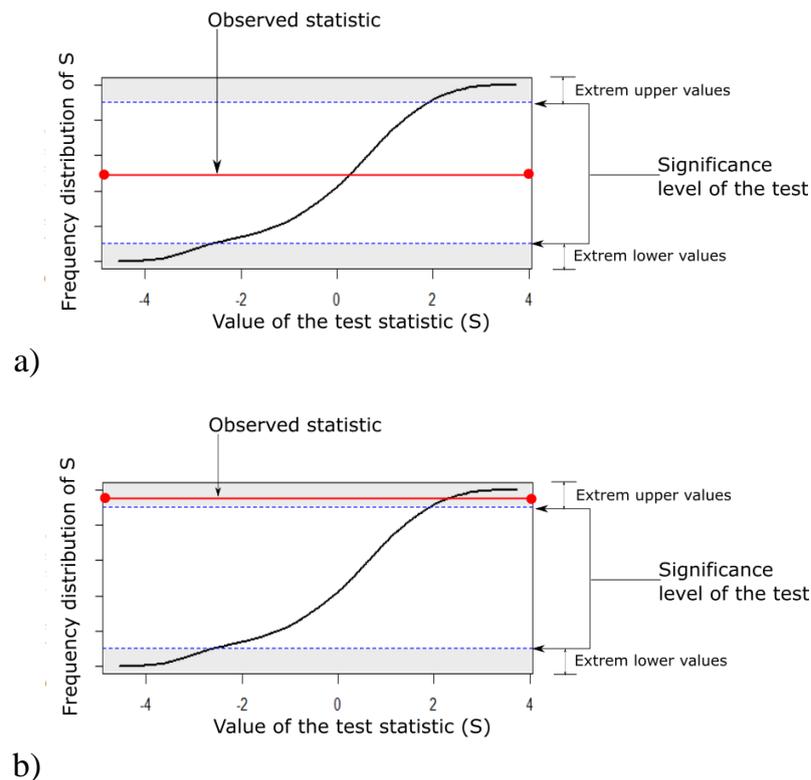
Figure VI-1 : Cross simulation process case of sub periods of Kakassi. Calibration is made on each sub period, and the parameters are used to simulate watershed flow separately. All the simulation use the same precipitation time series.

- 4. Andréassian et al. (2003) suggest to compute a statistic (S) based on the permutation of the vector of simulated characteristics of the discharge time series. In our case, the ten\_year return period discharge estimate (Q10) is used and the S statistics is computed as :

$$S = \sum_{i=1}^n [\sum_{j=1}^{i-1} [Q10_i - Q10_j]] + \sum_{j=i+1}^n [Q10_j - Q10_i] \quad (1)$$

Where  $Q10_i$  and  $Q10_j$  are the arrays of the Q10 vector found in the  $i$ th and the  $j$ th rank of the permuted vector. The null hypothesis ( $H_0$ ) of this test is that there is no

trend in the time series of target variable (Q10 in our case) obtained by simulating the original data with different sets of model parameters. The decision whether this hypothesis is rejected or not depends on the relative position of the observed statistic (the statistic of the first ranking of the simulated ten years return period flood (Q10)) within the distribution of the values of  $S$  computed after each of the permutations. A total of  $7!$  Permutations are realized, 7 being the number of sub periods of the time series). If the observed statistic is located in the tails of the distribution, the null hypothesis is rejected and we conclude that a trend might exist (Andréassian et al. 2003). The direction of the trend is determined giving the position side of the observed statistic. If the observed statistic is located in the upper extrem value side, we conclude that we have an increasing trend, in the contrary, if the observed statistic is within the extrem lower.



**Figure VI-2 : Possibilities for the relative position of the observed statistic within the distribution obtained by permutation. (a) The observed statistic is somewhere in the middle of the distribution; we conclude that there is no evidence of a trend. (b) The observed statistic is larger or smaller than almost all the values of the distribution; we conclude that a trend is present.**

The cross correlation method presented here before allows to define different parameters of the model, corresponding to different states of soil saturation for the watersheds. The simulations realized with the calibrated parameters represent the response of watersheds for different states of soil saturation. The Q10 obtained according to figure VI-1 can be compared since they are simulated with the same precipitation input. Thus, in the case which a trend is detected in the Q10 serie, this will reflect the trend of model parameters which are influenced by the environmental pattern of watersheds, since the precipitation input does not change.

With the permutation test implemented here it is possible to assess the significance of the change implied the parameters of the cross simulation through the values of Q10. If the test is significant, an increasing respectively decreasing) trend implies that the environmental evolution of the watershed has an impact on flows. However, this does not give details about which of the environmental variable is driving the process of change. impact of environmental evolution.

### **3.2. Hydrological model and optimization criterion.**

#### **a) The rainfall-runoff model**

The rainfall-runoff model used for this study is a modified version of the IHACRES model (Croke and Jakeman, 2008). The modified version has six free parameters instead of the seven free parameters of the original structure (Figure VI-3). The original version takes temperature, rainfall and runoff as input, but the modified version allows using potential evaporation (PE) instead of temperature (Perrin, 2000). A non-linear loss module converts rainfall into net rainfall (the proportion of rainfall that eventually reaches the outlet of the catchment) and a linear module which transfers net rainfall to stream discharge. According to Croke and Jakeman (2008) the inclusion of a range of non-linear loss modules within IHACRES increases its flexibility in being used to assess the effects of climate and land use change.

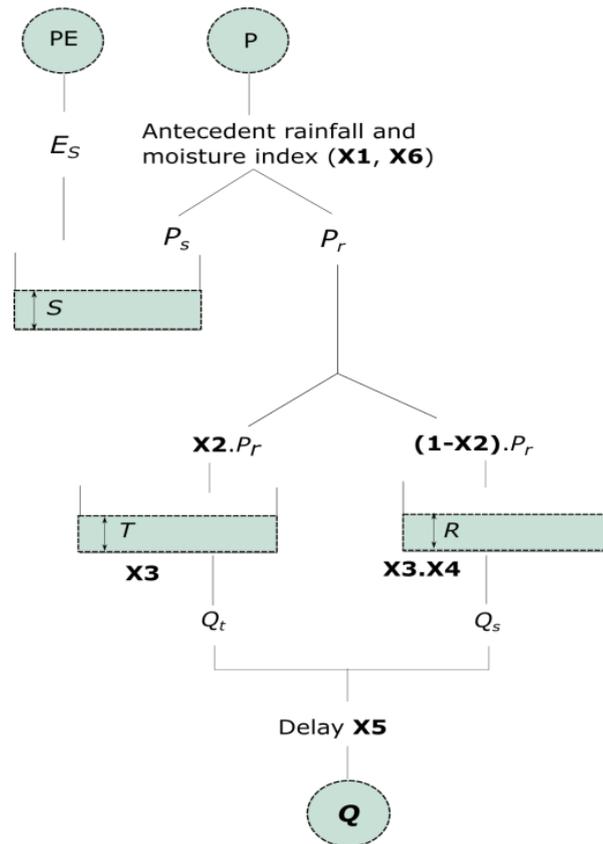


Figure VI-3 : Conceptual scheme of the IHACRES rainfall-runoff model (Oudin L. ; 2004)

### b) Objective functions

Let's recall that the target variable identified for this study is the ten year return period flood. The capacity of the test to detect change in the rainfall-runoff relationship is highly dependent on the efficiency of the rainfall-runoff model used to simulate the target variable. This confronts the problem of which objective function to use in order to correctly calibrate rainfall-runoff on high flows (Dezetter et al., 2008). In this paper we compare the use of the traditional Nash-Sutcliffe criterion as the objective function, with one approach allowing a good trade-off between the day-to-day performance of the model and an adequation of the rank ordered intensity of observed and simulated discharges (Eq. 3).

- The first objective function, Nash-Sutcliffe is defined following the equation (2).

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_{o,i} - Q_{m,i})^2}{\sum_i (Q_{o,i} - \bar{Q}_o)^2} \quad (2)$$

Were  $Q_o$  is the observed flow and  $Q_m$ . the modelled flow of the day  $i$ . The Nash-Suutcliffe allows having a assessment of the global simulation of discharges in the time series, but some authors argue that it gives a heavy

- The second objective function that will be named C-Nash (composite Nash) in this study is derived from Paquet et al. (2013) and Valent et al. (2014), and is represented by the equation (3).

$$C_{NS} = a. NS(Q_T) + b. NS(Q_R) \quad (3)$$

In this function,  $NS(Q_T)$  is Nash-Sutcliffe criterion calculated for time ordered flows and  $NS(Q_R)$  is Nash-Sutcliffe criteria calculated for the fits of the observed and modelled empirical CDF of the daily flows (rank ordered flows).  $a$  and  $b$  are weights which give the balance between the time and rank ordered with respective values taken as **0.3** and **0.7** in this case. Both objective functions are used for the calibration of the model parameters in order to compare and analyse the sensitivity of the test to the choices made in the modelling process.

### 3.3. Uncertainties in the test of rainfall-runoff relationship evolution

The use of modelling outputs to analyse the trends in rainfall runoff relationship requires to take in account uncertainties in order to guarantee the reliability of the results (Andréassian et al., 2007; Hall et al., 2007). The question is to determine to what extent the modelling errors influence the results of the statistical test. To this aim, we quantify the relative errors that occur either by the rainfall-runoff modelling, or in the flood extrapolation when computing the ten years return period flood.

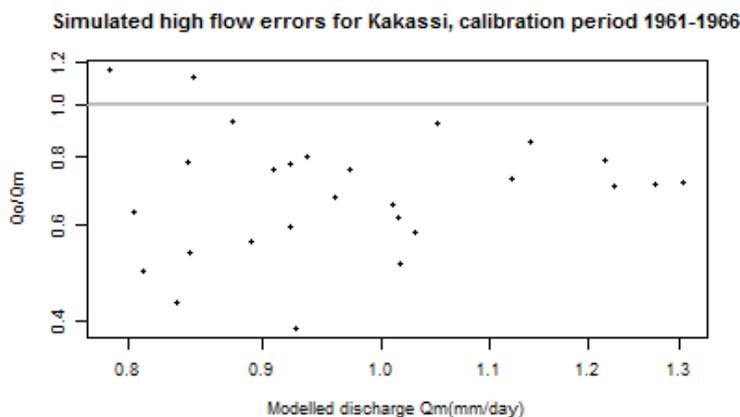
#### a) Taking into account uncertainties of rainfall-runoff modelling

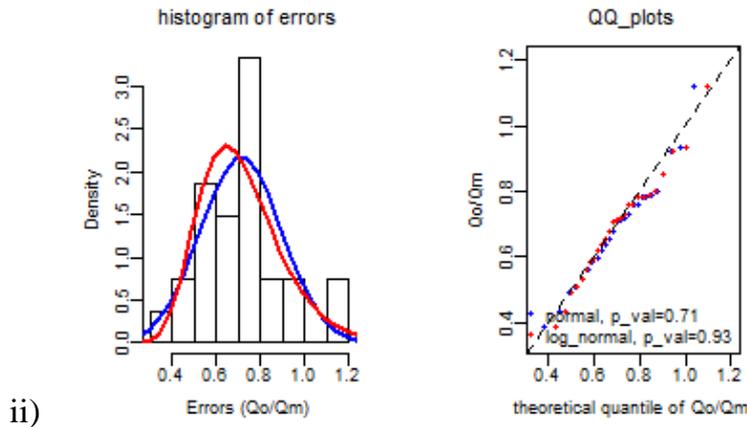
Andréassian et al. (2007) implemented an empirical approach to judge the uncertainties introduced by the hydrological models. In this method, relative error of the model are computed from the equation 4.

$$\varepsilon = Q_o/Q_m \quad (4)$$

Readers should refer to the studies of Andréassian et al. (2007) and Bourgin et al. (2015) for more information about this method. The relative errors are computed according to the modeling time step, and are grouped based on the magnitude of the simulated discharge. Since the groups are based on the quantile of the simulated discharges, it is then possible to focus on a particular group. In our study, we analyzed the errors of the hydrological model for flow exceeding the 95th percentile of the empirical distribution. This choice was made since we focus on the flood events and the 95th percentile allows getting a number of error estimates that is large enough to fit a distribution on these errors.

For each calibration period, the maximum simulations are summarized on a log-log plot, with modelled flows  $Q_m$  on the x-axis and the relative model error  $\varepsilon = Q_o/Q_m$  on the y-axis. Figure 4.a shows the scatter of simulation uncertainties of high flows, and then the normal and Log-normal distribution are fitted to the relative errors estimates.





ii) **Figure VI-4 : Determination of the distribution law of the relative errors of modelling. Plot of the relative errors plot against the simulated flow i) ; and test of kolmogorov smirov on two distribution laws, the normal law (in blue) and the log-normal law (in red).**

The best fitted distribution according to the the Kolmogorov statistic value (Figure VI-4) is used to generate a sample of errors  $\epsilon_r$  that are then applied on the simulated discharge values:

$$Q_{\max|\text{mod}} = Q_{\max|\text{sim}} * \epsilon_r \quad (5)$$

The new series of maximum flows in which errors of the model have been introduced are then used to calculate the target variable of the non permutation test. This step allows assess the impact of model uncertainties on the trend detection.

**b) Taking into account the uncertainties of the Gumbel fitting law to determine Q10**

The estimation of the 10-year return period discharge might be uncertain, even if the length of the time series is larger than 40 years for each catchment. The Gumbel law was fitted to the simulated annual maximum discharge using the moment method. To take into account the uncertainties related to the Gumbel law fitting, we carried out random samples of ten years return period flood for each sub period of study. For each of the seven annual maximum time series, we determine the theoretical posterior distribution of  $Q_{10}$  and sampled one value in this normal distribution.

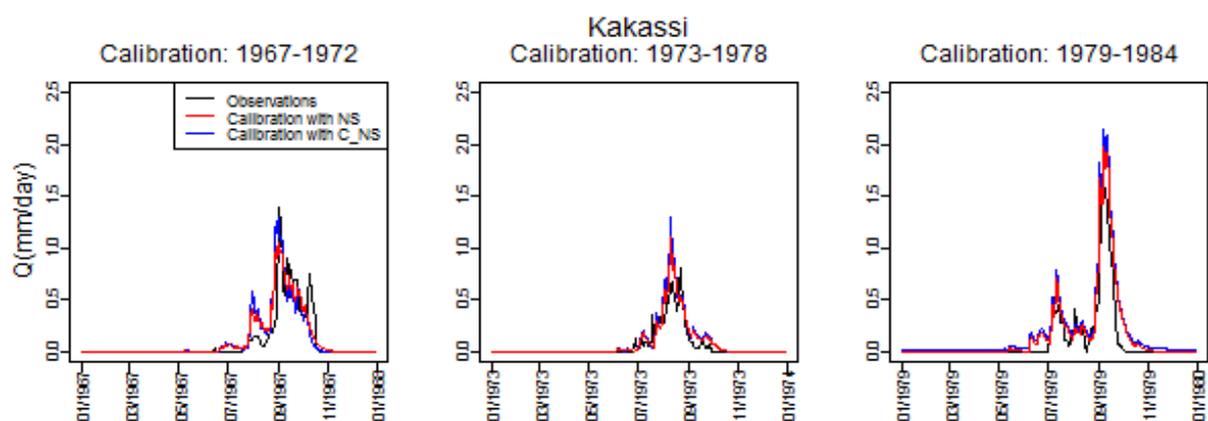
The influence of uncertainty of the ten year return period flood value on the permutation test is then assessed by using the sampled Q10 series rather than the mean value given by the Gumbel law.

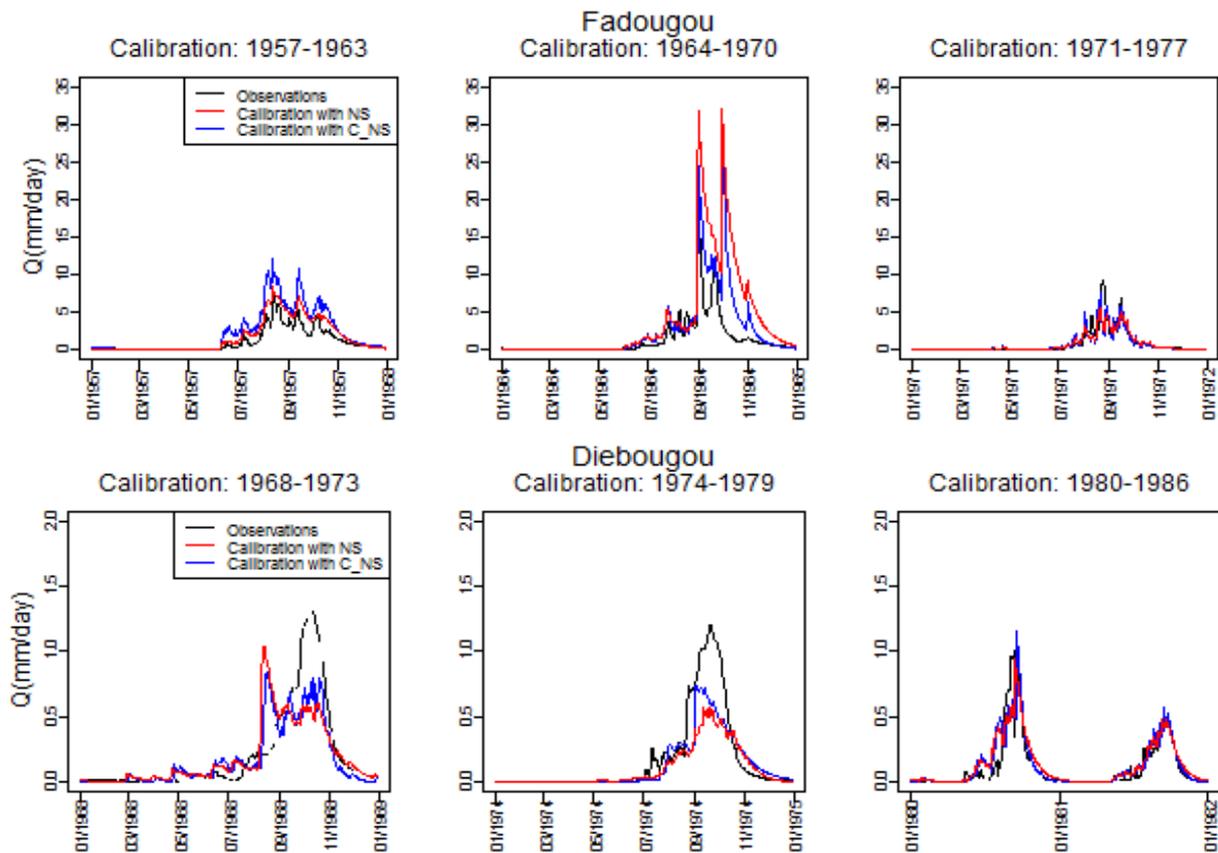
## 4. Results

The Results section is structured as follows. First, we assess the calibration efficiency of the model on the seven sub periods on each catchment and we compare the use of the two objective functions used in this study. Second, we present the results of the permutation with and without taking into account modelling uncertainties.

### 5.1 Comparison of the performance of the two objective functions used

Figure VI-5 provides examples of hydrographs of observed and simulated flows using the two objective functions tested in this paper. Note that each hydrograph plotted corresponds to calibration runs, i.e. the year represented was part of the calibration period. There is few differences between the simulation with the usual NS and the simulations with C\_NS. However, in some cases the NS seems to underestimate daily flow more than the C\_NS. Besides, the capacity of the model to reproduce maximum flows varies from one catchment to another and from one period to another. In some case (as the on of the calibration for the period 1968-1973 on the catchment of Bougouriba at Diebouyou) the maximum discharge is not reached. These few examples illustrate the relative errors of the model in the simulation of flow.





**Figure VI-5: Comparison of observed and simulated interannual flow regimes within the calibration period for the Dargol catchments at Kakassi (i) the Faleme catchment at Fadougou (ii) and the Bougouriba catchment at Diebouougou (iii). The model is IHAC performed with two objective functions, the red lines present simulation with NASH and the blue lines represent the simulation with C\_NASH.**

To give synthetic information on the ability of the objective functions to provide satisfactory hydrographs, figure VI-6 presents the empirical cumulative frequency of NS and C\_NS criteria obtained for the 21 calibrations (seven calibrations are performed for each catchment).

For the three catchments involved in this study, we computed the relative error on high flows following the methodology of the section III.3.a) with the two objective functions.

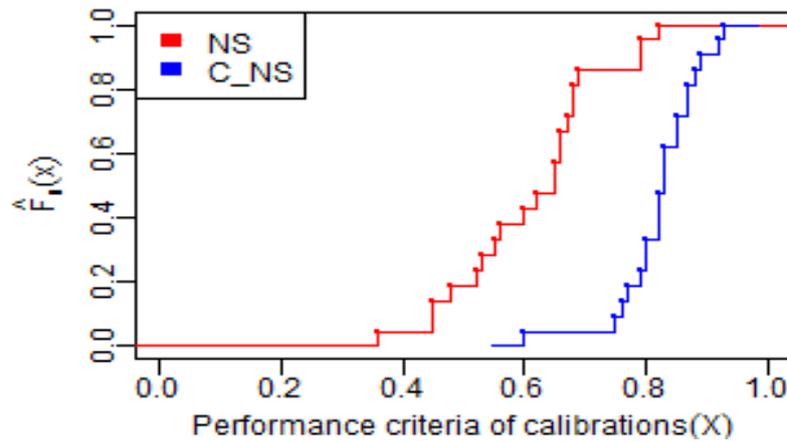


Figure VI-6 : Empirical Cumulative Distribution Frequency of the NASH and the C\_NASH values for the 21 calibrations performed with the IHAC model over the three catchments time series.

Figure VI-7 presents for each point the relative errors made by the model. According to the results presented in figure VI-7, the model generally overestimates high flows for the dargol at Kakassi and for the Faleme at Fadougou, whatever the objective function used. Conversely, in the case of Diebouyou, there model is less biased when calibrated with C\_NS, compared to NS. The average error with C\_NS is low, and the ratio between the observed and the simulated flow is close to unity while the average error using NS is higher and with this objective function, the model underestimates high flows. The average relative errors when using the two objective functions are very close for Kakassi and Fadougou. Furthermore, with the time serie of Diebouyou, C\_NS performs better than the NS criterion. In the next steps of the analysis, the two objective functions are used simultaneously to assessed their influence on the trend detection with the permutation test.

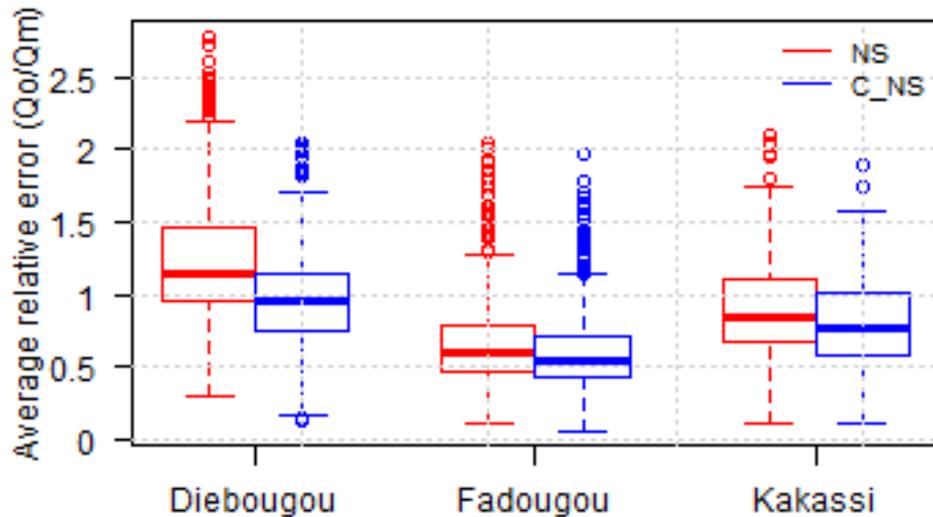


Figure VI-7: Comparison of relative errors on high flows, this are the correspondant observed flows for which simulations are higher than the 95 percentile of the empirical CDF within the calibration period, the grey line correspond to a relative error equal to 1, meaning that the observed and the simulated flows are equals.

## 5.2 Results of the permutation test on simulated 10-year flow values

The results presented in this section concern the impact of several uncertainties on the result of the statistical test of permutation. These results are synthesised by a table with three rows representing the three catchments studied and three columns. The first column shows the results of the permutation test performed on the  $Q_{10}$  of the simulated flows, without considering uncertainties. The second column presents the results of the test with  $Q_{10}$  values randomly drawn from the normal distribution of  $Q_{10}$ , i.e. by considering uncertainties related to the Gumbel fitting. The third column presents the results of the test performed on the  $Q_{10}$  of the simulated flows on which an error coefficient is applied in order to take into account modelling uncertainties estimated on the calibration period. For each configuration, the results are presented as exemplified in Figure VI-2: the observed S statistic is compared to the distribution of S obtained after all possible permutations..

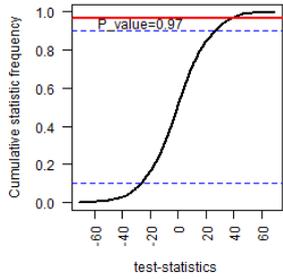
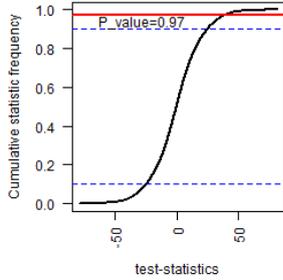
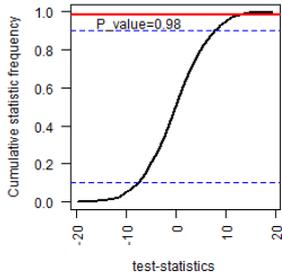
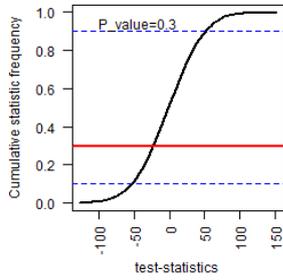
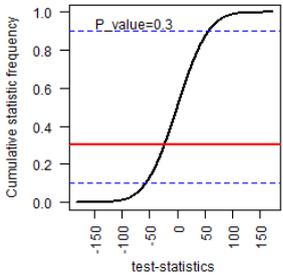
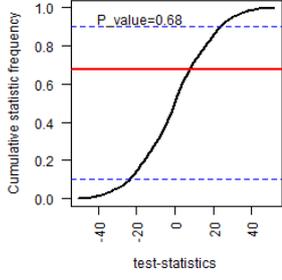
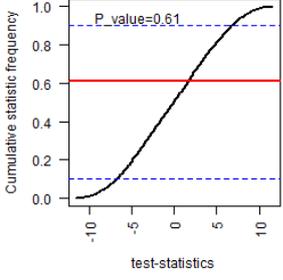
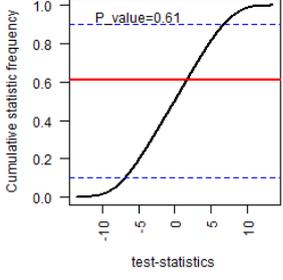
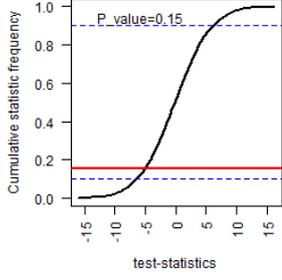
Table VI-4 presents the results obtained with NS as objective function used for calibration, the observed statistic test for Kakassi is located in the upper tail of the S-distribution, regardless of the type of sampling realized. For Fadougou, the observed statistic is always located within the middle of the distribution. For Diebouougou, the observed statistic is also located within the middle of the distribution, but it is very close to the lower tail of the distribution when considering the case of  $Q_{10}$  considering

modelling uncertainties (third column). Similar results are obtained with with C\_NS as the objective function for calibrating the model, meaning that the results are relatively independent to the choice of the objective function

For both objective function and even when considering uncertainties, the  $Q_{10}$  series of Kakassi present a significant increasing trend. This evolution of  $Q_{10}$  highlights an evolution of the calibrated model parameters, and suggest a significant trend in the rainfall runoff relationship of this catchment. Land-use changes and land clearing have been significant these last decades in West Africa, particularly in the Sahel region. In this area, climatic and demographic factors have led to a rise in cropped areas in recent decades causing strong changes in the water cycle and in river regimes (Amogu et al., 2015). As Sahelian catchment, the Dargol have experience this change characterized by an increase of runoff since 1987 (Mamadou et al., 2015). The permutation test has been able to identify this behavior as a consequence of a change in rainfall-runoff relationship, regardless of the method employed to take into account uncertainties. This highlight the robustness of the trend detectedest of permutation to detect gradual changes in the behavior of watershed as stated by Kouassi et al. (2012).

In the case of the sudanian catchments Faleme at Fadougou, the stationarity test showed a break in the time series whithin the period 1950-1999. However, the results of the permutation test does not allow us to determine wether this significant change is attributable to a change in the rainfall-runoff relationship or a change of climatic forcings. Note that for this catchment, the multiple experiments on model uncertainties and objective functions provide important differences in terms of the S-statistic. The position of the observed statistic test is opposite when modelling uncertainties are taken into account for deriving  $Q_{10}$  values. When C\_NS is used as objective function, the observed statistics are more in agreements with each other. Similar observations are made for Diebougou.

**Table VI-3 : Results of the permutation test with the simulated series using IHAC model and NS as objective function. 5040 (7!) permutations have been made in each case.**

	Permutation test performed on the Q10 series alone.	Permutation test performed on the Q10 series sampled in the normal distribution.	Permutation test performed on the biased Q10 series with the model uncertainties.
Kakassi			
Fadougou			
Diebougou			

**Table VI-4 : Results of the permutation test with the simulated series using IHAC model and C\_NS as objective function. 5040 (7!) permutations have been made in each case.**

	Permutation test performed on the Q10 series alone	Permutation test performed on the Q10 series sampled in the normal distribution.	Permutation test performed on the biased Q10 series with the model uncertainties
Kakassi			
Fadougou			
Diebouougou			

For the sudanian catchments, only few studies focused on explaining the changes of the watershed of this region, and none of them could conclude about what is the impact of land use change on runoff (Descroix et al., 2009a; Mahé et al., 2013). The main hypothesis that is used to explain the decrease of discharge in this region is the decrease of rainfall which led to a long-lasting reduction of baseflow, causing a dramatic decrease of runoff. Yet, this region has also experienced an increase of cultivated areas (Mahé et al., 2013). Giving this, we can conclude that in the case studied of Fadougou, the reduction of maximum discharge is closely related to climate deterioration and that there is no significant change in rainfall runoff relationship. In the case of Fadougou, the average relative errors computed (figure

VI.7) allows us to place more confidence in the C\_NS objective function, since the average relative error is very close to one. But, it is still difficult to give a clear conclusion about the fact that a pronounced trend appear in the case of biased Q10. This could well spell a likely change of the behavior of this catchment, in this case, it is possible that the the cultivation of the soil has lead rather in increasing the permeability of the soil for this catchment, it will be useful to have more studies in this region in order to improve knowlegde of the impact of land use changes for sudanian catchments.

## **1. Conclusion**

The test performed in this study have proved to be robust in the detection of change in watershed behavior. Three cases of change have been analyzed, with taking into account the relative sources of errors. The conclusion assert the assumption that increasing runoff for a Sahelian cathment is an impact of environmental change rather than climatic changes, and also that for a sudanian catchment, decreasing discharge is an effect of the climatic deterioration. However, in this region it will be important to investigate more about the impact of land use change in the rainfall-runoff relationship.

## REFERENCES

Aich, V., Koné, B., Hattermann, F.F., Müller, E.N., 2014. Floods in the Niger basin – analysis and attribution. *Nat Hazards Earth Syst Sci Discuss* 2, 5171–5212. doi:10.5194/nhessd-2-5171-2014.

Amogu, O., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Malam Abdou, M., Panthou, G., Rajot, J.-L., Souley Yéro, K., Boubkraoui, S., Lapetite, J.-M., Dessay, N., Zin, I., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Faran Maïga, O., Gautier, E., Mamadou, I., Descroix, L., 2015. Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol. Sci. J.* 60, 78–95. doi:10.1080/02626667.2014.885654.

Andréassian, V., Lerat, J., Loumagne, C., Mathevet, T., Michel, C., Oudin, L., Perrin, C., 2007. What is really undermining hydrologic science today? *Hydrol. Process.* 21, 2819–2822. doi:10.1002/hyp.6854.

Andréassian, V., Parent, E., Michel, C., 2003. A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resour. Res.* 39, 1252. doi:10.1029/2003WR00208.

Bourgin, F., Andréassian, V., Perrin, C., Oudin, L., 2015. Transferring global uncertainty estimates from gauged to ungauged catchments. *Hydrol Earth Syst Sci* 19, 2535–2546. doi:10.5194/hess-19-2535-2015.

Perrin C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative (ANNEXES). Institut National Polytechnique de Grenoble.

Croke, B.F.W., Jakeman, A.J., 2008. Use of the IHACRES rainfall-runoff model in arid and semi arid regions. *Hydrol. Model. Arid Semi-Arid Areas* 41–48.

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *J. Hydrol.* 375, 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

Descroix, L., Moussa, I.B., Pierre Genthon, Daniel Sighomnou, Gil Mahe, Ibrahim Mamadou, Jean Pierre Vandervaere, Emmanuèle Gautier, Oumarou Faran Maiga, Jean-Louis Rajot, Moussa Malam Abdou, Nadine Dessay, Aghali Ingatan, Ibrahim Noma, Kadidiatou souley Yéro, Harouna Karambiri, Rasmus Fensholt, Jean Albergel, Jean Claude Olivry, 2013. Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity: The Sahelian Paradox. INTECH. doi:10.5772/54536.

Dezetter, A., Girard, S., Paturel, J.E., Mahé, G., Ardoin-Bardin, S., Servat, E., 2008. Simulation of runoff in West Africa: Is there a single data-model combination that produces the best simulation results? *J. Hydrol.* 354, 203–212. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.03.014.

Hall, J., O'Connell, E., Ewen, J., 2007. On not undermining the science: coherence, validation and expertise. Discussion of Invited Commentary by Keith Beven *Hydrological Processes*, 20, 3141–3146 (2006). *Hydrol. Process.* 21, 985–988. doi:10.1002/hyp.6639.

Kouassi, A.M., Bi, T.M.N., Kouamé, K.F., Kouamé, K.A., Okaingni, J.-C., Biemi, J., 2012. Application de la méthode des simulations croisées à l'analyse de tendances dans la relation pluie-débit à partir du modèle GR2M : cas du bassin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus Geosci.* 344, 288–296. doi:10.1016/j.crte.2012.02.003.

Mahé, G., Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J.E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., Khomsi, K., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: How Climate and Human changes impacted river regimes in africa. *Hydrol. Process.* 27, 2105–2114. doi:10.1002/hyp.9813.

Mamadou, I., Gautier, E., Descroix, L., Noma, I., Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Genthon, P., Amogu, O., Malam Abdou, M., Vandervaere, J.-P., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *CATENA* 131, 130–139. doi:10.1016/j.catena.2015.03.017.

Nascimento, N., 1995. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant.* Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris, Paris.

Niel, H., Paturel, J.-E., Servat, E., 2003. Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *J. Hydrol.* 278, 213–230. doi:10.1016/S0022-1694(03)00158-6.

Nka, B.N., Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J.E., Ribstein, P., 2015. Trends in West African floods: a comparative analysis with rainfall and vegetation indices. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 12, 5083–5121. doi:10.5194/hessd-12-5083-2015.

Paquet, E., Garavaglia, F., Garçon, R., Gailhard, J., 2013. The SCHADEX method: A semi-continuous rainfall–runoff simulation for extreme flood estimation. *J. Hydrol.* 495, 23–37. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.04.045.

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. *Hydrol. Sci. J.* 48, 125–137. doi:10.1623/hysj.48.1.125.43479.

Paturel, J.E., Servat, E., Delattre, M.O., Lubes-Niel, H., 1998. Analysis of rainfall long series in non-Sahelian West and Central Africa within a context of climate variability. *Hydrol. Sci. J.* 43, 937–946. doi:10.1080/02626669809492188.

Paturel, J., Servat, E., Kouame, B., Boyer, J.F., Lubes, H., Masson, J.M., 1995. Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de la Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. *Sci. Chang. Planétaires* Sécheresse 6, 95–102.

Pettitt, A.N., 1979. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *J. R. Stat. Soc. Ser. C Appl. Stat.* 28, 126–135. doi:10.2307/2346729.

Renard, B., 2006. *Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France.* Institut Nationale Polytechnique de Grenoble, Grenoble.

Servat, E., Paturel, J.-E., Kouame, B., Travaglio, M., Ouedraogo, M., Boyer, J.-F., Lubes-Niel, H., Fritsch, J.-M., Masson, J.-M., Marieu, B., 1998. Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. IAHS Publ. 323–338.

Servat, É., Paturel, J.E., Lubes-Niel, H., Kouame, B., Travaglio, M., Marieu, B., 1997. De la diminution des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale. Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci. 325, 679–682.

Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Bouzou, M.I., Gautier, E., Ibrahim, M., Vandervaere, J.P., Tanimoun, B., Bréhima, I., Rajot, J.-L., Oumarou Malam, I., Moussa Malam, A., Dessay, N., Delaitre, E., Faran Maiga, O., Arona, D., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., KARAMBIRI, H., Paturel, J.E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe. secheresse 1–11. doi:10.1684/sec.2013.0370.

Valent, P., Szolgay, J., Výteta, R., 2014. Alternative Approaches to a Calibration of Rainfall- Runoff Models for a Flood Frequency Analysis. Acta Silv. Lignaria Hung. 10. doi:10.2478/aslh-2014-0012.



## **Chapitre VII. IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA CRUE DECENNALE DES BASSINS VERSANTS DU BURKINA FASO.**

---

L'utilisation des scénarios climatiques pour l'étude d'impact sur le cycle hydrologique des cours d'eau s'est largement accrue au courant des dernières décennies, avec la diversification des modèles permettant de simuler le climat futur sous divers scénarios d'émission de gaz à effet de serre (Akhtar et al., 2009; Ardoin B. et al., 2009; Ducharne et al., 2009; van Pelt et al., 2009; Bauwens et al., 2013; Hagemann et al., 2013; Jiang et al., 2014).

Les études ayant trait à cette problématique s'appuient sur des données climatiques simulées à des horizons futures. La modélisation du climat permet d'avoir des séries de pluie et de température futures, qui sont ensuite utilisées pour forcer les modèles hydrologiques préalablement calés sur une période observée (ou période historique) et transformées en débits. Les simulations hydrologiques obtenues permettent d'étudier l'évolution de différentes variables du régime des cours d'eau aux horizons fixés. Dans le cas de l'étude de l'impact du changement climatique sur les crues, on s'intéressera plus particulièrement aux débits maximaux annuels.

Dans ce Chapitre, nous menons un exercice dans lequel des scénarios climatiques sont utilisés pour évaluer l'évolution des crues aux horizons 2020, 2050 et 2080. Pour cela, nous utilisons des sorties de modèles climatiques régionaux du programme

CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment) couplées au modèle de simulation hydrologique IHAC. La première partie de ce chapitre a donc pour but de présenter les scénarios climatiques du programme CORDEX. En deuxième partie, nous présentons une comparaison entre les sorties des forçages climatiques effectués au cours du programme CORDEX et les observations. Et en troisième partie, nous présentons les résultats des simulations hydrologiques effectuées à l'aide du modèle IHAC.

## **I. PRESENTATION DES SCENARIOS CLIMATIQUES DU PROJET UTILISES.**

### **I.1. Pourquoi utiliser des modèles climatiques régionaux ?**

Dans la région ouest africaine, les scénarios climatiques ont souvent été réalisés à l'aide de modèles climatiques globaux (MCG) ( Hulme et al., 2001; Ardoin et al., 2009; Ibrahim, 2012). Cependant, dans la conception de ces modèles ne permet de décrire le climat global qu'à une échelle synoptique très grossière. Les sorties des MCGs sont généralement discrétisées sur des mailles de l'ordre de 200km par 300km ( Meehl, et al., 2007, Brigode, 2013) et présentent une bonne cohérence lorsqu'il s'agit de représenter les structures spatiales de température et de précipitations des grands fleuves. De telles résolutions spatiales ne permettent donc pas de prendre en compte certains facteurs physiques qui gouvernent les réponses climatiques (hétérogénéité spatiale de la végétation, complexité de la topographie) à des échelles réduites telles que celles des bassins versants utilisées dans ce travail (entre le millier et le dix millier de kilomètres carrés).

Si l'on veut produire des scénarios hydrologiques utilisables pour des stratégies d'adaptation régionales, nationales ou locales, on est obligé de travailler à des échelles plus fines, et l'utilisation des MCGs devient peu crédible. C'est pourquoi les Modèles Climatiques Régionaux (MCR) sont utilisés pour désagréger statistiquement et/ou dynamiquement les MGCs afin de produire des scénarios climatiques plus fiables (Paeth et al., 2011).

### **I.2. Les sorties du programme CORDEX**

Le programme CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment) a été mis en place afin de produire des scénarios climatiques fiables à des fins d'étude d'impact sur la plupart des terres émergées en utilisant des Modèles Climatiques Régionaux (MCRs) « *de dernière génération* ». Un des objectifs de ce programme est de comprendre et analyser les incertitudes qui pèsent sur le climat futur (Giorgi et al., 2009; Nikulin et al., 2012).

Le programme CORDEX utilise les nouveaux profils représentatifs d'évolutions des concentrations de gaz à effets de serre, d'ozone et de précurseurs des aérosols (**RCP** : *Representative Concentration Pathways*) définis par le GIEC (Giorgi et al., 2009; Mondon et al., 2013). Ces prescriptions valent pour le XXI<sup>ème</sup> siècle et au-delà correspondent à des efforts plus ou moins grands de réduction des émissions de GES au niveau mondial. Cependant les simulations prioritaires faites dans cadre du programme CORDEX ne concernent que deux des RCPs définis, qui sont les scénarios 4.5 et 8.5. Ces scénarios particuliers correspondent aux scénarios B1 et A1B des anciens profils d'évolution des GES (SRES) (Ardoin-Bardin, 2004). Ils représentent respectivement des schémas plus optimistes et peu optimistes de l'évolution du climat pour le 21<sup>ème</sup> siècle.

Les travaux menés dans le cadre du programme CORDEX ont consisté à désagréger des sorties de modèles climatiques globaux avec le modèle régional RCA4 (*Rosby Centre Atmospheric*), du SMHI (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*). Dans notre étude, les désagréments de deux MCGs ont été choisies, et sont présentées au tableau VII-1.

Les données extraites des sorties du programme CORDEX sont des données de pluies, de températures (maximales, minimales et moyennes) et d'humidité relative aux pas de temps journalier et mensuel. Nous n'avons utilisé que les données de pluies et de température journalières. Ces données couvrent la période 1951-2100, et sont simulées selon deux aspects :

- un aspect historique (ou période historique) où les simulations s'étendent de 1951 à 2005, sans prise en compte des scénarios de RCPs. Cette période sert généralement de période de référence pour l'évaluation des sorties des modèles climatiques.
- Un aspect futur où les simulations sont effectuées suivant les deux RCPs 4.5 et 8.5. Les données de la période future s'étendent de 2006 à 2100, et sont donc utilisées pour l'analyse d'impacts des évolutions futures du climat.

**Tableau VII-1:** Liste des sorties climatiques utilisées avec leurs nomenclatures et leurs origines.

Modèles climatique global (MCG) de forçage.		Modèle climatique régional (MCR) de désagrégation (descente d'échelle du MCG)		Scénarios climatiques utilisés RCPs	Nomination des modèles climatiques
Institution	Modèle	Institution	Modèle		
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma)	Canadian Earth System Modelling (CESM2)	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	Rosby Centre Regional and Atmospheric model (RCA4)	4.5 et 8.5	CESM2-RCA4
Centre National de Recherche Météorologiques (CNRM);	Coupled Model (CM5)				CM5-RCA4

### I.3. Extraction des données

Les produits du programme CORDEX sont des données haute résolution fournies sous forme de grilles de  $0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$ , soit à peu près  $50\text{km} \times 50\text{km}$  à la latitude de notre zone d'étude. Ces grilles de données ont été intersectées avec les contours des bassins versants étudiés, ensuite les données extraites sur chaque bassin versants ont été moyennées pour avoir des séries chronologiques moyennes propres aux bassins versants. Nous ne traitons dans ce rapport que les séries de cinq bassins versants situés au Burkina Faso, le Bambassou à Batie, le Noaho à Bittou, le Bougouriba à Diebougou, le Dargol à Kakassi, et le Mouhoun à Samendeni.

## II. ANALYSE VARIABLES HYDROCLIMATIQUES SUR LA PERIODE HISTORIQUE

Cette analyse se structure en deux étapes. La première étape consiste à évaluer les simulations climatiques utilisées sur la période de référence. Cette étape nous a permis de comparer les données climatiques simulées (pluies et ETP) aux observations sur la

période de référence, et de proposer des corrections des simulations climatiques futures en fonction de la période de référence. Ensuite nous comparons les débits simulés par forçage des données climatiques simulées, et par forçage des données climatiques observées. La seconde étape consiste à évaluer l'évolution des variables hydroclimatiques (pluies et débits maximaux) aux horizons futurs par rapport à la période de référence.

### **II.1. Analyse des pluies simulées sur la période de référence**

L'évaluation du signal des modèles climatiques utilisés s'est faite en comparant les variables simulées par les modèles climatiques (MCRs) aux observations disponibles sur les bassins versants. Cette comparaison se base sur un certain nombre d'indices climatiques recommandés par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) (Peterson et al., 2001), présentés au [paragraphe II.2](#) du chapitre III. Il s'agit donc de comparer des séries d'indices de pluies constituées au pas de temps annuel en utilisant d'une part les pluies moyennes observées sur les bassins versants, et d'autre part les pluies simulées par les MCRs et moyennées sur les bassins versants. La période de référence considérée est la période 1970-1999, qui s'étend sur trente années.

**Tableau VII-2: Rappel des indices climatiques utilisés dans cette étude.**

<b>Désignation des indices</b>	<b>Signification</b>	<b>Unités</b>
<b>R5d</b>	Valeur maximale annuelle des séquences de 5 jours consécutifs de pluie	mm
<b>R20</b>	Nombre de jours à fort cumul de pluie ( $R > 20\text{mm/jr}$ )	jr
<b>R95p</b>	Somme des pluies annuelles supérieures au percentile 95 de la période de référence (1970-1999)	mm
<b>Rmax</b>	Pluie journalière maximale annuelle	mm
<b>Rtot</b>	Total pluviométrique annuel	mm

Notons en ce qui concerne l'indice R95p que les valeurs correspondantes au 95<sup>ème</sup> percentile de la période de référence 1970-1999 ont été calculées pour chaque bassin versants et sont notées au tableau VII-3.

**Tableau VII-3 : Valeurs du percentile 95 de la pluie pour chaque bassin versant sur la période de référence 1970-1999.**

Stations	Valeurs journalière du Q <sub>95</sub>
Batie	17.04 mm
Bittou	14.4 mm
Diebougou	14.65 mm
Kakassi	6.84 mm
Samendeni	16.15 mm

Pour chaque indice climatique, les valeurs obtenues sur l'ensemble des bassins versant sont comparées aux valeurs du même indice extrait des séries de pluies observées moyennées sur les bassins versants par la méthode de Thiessen. L'échantillon de bassins versants étant très réduit, nous n'avons pas fait de distinction entre les bassins du Sahel (Dargol à Kakassi) et les bassins de la zone Soudanienne. Le critère de comparaison utilisé est l'erreur relative exprimée en pourcentage. Soient **obs** et **sim** respectivement les valeurs observées et simulées par les modèles climatiques. La formule de l'erreur relative est donnée par l'équation VII-1 :

$$\varepsilon(\%) = \frac{\text{sim}-\text{obs}}{\text{obs}} * 100 \quad \text{(VII-1)}$$

Les erreurs relatives calculées pour l'ensemble des bassins versants sont reportées au tableau VII-4. D'après ce tableau, les MCRs tendent à sous-estimer des indices pluviométriques par rapport aux données observées. Cette sous-estimation est plus élevée avec l'indice R20 qui représente la fréquence annuelle de pluies à fort cumul. Pour cet indice, le modèle CESM2-RCA4 donne une erreur globale de 83% et le modèle CM5-RCA4 donne une erreur globale de 69% par rapport aux observations. Cependant seul le modèle CM5-RCA4 surestime la pluie annuelle de 18%.

**Tableau VII-4 : Erreurs relatives des indices pluviométriques simulées sur l'ensemble des 5 bassins versants étudiés. Les séries utilisées sont les séries brutes des modèles climatiques.**

<b>Indices Pluviométriques</b>	<b>CESM2-RCA4 (séries brutes)</b>	<b>CM5-RCA4 (séries brutes)</b>
<b>R5d</b>	-25%	-5%
<b>R20</b>	-83%	-69%
<b>R95p</b>	-38%	-27%
<b>Rmax</b>	-52%	-11%
<b>Rtot</b>	-7%	+18%

La figure VII-1 synthétise pour chaque indice climatique, les valeurs sur les cinq bassins versants étudiés. Pour chaque bassin versant pris individuellement, les mêmes tendances que celles présentées au tableau VII-4 sont observées. Les indices calculés à partir des pluies observées sont globalement supérieures aux indices calculés à partir des MCRs pour tous les bassins versants, sauf dans le cas de l'indice Rtot où le modèle CM5-RCA4 donne des valeurs supérieures aux observations, en particulier pour les stations de Batié et de Samendeni. On observe également que le modèle CM5-RCA4 sous estime moins les indices que le modèle CESM2-RCA.

Comme les écarts de sous estimation des MCRs sont plus élevés pour les indices concernant les pluies à fort cumul (notamment les indices R20, Rmax et R95) que pour la pluie moyenne annuelle (Rtot), nous en déduisons que les MCRs utilisés ici simulent un très grand nombre de pluies à faible cumul pour compenser le manque de fortes valeurs de pluie journalière enregistré. Cette observation corrobore celles faites dans d'autres études (Frei et al., 2006 ; Ines et hansen, 2006, Ibrahim 2012 ).

Cependant les 2 modèles, en particulier CM5-RCA4, reproduisent assez bien la séquence pluvieuse maximale cumulée sur 5 jours ; si au niveau journalier, les biais sont importants, ils le sont moins sur des périodes plus importantes.

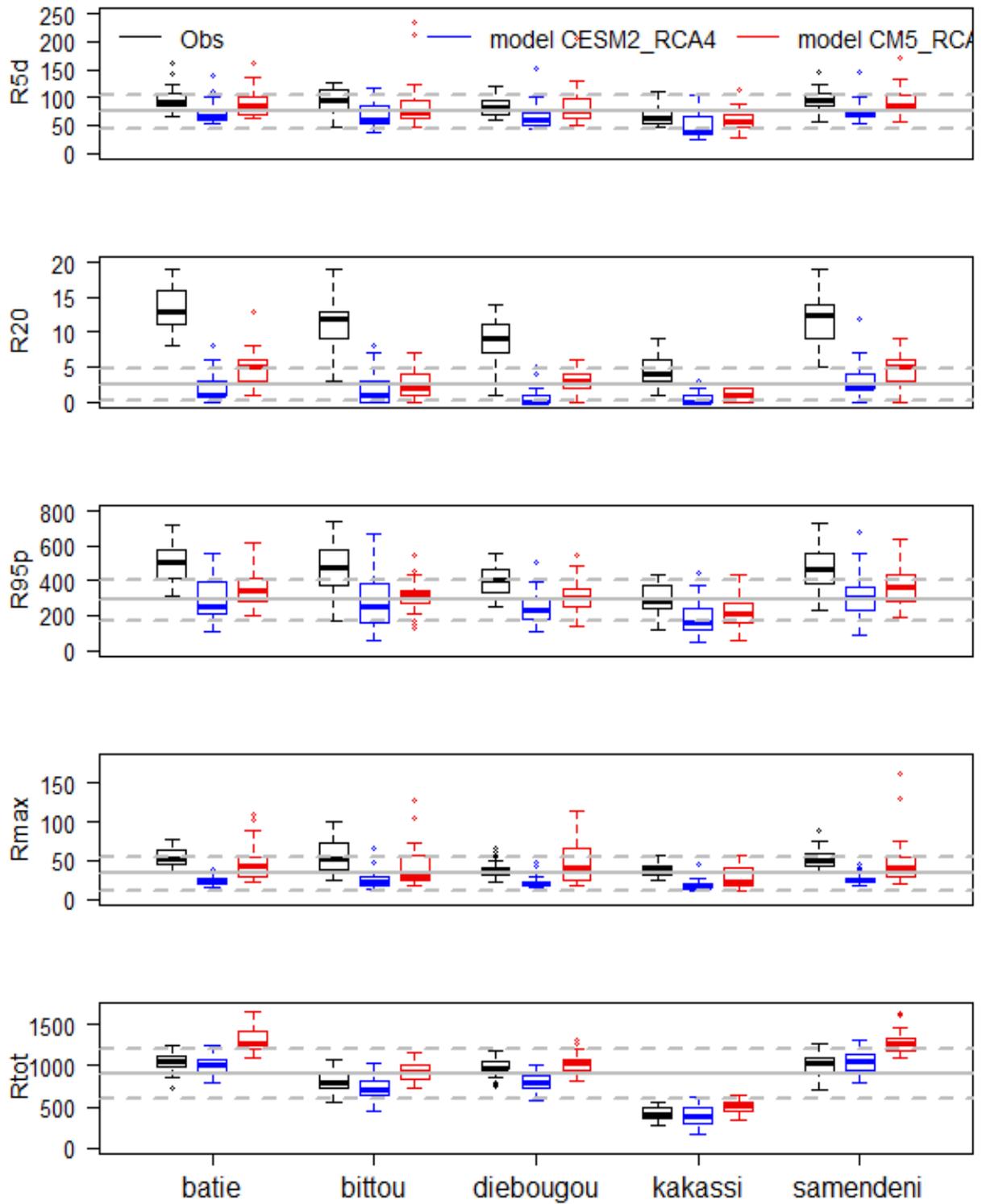


Figure VII-1: Comparaison sur la période de référence (1970-1999) des valeurs moyennes annuelles de cinq caractéristiques pluviométriques entre les observations (noir) et les simulations brutes des modèles CESM2\_RCA4( bleu), CM5\_RCA4 (rouge).

La comparaison effectuée entre les simulations et les observations montre que les deux modèles utilisés ici produisent des biais différents aux échelles journalières et annuelles. Pour Il est donc courant de recourir à des corrections de ces biais afin de rendre la statistique des données simulées similaire à la statistique des données issues des observations. Ce qui permet de utiliser pour des études d'impacts.

**- Correction des biais des pluies journalières issues des MCRs**

Les données de pluies des MCRs été corrigées par la méthode quantile-quantile (Hashino *et al.*, 2006; Déqué, 2007) qui consiste à établir une égalité entre les quantiles observés et les quantiles simulés sur la période référence (cf. figure VII-2.a). Il s'agit spécifiquement de corriger le nombre et les hauteurs des pluies au pas de temps journalier. Afin de garder le régime saisonnier des précipitations sur les bassins versants, nous avons corrigé les pluies simulées pour chaque mois, cette approche consiste à établir pour chaque mois une égalité entre le cumul de pluies observées et le cumul des pluies simulées par les MCRs (Ibrahim 2002).

Sachant que les modèles climatiques produisent un grand nombre de pluies faibles, la correction du nombre de pluies simulées a été faite en diminuant le nombre total de pluies des MCRs ( $N_{jmrc}$ ) d'une valeur  $N_{min}$ .  $N_{min}$  étant la différence entre le nombre de pluies simulées  $N_{jmrc}$  et le nombre de pluies observées  $N_j$ .

$$N_{min} = N_{jmrc} - N_j. \quad \text{(VII-2)}$$

Par ailleurs, toutes les pluies simulées inférieures ou à la valeur de la pluie observée de rang  $N_{min}$  sont considérées comme nulles (cf. figure VII-2.b).

La correction des hauteurs de pluies des MCRs se fait donc pour chaque rang  $k$  de la série de pluie simulée tronquée. Ainsi, pour un quantile donné (rang dans un classement par ordre croissant des pluies journalières), la hauteur de pluie du MCR doit être égale à la hauteur de pluie moyenne observée sur le bassin versant.

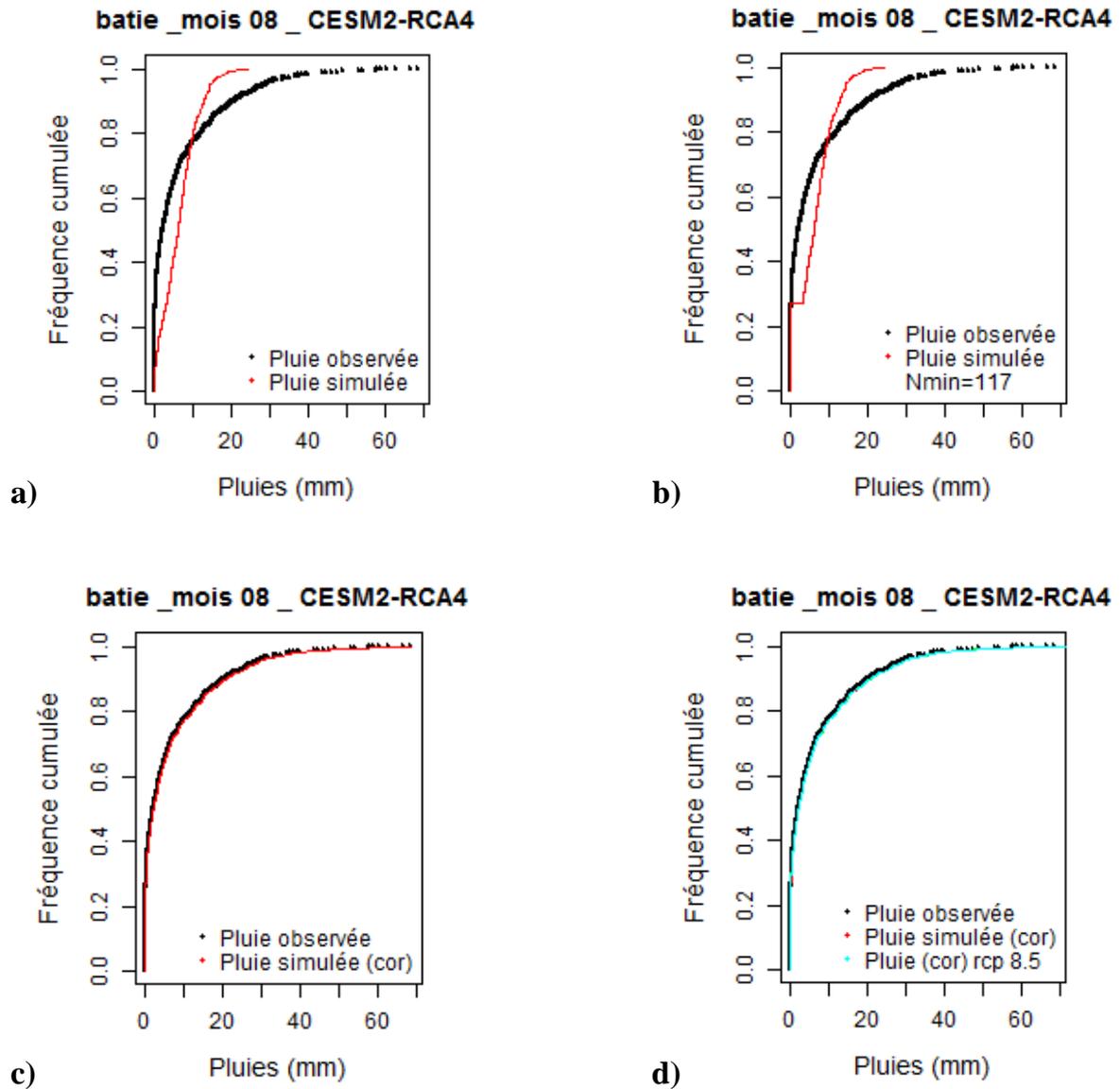


Figure VII-2 : illustration des étapes de correction des pluies de chaque MCR sur la période de référence a), b) et c) et sur la période future d). Cas du MCR CESM2-RCA4 sur le bassin Batié, pour les mois d'Août de chaque année.

Soit  $p_{jmin}$  ce seuil minimum correspondant à la pluie observée au rang  $N_{min}$ . Pour chaque quantile de pluie simulé au-dessus de la hauteur de pluie  $p_{jmin}$ , un facteur de correction est appliqué sur la pluie simulée selon l'équation VII-3.

$$P_{mcr(cor)}^k = P_{mcr(brut)}^k + \Delta_{mcr}^k \quad \text{si} \quad P_{mcr(brut)}^k \geq p_{jmin} \quad (\text{VII-3})$$

Le facteur de correction  $\Delta_{mcr}^k$  sur la période de référence correspond à la différence entre la pluie observée et la pluie simulée de même rang  $k$  (Eq VII-4) :

$$\Delta_{mcr}^k = P_{mcr}^k - P_{mcr(brut)}^k ; \quad k \in [N_{min}; N_{jmrc}] \quad (VII-4)$$

Pour la période future (cf. figure VII-2.d), le seuil minimum  $p_{jmin}$  est conservé, et l'équation VII-3 est appliquée à toute pluie de la période future dont l'intensité est inférieure ou égale l'intensité maximale de la pluie du MCR sur la période de référence ( $P_{max(mcr)}^k$ ). Si dans la période future une pluie du MCR présente une intensité plus forte que l'intensité maximale  $P_{max(mcr)}^k$  sur la période de référence, alors une formule d'ajustement de l'intensité de la pluie simulée est appliquée selon l'équation VII-5.

$$P_{mcr(cor)}^k(\text{futur}) = \frac{P_{mcr(brut)}^k(\text{futur})}{P_{max(mcr)}^k(\text{référence})} * P_{max(cor)}^k(\text{référence}) \quad (VII-5)$$

Les séries corrigées des MCRs sur la période de référence ont été à nouveau comparées aux observations des indices, tel que précédemment. Les erreurs relatives globales recalculées sont présentées au tableau VII-5.

**Tableau VII-5 : Erreurs relatives des indices pluviométriques simulées sur l'ensemble des 5 bassins versants étudiés. Les séries utilisées sont les séries corrigées des modèles climatiques. Le signe (+) indique que les indices de pluies observés sont inférieurs aux indices de pluies simulés, et traduit une tendance du modèle à la surestimation, tandis que le signe (-) traduit une tendance du modèle à la sous-estimation.**

<b>Indices Pluviométriques</b>	<b>CESM2-RCA4 (non corrigé)</b>	<b>CM5-RCA4 (non corrigé)</b>
<b>R5d</b>	+8%	+10%
<b>R20</b>	-15%	-1%
<b>R95p</b>	-7%	-1%
<b>Rmax</b>	-2%	+1%
<b>Rtot</b>	-16%	-2%

La correction des biais effectuée sur les séries pluviométriques de la période de référence a entraîné une réduction générale des écarts de sous-estimation sur les indices pluviométriques reportés au tableau VII-4. De manière particulière, sur l'indice R5d on est passé d'une sous-estimation à une surestimation de l'ordre de 8% avec les pluies du modèle CESM2-RCA4, et de l'ordre de 10% avec les pluies du

modèles CM5-RCA4. Les fortes sous-estimations observées sur les indices R20, R95p et Rmax ont nettement diminuées avec les pluies corrigées des deux modèles climatiques. Par ailleurs, la correction a entraîné une diminution de la pluie totale (Rtot) pour les deux modèles, ce qui rend la pluie la pluie totale simulée par le modèle CESM2-RCA4 encore plus faible, alors que le modèle CM5-RCA4 reproduit mieux cet indice. La figure VII-3 illustre les résultats obtenus pour chaque bassin versant

La correction des données de pluies permet donc de réduire les erreurs de sous-estimations produites lors de la simulation climatique. De ce fait, les données corrigées seront utilisées comme variables d'entrée des modèles hydrologiques dans la suite de cet exercice.

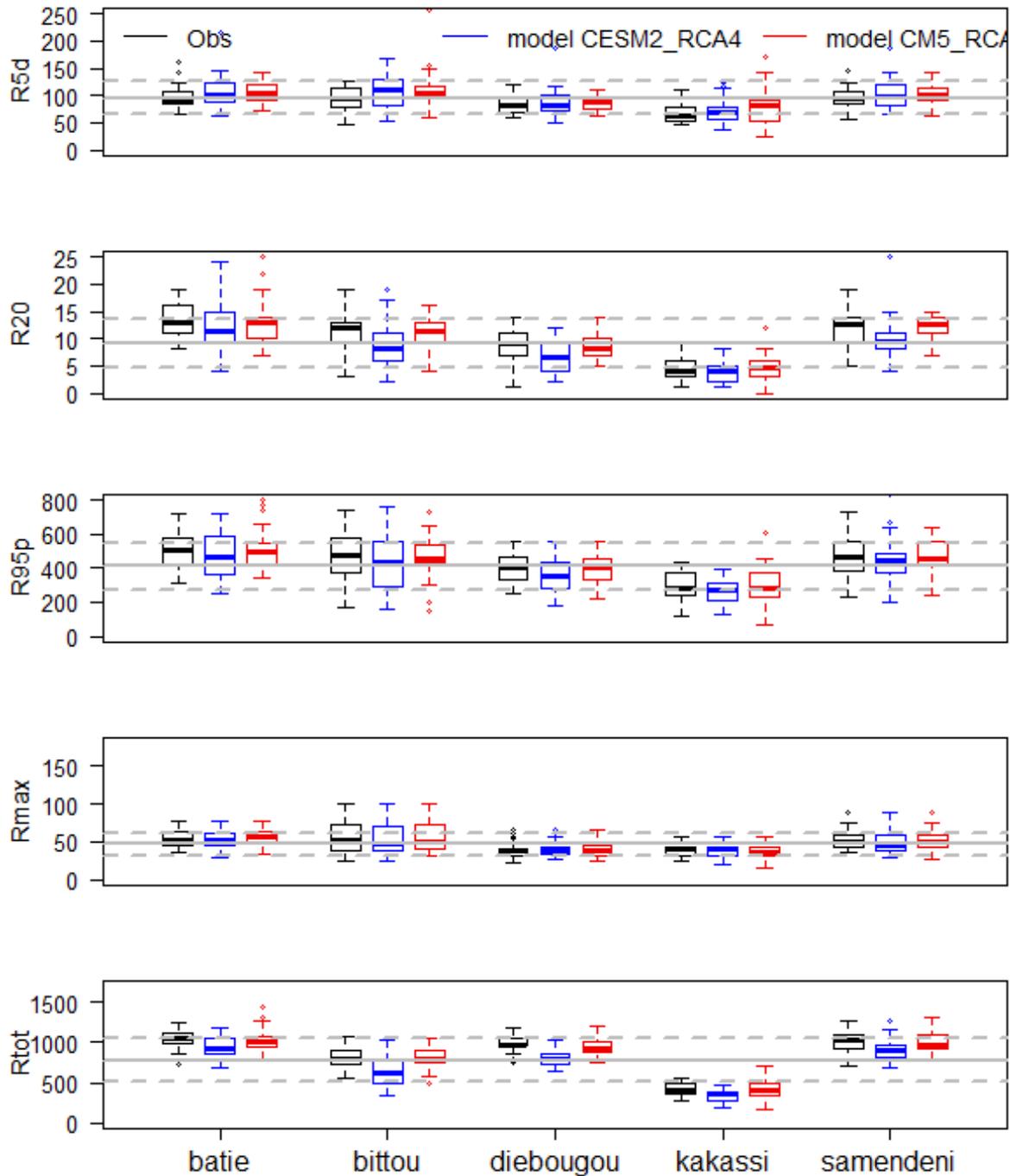


Figure VII-3: Comparaison sur la période de référence (1970-1999) des valeurs moyennes annuelles de cinq caractéristiques pluviométriques entre les observations (noir) et les simulations corrigées des modèles CESM2\_RCA4( bleu), CM5\_RCA4 (rouge).

## II.2. Calcul et correction des ETP

Les données d'ETP simulées ont été calculées pour chaque bassin versant en utilisant la formule de Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985), qui permet d'obtenir l'ETP uniquement à partir des températures.

$$\text{ETPhg}(\text{mm. j}^{-1}) = 0.0023 * R_a(T_{\text{moy}} + 17.8) * \sqrt{T_{\text{max}} - T_{\text{min}}} \quad (\text{VII-6})$$

Avec  $R_a(\text{mm.j}^{-1})$  le rayonnement extraterrestre, et  $T_{\text{max}}$ ,  $T_{\text{moy}}$  et  $T_{\text{min}}$  en °C les températures maximales, moyennes et minimales. Cette formule a été choisie car les températures (maximale, moyenne et minimale) sont les seules variables fournies par les modèles climatiques qui permettent le calcul de l'ETP.

Nous avons également procédé à la correction des biais sur les données d'ETP en utilisant la *Méthode du Delta*. L'approche adoptée consiste à déterminer un facteur de correction des ETPs à l'échelle mensuelle, et à agréger ce facteur de correction mensuel à l'échelle journalière. Soient  $\overline{\text{ETP}}_{\text{obsi}}$  et  $\overline{\text{ETP}}_{\text{simi}}$  les ETPs moyens mensuels observés et simulés sur la période de référence pour l'ensemble des mois  $i$ . La correction effectuée sur le mois  $i$  respecte l'équation VII-7 :

$$\overline{\text{ETP}}_{\text{sim}}(\text{corr}) = \overline{\text{ETP}}_{\text{simi}} + \Delta_i \quad (\text{VII-7})$$

Le facteur de correction mensuel  $\Delta_i$  est obtenu par l'équation VII-8 :

$$\Delta_i = \overline{\text{ETP}}_{\text{obsi}} - \overline{\text{ETP}}_{\text{simi}} \quad (\text{VII-8})$$

Par la suite le facteur de correction moyen journalier du mois  $i$  est déduit du facteur de correction mensuel par l'équation VII-9:

$$\bar{\Delta}_i = \frac{\Delta_i}{30} \quad (\text{VII-9})$$

Les valeurs journalières d'ETP du mois  $i$  sont donc corrigées en appliquant l'Equation VII.6 aux données journalières. Soient  $\text{ETP}_{\text{obsi}}^j$  et  $\text{ETP}_{\text{simi}}^j$  les ETP journalières du mois  $i$ . Les corrections des valeurs simulées se feront en appliquant le facteur de correction moyen journalier suivant l'équation VII-10 :

$$\text{ETP}_{\text{sim}}^j(\text{corr}) = \text{ETP}_{\text{obsi}}^j + \bar{\Delta}_i \quad (\text{VII-10})$$

### II.3. Comparaison des simulations hydrologiques sur la période de référence

Dans cette section, nous comparons les débits maximaux annuels obtenus par simulation hydrologique avec en entrée d'une part les variables climatiques (pluies et ETP) simulées et d'autre part les variables climatiques observées. Rappelons que les séries de débits de nos bassins versants ne couvrent pas les mêmes périodes, ce qui nous oblige à reconsidérer les périodes d'analyse.

Au lieu des trente années utilisées dans le paragraphe précédent pour comparer les pluies simulées et observées, nous n'utiliserons que 20 années d'observations comme référence pour la modélisation hydrologique. Le tableau VII-6 présente les périodes sélectionnées pour chaque bassin versant. Pour chaque série, le calage sera fait sur les dix premières années, les dix années restantes servent à la validation des débits simulés grâce aux paramètres calés, et serviront également de base à la comparaison.

Tableau VII-6: Périodes d'analyse des séries hydrologiques. Les périodes ont été choisies de telle sorte que les séries de débits maximaux soient stationnaires. Pour chaque série, le calage du modèle se fait sur les cinq premières années, et la simulation concerne les 15 années suivantes.

Nom des stations	Superficie (km <sup>2</sup> )	Période d'analyse	Période de calage	Période de validation
<b>Kakassi</b>	6900	1970 - 1989	1970 - 1979	1980 - 1989
<b>Batie</b>	5485	1971 - 1990	1971 - 1980	1981 - 1990
<b>Bittou</b>	4050	1973 - 1992	1973 - 1982	1983 - 1992
<b>Diebougou</b>	12200	1970 - 1989	1970 - 1979	1980 - 1989
<b>Samendeni</b>	4580	1971 - 1990	1971 - 1980	1981 - 1990

Le modèle utilisé est le modèle IHAC. Nous avons testés deux fonctions-objectifs comme fonctions d'optimisation des paramètres du modèle au calage ; la fonction NS (Nash and Sutcliffe, 1970) dont l'équation VII-11 rappelle la formulation :

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_{o,j} - Q_{m,j})^2}{\sum_i (Q_{o,j} - \bar{Q}_o)^2} \quad \text{(VII-11)}$$

Où  $Q_{o,j}$ ,  $Q_{m,j}$  et  $\bar{Q}_o$  représentent respectivement les débits observé, simulé du jour  $j$  et la moyenne des des débits observés. Et la fonction composite C-NS définie

dans le paragraphe ... du chapitre précédent par l'équation VII-12 et qui est une fonction composite du Nash sur les débits temporels et du Nash sur les débits classés:

$$C - NS = 0.3 * NS(Q_T) + 0.7 * NS(Q_R) \quad \text{(VII-12)}$$

Comme critère de comparaison, nous avons conservé toujours l'erreur relative calculée entre les débits simulés et les débits observés de la période de validation. Nous avons synthétisé les résultats obtenus relativement à la fonction-objectif utilisée dans le tableau VII-7.

Considérant les simulations effectuées en utilisant la fonction NS comme fonction d'optimisation des paramètres du modèle hydrologique, on constate que les résultats présentent essentiellement des sous-estimations des débits maximaux annuels sur l'ensemble des séries, sauf pour la série de Diebougou. Ceci s'observe d'abord pour les simulations réalisées avec les variables climatiques observées, et pour les simulations réalisées avec les variables climatiques simulées des deux MCRs.

**Tableau VII-7: Erreurs relatives moyennes des débits maximaux annuels simulés par rapport aux observations sur la période de référence. Les variables climatiques des MCRs sont corrigées. Le signe (+) indique que le débit observé est inférieur au débit simulé, et traduit une tendance du modèle à la surestimation, tandis que le signe (-) traduit une tendance du modèle à la sous-estimation.**

Séries hydrologiques	Simulations avec les pluies observées	Simulations avec les pluies de CESM2-RCA4	Simulations avec les pluies de CM5-RCA4
<b>Fonction NS</b>			
<b>Batie</b>	-27%	-45%	-46%
<b>Bittou</b>	-19%	-67%	-62%
<b>Diebougou</b>	-12%	-36%	-58%
<b>Kakassi</b>	-12%	-51%	-48%
<b>Samendeni</b>	-26%	-41%	-32%
<b>Fonction C-NS</b>			
<b>Batie</b>	+3%	-6%	-3%
<b>Bittou</b>	+3%	-33%	-6%
<b>Diebougou</b>	+14%	+5%	-6%
<b>Kakassi</b>	+6%	+11%	-3%
<b>Samendeni</b>	-16%	-19%	+5%

Les écarts moyens entre les débits maximaux simulés grâce aux données des MCRs et les débits maximaux observés sont forts pour toutes les séries et plutôt faibles pour la série de Diebougou. Les simulations faites avec les données observées produisent de moins fortes erreurs.

Lorsqu'on considère les simulations effectuées en utilisant la fonction C-NS comme fonction-objectif du modèle, on observe une nette diminution des écarts entre les observations et les simulations. Dans ce cas également, les données du modèle CM5-RCA4 produisent des erreurs moins fortes lors de la simulation des débits maximaux. On constate que l'utilisation de la fonction C-NS comme fonction-objectif produit des erreurs moins fortes que celles commises lorsqu'on utilise la fonction NS. Cette conclusion est la même que celle déjà mentionnées au [paragraphe III.2](#) du chapitre V. De ce fait, dans la suite des travaux, nous réaliserons les simulations hydrologiques en utilisant que la fonction-objectif C-NS comme fonction-objectif.

Les résultats présentés au tableau VII-7 sont également illustrés à travers les figures VII-4 et VII-5 ci-dessous.

Ces résultats montrent également que les fortes incertitudes relatives à l'utilisation des variables climatiques simulées. En effet, chaque étape de la chaîne de modélisation (modélisation climatique, correction des biais, modélisation hydrologique) s'accompagne d'incertitudes qui généralement sont peu maîtrisées (Cloke and Pappenberger, 2009). Réaliser des scénarios hydrologiques en fonction des variables climatiques simulées par les MCRs présente un caractère très spéculatif.

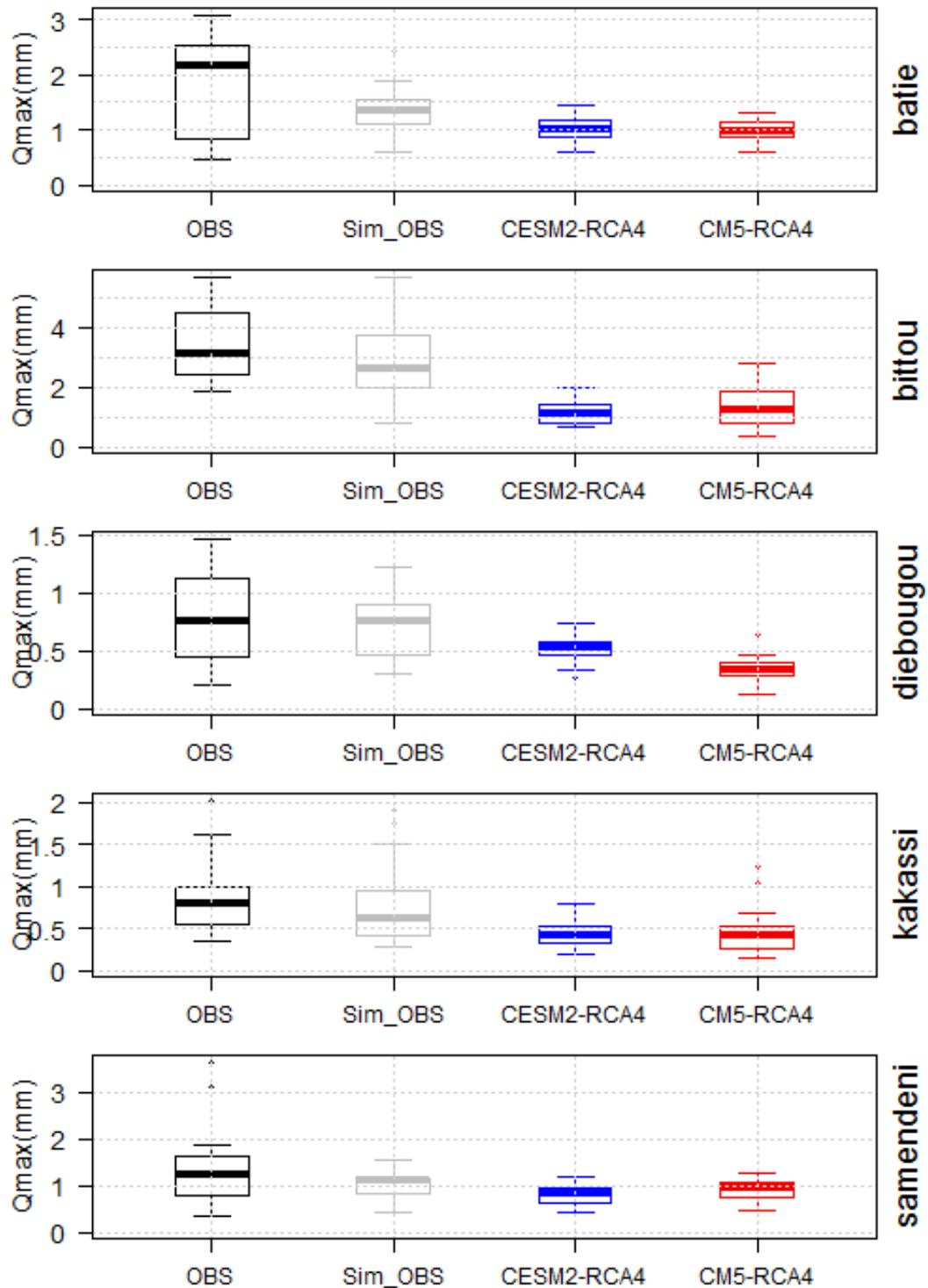


Figure VII-4 : Comparaison des débits maximaux annuels observés et simulés par le modèle hydrologique IHAC, avec pour fonction-objectif le NASH. Les données en entrée sont les pluies et ETP observées (gris) et des différents modèles climatiques CESM2-RCA4 (bleu) et CM5-RCA4 (rouge). Les débits maximaux observés sont en noir. Pour chacun des boîtes à moustaches la barre à l'intérieur de la boîte à moustache représente la médiane (quantile 50%), les bords inférieurs et supérieurs de la boîte indiquent les quantiles à 25% et 75% de l'échantillon, les barres horizontales des moustaches correspondent au quartile plus (ou moins) 1.5 fois l'interquartile (75%-25%), et pour les erreurs au-delà de ces valeurs on parle de valeurs pivots représentées par des points. L'axe des y est en unité logarithmique pour permettre une meilleure vue des faibles valeurs.

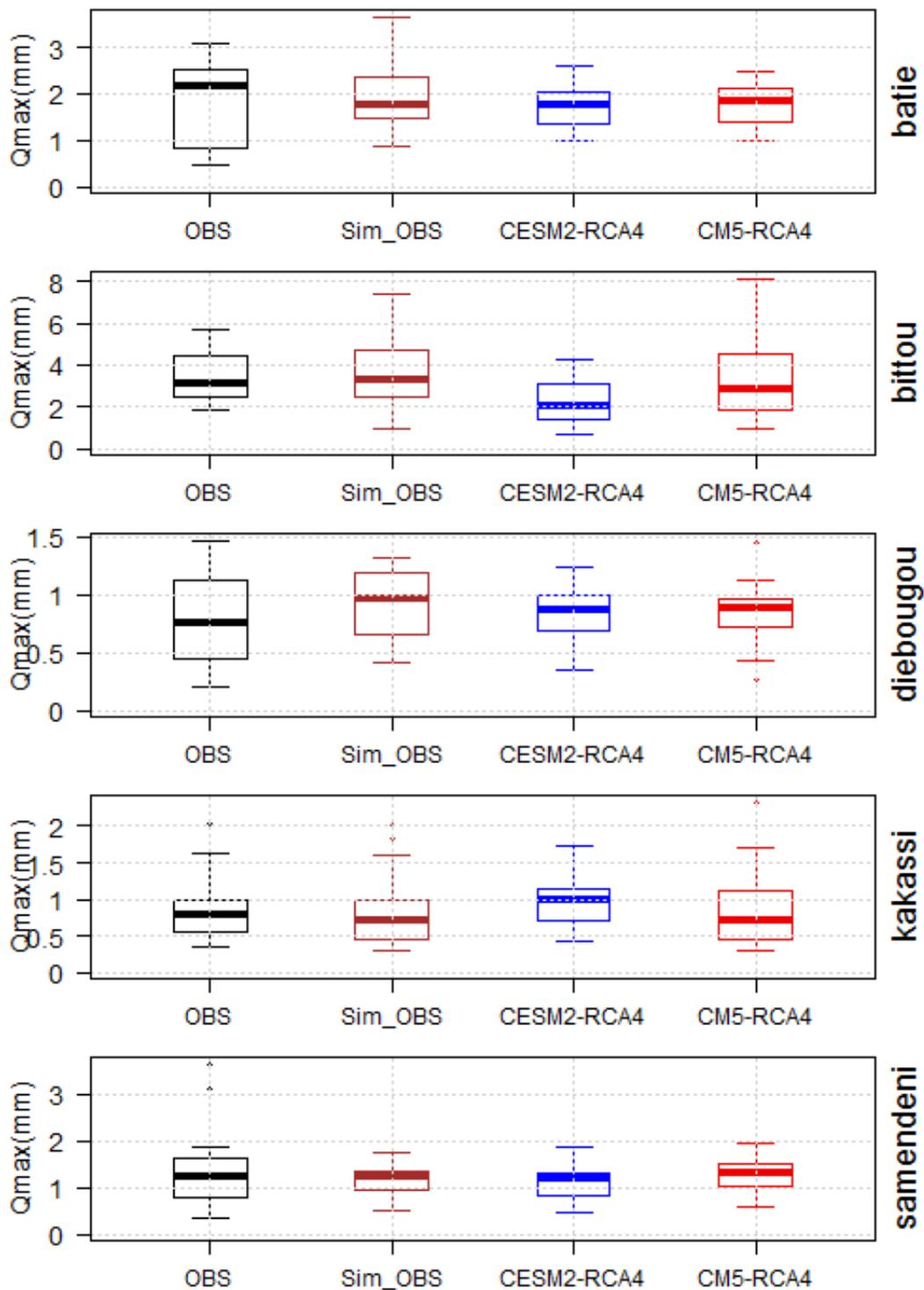


Figure VII-5 : Comparaison des débits maximaux annuels observés et simulés par le modèle hydrologique IHAC avec pour fonction-objectif le C\_NASH. Les données en entrée sont les pluies et ETP observées (gris) des différents modèles climatiques CESM2-RCA4 (bleu) et CM5-RCA4 (rouge). Les débits maximaux observés sont en noir.

### III. SCENARIO FUTUR D'EVOLUTION DES CRUES

Bien que les incertitudes liées à l'utilisation des scénarios climatiques pour l'analyse d'impact des changements climatiques sur les crues soient souvent très grandes, cela reste le seul moyen de se faire une idée de l'évolution des variables hydrologiques, ainsi que sur la manière dont répondront les bassins versants aux modifications suggestives du climat.

Dans cette partie, les simulations futures des deux modèles climatiques CEMS2-RCA4 et CM5-RCA5 sont utilisées pour déterminer les scénarios d'évolution des crues aux horizons 2020, 2050 et 2080, représentant les résultats des simulations respectivement des périodes 2006-2035, 2036-2065 et 2066-2095. Cette analyse utilise comme variable d'intérêt la crue décennale et s'appuie sur les deux profils représentatifs d'évolutions des gaz à effets de serre RCP 4.5 (moins optimiste) et RCP 8.5 (plus optimiste).

#### III.1. Taux de variation de la pluie aux horizons définis

Dans un premier temps, nous avons déterminé les taux de variation moyens en pourcentage des indices climatiques obtenus grâce aux pluies corrigées des MCRs. Ces taux de variations sont déterminés aux horizons 2020, 2050 et 2080 en appliquant la formule :

$$\Delta_h(\%) = \frac{V_h - V_r}{V_r} * 100 \quad (\text{VII-13})$$

Où  $V_h$  correspond à la valeur moyenne de la variable pluviométrique à un horizon donné et  $V_r$  correspond à la valeur moyenne de même la variable pluviométrique sur la période de référence (1970-1999). Le tableau VII.8 présente les valeurs des taux de variation obtenus, qui sont illustrés à la figure VII.6.

**Tableau VII-8: Taux de variation des indices pluviométriques corrigés des MCRs aux horizons fixés par rapport aux observations de la période de référence 1970-1999.**

Indices climatiques	Modèles climatiques	$\Delta_h(\%)$ RCP 4.5			$\Delta_h(\%)$ RCP 8.5		
		2020	2050	2080	2020	2050	2080
<b>R5d</b>	CEMS2-RCA4	+11	+15	+23	+16	+24	+25
	CM5-RCA4	+14	+14	+15	+14	+14	+19
<b>R20</b>	CEMS2-RCA4	-0.7	-4	-7	+0.4	-4	-2
	CM5-RCA4	-0.5	-3	-2	-0.7	-3	-3
<b>R95p</b>	CEMS2-RCA4	-15	-16	-18	+2	+0.6	+0.7
	CM5-RCA4	+2	+2	+2	+56	+57	+59
<b>Rmax</b>	CEMS2-RCA4	+4	+10	+15	+14	+22	+24
	CM5-RCA4	+5	+7	+10	+4	+8	+21
<b>Rtot</b>	CEMS2-RCA4	-5	-10	-13	-5	-7	-9
	CM5-RCA4	-0.4	+0.9	+0.5	-0.3	+0.1	+1.4

D'après les résultats récapitulés au tableau VII-8 et illustrés à la figure VII-6, les deux modèles prévoient une hausse progressive de l'indice R5d (valeur maximale annuelle du cumul de 5 jours de pluie consécutifs) aux horizons fixés. Cette hausse va de 11% (respectivement 16%) à 23% (respectivement 25%) pour le modèle CEMS2-RCA4 avec le scénario de RCP 4.5 (respectivement RCP 8.5). Le modèle CM5-RCA4 quant à lui donne des taux de variations similaires pour les deux RCPs, les horizons 2020 et 2050 présentent les mêmes valeurs moyennes de l'indice R5d, mais une augmentation est constatée à l'horizon 2080.

Les projections de l'indice R20 montrent une faible diminution du nombre de pluies supérieures à 20mm à tous les horizons fixés et pour tous les modèles. Les variations de cet indice dans le futur sont très faibles.

En ce qui concerne l'indice R95p (somme des pluies annuelles supérieures au percentile 95 de la période de référence), l'intensité et le sens des variations sont

différents d'un modèle à un autre suivant le RCP utilisé. Avec le modèle CESM2\_RCA4, on obtient une plus forte diminution aux horizons lorsqu'on considère le RCP 4.5 (entre -15% et -18%) alors que le RCP 8.5 montre des valeurs très proches de celles de la période de référence, avec des taux de variations entre 2% en 2020 et 0.7% en 2050. Lorsqu'on considère le modèles CM5-RCA4, l'indice n'évolue presque pas en considérant le RCP 4.5, mais d'après le scénario 8.5, l'indice R95p une forte augmentation aux horizons 2020, 2050 et 2080. C'est d'ailleurs les taux de variations les plus forts enregistrés, entre 56% et 59% des valeurs de la période de référence.

L'évolution de l'indice Rmax (pluie maximale annuelle) est similaire à celle du R5d. on note une augmentation progressive de l'indice en fonction des horizons pour tous les modèles quel que soit le RCP. Cependant, le modèle CESM2-RCA4 montre des variations plus fortes que le modèle CM5-RCA4.

Enfin, en ce qui concerne l'indice Rtot (cumul de pluie annuel), seul le modèle CESM-RCA4 montre une évolution nette à la baisse aux horizons fixés. Cette baisse semble plus forte pour le RCP 4.5 que pour le RCP 8.5.

Curieusement d'après ces résultats, le scénario 8.5 qui est le plus pessimiste donne généralement des taux de variations plus faibles que le scénario 4.5, exception faite de l'indice R95p.

D'après le modèle CESM2-RCA4, les indices R5d et Rmax augmenteraient aux horizons fixés, alors que les indices R20, R95p et Rtot seraient soit en diminution, soit stables. On en déduit une diminution des pluies extrêmes, qui aboutit à une diminution de la pluie totale aux horizons du projet. Le fait que R5d et Rtot aient les mêmes évolutions suggère que la variable R5d est obtenue pour les pluies situées autour de la pluie maximale annuelle.

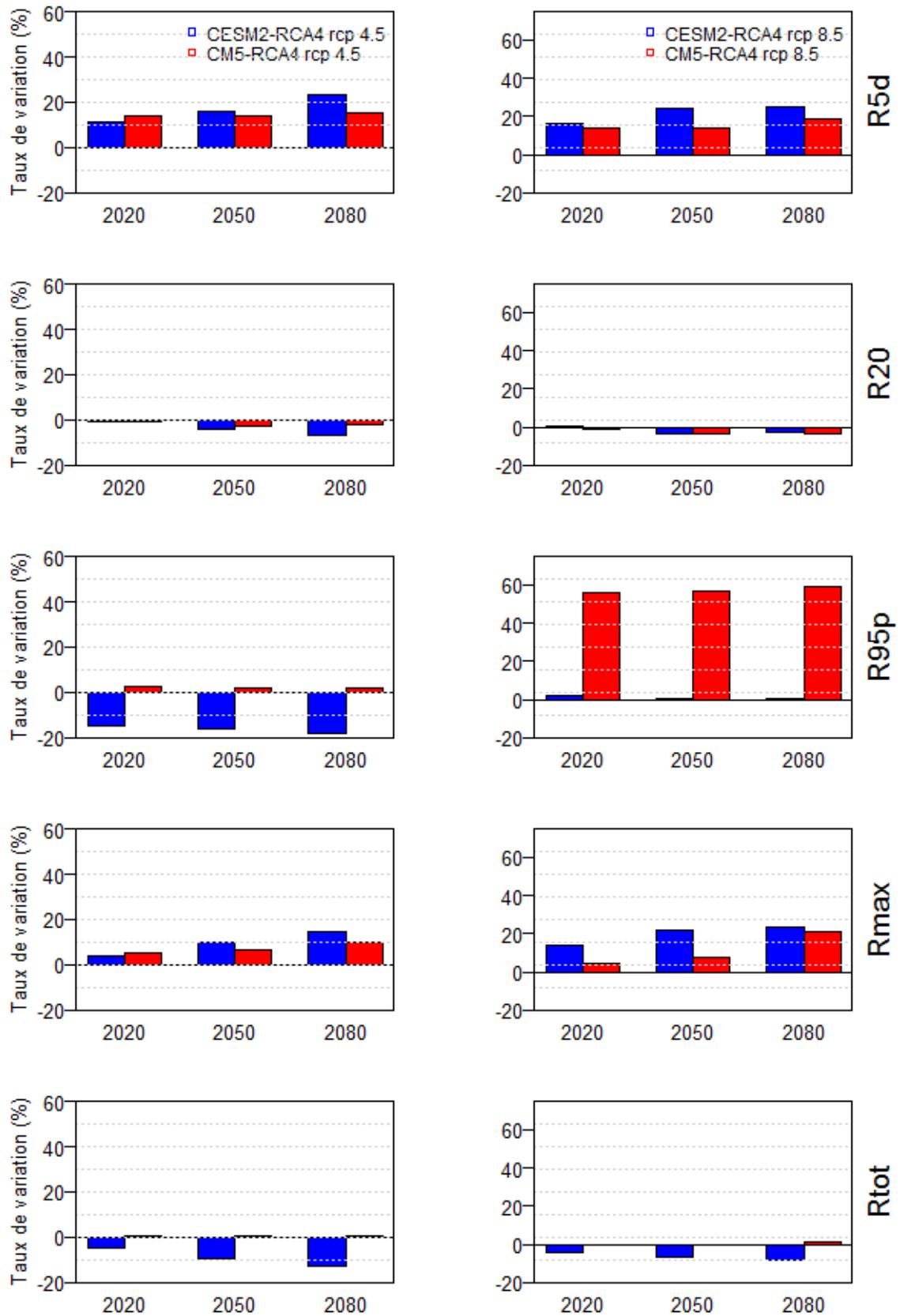


Figure VII-6: Taux de variation relative en pourcentage (%) des indices pluviométriques corrigés des MCRs aux horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la période de référence 1970-1999.

D'après le modèle CM5-RCA4, les indices R5d R95p et Rmax seraient soit en augmentation soit stables aux horizons fixés, alors que les indices R20 et Rtot seraient stables. On déduit de ces résultats qu'avec le modèle CM5-RCA4 on a une augmentation des pluies extrêmes aux horizons du projet. Cependant, cette augmentation concerne la tranche de pluie comprise dans l'intervalle [R95p; R20[ . Le fait que l'indice Rmax montre aussi une augmentation nous ramène à la conclusion précédente sur l'inclusion de cet indice dans l'indice R5d. L'augmentation de l'indice R95p pour ce modèle serait donc responsable de la stabilité de la pluie totale aux horizons fixés.

### **III.2. Scénarios d'évolution des crues**

Les données de pluies analysées dans le paragraphe précédent ont été utilisées pour simuler les débits sur la période future. Le modèle hydrologique IHAC est calé sur les périodes définies dans la section précédente, soient dix années de calage, ensuite, la simulation a été réalisée sur l'ensemble de la période d'étude. Le tableau VII-9 fait une synthèse de ces périodes de calage et de simulation pour chaque série hydrologique.

**Tableau VII-9: Périodes d'analyse des séries hydrologiques. Les périodes ont été choisies de telle sorte que les débits maximaux soient constants. Pour chaque série, le calage du modèle se fait sur les dix premières années, et la simulation concerne la totalité de la série.**

<b>Stations</b>	<b>Superficie (km2)</b>	<b>Période d'analyse</b>	<b>Période de calage selon le critère C_NS</b>	<b>Période de simulation</b>
<b>Kakassi</b>	6900	1970 - 2095	1970 - 1979	1970 - 2095
<b>Batie</b>	5485	1971 - 2095	1971 - 1980	1971- 2095
<b>Bittou</b>	4050	1973 - 2095	1973 - 1982	1973 - 2095
<b>Diebougou</b>	12200	1970 - 2095	1970 - 1979	1970 - 2095
<b>Samendeni</b>	4580	1971 - 2095	1971 - 1980	1971 - 2095

Notons que les périodes de calage choisies correspondent à la période de sécheresse sur l'ensemble de la zone qui englobe les bassins versants utilisés. Ce qui suppose que les conditions hydrologiques calées pour ces bassins versants sont précaires. Les figures VII-7 et VII-8 présentent les évolutions temporelles des débits maximaux annuels pour chaque bassin versant, depuis les observations jusqu'aux simulations futures des deux modèles climatiques afin d'avoir une vue globale de cette évolution. Ces évolutions ont été regroupées par RCP.

La comparaison des deux figures VII-7 et VII-8 montre que l'utilisation du scénario 8.5 produit des valeurs singulières plus fortes que celles obtenues avec le scénario 4.5. Ces valeurs vont du simple au double sur l'ensemble des bassins versants étudiés. Nous observons dans le cas particulier de Bittou qu'une forte valeur se produit en 2006 lorsqu'on utilise le scénario 8.5 du modèle CESM2-RCA4, cependant cette valeur n'est pas observée sur les données de la période de référence. Ce qui met en exergue une fois de plus la forte incertitude liée à ces simulations, et des projections faites en les utilisant.

Nous avons calculé pour chaque bassin versant et en fonction de chaque RCP les valeurs de la crue décennale aux différents horizons et comparé ces valeurs à la crue décennale observée sur la période 1970-1999. Le calcul de la crue décennale a été effectué par un ajustement des valeurs maximales annuelles de chaque période par une loi de Gumbel. Les résultats de ces ajustements sont représentés sur les figures VII-9 et VII-10, respectivement pour les scénarios 4.5 et 8.5 des deux modèles climatiques utilisés pour forcer le modèle hydrologique.

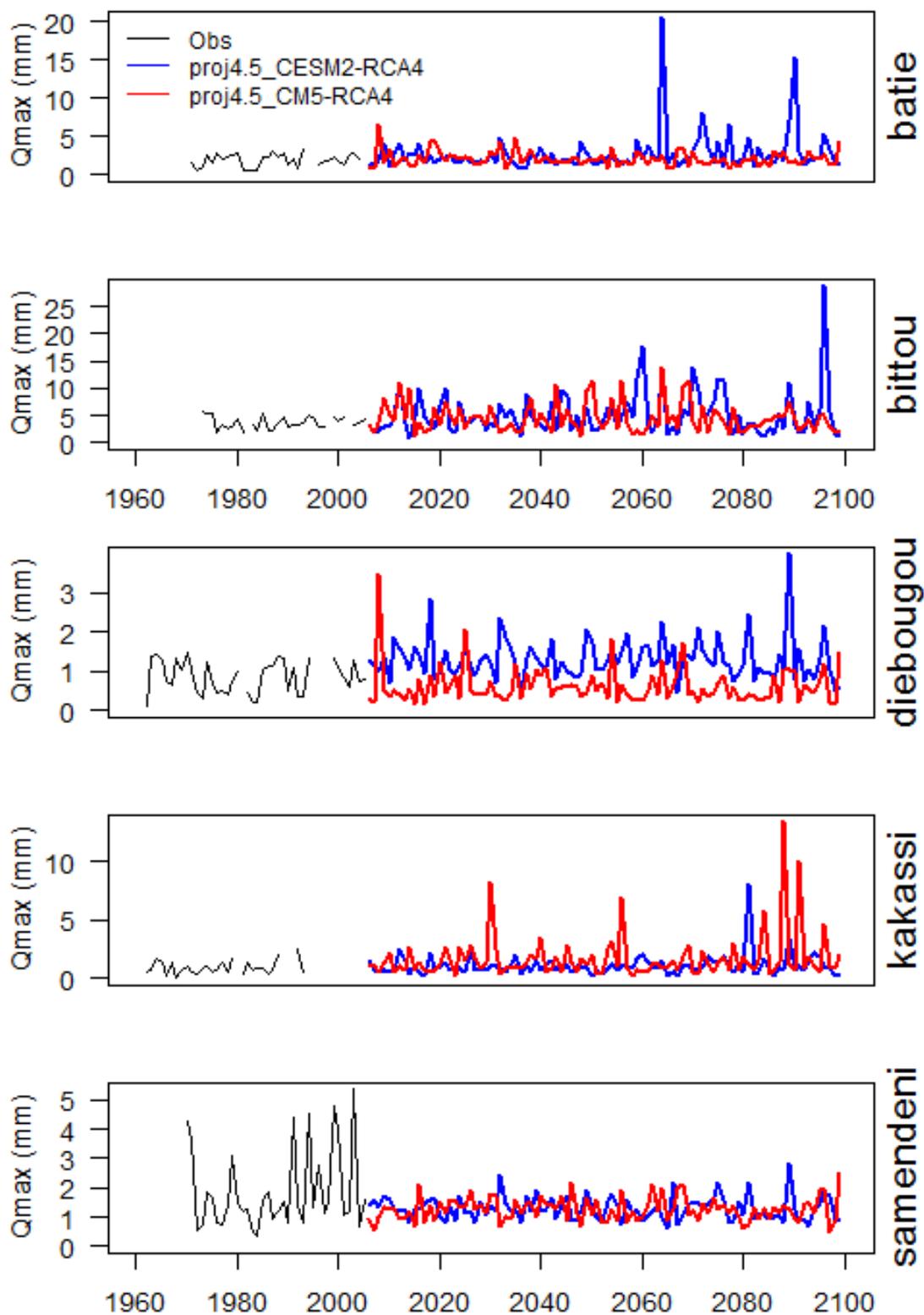


Figure VII-7: Evolution temporelle des débits maximaux annuels entre 1960 et 2095 sur les bassins versants étudiés. Les scénarios entre 2006 et 2095 sont réalisés avec les simulations climatiques des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4 suivant le RCP 4.5. Les courbes en noir représentent les valeurs de Qmax observées sur la période de référence (1960-2005), pour chaque bassin versant.

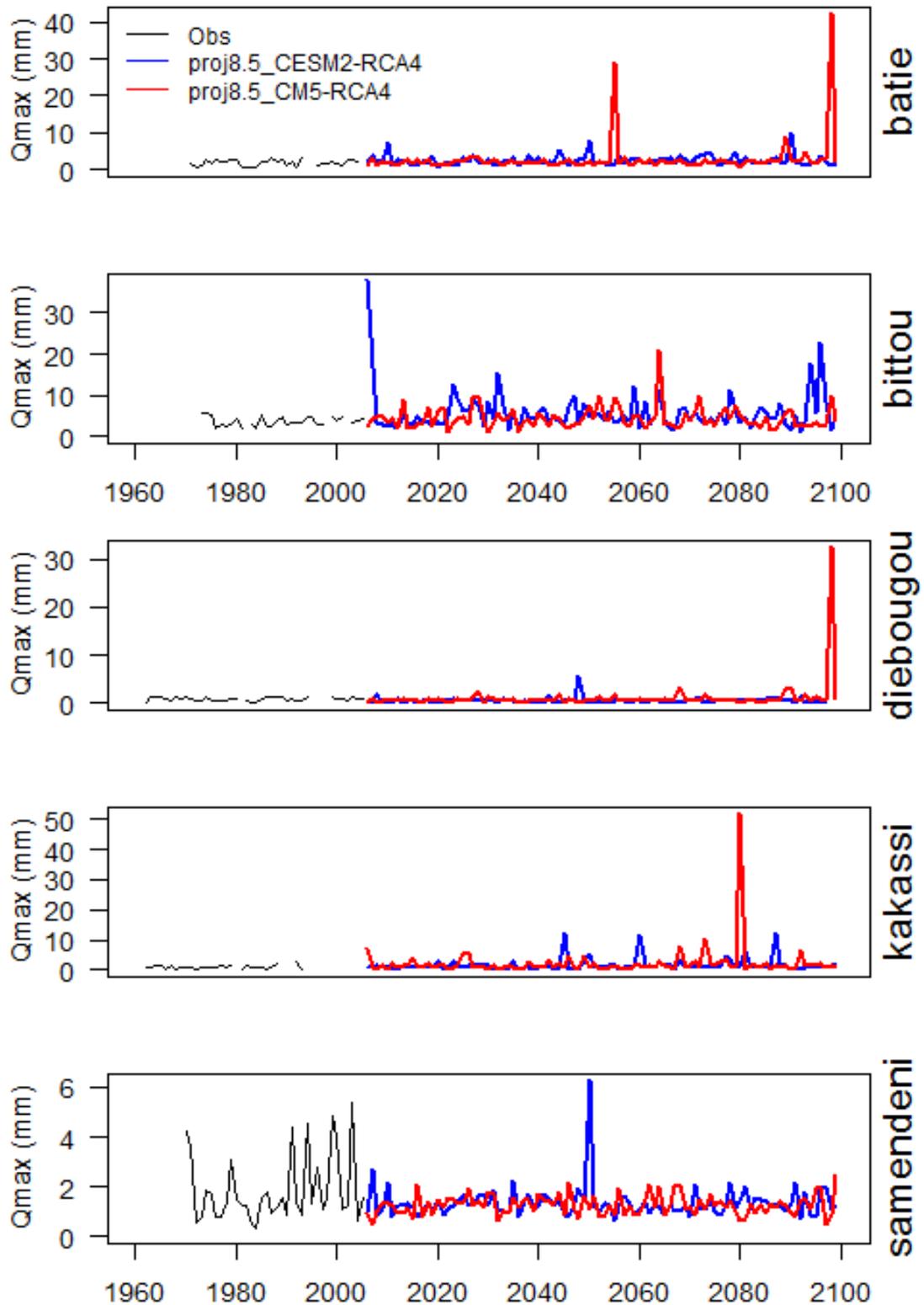


Figure VII-8: Evolution temporelle des débits maximaux annuels entre 1960 et 2095 sur les bassins versants étudiés. Les scénarios entre 2006 et 2095 sont réalisés avec les simulations climatiques des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4 suivant le RCP 8.5. Les courbes en noir représentent les valeurs de Qmax observées sur la période de référence (1960-2005) , pour chaque bassin versant.

Les résultats obtenus avec le scénario 4.5 présentés à la Figure VII.9 amènent à faire deux observations :

- La première est que l'utilisation des sorties des deux modèles montre des tendances contradictoires d'évolution de la crue décennale pour deux bassins versants ; Batie et Diebougou. Le modèle CESM2-RCA4 indique une évolution à la hausse du débit décennal aux horizons 2020 ; 2050 et 2095, tandis que le modèle CM5-RCA4 montre plutôt une baisse de l'intensité de la crue décennale aux mêmes horizons.
- La seconde observation est que les deux modèles montrent des tendances cohérentes sur trois stations qui sont Bittou, Kakassi et Samendeni. Les modèles prédisent des hausses de débits décennaux pour les stations de Bittou et de Kakassi, tandis que sur la station de Samendeni, le modèle prédit une baisse du débit décennal aux horizons du projet.
- Le modèle CM5RCA4 a tendance à donner les valeurs les moins fortes de débits décennal, sauf sur la station de Kakassi où les débits décennaux obtenues grâce aux sorties du modèle CM5-RCA4 sont les plus fortes à tous les horizons.

Les résultats obtenus avec le scénario 8.5 présentés à la Figure VII.10, dans ce cas les résultats sont assez divers, chaque bassins versants présentant une configuration particulière. On note cependant quelques similitudes aux résultats obtenus avec le scénario 4.5 :

- Sur les stations Bittou, Kakassi et Samendeni, les deux modèles font les mêmes prédictions que précédemment, notamment une augmentation du débit décennal aux horizons 2020, 2050 et 2080 pour les stations de Bittou et Kakassi, et une diminution de pour la station de Samendeni. Les évolutions du débit décennal présentées par les deux modèles sont cohérentes pour ces stations.
- Les deux modèles montrent également des évolutions contradictoires sur la station de Diebougou, ce qui est semblable au résultat obtenu avec le scénario 4.5.
- On observe une différence dans le cas de la station de Batie, où les deux modèles donnent dans ce cas des tendances cohérentes à la hausse du débit decennal aux horizons du projet.

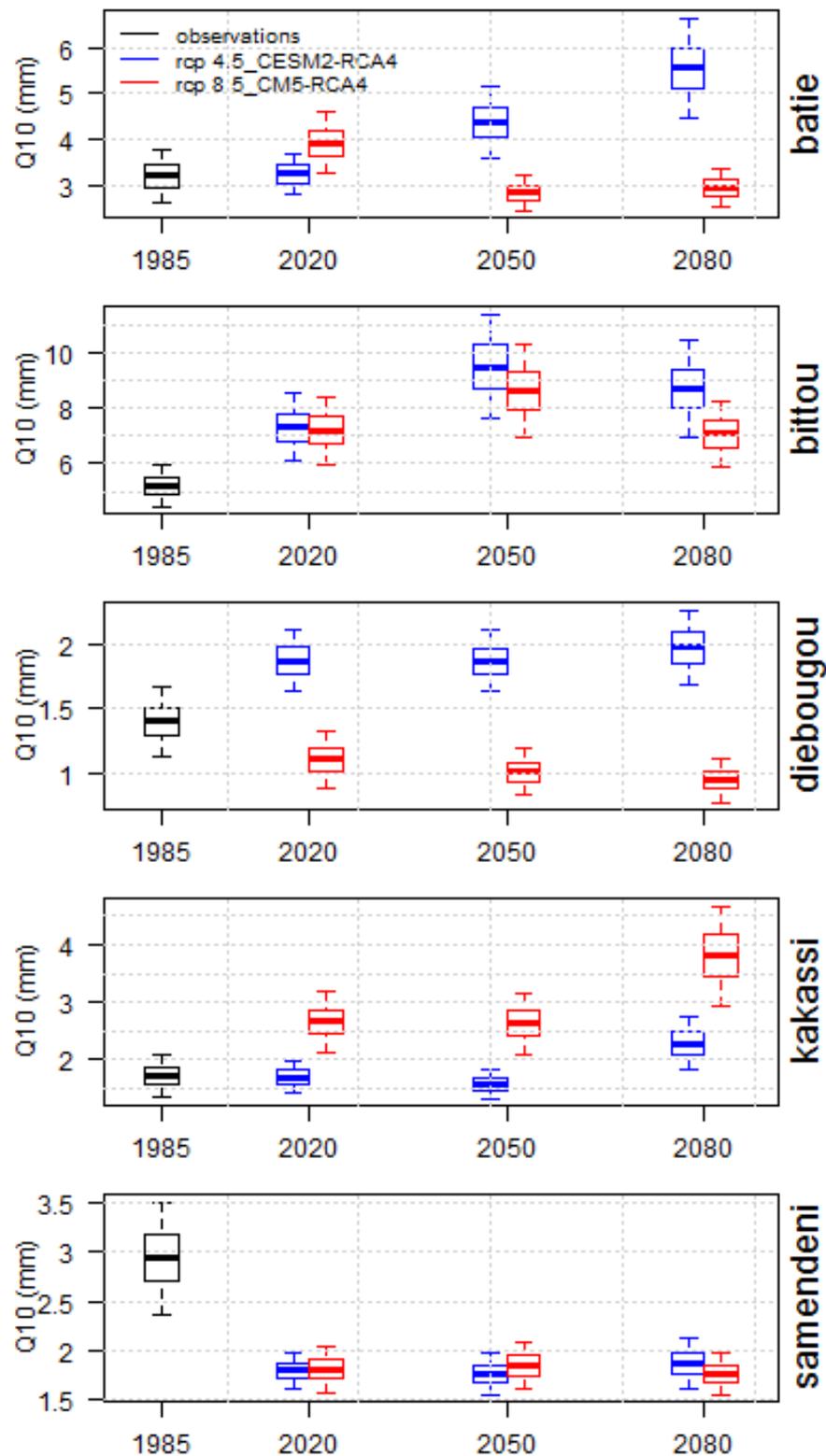


Figure VII-9: Comparaison des débits décennaux observés sur la période de référence (1970-1999) et simulés aux horizons 2020, 2050 et 2080, d'après le RCPs 4.5 des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4. Pour chaque boîte à moustache, la valeur du débit décennal est représentée sur la barre centrale des boîtes, les valeurs des intervalles de confiance à 75% et 25% sur les bords supérieurs et inférieurs des boîtes, et les valeurs des intervalles de confiance à 95% et 5% sur les extrémités des moustaches. La ligne grise interrompue reprend la moyenne des Q10 obtenus grâce aux simulations climatiques des deux modèles.

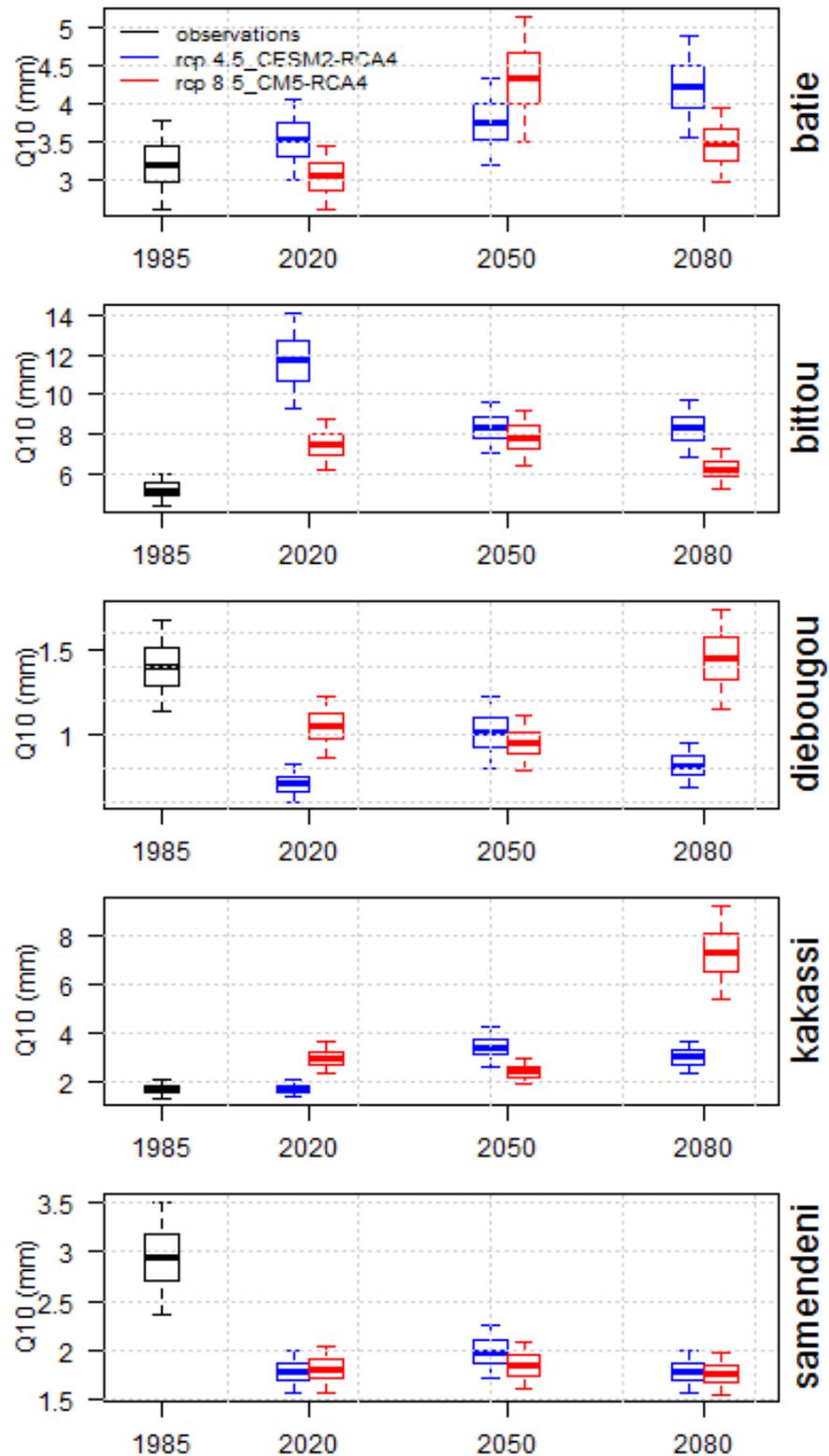


Figure VII-10: Comparaison des débits décennaux observés sur la période de référence (1970-1999) et simulés aux horizons 2020, 2050 et 2080, d'après le RCPs 4.5 des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4. La ligne grise interrompue reprend la moyenne des Q10 obtenus grâce aux simulations climatiques des deux modèles.

Les résultats présentés sur les figures VII-9 et VII-10 sont très divers. Dans certains cas, les projections montrent que la crue décennale aux horizons fixés est supérieure à la crue décennale de la période de référence, ce qui indique une augmentation de la crue décennale aux horizons de l'étude. Toutes fois, de nombreuses exceptions peuvent être observées :

- sur la station de Samendeni pour laquelle toutes les simulations présentent une diminution de la crue décennale aux horizons fixés.
- dans plusieurs cas également, les simulations du modèle CM5-RCA4 donnent des projections à la diminution du débit décennal, c'est le cas par exemple de Batie et Diebougou pour le scénario 4.5 et Diebougou pour le scénario 8.5.

En définitive, cet exercice a permis de mettre en exergue certains points essentiels à prendre en compte lors de l'étude d'impacts des changements climatiques sur les variables hydrologiques. Le premier étant que les simulations climatiques utilisées pour les bassins versant nationaux sont encore très imparfaites et sont à l'origine de la plus grande part d'incertitude. L'approche généralement utilisée pour tenir compte de ces incertitudes est d'associer plusieurs modèles climatiques afin d'obtenir un signal plus robuste qui permette de s'affranchir des erreurs conceptuelles des modèles climatiques sur les données.

Le second point important est la limite des modèles hydrologiques utilisés qui pour la majorité ne permettent pas compte d'une évolution des caractéristiques hydrologiques du bassin versant, qui pourtant évolue en même temps que le climat et l'environnement.



## Chapitre VIII. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

---

Les études hydrologiques menées en Afrique de l'Ouest au cours de ces dernières décennies ont généralement peu concernés les crues et extrêmes hydrologiques. Pourtant ces variables sont largement utiles pour des projets de construction d'infrastructures hydrauliques, et de gestion des risques d'inondation.

Ce travail de thèse a été mené dans le but d'apporter des éléments de réponse à trois questions relatives à l'évolution des débits extrêmes dans le contexte de changement climatique et environnemental que connaît l'Afrique de l'Ouest.

- Quelle est la tendance actuelle observée sur les valeurs extrêmes de débits ?
- Ces évolutions ont-elles un lien avec l'évolution de la pluie sur les dernières décennies ?
- Quels sont les impacts des changements environnementaux sur les observations de débits ?

Notre conclusion va porter sur les aspects pratiques et méthodologiques des résultats obtenus au terme de nos analyses, mais également sur les perspectives potentielles qu'offrent ces résultats.

## I. ACQUIS PRATIQUES ET METHODOLOGIQUES

### I.1. Acquis pratiques

Le principal résultat pratique que cette thèse est la mise à jour du diagnostic concernant la stationnarité des crues de certains bassins versants d'Afrique de l'Ouest. Les tests de tendance et de rupture réalisés sur les longues séries et des séries plus courtes de débits extrêmes nous permettent de conclure que la stationnarité des crues sur l'ensemble des bassins versants de la sous-région n'est pas une hypothèse réaliste. La comparaison de ces tendances avec l'évolution des variables climatiques montre que l'évolution du climat n'est pas le principal facteur expliquant les changements observés sur les débits extrêmes de certains bassins versants. Néanmoins, on observe que le maximum annuel du cumul pluviométrique sur cinq jours présente une assez bonne adéquation avec les tendances des débits annuels. Ce qui montre que le paramètre influençant la génération des crues est l'état de saturation du bassin versant.

Ce travail a permis de renforcer une fois de plus les observations constatées sur le paradoxe sahélien, tout en l'étendant aux débits extrêmes

Dans une perspective de simulation hydrologique des débits de crue, nous nous sommes intéressés à la quantification des incertitudes prédictives des modèles hydrologiques au pas de temps journalier. Les résultats de comparaison des modèles GR4J et IHAC basés sur le post traitement des erreurs de modélisation ont montré que le modèle GR4J produisait des marges d'incertitudes plus importantes que le modèle IHAC lorsqu'il s'agit des débits moyens, mais que leur performances étaient équivalentes lorsqu'on simule les fortes valeurs de débits. Ceci a un impact non négligeable dans un contexte où la modélisation des débits à l'échelle journalière est souvent très peu abordée, car elle nécessite une bonne évaluation des modèles hydrologiques, et pose également le problème du critère objectif à utiliser afin d'améliorer la simulation des débits de crues.

Les résultats obtenus sur la modélisation hydrologique nous ont permis de valider l'utilisation du test paramétrique de Vazken pour la détection de changements graduels dans la relation pluie-débit. Nous avons particulièrement investigué la sensibilité de ce test basé sur la méthode du resampling aux incertitudes du modèle hydrologique en

introduisant des biais d'incertitudes dans les débits simulés. Le test s'est avéré robuste dans le cas de la station de Kakassi ou une tendance positive a été détectée dans tous les cas de figures, mais moins stable sur les autres séries utilisées.

Enfin ce travail a mis en avant la difficulté majeure qui existe dans la prédiction des crues pour les horizons futurs. Cette difficulté est fortement liée à la faible performance des modèles climatiques régionaux (MCRs) utilisés dans la région pour la simulation du climat, et à la forte incertitude qui existe sur le futur.

## **I.2. Acquis méthodologiques**

Du point de vue méthodologique, les tests statistiques utilisés dans la détermination des types de non-stationnarités des séries hydroclimatiques restent assez classiques, mais leur utilisation est justifiée par la qualité des données utilisées. Cependant, le travail réalisé introduit de nouvelles méthodes d'analyse des données hydrologiques dans le contexte africain, notamment dans la quantification des incertitudes de modélisation, et dans l'utilisation de tests statistiques pour évaluer la significativité de la modification de la relation pluie-débit sur un bassin versant. Ce dernier point est important car la plupart des études qui mettent en relation l'évolution des débits à celles des conditions environnementales des bassins versants en Afrique de l'Ouest se sont généralement focalisées sur une comparaison des tendances des variables mises en jeu. Or dans la première partie de notre travail, nous avons montré que ce genre d'analyse n'est pas évident lorsqu'on ne dispose pas de données suffisantes en quantité et suffisamment longues. L'utilisation d'un test mettant en relation la modélisation hydrologique et des techniques statistiques permet de s'affranchir de ce problème de données.

## **II. DIFFICULTES ET PERSPECTIVES**

### **II.1. Difficultés**

La difficulté principale rencontrée au cours de travail, et plus particulièrement au cours de l'étape de critique des données est liée à l'accessibilité et à la qualité des

observations hydrologiques sur les bassins versants de la sous-région. Les études régionales nécessiteraient une quantité importantes de données permettant d'avoir une gamme de réponse aussi large que possible afin de se faire une idée des tendances générales. Les questions de quantité et de qualité des données ont été récurrentes au cours de cette thèse et ont été des facteurs limitants, tant pour le choix des méthodes d'analyse que sur les conclusions à tirer du point de vue de la significativité régionale des résultats obtenus.

## II.2. Perspectives

Ce travail de thèse est une pierre apportée à la compréhension de la dynamique des débits extrêmes en Afrique de l'Ouest. Il n'est donc pas complet et nous proposons dans cette partie quelques pistes de prospections qui nous semblent prioritaires en l'état actuel des choses.

La première perspective concerne la régionalisation des résultats présentés. Cette régionalisation passe par l'utilisation d'un échantillon de bassins versants plus grand, et cela veut dire des efforts considérables doivent être réalisés en vue de centraliser et de critiquer rigoureusement des données hydrologiques disponibles dans la sous-région doit être réalisé en amont.

Par ailleurs, les travaux menés par (Renard, 2006) lors de l'étude de la stationnarité des crues sur les bassins versants de la France ont présenté une large gamme de variables hydrologiques permettant de mieux caractériser les hydrogrammes de crues peut être utilisé. Il semble également pertinent d'analyser d'autres variables hydrologiques qui permettent de caractériser avec plus de précisions les hydrogrammes de crues.

L'analyse des tendances des données hydroclimatiques réalisée au chapitre IV a permis de conclure que les débits extrêmes sont plus influencés par les précipitations antérieures (dans notre cas représenté par l'indice R5d) que par les précipitations maximales journalières. Cette influence des précipitations antérieures avait également été notée par (Tarhule, 2005) en ce qui concerne les inondations. Une étude pourrait donc être conduite afin de connaître le nombre de jours ainsi que les seuils de

précipitations qui conditionnent l'avènement des forts débits. Ces informations seraient d'une grande utilité dans les systèmes d'alerte et de gestion des crues.

Les essais de modélisation au pas de temps journalier réalisés au cours de cette thèse ont montré une forte dégradation du critère NS lorsque l'on passe du calage à la validation, ce qui traduit l'instabilité des paramètres au cours du temps. Il serait donc intéressant de faire une étude plus détaillée d'amélioration de ces modèles à l'échelle journalière.

Enfin dans le contexte d'actualisation des normes hydrologiques sur les bassins versants de la sous-région. Les résultats réalisés au cours de cette thèse apportent une contribution significative, car ils montrent l'urgence de se tourner vers des méthodes de prédétermination hydrologique prenant en compte l'évolution des conditions environnementales, surtout dans le cas des bassins versants sahéliens. Ceci contribuerait à accompagner les services administratifs et les concepteurs dans la réalisation et la gestion des infrastructures hydrauliques.

## REFERENCES

- Aich, V.**, Koné, B., Hattermann, F.F., Müller, E.N., 2014. Floods in the Niger basin – analysis and attribution. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.* 2, 5171–5212. doi:10.5194/nhessd-2-5171-2014.
- Akhtar, M.**, Ahmad, N., Booij, M.J., 2009. Use of regional climate model simulations as input for hydrological models for the Hindukush-Karakorum-Himalaya region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 1075–1089. doi:10.5194/hess-13-1075-2009.
- Albergel, J.**, 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso. IAHS, Wallingford, pp. 355–365.
- Amogu, O.**, Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., Belleudy, P., 2010. Increasing River Flows in the Sahel? *Water* 2, 170–199. doi:10.3390/w2020170.
- Ambroise, B.**, Perrin, J.L., Reutenauer, D., 1995. Multicriterion Validation of a Semidistributed Conceptual Model of the Water Cycle in the Fecht Catchment (Vosges Massif, France). *Water Resources Research* 31, 1467–1481. doi:10.1029/94WR03293.
- Amogu, O.**, Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Malam Abdou, M., Panthou, G., Rajot, J.-L., Souley Yéro, K., Boubkraoui, S., Lapetite, J.-M., Dessay, N., Zin, I., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Faran Maïga, O., Gautier, E., Mamadou, I., Descroix, L., 2015. Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrological Sciences Journal* 60, 78–95. doi:10.1080/02626667.2014.885654.
- Amoussou, E.**, Tramblay, Y., Totin, H.S.V., Mahé, G., Camberlin, P., 2014. Dynamics and modelling of floods in the river basin of Mono in Nangbeto, Togo/Benin. *Hydrological Sciences Journal* 59, 2060–2071. doi:10.1080/02626667.2013.871015.
- Andréassian, V.**, Parent, E., Michel, C., 2003. A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resour. Res.* 39, 1252. doi:10.1029/2003WR002081.
- Andréassian, V.**, Lerat, J., Loumagne, C., Mathevet, T., Michel, C., Oudin, L., Perrin, C., 2007. What is really undermining hydrologic science today? *Hydrol. Process.* 21, 2819–2822. doi:10.1002/hyp.6854.

**Ardoin-Bardin, S.**, 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau des grands bassins hydrographiques en zone Soudano-sahélienne. (Thèse). Université de Montpellier II.

**Ardoin B., S.**, Dezetter, A., Servat, E., Paturel, J.E., Mahé, G., Niel, H., Dieulin, C., 2009. Using general circulation model outputs to assess impacts of climate change on runoff for large hydrological catchments in West Africa. *Hydrological Sciences Journal* 54, 77–89. doi:10.1623/hysj.54.1.77.

**Balmé D.**, 2004. Analyse du régime pluviométrique sahélien dans une perspective hydrologique et agronomique: étude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.

**Bauwens, A.**, Sohier, C., Degré, A., 2013. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin de la Meuse (synthèse bibliographique). *Base* 17, 76–86.

**Berthier, C.H.**, 2005. Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique (Thèse de Master II). Université de Paris Sud.

**Beven, K.**, 2006. On undermining the science? *Hydrol. Process.* 20, 3141–3146. doi:10.1002/hyp.6396

**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 Nakambé. Université Pierre et Marie Curie / Institut Internationale d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Paris.

**Bourgin, F.**, 2014. Comment quantifier l'incertitude prédictive en modélisation hydrologique (Thèse de doctorat). Agro Paris tech, Paris.

**Bourgin, F.**, Andréassian, V., Perrin, C., Oudin, L., 2015. Transferring global uncertainty estimates from gauged to ungauged catchments. *Hydrol Earth Syst Sci* 19, 2535–2546. doi:10.5194/hess-19-2535-2015.

**Bricquet, J.P.**, Mahé, G., Bamba, F., Olivry, J.-C., 1996. Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali). *IAHS PUBLICATION* 157–166.

**Brigode, P.**, 2013. Changement climatique et risque hydrologique : évaluation de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire. Université Pierre et Marie Curie.

**Camara, M.**, Diedhiou, A., Sow, B.A., Diallo, M.D., Diatta, S., Mbaye, I., Diallo, I., 2013. Analysis of rainfall simulated by CORDEX regional climate models over West Africa. *Sécheresse* 14–28. doi:10.1684/sec.2013.0375.

**Cameron, D.**, Beven, K., Tawn, J., Naden, P., 2001. Flood frequency estimation by continuous simulation (with likelihood based uncertainty estimation). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4, 23–34. doi:10.5194/hess-4-23-2000.

**Centre régional AGRHYMET**, 2014. Le Sahel face aux changements climatiques Enjeux pour un développement durable. CILSS.

**Croke, B.F.**, Jakeman, A.J., 2004. A catchment moisture deficit module for the IHACRES rainfall-runoff model. *Environmental Modelling & Software* 19, 1–5.

**Croke, B.F.**, Andrews, F., Jakeman, A.J., Cuddy, S., Luddy, A., others, 2005. Redesign of the IHACRES rainfall-runoff model.

**Croke, B.F.W.**, Jakeman, A.J., 2008. Use of the IHACRES rainfall-runoff model in arid and semi arid regions. *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas* 41–48.

**Croke, B.F.W.**, Smith, A.B., Jakeman, A.J., 2002. A one-parameter groundwater discharge model linked to the IHACRES rainfall-runoff model, in: *Proceedings of the 1st Biennial Meeting of the International Environmental Modelling and Software Society*, University of Lugano, Switzerland. pp. 428–433.

**Cloke, H.L.**, Pappenberger, F., 2009. Ensemble flood forecasting: A review. *Journal of Hydrology* 375, 613–626. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.005

**Dardel, C.**, 2014. Entre désertification et reverdissement du Sahel : Diagnostic des observations spatiales et in situ (Phd Thesis). Université Paul Sabatier - Toulouse III.

**Descroix, L.**, Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology* 375, 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

**Descroix, L.**, Esteves, M., Souley Yéro, K., Rajot, J.-L., Malam Abdou, M., Boubkraoui, S., Lapetite, J.M., Dessay, N., Zin, I., Amogu, O., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Le Breton, E., Mamadou, I., 2011. Runoff evolution according to land use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 8, 1569–1607. doi:10.5194/hessd-8-1569-2011

**Descroix, L.**, Moussa, I.B., Pierre Genthon, Daniel Sighomnou, Gil Mahe, Ibrahim Mamadou, Jean Pierre Vandervaere, Emmanuèle Gautier, Oumarou Faran Maiga, Jean-Louis Rajot, Moussa Malam Abdou, Nadine Dessay, Aghali Ingatan, Ibrahim Noma, Kadidiatou souley Yéro, Harouna Karambiri, Rasmus Fensholt, Jean Albergel, Jean Claude Olivry, 2013. *Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity: The Sahelian Paradox*. INTECH. doi:10.5772/54536

- Descroix, L.**, Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009a. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology* 375, 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012
- Descroix, L.**, Niang, D., Dacosta, H., Panthou, G., Quantin, G., Diedhou, A., 2013. Évolution des pluies de cumul élevé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger moyen (Sahel). *Climatologie* 10, 37 – 49.
- Dezetter, A.**, Girard, S., Paturel, J.E., Mahé, G., Ardoin-Bardin, S., Servat, E., 2008. Simulation of runoff in West Africa: Is there a single data-model combination that produces the best simulation results? *J. Hydrol.* 354, 203–212. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.03.014.
- Diello, P.**, 2007. Interrelations Climat – Homme – Environnement dans le Sahel Burkinabé : Impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique. (Thèse). Université Montpellier II.
- Dubreuil, P.**, Chaperon, P., Guiscafré, J., Herbaud, J., 1972. Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux: années 1951-1969 (No. fdi:05611). IRD, Paris.
- Ducharne, A.**, Déqué, M., Evaux, L., Hach our, A., Lepaillier, A., Lepelletier, T., Martin, E., Oudin, L., Pagé, C., Ribstein, P., Sauquet, E., Thiéry, D., Terray, L., Viennot, P., Boé, J., Bourqui, M., Crespi, O., Gascoin, S., Rieu, J., 2009. Impact du changement climatique sur les Ressources en eau et les Extrêmes Hydrologiques dans les bassins de la Seine et la Somme (Rapport de fin de contrat No. 0000454). Paris, France.
- FAO, 2015.** Afrique de l’Ouest: des opportunités sans précédent en matière de croissance agricole. URL <http://www.fao.org/news/story/fr/item/285676/icode/> (accessed 9.26.15).
- FAO, 1996.** Crues et apports: manuel pour l’estimation des crues décennales et des apports annuels pour les petits bassins versants non jaugés de l’Afrique sahélienne et tropicale sèche. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Favreau, G.**, Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research* 45, n/a–n/a. doi:10.1029/2007WR006785.
- Folland, C.K.**, Miller, C., Bader, D., Crowe, M., Jones, P., Plummer, N., Richman, M., Parker, D.E., Rogers, J., Scholefield, P., 1999. Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes, Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997 Breakout Group C: Temperature Indices for Climate Extremes. *Climatic Change* 42, 31–43. doi:10.1023/A:1005447712757.

**Frich, P.**, Alexander, L.V., DellaMarta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A.M.G.K., Peterson, T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim Res* 19, 193–212. doi:10.3354/cr019193.

**Gautier, F.**, Lubès-Niel, H., Sabatier, R., Masson, J.M., Paturel, J.E., Servat, E., 1998. Variabilité du régime pluviométrique de l’Afrique de l’Ouest non sahélienne entre 1950 et 1989. *Hydrological sciences journal* 43, 921–935.

**Giannini, A.**, Salack, S., Lodoun, T., Ali, A., Gaye, A.T., Ndiaye, O., 2013. A unifying view of climate change in the Sahel linking intra-seasonal, interannual and longer time scales. *Environmental Research Letters* 8, 024010. doi:10.1088/1748-9326/8/2/024010.

**Giorgi, F.**, Colin, J., Asrar, G., 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework (No. Bulletin N° 58). World Meteorological Organization.

**Goula, B.T.A.**, Soro, E.G., Kouassi, W., Srohourou, B., 2012. Trends and abrupt changes in daily extreme rainfalls of Ivory Coast (West Africa). *Hydrological Sciences Journal* 57, 1067–1080. doi:10.1080/02626667.2012.692880

**Gruza, G.**, Rankova, E., Razuvaev, V., Bulygina, O., 1999. Indicators of Climate Change for the Russian Federation. *Climatic Change* 42, 219–242. doi:10.1023/A:1005480719118.

**Hagemann, S.**, Chen, C., Clark, D.B., Folwell, S., Gosling, S.N., Haddeland, I., Hanasaki, N., Heinke, J., Ludwig, F., Voss, F., Wiltshire, A.J., 2013. Climate change impact on available water resources obtained using multiple global climate and hydrology models. *Earth Syst. Dynam.* 4, 129–144. doi:10.5194/esd-4-129-2013

**Hall, J.**, O’Connell, E., Ewen, J., 2007. On not undermining the science: coherence, validation and expertise. Discussion of Invited Commentary by Keith Beven *Hydrological Processes*, 20, 3141–3146 (2006). *Hydrol. Process.* 21, 985–988. doi:10.1002/hyp.6639

**Hamed, K.H.**, 2008. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis. *Journal of Hydrology* 349, 350–363. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.009.

**Hansen, D.P.**, Ye, W., Jakeman, A.J., Cooke, R., Sharma, P., 1996. Analysis of the effect of rainfall and streamflow data quality and catchment dynamics on streamflow prediction using the rainfall-runoff model IHACRES. *Environmental Software, Modelling and Simulation Theme: Regional Development and Environmental Change* 11, 193–202. doi:10.1016/S0266-9838(96)00048-2

**Hargreaves, G. H.**, Samani, Z. A., 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture* 1, 96–99. doi:10.13031/2013.26773

- Hubert, P.**, Carbonnel, J.P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’Ouest. *Journal of Hydrology* 110, 349–367. doi:10.1016/0022-1694(89)90197-2.
- Hubert, P.**, Servat, E., Bendjoudi, H., Lubes-Niel, H., 1998. La procédure de segmentation dix ans après. IAHS Publication n° 252, Abidjan, Côte d’Ivoire, pp. 267–273.
- Hubert, P.**, Bader, J.-C., Bendjoudi, H., 2007. One century of Senegal River annual discharges. *Hydrological Sciences Journal* 52, 68–73. doi:10.1623/hysj.52.1.68.
- Hulme, M.**, Doherty, R., Ngara, T., New, M., Lister, D., 2001. African climate change: 1900-2100. *Clim Res* 17, 145–168. doi:10.3354/cr017145
- Jakeman, A.J.**, Littlewood, I.G., Whitehead, P.G, 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology* 117, 275–300.
- Javelle, P.**, 2001. Caractérisation du Régime des Crues: le modèle Débit-Durée-Fréquence convergent. approche locale et régionale. Grenoble, Cémagref, Lyon.
- Jiang, S.**, Ren, L., Yang, X., Ma, M., Liu, Y., 2014. Multi-model ensemble hydrologic prediction and uncertainties analysis. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 364, 249–254. doi:10.5194/piahs-364-249-2014
- Jury, M.R.**, 2012. A return to wet conditions over Africa: 1995–2010. *Theor Appl Climatol* 111, 471–481. doi:10.1007/s00704-012-0677-z.
- Kamga Foamouhoue, A.**, Buscarlet, E., 2006. Simulation of the 1961-1990 climate of Western Africa using a regional climate model and validation. URL <http://hdl.handle.net/2042/20053>.
- Karl, T.**, 1999. Overview. *Climatic Change* 42, 1–2. doi:10.1023/A:1005432210032
- Kendall, M.G.**, 1975. *Rank Correlation Methods*. Griffin, London.
- Klein, T.A.M.G.**, Zwiers, F.W., Zhang, X., 2009. Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. WMO.
- Klemeš, V.**, 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31, 13–24. doi:10.1080/02626668609491024
- Klutse, N.A.B.**, Sylla, M.B., Diallo, I., Sarr, A., Dosio, A., Diedhiou, A., Kamga, A., Lamptey, B., Ali, A., Gbobaniyi, E.O., Owusu, K., Lennard, C., Hewitson, B., Nikulin, G., Panitz, H.-J., Büchner, M., 2015. Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations. *Theor Appl Climatol* 1–18. doi:10.1007/s00704-014-1352-3.

- Kouassi, A.M.**, Bi, T.M.N., Kouamé, K.F., Kouamé, K.A., Okaingni, J.-C., Biemi, J., 2012. Application de la méthode des simulations croisées à l'analyse de tendances dans la relation pluie-débit à partir du modèle GR2M : cas du bassin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus Geosci.* 344, 288–296. doi:10.1016/j.crte.2012.02.003
- Kruskal, W.H.**, Wallis, W.A., 1952. Use of Ranks in One-Criterion Variance Analysis. *Journal of the American Statistical Association* 47, 583–621. doi:10.1080/01621459.1952.10483441.
- Kundzewicz, Z.W.**, Robson, A.J., 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, 7–19. doi:10.1623/hysj.49.1.7.53993
- Kundzewicz, Z.W.**, 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, null–810. doi:10.1623/hysj.2005.50.5.797
- Kundzewicz, Z.W.**, Kanae, S., Seneviratne, S.I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., Mechler, R., Bouwer, L.M., Arnell, N., Mach, K., Muir-Wood, R., Brakenridge, G.R., Kron, W., Benito, G., Honda, Y., Takahashi, K., Sherstyukov, B., 2014. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal* 59, 1–28. doi:10.1080/02626667.2013.857411.
- Lamb, R.**, 1999. Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for flood frequency estimation by continuous simulation. *Water Resources Research* 35, 3103–3114. doi:10.1029/1999WR900119.
- Lamagat, J.-P.**, Albergel, J., Bouchez, J.-M., Descroix, L., 1990. Monographie hydrologique du fleuve Gambie. ORSTOM, Dakar.
- Lang, M.**, Lavabre, J., 2007. Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations. Éditions Quae, Versailles.
- Lang, M.**, Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 225, 103–117. doi:10.1016/S0022-1694(99)00167-5.
- Le Barbé, L.**, Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Journal of Climate* 15, 187–202. doi:10.1175/1520-0442(2002)015

**Lebel, T.,** Diedhiou, A., Laurent, H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108, doi:10.1029/2001JD001580.

**Lebel, T.,** Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* 375, 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.

**Leblanc, M.J.,** Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change* 61, 135–150. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.011

**L'Hôte, Y.,** Mahé, G., Somé, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal* 47, 563–572. doi:10.1080/02626660209492960.

**Le Maître, F.,** 2002. Recensement des tests de détection de tendances ou de ruptures adaptés à l'analyse de stationnarité des régimes de crues en France (Mémoire de fin d'étude). ENTPE Cemagref, Lyon.

**Lubes-Niel, H.,** Masson, J.M., Paturel, J., Servat, E., 1998. Variabilité climatique et statistique. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité des chroniques. *Rev. Sci. Eau* 11, 383–408.

**Ly, M.,** Traore, S.B., Agali, A., Sarr, B., 2013. Evolution of some observed climate extremes in the West African Sahel. *Weather and Climate Extremes* 1, 19–25. doi:10.1016/j.wace.2013.07.005.

**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, 33–43. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028

**Mahé, G.,** 2006. Variabilité pluie-débit en Afrique de l'Ouest et Centrale au 20ème siècle : changements hydroclimatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique. Université Montpellier II.

**Mahe, G.,** Diello, P., Paturel, J.-E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., Rouche, N., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel : impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Science et changements planétaires / Sécheresse* 21, 330–332. doi:10.1684/sec.2010.0268.

**Mahé, G.,** Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J.E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., Khomsi, K., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: How Climate and

Human changes impacted river regimes in africa. *Hydrological Processes* 27, 2105–2114. doi:10.1002/hyp.9813.

**Mamadou, I.**, Gautier, E., Descroix, L., Noma, I., Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Genthon, P., Amogu, O., Malam Abdou, M., Vandervaere, J.-P., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *CATENA* 131, 130–139. doi:10.1016/j.catena.2015.03.017.

**Mann, H.B.**, 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13, 245–259. doi:10.2307/1907187

**Mann, H.B.**, Whitney, D.R., 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *The Annals of Mathematical Statistics* 18, 50–60. doi:10.1214/aoms/1177730491.

**Meehl, G.A.**, Stocker, T.F., Collins, W.D., Friedlingstein, P., Gaye, A.T., Gregory, J.M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J.M., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J., Zhao, Z-C., 2007. Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

**Mestre, O.**, 2000. Méthodes statistiques pour l’homogénéisation de longues séries climatiques. Université Paul Sabatier - Toulouse III, Toulouse.

**Mondon, S.**, Imbard, M., Ministère de l’Ecologie, du Développement Durable et de l’Energie de France, 2013. Découvrir les nouveaux scénarios RCP et SSP utilisés par le GIEC.

**Nascimento, N.**, 1995. Appréciation à l’aide d’un modèle empirique des effets d’actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l’échelle d’un bassin versant. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris, Paris.

**Nash, J.E.**, Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6

**New, M.**, Hewitson, B., Stephenson, D.B., Tsigas, A., Kruger, A., Manhique, A., Gomez, B., Coelho, C.A., Masisi, D.N., Kululanga, E., 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and west Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 111.

**Nikulin, G.**, Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., Büchner, M., Cerezo-Mota, R., Christensen, O.B., Déqué, M., Fernandez, J., Hänsler, A., van Meijgaard, E., Samuelsson, P., Sylla, M.B., Sushama, L., 2012. Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *Journal of Climate* 25, 6057–6078. doi:10.1175/JCLI-D-11-00375.1.

**Nicholls, N.**, Murray, W., 1999. Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes: Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997 Breakout Group B: Precipitation. *Climatic Change* 42, 23–29. doi:10.1023/A:1005495627778.

**Nicholson, S.E.**, 2013. The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *International Scholarly Research Notices* 2013, e453521. doi:10.1155/2013/453521.

**Nka, B.N.**, Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J.E., Ribstein, P., 2015. Trends in West African floods: A comparative analysis with rainfall and vegetation indices. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 4707–4719. doi:10.5194/hessd-19-4707-2015.

**OCDE, 2007.** Rapport Afrique de l'Ouest.

**Ondo, J.-C.**, 2002. Etude comparative des tests de stationnarité. Université du Québec, INRS Eau, Terre et Environnement.

**Olivry, J.-C.**, Briquet, J., Mahé, G., 1994. De l'évolution de la puissance des crues des grands cours d'eau intertropicaux d'Afrique depuis deux décennies. *Revue de Géographie Alpine* 12, 101–8.

**Olivry, J.-C.**, Sircoulon, J., 1998. Evolution des recherches hydrologiques en partenariat en Afrique sub-saharienne : l'exemple des pays francophones. *Rev. Sci. Eau* 11, 61–75. doi:10.7202/705330ar

**Orange, D.**, 1990. Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique. Université Louis Pasteur de Strasbourg.

**Ouedraogo, M.**, 2001. Contribution à l'étude d'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest: Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante, normes hydrologiques et modélisation régionale (Thèse de doctorat). Université de Montpellier II.

**Ozer, P.**, Hountondji, Y., Laminou Manzo, O., 2009. Evolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 à 2007.

**Paeth, H.**, Hall, N.M.J., Gaertner, M.A., Alonso, M.D., Moumouni, S., Polcher, J., Ruti, P.M., Fink, A.H., Gosset, M., Lebel, T., Gaye, A.T., Rowell, D.P., Moufouma-Okia, W., Jacob, D., Rockel, B., Giorgi, F., Rummukainen, M., 2011. Progress in regional downscaling of west African precipitation. *Atmosph. Sci. Lett.* 12, 75–82. doi:10.1002/asl.306.

**Panthou, G.**, 2013. Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leur évolution au cours des 60 dernières années. Université de Grenoble, Grenoble.

**Panthou, G.**, Vischel, T., Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *Int. J. Climatol.* 34, 3998–4006. doi:10.1002/joc.3984.

**Paturel, J.**, Servat, E., Kouame, B., Boyer, J.F., Lubes, H., Masson, J.M., 1995. Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de la Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. *Science et changements planétaires/Sécheresse* 6, 95–102.

**Paturel, J.E.**, Servat, É., Lubès-Niel, H., Delattre, M.-O., 1997. Variabilité climatique et analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 325, 779–782.

**Paturel, J.E.**, Servat, E., Delattre, M.O., Lubès-Niel, H., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrological sciences journal* 43, 937–946.

**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, 125–137. doi:10.1623/hysj.48.1.125.43479.

**Paquet, E.**, Garavaglia, F., Garçon, R., Gailhard, J., 2013. The SCHADEX method: A semi-continuous rainfall–runoff simulation for extreme flood estimation. *Journal of Hydrology* 495, 23–37. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.04.045.

**Perrin, C.**, 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Institut National Polytechnique de Grenoble.

**Perrin, C.**, Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275–289. doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7

**Pettitt, A.N.**, 1979. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)* 28, 126–135. doi:10.2307/2346729.

**Peterson, T.C.**, Folland, C., Gruza, G., William, H., Mokssit, A., Plummer, N., 2001. Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs (WorkShop Report). WMO, Genève, Suisse.

**Renard, B.**, 2006. Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. Institut Nationale Polytechnique de Grenoble, Grenoble.

**Renard, B.**, Lang, M., Bois, P., Dupeyrat, A., Mestre, O., Niel, H., Sauquet, E., Prudhomme, C., Parey, S., Paquet, E., Neppel, L., Gailhard, J., 2008. Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resour. Res.* 44, W08419. doi:10.1029/2007WR006268

**Robson, A.J.**, 2002. Evidence for trends in UK flooding. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 360, 1327–1343.

**Roche, P.-A.**, Miquel, J., Gaume, E., 2012. *Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision*. Springer Science & Business Media.

**Salack, S.**, Muller, B., Gaye, A.T., 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, 1–22. doi:10.1007/s00704-011-0414-z

**Sarr, M.A.**, Zoromé, M., Seidou, O., Bryant, C.R., Gachon, P., 2013. Recent trends in selected extreme precipitation indices in Senegal – A changepoint approach. *Journal of Hydrology* 505, 326–334. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.09.032.

**Schreider, S.Y.**, Jakeman, A.J., Letcher, R.A., Nathan, R.J., Neal, B.P., Beavis, S.G., 2002. Detecting changes in streamflow response to changes in non-climatic catchment conditions: farm dam development in the Murray–Darling basin, Australia. *Journal of Hydrology* 262, 84–98. doi:10.1016/S0022-1694(02)00023-9.

**Sene, S.**, Ozer, P., 2002. Evolution pluviométrique et relation inondations – événements pluvieux au Sénégal. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 42.

**Servat, E.**, Paturel, J.E., Lubes-Niel, H., Kouame, B., Travaglio, M., Marieu, B., 1997. De la diminution des écoulements en Afrique de l’Ouest et centrale. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 325, 679–682.

**Servat, E.**, Paturel, J.E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J.M., Travaglio, M., Marieu, B., 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l’Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l’eau* 12, 363. doi:10.7202/705356ar

**Sighomnou, D.**, Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Bouzou, M.I., Gautier, E., Ibrahim, M., Vandervaere, J.P., Tanimoun, B., Bréhima, I., Rajot, J.-L., Oumarou Malam, I., Moussa Malam, A., Dessay, N., Delaitre, E., Faran Maiga, O., Arona, D., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., KARAMBIRI, H., Paturel, J.E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe. *secheresse* 1–11. doi:10.1684/sec.2013.0370.

**Svensson, C.**, Kundzewicz, W.Z., 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. doi:10.1623/hysj.2005.50.5.811.

**Sneyers, R.**, 1990. On the Statistical Analysis of Series (Technical note No. 143). WMO., Genève, Suisse.

**Tan, K.**, F. Chiew, Grayson, R.B., Scalon, P.J., Siriwardena, L., 2005. Calibration of a Daily Rainfall-Runoff Model to Estimate High Daily Flows., in: *Advances and Applications for Management and Decision Making*. Presented at the International Congress on Modelling and simulation, Australie, pp. 2960–2966.

**Tarhule, A.**, 2005. Damaging Rainfall and Flooding: The Other Sahel Hazards. *Climatic Change* 72, 355–377. doi:10.1007/s10584-005-6792-4.

**Trenberth, K.E.**, Owen, T.W., 1999. Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes, Asheville, NC, USA, 3–6 June 1997 Breakout Group A: Storms. *Climatic Change* 42, 9–21. doi:10.1023/A:1005443610940.

**Traore, V.B.**, 2014. Calibrating the Rainfall-Runoff Model GR4J and GR2M on the Koulountou River Basin, a Tributary of the Gambia River. *American Journal of Environmental Protection* 3, 36. doi:10.11648/j.ajep.20140301.15.

**Tschakert, P.**, 2007. Views from the vulnerable: Understanding climatic and other stressors in the Sahel. *Global Environmental Change* 17, 381–396. doi:10.1016/j.gloenvcha.2006.11.008.

**Valent, P.**, Szolgay, J., Výleta, R., 2014. Alternative Approaches to a Calibration of Rainfall- Runoff Models for a Flood Frequency Analysis. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica* 10. doi:10.2478/aslh-2014-0012.

**Van Pelt, S.C.**, Kabat, P., ter Maat, H.W., van den Hurk, B.J.J.M., Weerts, A.H., 2009. Discharge simulations performed with a hydrological model using bias corrected regional climate model input. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 2387–2397. doi:10.5194/hess-13-2387-2009.

**Vischel, T.**, Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology* 333, 340–355. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.007

Vissin, W., 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. Université de Bourgogne.

**Yue, S.**, Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann–Kendall and Spearman’s rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259, 254–271. doi:10.1016/S0022-1694(01)00594-7.

**Zhang, X.**, Alexander, L., Hegerl, G.C., Jones, P., Tank, A.K., Peterson, T.C., Trewin, B., Zwiers, F.W., 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 851–870. doi:10.1002/wcc.147.

## Liste des Tableaux

<b>Tableau II-1:</b> Caractéristiques des stations hydrologiques sélectionnées .....	41
<b>Tableau II-2:</b> répartition des séries utilisées pour le calcul des pluies de bassin. ....	46
<b>Tableau II-3:</b> Critères de classification météorologique et hydrologique des bassins versants d’Afrique de l’Ouest.....	50
<b>Tableau II-4:</b> Tableau récapitulatif des caractéristiques de classification des bassins versants. ....	55
<b>Tableau III-1:</b> Tableau récapitulatif des résultats de l’étude de l’influence des lacunes de la série Kakassi. ....	81
<b>Tableau V-1:</b> Paramètres du modèle GR4J à optimiser. ....	102
<b>Tableau V-2:</b> Paramètres du modèle IHAC à optimiser. ....	107
<b>Tableau V-3 :</b> Fonctions-objectifs (fonctions critères) utilisées en comparaison pour la simulation des débits extrêmes des bassins versants ouest africains.....	112
<b>Tableau V-4:</b> Sous-périodes de calage et de validation de chaque bassin versant.....	116
<b>Tableau V-5:</b> Synthèse et détails des performances des modèles sur les séries de étudiées d’après les Nash calculés grâce aux débits observés et simulés.. ....	117
<b>Tableau VI-1:</b> Catchment characteristics and break dates detected for the annual maximum discharge and annual rainfall time series.....	142
<b>Tableau VI-2:</b> Sub periods of the observations for each time series.....	143
<b>Tableau VI-3:</b> Results of the permutaion test with the simulated series using IHAC model and NS as objective function. 5040 (7!) permutations have been made in each case. ....	156
<b>Tableau VI-4:</b> Results of the permutaion test with the simulated series using IHAC model and C_NS as objective function.....	157
<b>Tableau VII-1:</b> Liste des sorties climatiques utilisées avec leurs nomenclatures et leurs origines. ....	166
<b>Tableau VII-2:</b> Rappel des indices climatiques utilisés dans cette étude. ....	168
<b>Tableau VII-3 :</b> Valeurs du percentile 95 de la pluie pour chaque bassin versant sur la période de référence 1970-1999.....	169
<b>Tableau VII-4 :</b> Erreurs relatives des indices pluviométriques simulées sur l’ensemble des 5 bassins versants étudiés. Les séries utilisées sont les séries brutes des modèles climatiques.. ....	170
<b>Tableau VII-5 :</b> Erreurs relatives des indices pluviométriques simulées sur l’ensemble des 5 bassins versants étudiés. Les séries utilisées sont les séries corrigées des modèles climatiques.. ....	174

<b>Tableau VII-6:</b> Périodes d'analyse des séries hydrologiques.....	178
<b>Tableau VII-7:</b> Erreurs relatives moyennes des débits maximaux annuels simulés par rapport aux observations sur la période de référence..	179
<b>Tableau VII-8:</b> Taux de variation des indices pluviométriques corrigés des MCRs aux horizons fixés par rapport aux observations de la période de référence 1970-1999. ....	184
<b>Tableau VII-9:</b> Périodes d'analyse des séries hydrologiques. Les périodes ont été choisies de telle sorte que les débits maximaux soient constants..	187

## Liste des Figures

<b>Figure I-1:</b> La région d’Afrique de l’Ouest. Source Cartothèque OCDE (2006) ; <a href="http://www.oecd.org/fr/csao/publications/lacartothequeducsao.htm#climat">http://www.oecd.org/fr/csao/publications/lacartothequeducsao.htm#climat</a> .....	10
<b>Figure I-2:</b> Rupture de la digue du barrage de Bani au Burkina Faso. Photo : H. Karambiri. ....	18
<b>Figure I-3:</b> Augmentation des coefficients d’écoulement annuels de trois affluents du fleuve Niger, le Dargol, le Gourouol et la Sirba entre 1950 et 2010. Source Sighomnou et al. 2013.....	21
<b>Figure I-4:</b> Hydrogrammes annuels des années marquantes sur le fleuve Niger à la station de Niamey, et moyenne de la période 1929-2012. Source (Sighomnou et al, 2013). ....	23
<b>Figure II-1:</b> Carte du réseau de mesures hydrologiques de l’ORSTOM et CIEH en Afrique de l’Ouest et du Centre, source (Crues et Apports, FAO, 1996).....	28
<b>Figure II-2:</b> Carte du réseau hydrographique et de localisation des stations hydrométriques du Burkina Faso (source DGRE Burkina Faso). ....	35
<b>Figure II-3:</b> Schéma de validation des débits maximaux annuels.....	38
<b>Figure II-4:</b> Localisation des stations hydrologiques sélectionnées et bassins versants correspondants.....	39
<b>Figure II-5:</b> Densité de couverture des stations pluviométriques des deux jeux de données METEO 5a) et SIEREM 5b).....	43
<b>Figure II-6:</b> Description des séries de pluie de la base SIEREM. 6.a) Longueurs des séries, 6.b) Période d’étendue des séries.....	44
<b>Figure II-7:</b> Le système de mousson Ouest Africaine. Source Cartothèque de l’OCDE ( <a href="http://www.oecd.org/fr/csao/cartes">www.oecd.org/fr/csao/cartes</a> ) .....	48
<b>Figure II-8:</b> Classification des stations suivant le domaine climatique. Les isohyètes sont calculées sur la période 1970-1999.....	49
<b>Figure II-9:</b> Hydrogrammes mensuels de deux stations représentatives des zones climatiques recensées. Kakassi en zone sahélienne, et Fadougou en zone Soudanienne. ....	51
<b>Figure II-10:</b> Procédure de calcul de la durée caractéristique de crue sur un bassin versant.....	52
<b>Figure II-11:</b> Calcul des durées caractéristiques de crue pour les bassins versants de la zone sahélienne.....	53
<b>Figure II-12:</b> Calcul des durées caractéristiques de crue pour six bassins versants de la zone Soudanienne.....	54
<b>Figure III-1:</b> Illustration d’une rupture brusque.....	59
<b>Figure III-2:</b> Illustration d’une tendance monotone.....	60

<b>Figure III-3:</b> Cadre statistique d'analyse des non-stationnarité dans les séries hydroclimatiques...	61
<b>Figure III-4:</b> Illustration de l'échantillonnage par la valeur maximale annuelle (MA).	66
<b>Figure III-5:</b> Illustration de l'échantillonnage de type POT.	67
<b>Figure III-6:</b> Impact du Seuil sur le nombre de crues échantillonnées dans les séries de débits journaliers.	69
<b>Figure III-7:</b> Procédure d'extraction des valeurs de crues au-dessus du seuil.	70
<b>Figure III-8:</b> Légende explicative des fiches de bassins versants.	73
<b>Figure III-9:</b> Fiche station de Kakassi, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.	75
<b>Figure III-10:</b> Fiche station de Fadougou, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.	76
<b>Figure III-11:</b> Fiche station de Dieboungou, indiquant les tendances et les ruptures détectées sur les variables hydroclimatiques étudiées.	77
<b>Figure III-12 :</b> Série de débits maximaux annuels de Kakassi, position des lacunes dans la série.	79
<b>Figure III-13:</b> Nombres de ruptures détectées avec le test de Pettitt sur les 5040 séries reconstituées, et dates de ces ruptures en fonction de deux seuils de significativité du tests.	81
<b>Figure IV-1:</b> Location of the 14 West African catchments used for this study; the isohyets were created from climatic research unit (CRU) spatial rainfall data from 1960 to 1990.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure IV-2:</b> Mean monthly hydrograph for Kakassi (Sahelian catchment) and Fadougou (Sudanian catchment), 1960–1999.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure IV-3:</b> Boxplots of specific $Q_{max}$ of each catchment within the period 1970–2010.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure IV-4:</b> Extraction process of nPOT values.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure IV-5:</b> Boxplots for nPOT time series within the period 1970–2010 summarizing the characteristics of the nPOT series used.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure IV-6:</b> $Q_{max}$ and nPOT of long-term time series and segmentation according to the Pettitt break test.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>Figure V-1 :</b> Schéma conceptuel du modèle GR4J.	106
<b>Figure V-2 :</b> Schéma conceptuel du modèle IHAC.	109
<b>Figure V-3:</b> Tracé des intervalles à 90% des erreurs relatives de simulation pendant le calage de la série de Kedougou.	114
<b>Figure V-4:</b> Schéma de découpage des séries stationnaires en deux sous séries de même longueur, et procédure de calage/validation adoptée.	115
<b>Figure V-5:</b> Comparaison des performances des deux modèles hydroclimatiques. Synthèse des critères de Nash en calage 5.a), et en validation 5.b) pour les 28 simulations effectuées.	118

<b>Figure V-6:</b> Ecoulements journaliers observés (noir) et simulés (rouge) grâce au modèle GR4J pour deux séries.....	119
<b>Figure V-7:</b> Illustration des erreurs relatives groupées par classe de débits pour les séries de Koriziena et Falagontou simulées avec le modèle GR4J. ....	121
<b>Figure V-8:</b> Calcul des erreurs relatives globales par classe de débits pour les deux séries hydrologiques Falagontou et Koriziena.....	121
<b>Figure V-9:</b> Erreur des modèles GR4J (bleu) et IHAC (rouge) par classe de débits simulés pour les deux bassins versants sahéliens pendant la phase de calage. ....	123
<b>Figure V-10:</b> Erreur des modèles GR4J (bleu) et IHAC (rouge) par classe de débits simulés pour les deux bassins versants Soudaniens.....	124
<b>Figure V-11:</b> a) Distributions fréquentielles des performances de chaque fonction critère pendant la phase de calage. b) Histogramme du nombre de cas où la performance du modèle avec chaque fonction-objectif est supérieure ou égale à 0.50. ....	128
<b>Figure V-12:</b> a) Distributions fréquentielles de la fonction de coût globale sur les simulations faites avec chacune des fonctions critères en phase de validation. b) Histogramme du nombre de cas où le coût global est supérieur ou égal à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée.....	130
<b>Figure V-13:</b> a) Distributions fréquentielles de la fonction de coût temporelle sur les simulations faites avec chacune des fonctions critères en phase de validation. 12.b) Histogramme du nombre de cas où le coût temporel est supérieur ou égal à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée. ....	132
<b>Figure V-14:</b> a) Distributions fréquentielles de la fonction de coût temporelle sur les simulations faites avec chacune des fonctions critères en phase de validation. b) Histogramme du nombre de cas où le coût fréquentiel est supérieur ou égal à 0.50 pour chaque fonction-objectif utilisée. ....	134
<b>Figure VI-1 :</b> Cross simulation process case of sub periods of Kakassi.. ....	144
<b>Figure VI-2 :</b> Possibilities for the relative position of the observed statistic within the distribution obtained by permutation.....	145
<b>Figure VI-3 :</b> Conceptual scheme of the IHACRES rainfall-runoff model (Oudin L. ; 2004) .....	147
<b>Figure VI-4 :</b> Determination of the ditribution law of the relative errors of modelling. ....	150
<b>Figure VI-5:</b> Comparison of observed and simulated interannual flow regimes within the calibration period for the Dargol catchments at Kakassi (i) the Faleme catchment at Fadougou (ii) and the Bougouriba catchment at Diebougou (iii). ....	152
<b>Figure VI-6 :</b> Empirical Cumulative Distribution Frequency of the NASH and the C_NASH values for the 21 calibrations performed with the IHAC model over the three catchments time series.	153
<b>Figure VI-7:</b> Comparison of relative errors on high flows.....	154
<b>Figure VII-1:</b> Comparaison sur la période de référence (1970-1999) des valeurs moyennes annuelles de cinq caractéristiques pluviométriques entre les observations (noir) et les simulations brutes des modèles CESM2_RCA4( bleu), CM5_RCA4 (rouge). ....	171
<b>Figure VII-2 :</b> illustration des étapes de correction des pluies de chaque MCR sur la période de référence a), b) et c) et sur la période future d). Cas du MCR CESM2-RCA4 sur le bassin Batié, pour les mois d’Août de chaque année. ....	173

**Figure VII-3:** Comparaison sur la période de référence (1970-1999) des valeurs moyennes annuelles de cinq caractéristiques pluviométriques entre les observations (noir) et les simulations corrigées des modèles CESM2\_RCA4( bleu), CM5\_RCA4 (rouge)..... 176

**Figure VII-4:** Comparaison des débits maximaux annuels observés et simulés par le modèle hydrologique IHAC, avec pour fonction-objectif le NASH..... 181

**Figure VII-5:** Comparaison des débits maximaux annuels observés et simulés par le modèle hydrologique IHAC avec pour fonction-objectif le C\_NASH.. ..... 182

**Figure VII-6:** Taux de variation relative en pourcentage (%) des indices pluviométriques corrigés des MCRs aux horizons 2020, 2050 et 2080 par rapport à la période de référence 1970-1999..... 186

**Figure VII-7:** Evolution temporelle des débits maximaux annuels entre 1960 et 2095 sur les bassins versants étudiés. Les scénarios entre 2006 et 2095 sont réalisés avec les simulations climatiques des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4 suivant le RCP 4.5. .... 189

**Figure VII-8:** Evolution temporelle des débits maximaux annuels entre 1960 et 2095 sur les bassins versants étudiés. Les scénarios entre 2006 et 2095 sont réalisés avec les simulations climatiques des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4 suivant le RCP 8.5. .... 190

**Figure VII-9:** Comparaison des débits décennaux observés sur la période de référence (1970-1999) et simulés aux horizons 2020, 2050 et 2080, d'après le RCPs 4.5 des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4..... 192

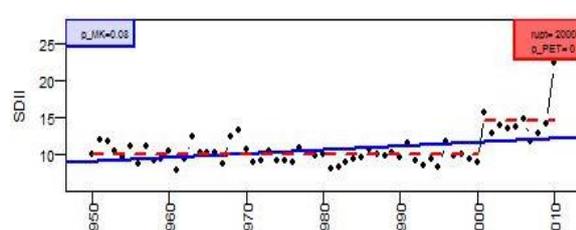
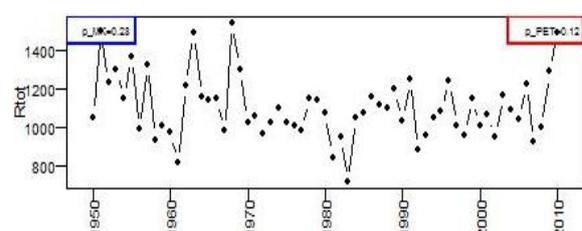
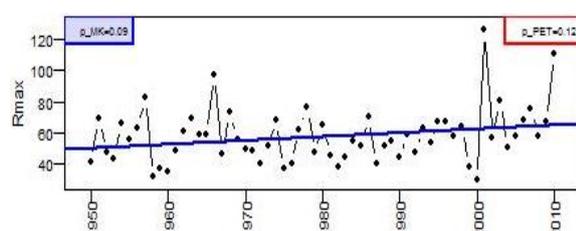
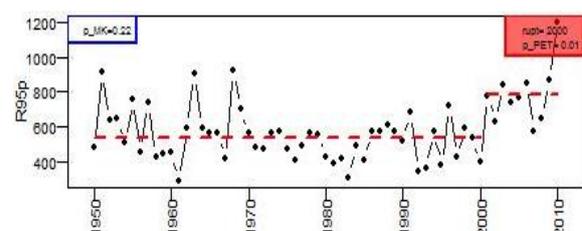
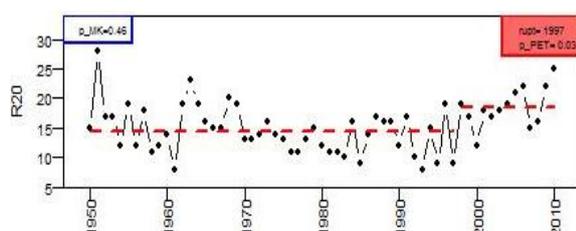
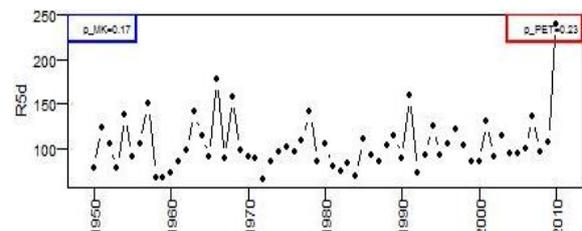
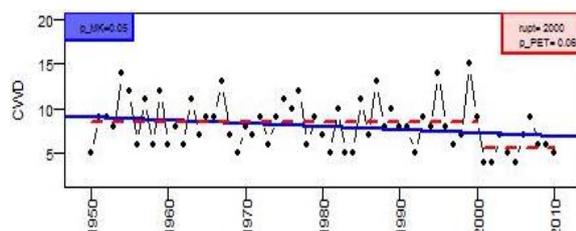
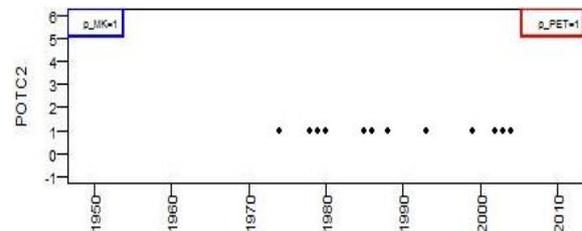
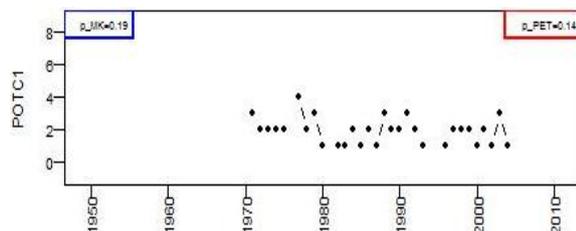
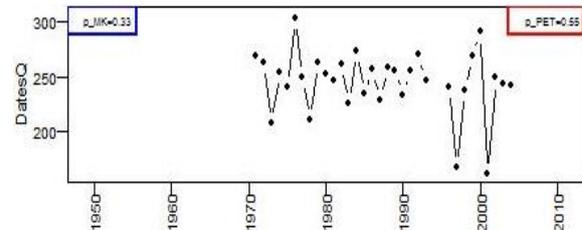
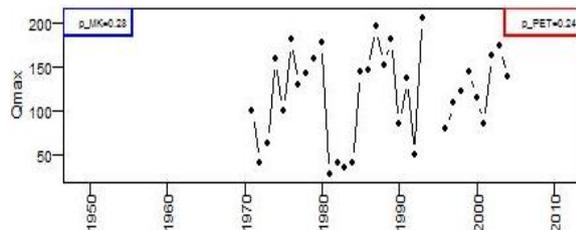
**Figure VII-10:** Comparaison des débits décennaux observés sur la période de référence (1970-1999) et simulés aux horizons 2020, 2050 et 2080, d'après le RCPs 4.5 des modèles CESM2-RCA4 et CM5-RCA4.. ..... 193

## **ANNEXES**

---

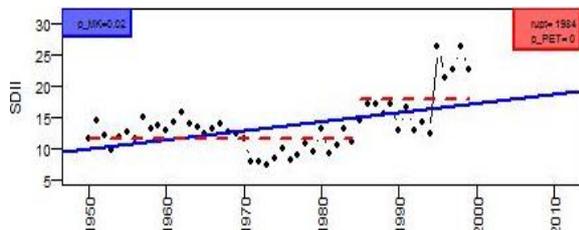
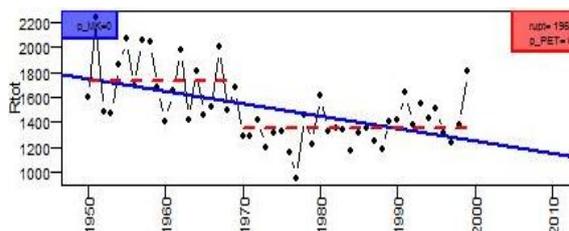
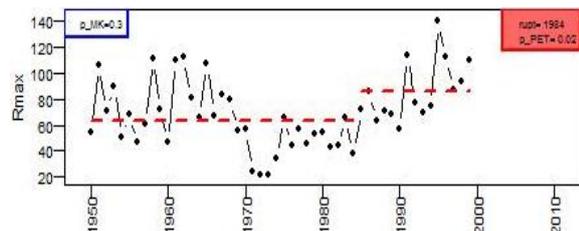
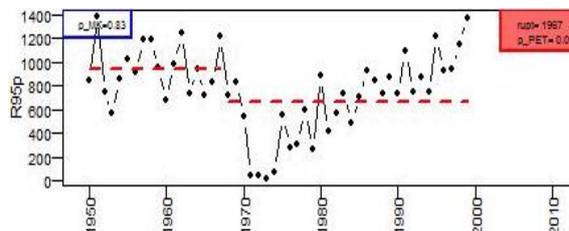
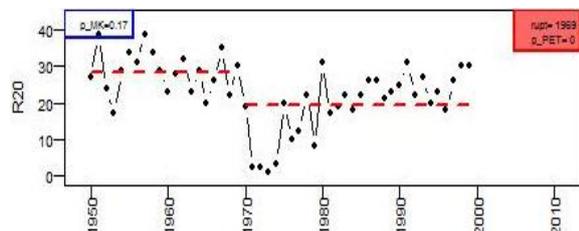
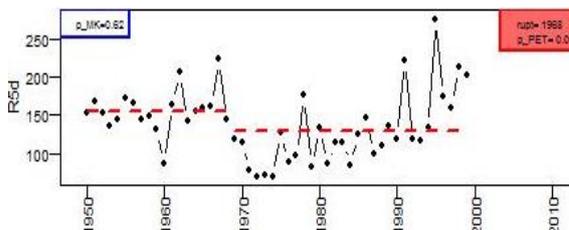
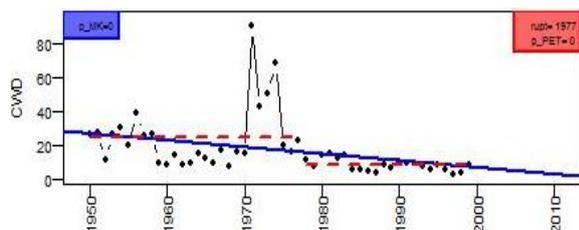
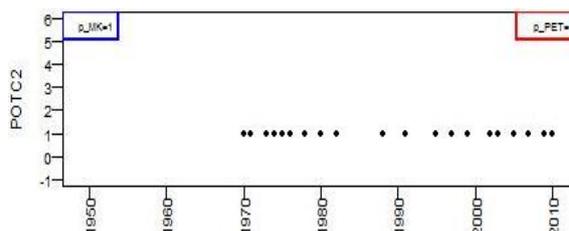
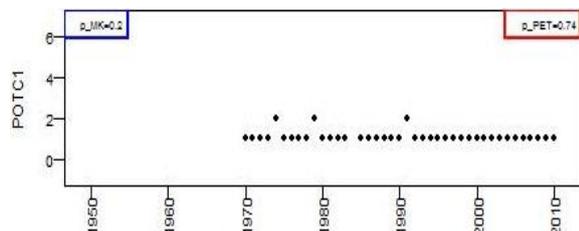
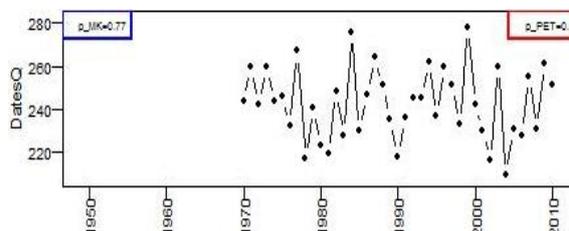
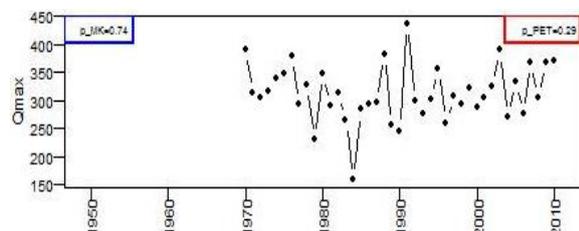
## ANNEXE 1 : Résultats des tests statistiques de détection des tendances sur les 11 bassins versants restants

Rivière : Bambassou; Station : **Batie**; Superficie : 5485 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
Débits : 1971 – 2004; Pluies de bassin : 1950 – 2010.

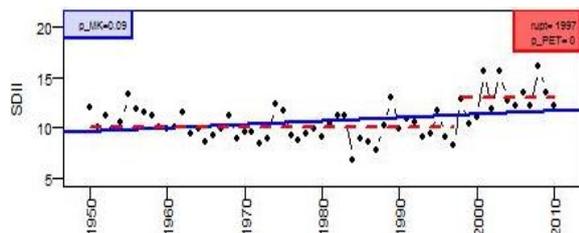
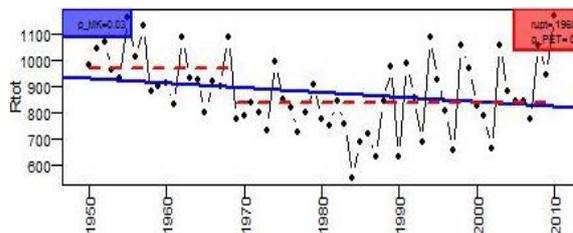
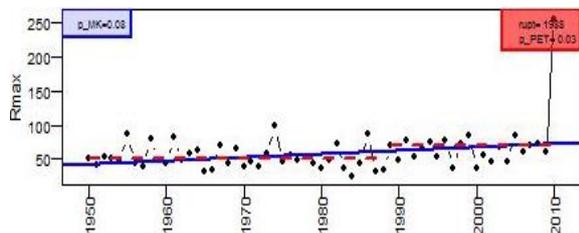
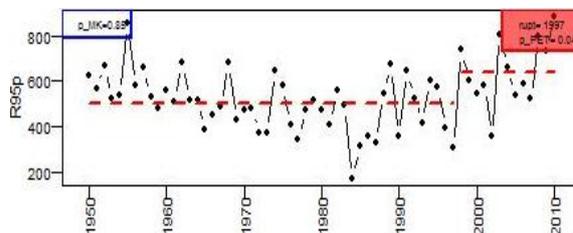
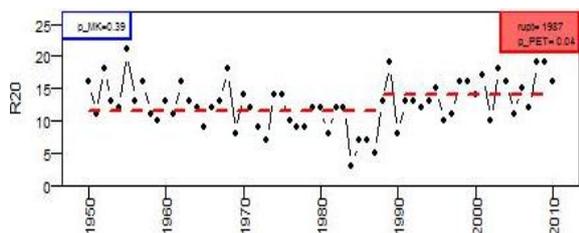
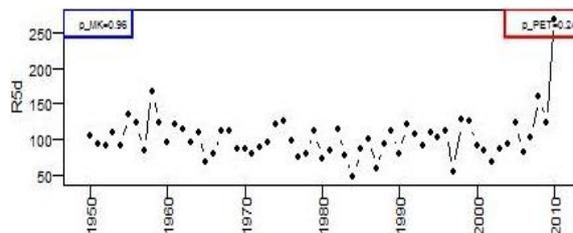
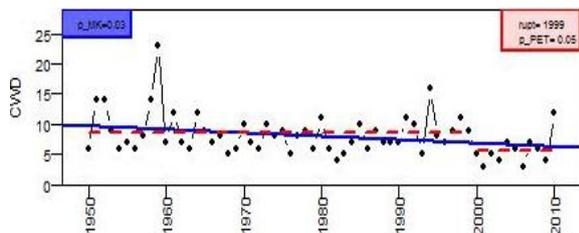
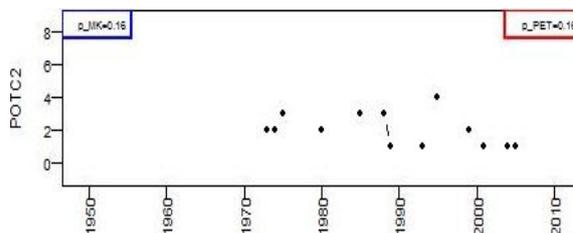
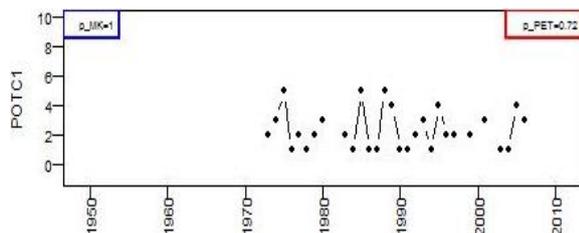
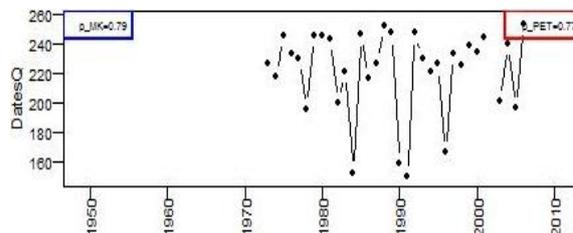
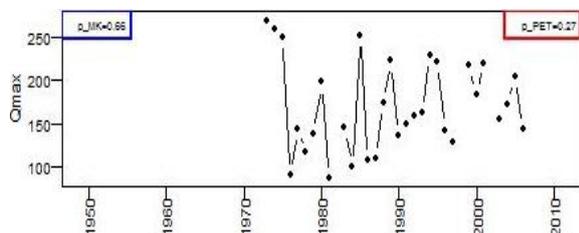


Rivière : Tene; Station : **Bebele**; Superficie : 3470 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.

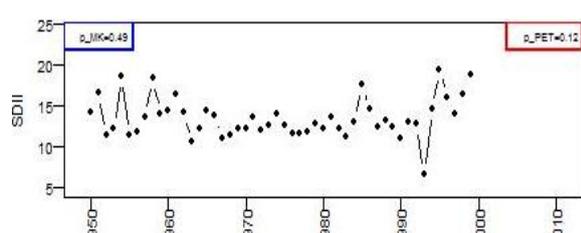
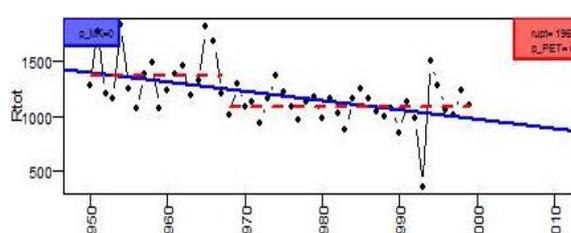
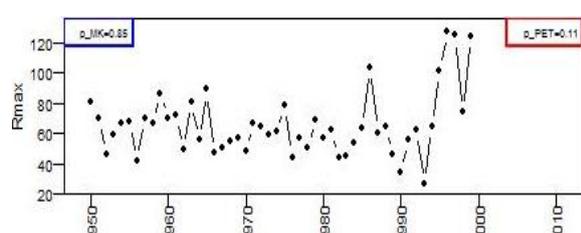
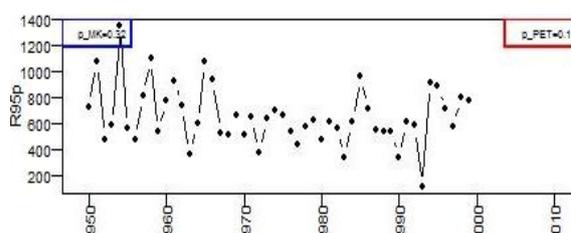
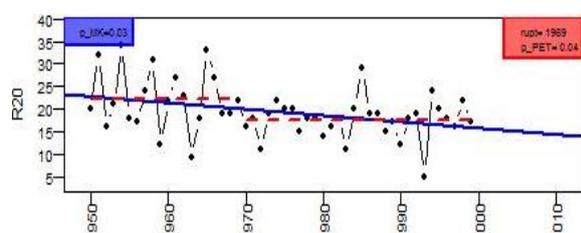
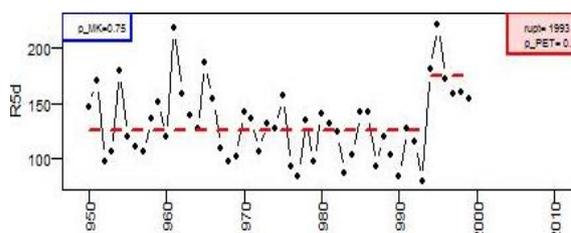
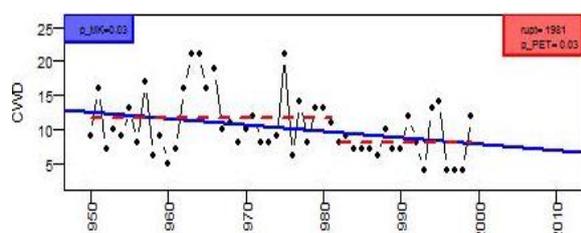
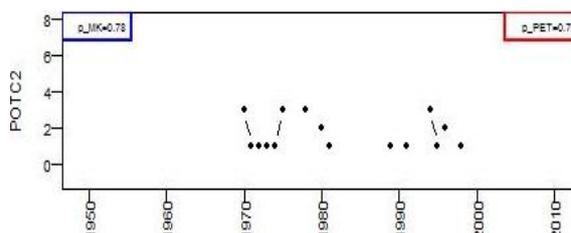
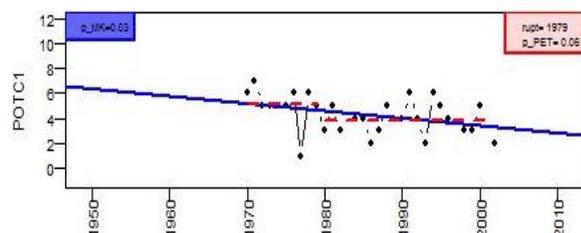
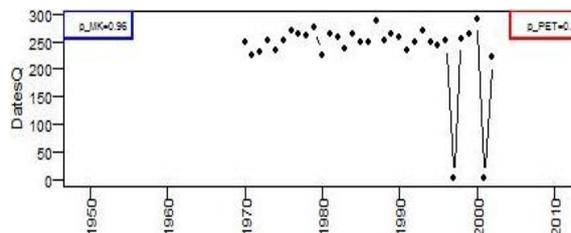
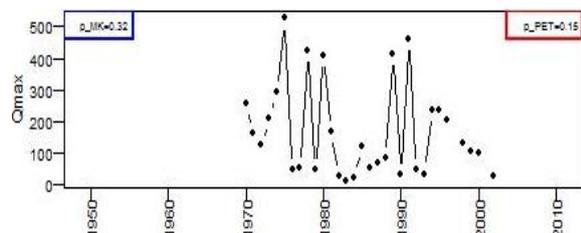
Débits : 1970 – 2010; Pluies de bassin : 1950 – 1999.



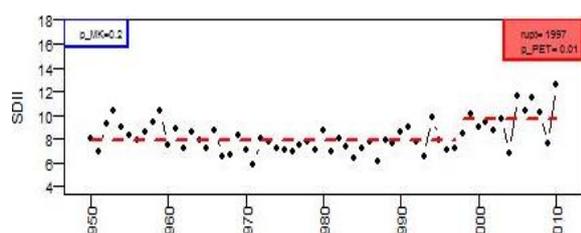
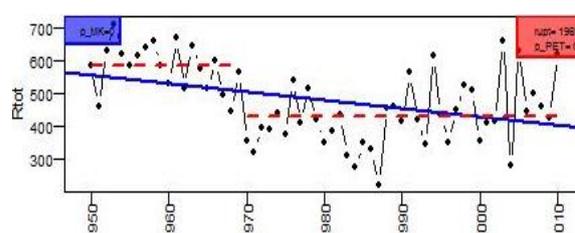
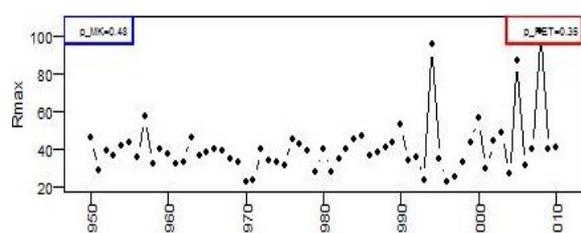
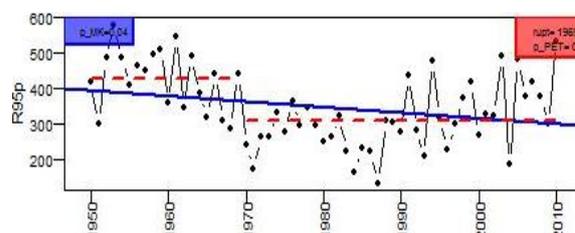
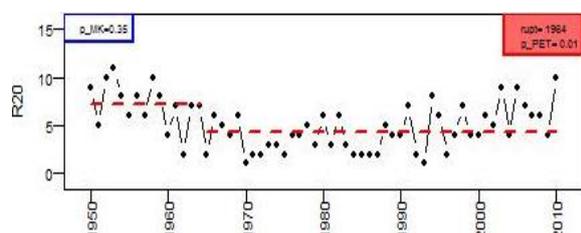
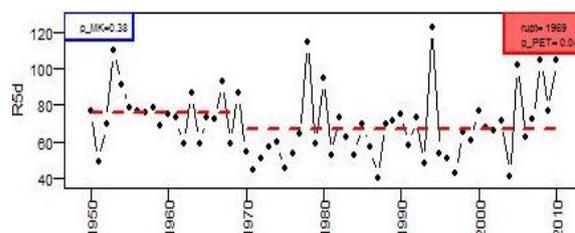
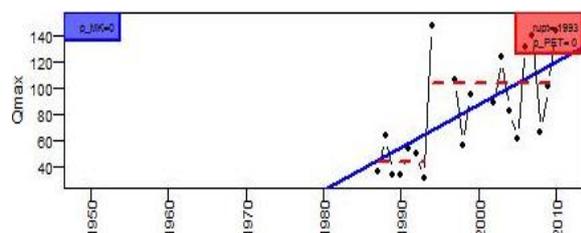
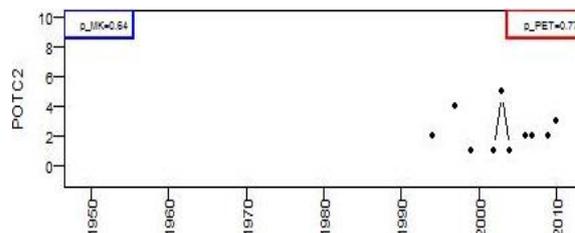
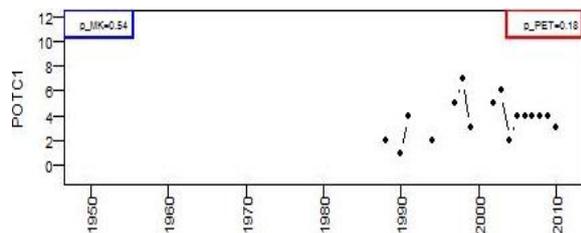
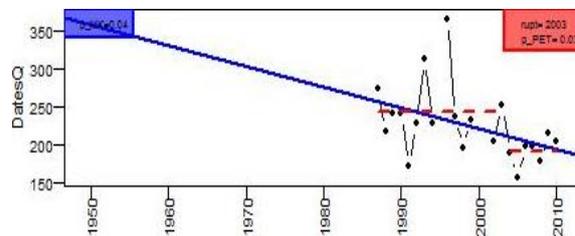
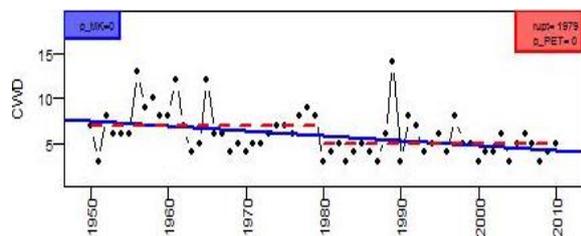
Rivière : Noaho; Station : **Bittou**; Superficie : 4050 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
**Débits** : 1973 – 2006; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.



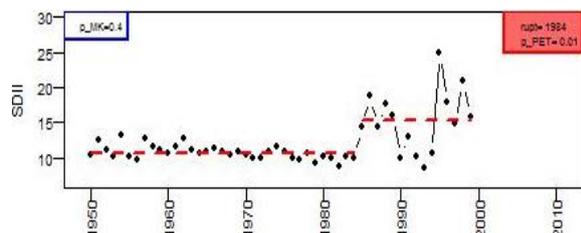
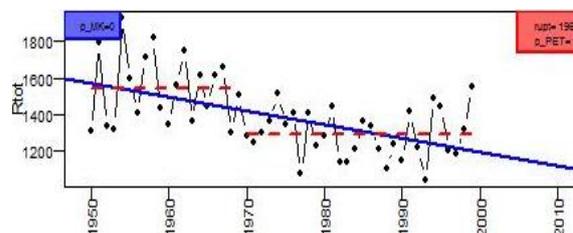
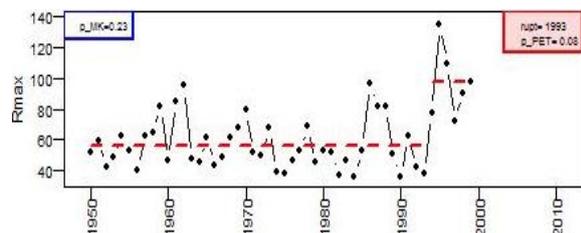
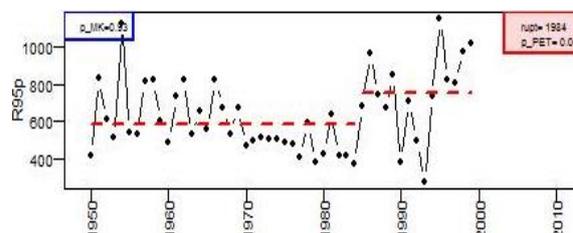
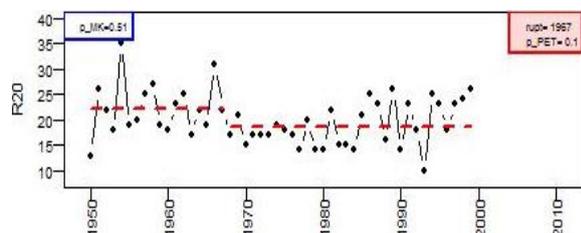
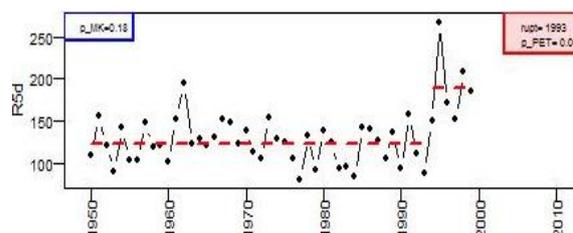
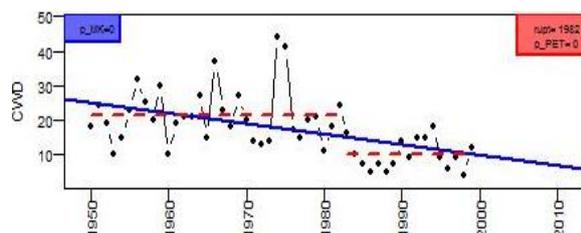
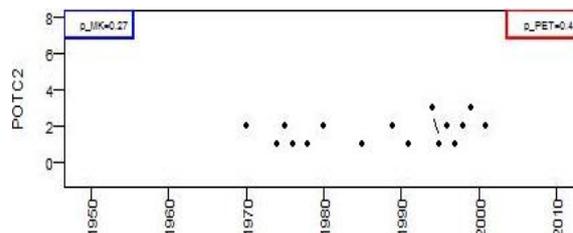
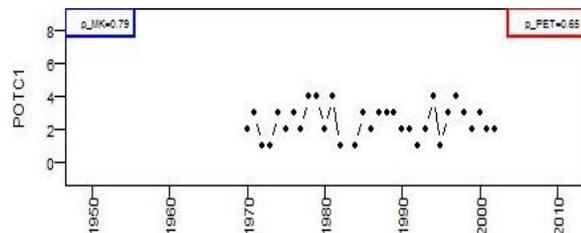
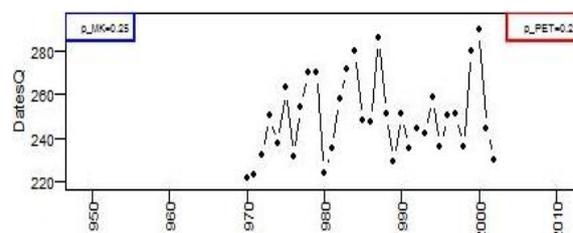
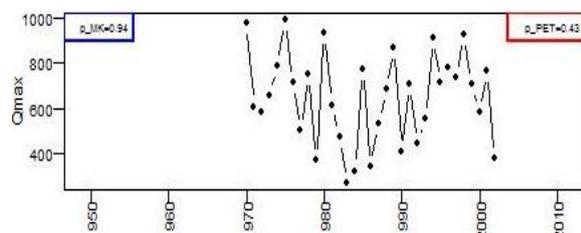
Rivière : Diaguiri; Station : **Diaguiri**; Superficie : 1010 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
 Débits : 1970 – 2002; **Pluies de bassin** : 1950 – 1999.



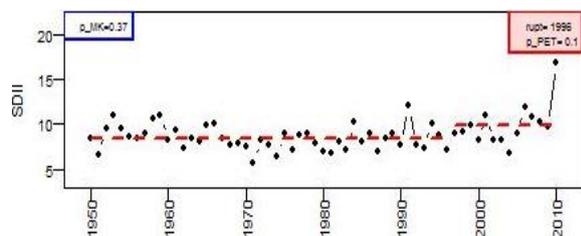
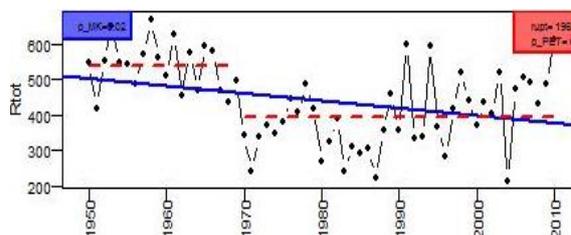
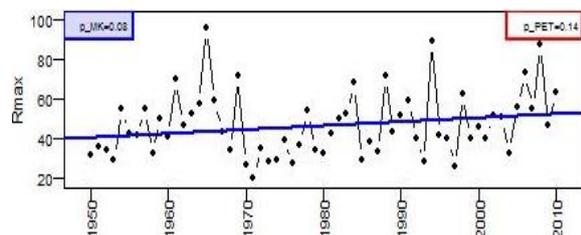
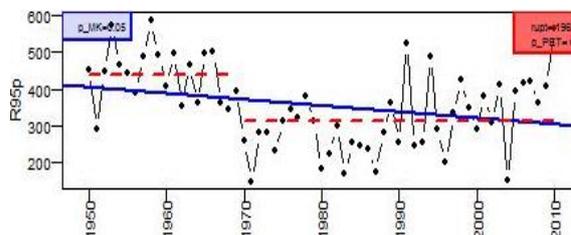
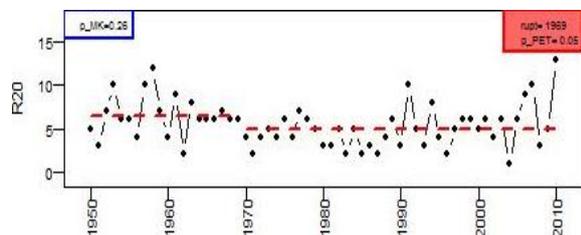
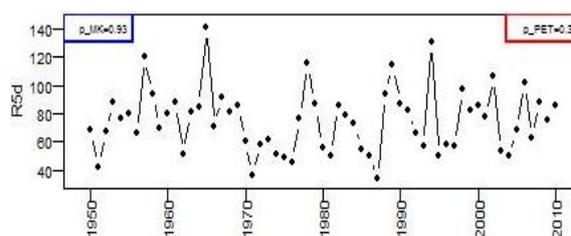
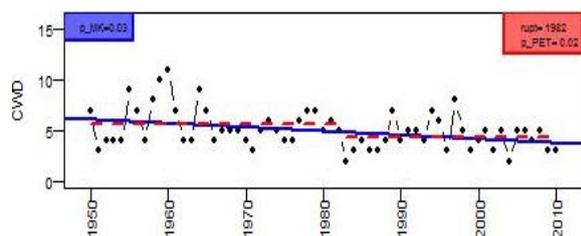
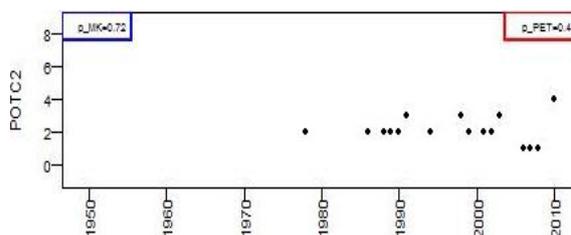
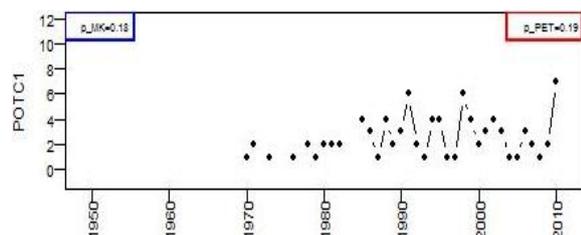
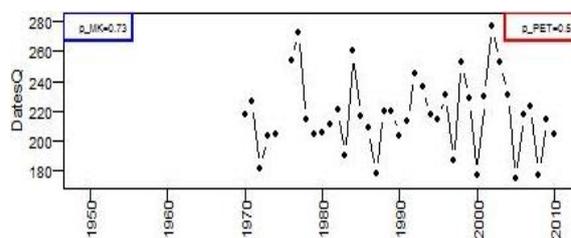
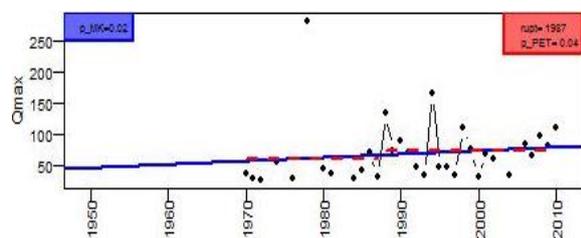
Rivière : Goudebo; Station : **Falagontou**; Superficie : 3750 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Sahélien ;  
**Débits** : 1987 – 2010; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.



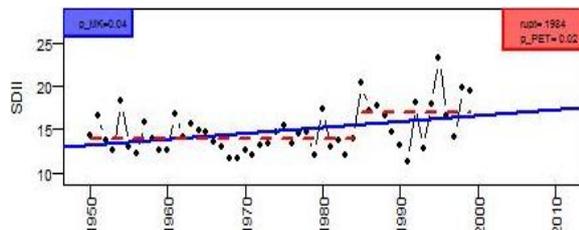
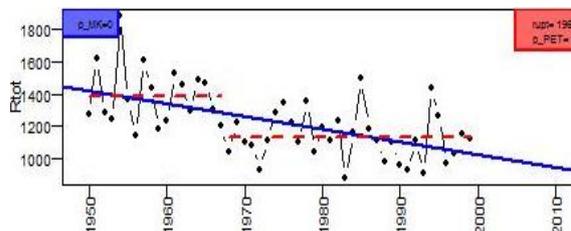
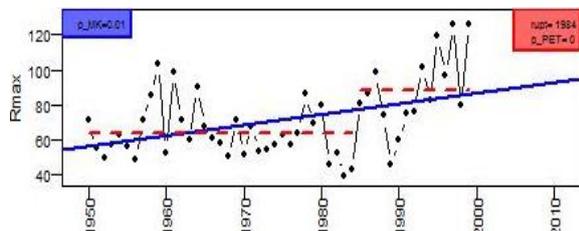
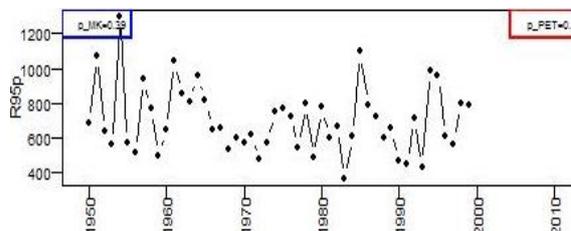
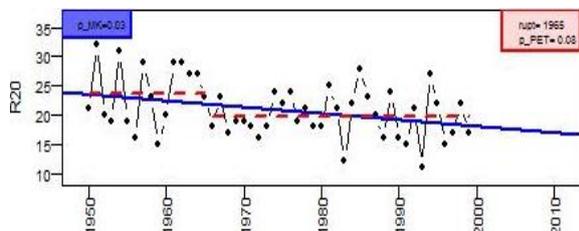
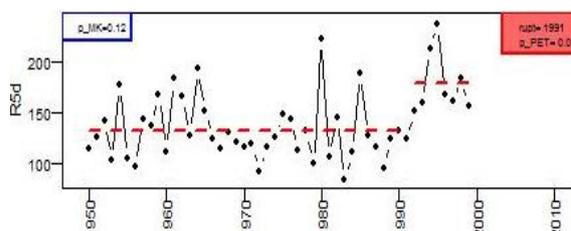
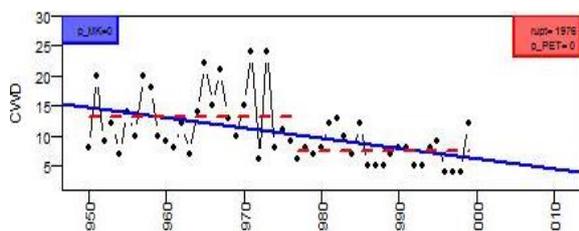
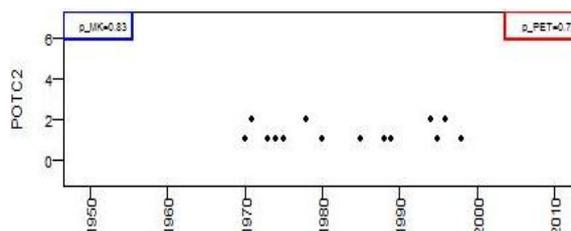
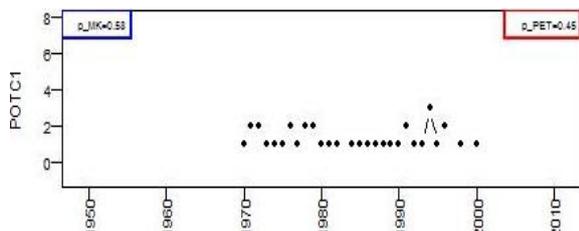
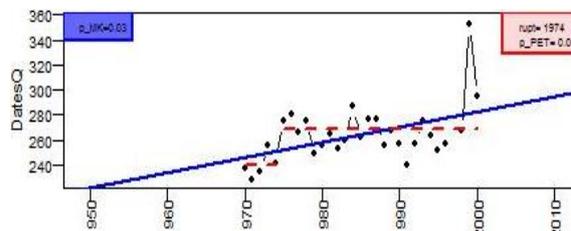
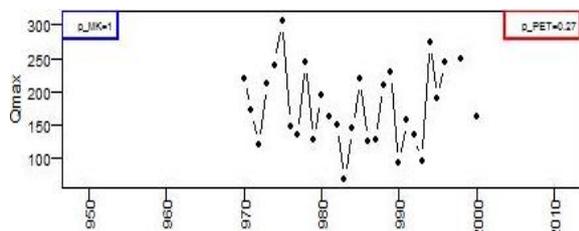
Rivière : Gambie; Station : **Kedougou**; Superficie : 8130 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
**Débits** : 1970 – 2002; **Pluies de bassin** : 1950 – 1999.



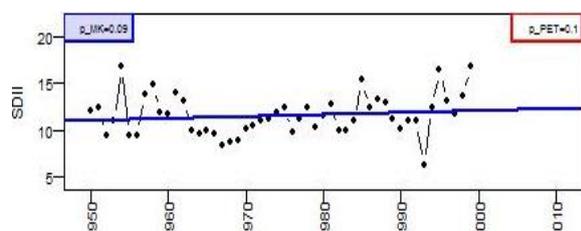
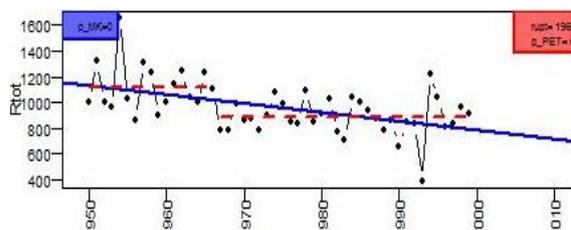
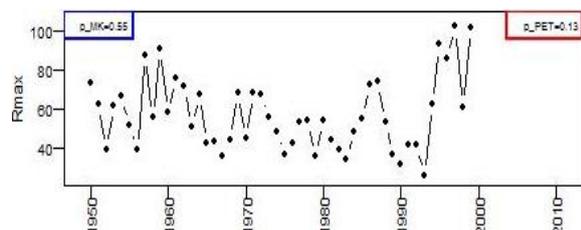
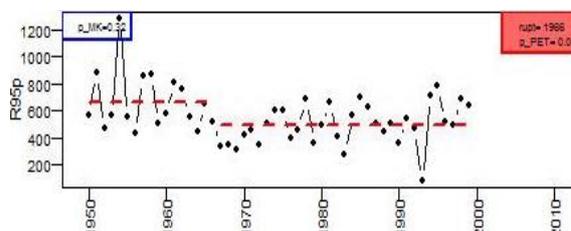
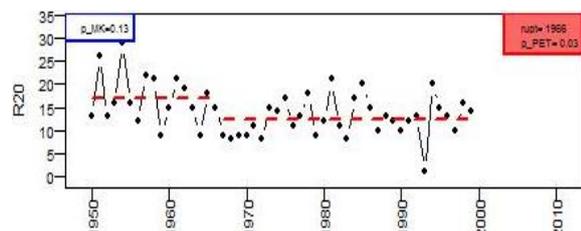
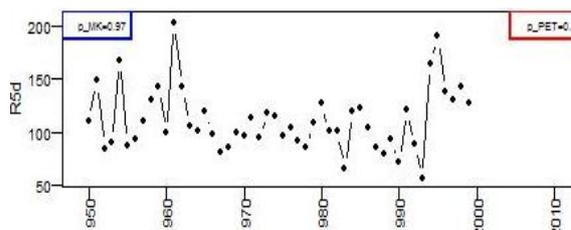
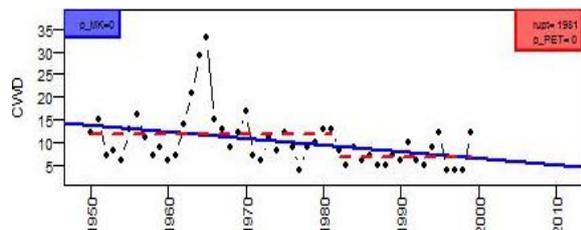
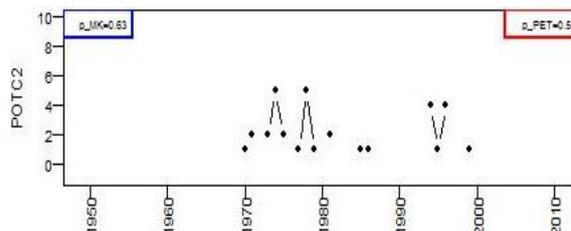
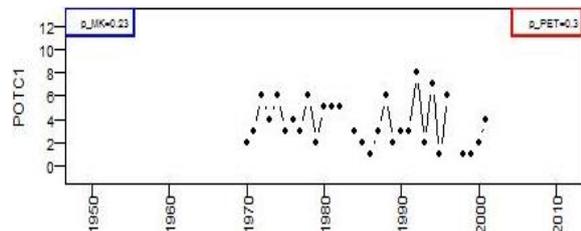
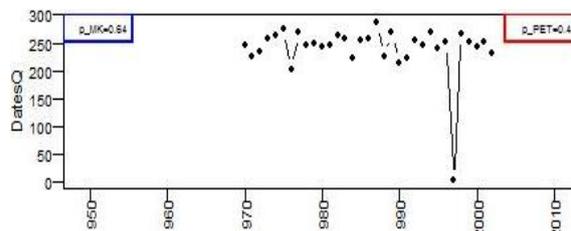
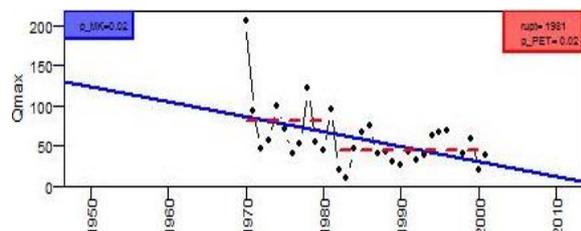
Rivière : Gorouol; Station : **Korziena**; Superficie : 2500 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Sahélien.  
 Débits : 1970 – 2010; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.



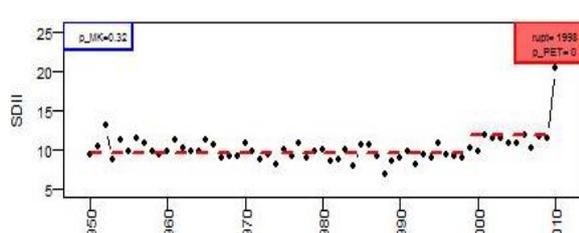
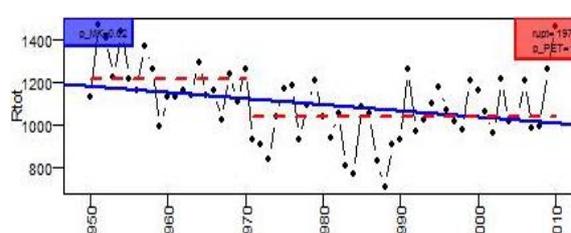
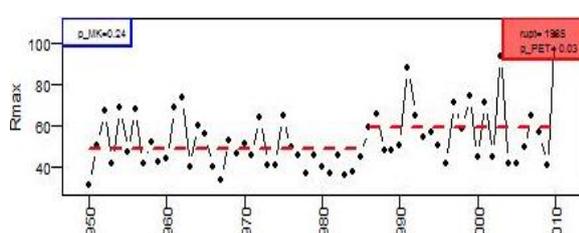
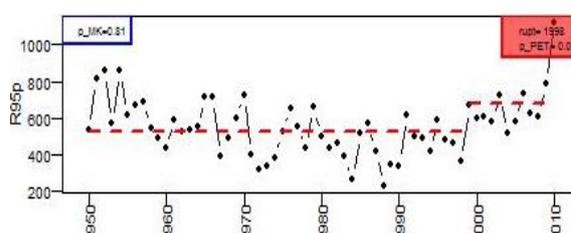
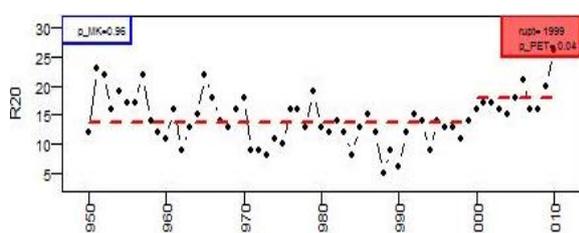
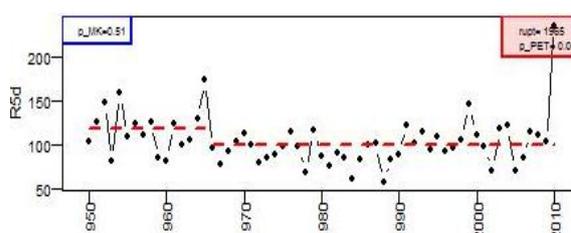
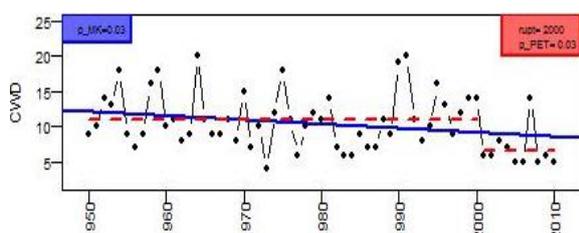
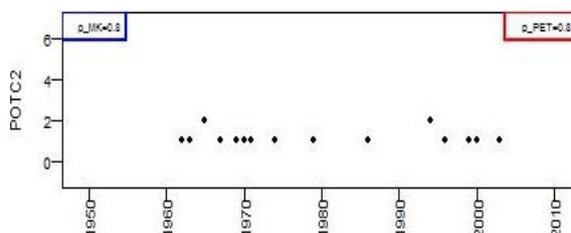
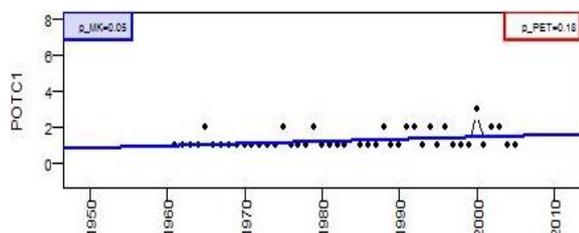
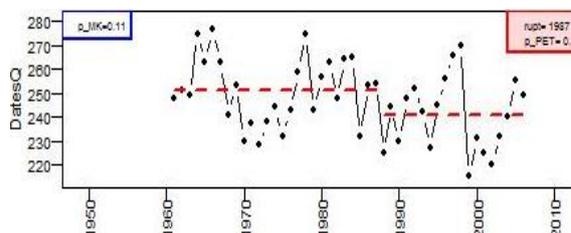
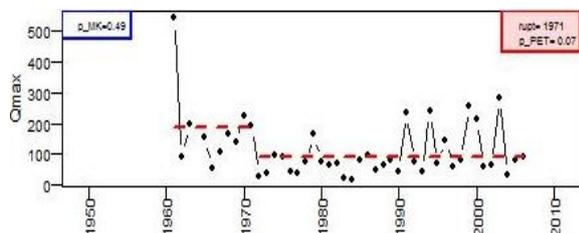
Rivière : Koulountou; Station : **Missira**; Superficie : 6200 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
**Débits** : 1970 – 2002; **Pluies de bassin** : 1950 – 1999.



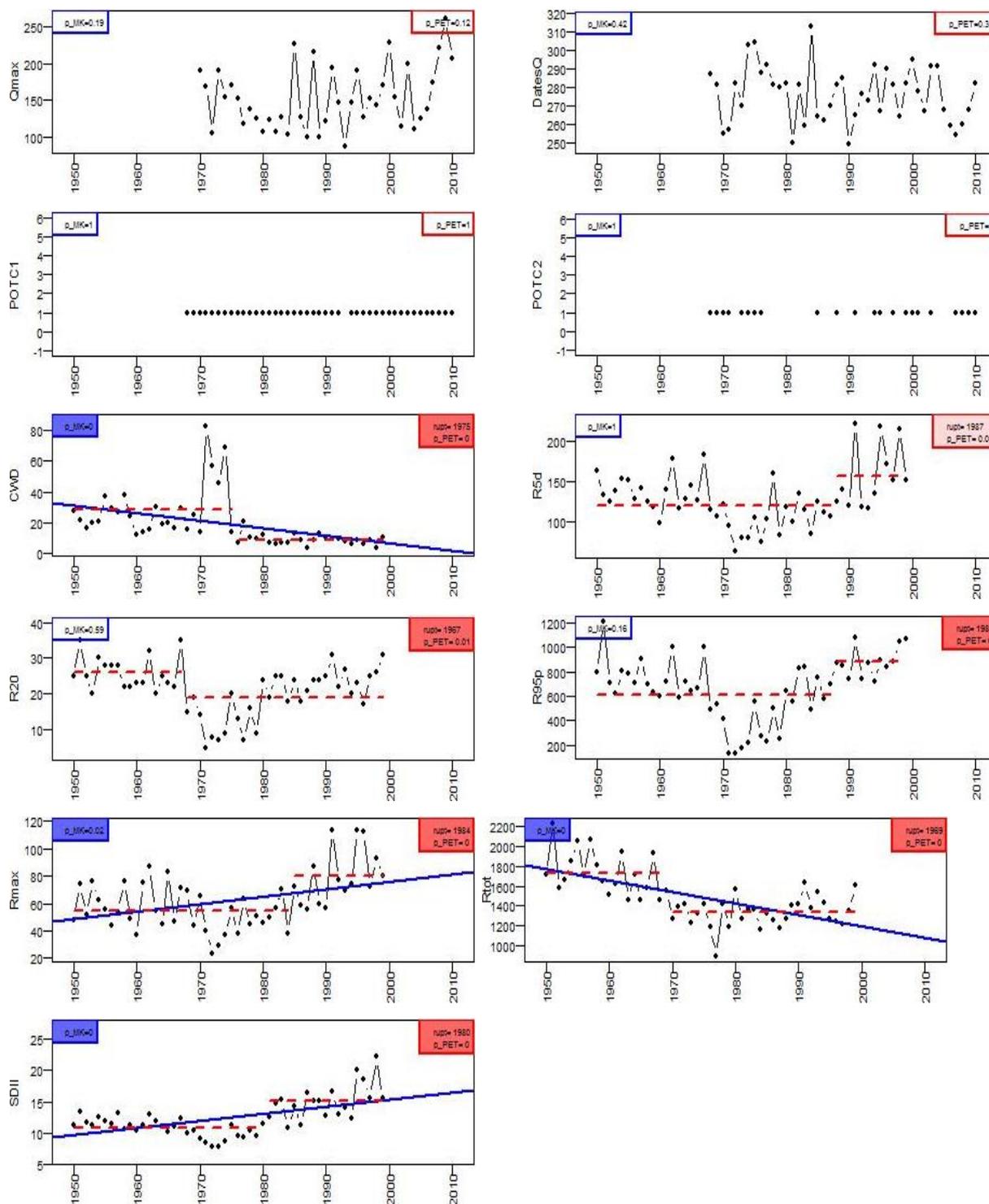
Rivière : Niokolokoba; Station : Niokolokoba; Superficie : 3233 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
 Débits : 1970 – 2002; Pluies de bassin : 1950 – 1999.



Rivière : Mouhoun; Station : **Samendeni**; Superficie : 4580 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
**Débits** : 1961 – 2006; **Pluies de bassin** : 1950 – 2010.



Rivière : Bafing; Station : **Sokoroto**; Superficie : 1750 km<sup>2</sup>; Domaine climatique : Soudanien.  
**Débits** : 1970 – 2010; **Pluies de bassin** : 1950 – 1999.



**ANNEXE 2 : Corrélation entre les indices de pluie sur les stations étudiées.**

Nous avons calculé les coefficients de corrélation de Spearman entre les variables pluviométriques utilisées afin d'identifier les liens existants entre elles et l'intensité de ces liens. Le coefficient de Spearman (appelé coefficient de corrélation de rang ) examine s'il existe une relation entre le **rang** des observations pour deux variables X et Y, ce qui permet de détecter l'existence de relations monotones (croissante ou décroissante), quelle que soit leur forme précise (linéaire, exponentiel, puissance, ...). Ce coefficient est donc très utile lorsque l'analyse du nuage de point révèle une forme curviligne dans une relation qui semble mal s'ajuster à une droite.

Le coefficient de Spearman est fondé sur l'étude de la différence des rangs entre les attributs des individus pour les deux variables X et Y, sa formule est la suivante :

$$\rho(X, Y) = 1 - \frac{6 * \sum_{i=1}^N [r(X_i) - r(Y_i)]^2}{N^3 - N}$$

Avec

$r(X_i)$ : rang de  $X_i$  dans la distribution  $X_1 \dots X_N$ ;

$r(Y_i)$ : rang de  $Y_i$  dans la distribution  $Y_1 \dots Y_N$

Ainsi, les résultats de corrélation entre les indices peuvent être regroupé dans le tableau xxx qui donne le pourcentage de stations pour lesquels le couple d'indice présente un lien significatif, c'est-à-dire  $\rho(X, Y) \leq 0.50$ .

**Tableau A-1 : Synthèse des corrélations entre indices de pluie sur les quatorze stations étudiées.**

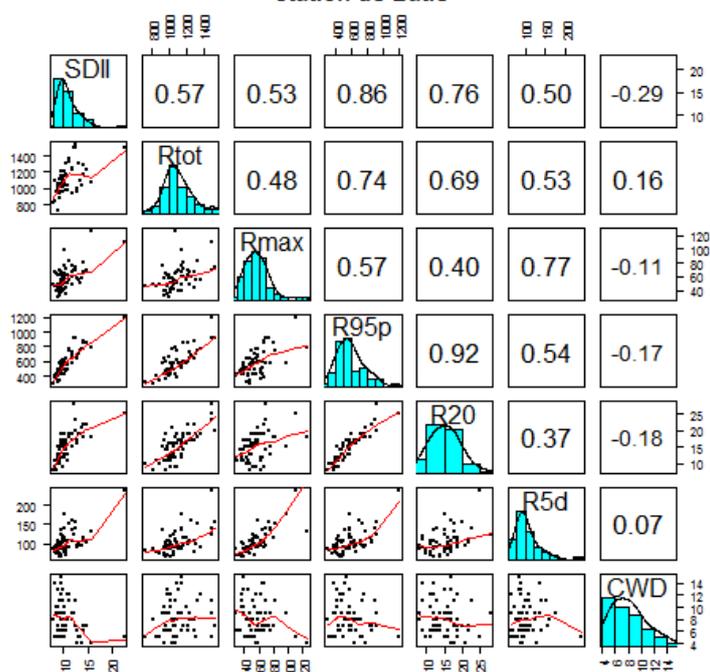
<b>SDII</b>	50%	71%	<b>100%</b>	<b>100%</b>	93%	21%
	<b>Rtot</b>	<b>0%</b>	93%	<b>100%</b>	71%	14%
		<b>Rmax</b>	57%	7%	<b>100%</b>	<b>0%</b>
			<b>R95p</b>	<b>100%</b>	<b>100%</b>	<b>0%</b>
				<b>R20</b>	57%	<b>0%</b>
					<b>R5d</b>	<b>0%</b>
						<b>CWD</b>

D'après ces résultats, on peut dégager un consensus sur toutes les stations étudiées.

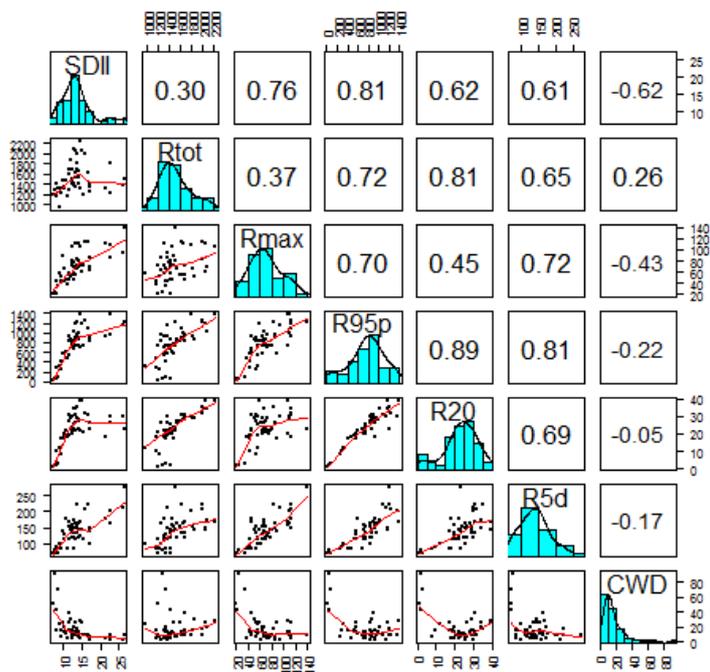
- D'un côté des liens forts se dégagent entre certains indices : SDII est fortement dépendant de R95p et de R20, et Rtot est fortement dépendant de R20. Ces dépendances tendent à traduire que la pluviométrie moyenne annuelle dans les deux domaines climatiques est très influencée par les événements pluvieux forts au courant de l'année. Rmax est fortement dépendant de R5d, et R95p est fortement dépendant de R20 et R5d, ce qui traduit un fort lien entre les événements extrêmes sur les stations étudiées.
- D'un autre côté, certains indices ne montrent aucun lien avec les autres, c'est le cas de CWD qui sur toutes les stations étudiées présente de faibles coefficients de corrélation avec les autres indices mis en jeu. Cet indice est donc complètement indépendant des autres. Par ailleurs, on note également que sur toutes les stations étudiées, Rtot et Rmax ont un faible coefficient de corrélation, on peut donc en conclure que la pluie annuelle ne peut pas être expliquée par l'évènement pluviométrique majeur de l'année, mais par une succession d'évènement de forte amplitude.

Sur la figure A.1 ci-après, l'histogramme des séries d'indice est porté sur la diagonale de chaque figure. Les graphes de corrélations sont représentés en dessous de la diagonale. Chaque graphe représente l'indice situé au-dessus du graphe en fonction de l'indice se trouvant à la droite du graphe. Une courbe de régression non linéaire est tracée entre les points du graphe. Les valeurs des coefficients de corrélation de Spearman entre les variables sont portés de l'autre côté de la diagonale.

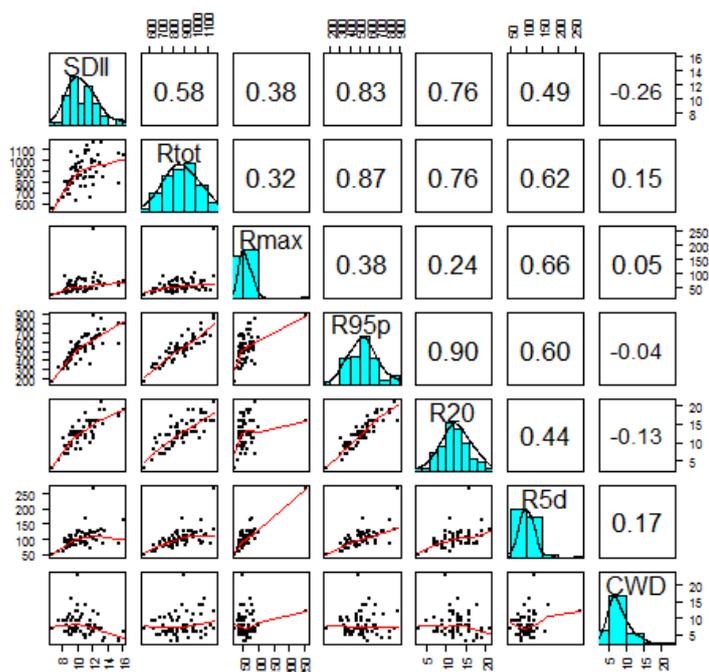
Correlation entre les indices pluie  
station de Batie



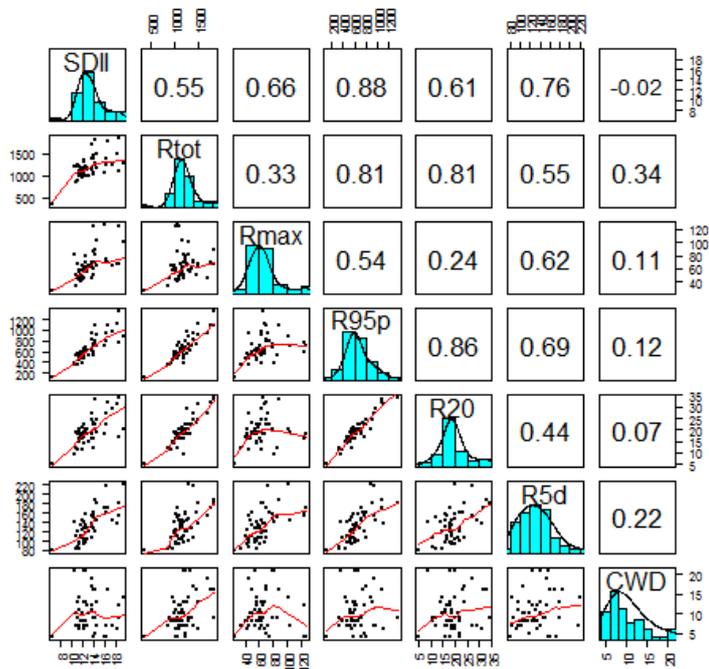
Correlation entre les indices pluie  
station de Bebele



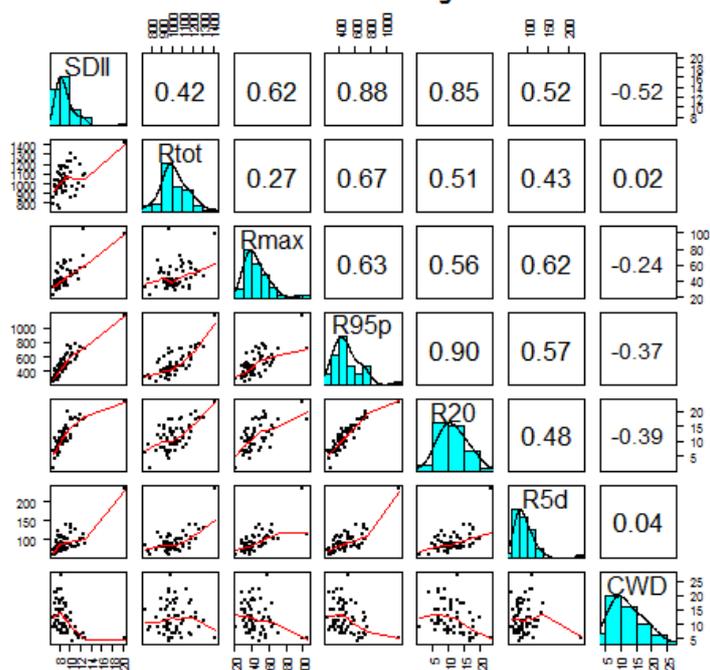
Correlation entre les indices pluie  
station de Bittou



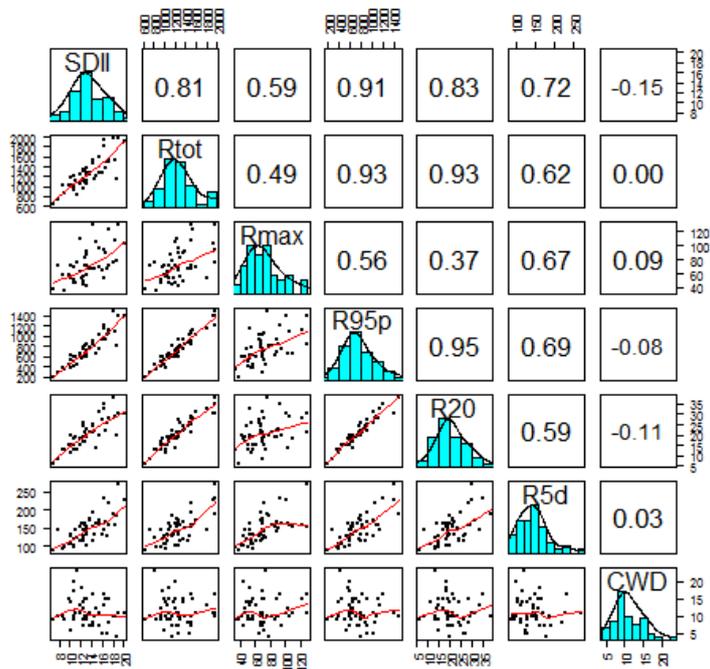
Correlation entre les indices pluie  
station de Diaguiri



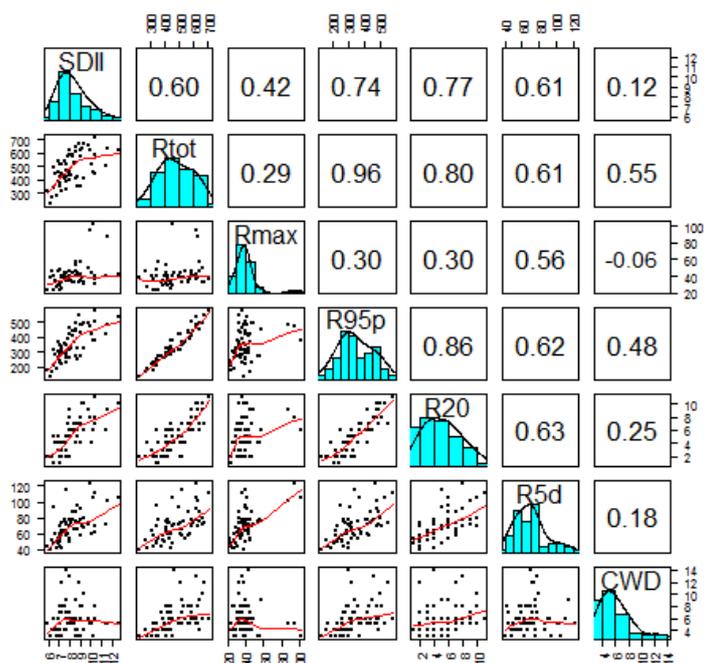
Correlation entre les indices pluie  
station de Diebouyou



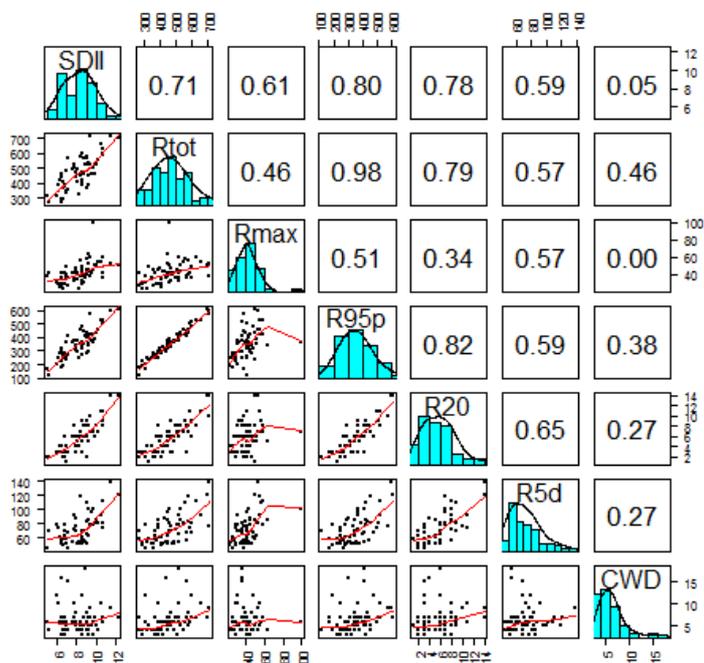
Correlation entre les indices pluie  
station de Fadougou



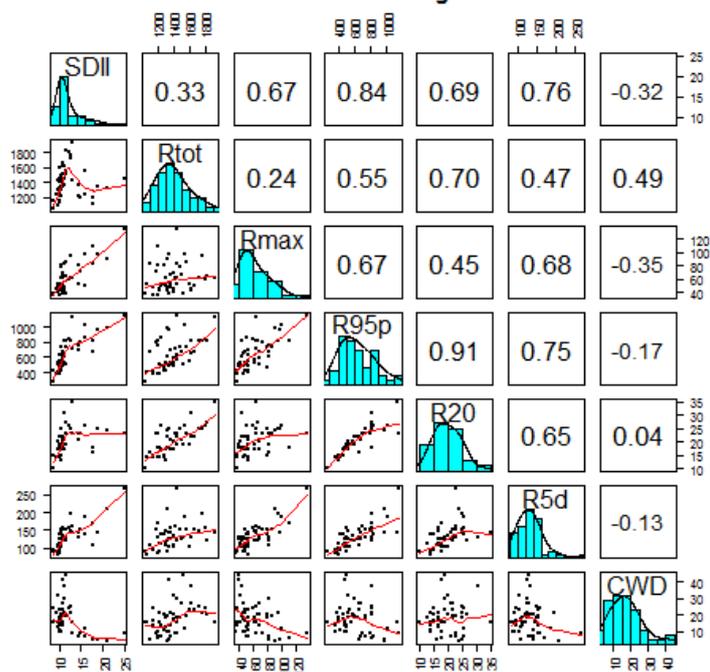
**Correlation entre les indices pluie  
station de Falagontou**



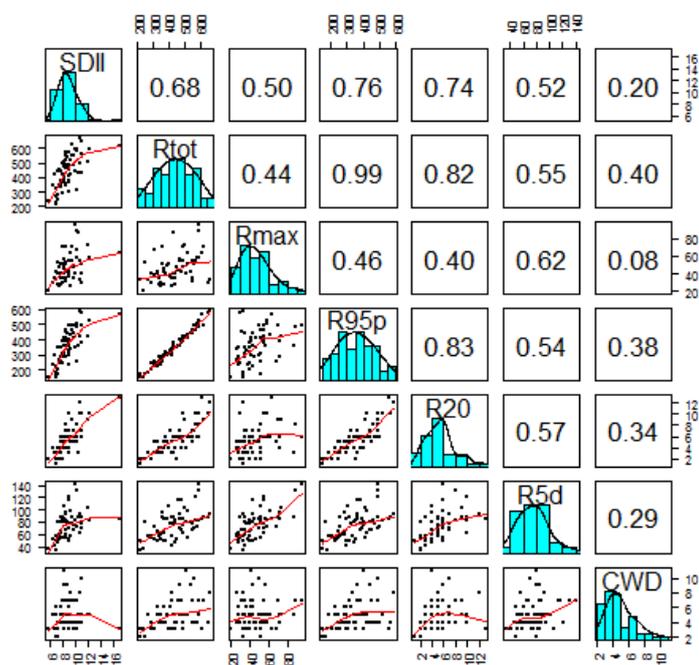
**Correlation entre les indices pluie  
station de Kakassi**



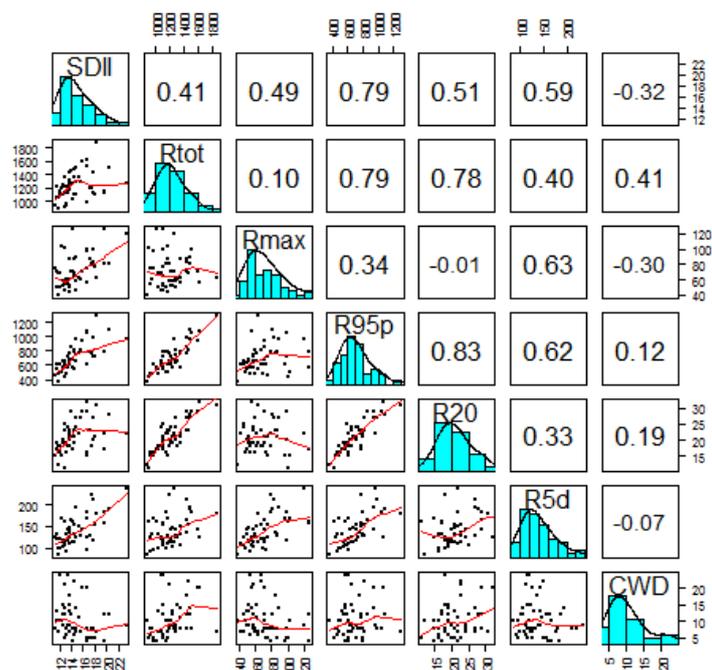
Correlation entre les indices pluie  
station de Kedougou



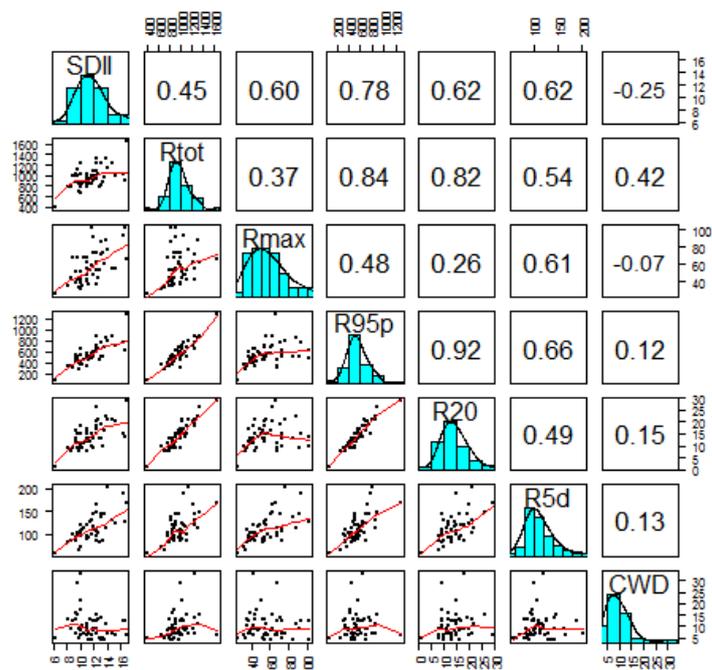
Correlation entre les indices pluie  
station de Koriziena



Correlation entre les indices pluie  
station de Missira



Correlation entre les indices pluie  
station de Niokolokoba



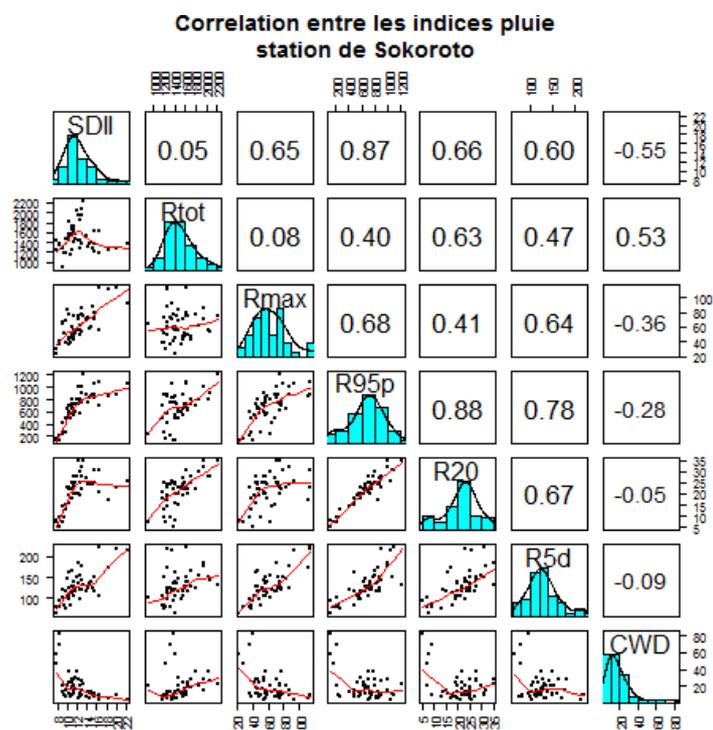
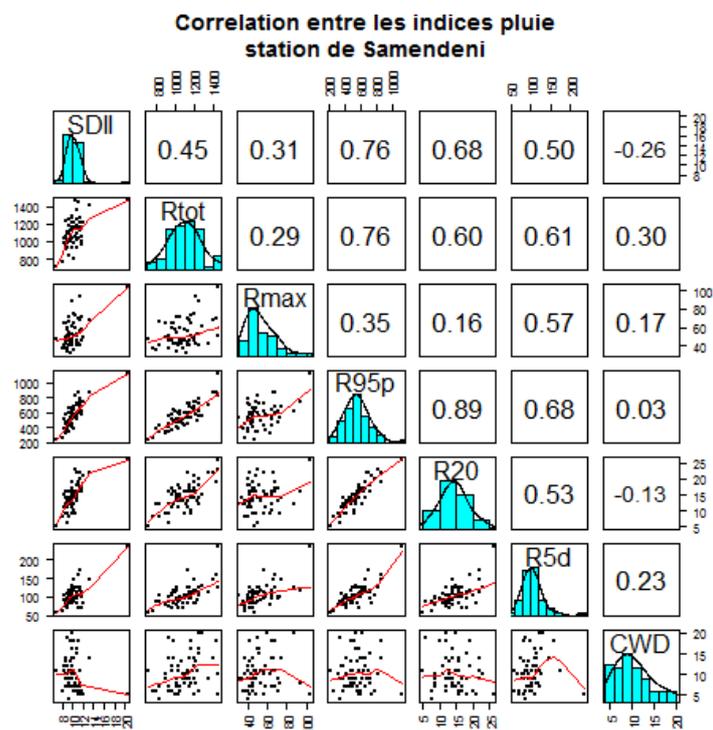


Figure A.1 : Coefficients de corrélations entre les indices de pluie sur chaque bassin versant.