HAL
open science

Indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en Afrique de l'Ouest

Domiho Japhet Kodja

To cite this version:

Domiho Japhet Kodja. Indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en Afrique de l'Ouest. Géographie. Université Montpellier; Université d'Abomey-Calavi (Bénin), 2018. Français. NNT : 2018MONTG014 . tel-01869842

HAL Id: tel-01869842

https://theses.hal.science/tel-01869842

Submitted on 6 Sep 2018

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

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

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

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Eau

École Doctorale GAIA N° 584
Biodiversité Agriculture Alimentation Environnement Terre Eau

UMR 5569 HydroSciences Montpellier (HSM)

En partenariat international avec l'Université d'Abomey-Calavi, Bénin

INDICATEURS DES ÉVÉNEMENTS HYDROCLIMATIQUES EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME À L'EXUTOIRE DE BONOU EN AFRIQUE DE L'OUEST

Présentée par Domiho Japhet KODJA

Le 24 mai 2018

Sous la direction de :

Gil MAHE
Directeur de Recherches IRD, Université de Montpellier
&
Michel BOKO
Professeur Titulaire Honoraire, Université d'Abomey-Calavi

Devant le jury composé de

M. Pierre CAMBERLIN, Professeur des universités, CRC, Université de Bourgogne	*: Président*
M. Constant HOUNDENOU, Professeur Titulaire, Université d'Abomey-Calavi	*: Examinateur*
M. Jean-Emmanuel PATUREL, Chargé de Recherche IRD, Université de Montpellier	*: Examinateur*
M. Ernest AMOUSSOU, Maître de Conférences, Université de Parakou	*: Examinateur*
M. Soussou SAMBOU, Maître de Conférences, Université Cheihk Anta Diop de Dakar	*: Rapporteur*
M. Yvon Carmen H. HOUNTONDJI, Maître de Conférences, Université de Parakou	*: Rapporteur*
M. Gil MAHE, Directeur de Recherche IRD/HydroSciences, Université de Montpellier	*: Directeur de Thèse*
M. Michel BOKO, Professeur Titulaire Honoraire, Université d'Abomey-Calavi	*: Co-Directeur de Thèse*

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

Sommaire

Sommaire 2

Sigles et acronymes 4

Avant-propos et remerciements 6

Résumé 11

Abstract 12

Introduction générale 14

CHAPITRE I :CADRES CONCEPTUEL ET GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ÉTUDE 23

1.1. Cadre conceptuel de l'étude 23

1.2. Présentation du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 36

1.3. Environnement physique du secteur d'étude 37

1.4. Environnements humains et socioéconomiques pouvant contribuer à l'occurrence des évènements hydroclimatiques extrêmes 55

Synthèse 61

CHAPITRE II : METHODOLOGIE DE RECHERCHE 64

2.1. Données et méthodes 64

2.2. Méthodes de traitement et d'analyse des données hydroclimatiques pour la caractérisation des évènements extrêmes 74

2.3. Méthode d'analyse des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes inhérents aux inondations 85

2.4. Traitement et interprétation des images satellitaires 95

2.5. Description et fonctionnement du modèle GR4J 100

Synthèse 106

CHAPITRE III : VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE ET FACTEURS INFLUENÇANT LA REPARTITION SPATIOTEMPORELLE DES PLUIES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU 109

3.1. Variabilité pluviométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. 109

3.2. Variabilité hydrométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 119

Synthèse sur la variabilité hydroclimatique dans le secteur d'étude 122

3.3. Mise en évidence des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 123

3.4. Les facteurs océaniques 140

3.5. Les facteurs continentaux 142

Synthèse des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 146

CHAPITRE IV : INDICATEURS ET ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES ÉVÉNEMENTS HYDROCLIMATIQUES EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU 149

4.1. État des lieux des indicateurs d'analyse des événements hydroclimatiques extrêmes en Afrique de l'Ouest et sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou 149

4.2. Analyse fréquentielle des évènements pluvieux extrêmes associés aux inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 169

4.3. Caractérisation des indicateurs hydrologiques à partir des débits associés aux inondations dans le secteur d'étude. 178

4.4. Analyse de la dynamique de l'occupation du sol dans le secteur d'étude 189

4.5. Analyse du régime pluviométrique et de l'écoulement dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 191

Synthèse 193

CHAPITRE V : REPRODUCTION DES DÉBITS EXTREMES DES HAUTES EAUX AVEC LE MODELE GR4J ET ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX POUR LES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUÉMÉ À L'EXUTOIRE DE BONOU 196

5.1. Utilité du modèle conceptuel GR4J dans la détermination des événements hydroclimatiques extrêmes 196

5.2. Projections climatiques régionales 204

5.3. Analyse des pluies extrêmes simulées 213

5.4. Mise en évidence des performances des MCR 221

Synthèse 233

Conclusion générale 237

Bibliographie 241

Annexes 275

Liste des figures 276

Liste des tableaux 280

Liste des photos 281

Liste des planches 281

Sigles et acronymes

AIC	: Association Internationale de Climatologie
ASECNA	: Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar
CAH	: Classification Hiérarchique Ascendante
CENATEL	: Centre National de Télédétection et de la Cartographie Environnementale
CORDEX	: Expérience Régionale coordonnée de Réduction d'Echelle des Prévisions Climatologiques au niveau Régional
CRC	: Centre de Recherche de Climatologie
DG-EAU	: Direction Générale de l'Eau
DNM	: Direction National de Météorologie
FASHS	: Faculté des Sciences Humaines et Sociales
FIT	: Front Intertropical
FLASH	: Faculté des Lettres Arts et Sciences Humaines
GAIA	: Biodiversité Agriculture Alimentation Environnement Terre Eau
GCM	: Modèles Climatiques Globaux
GHNC	: Global Historical Climate Network
HSM	: Hydrosciences Montpellier
IGATE	: Institut de Géographie et Aménagement du Territoire
IMPS	: l'Institut de Mathématique et de Sciences Physiques
INSAE	: Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique
IPCC	:Intergovernmental Panel of Climate Change
IRD	: Institut de Recherche pour le Développement
IRHOB	: Institut de Recherches Halieutiques et Océanologiques du Bénin
LABEE	: Laboratoire de Biogéographie et d'Expertise Environnementale
LACEEDE	: Laboratoire Pierre Pagney Climats, Eaux, Écosystèmes et Développement
LHA	: Laboratoire d'Hydrologie Appliquée
MAIF	: Ministère des Affaires Etrangères Français
MCR	: Modèles Climatiques Régionaux
NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Center for Environmental Prediction
OMM	: Organisation Mondiale de Météorologie
ORSTOM	: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
SCAC	: Service de Coopération et d'Actions Culturelles
SIEREM	: Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eaux et leur Modélisation
SMHI	: Swedish Meteorological and Hydrological Institute
TSO	: Température de Surface Océanique
UAC	: Université d'Abomey-Calavi
UM	: Université de Montpélier
UMR	: Unité Mixte de Recherche
WAMI	: West African Monsoon Index
ZCIT	: Zone de Convergence Intertropicale

Dédicace

A

Djohiho Peniel et Flito Caleb

Avant-propos et remerciements

Le bassin-versant de l'Ouémé est l'un des bassins fluviaux de l'Afrique de l'Ouest qui est confronté au cours de ces dernières décennies aux évènements hydroclimatiques extrêmes découlant des conséquences du réchauffement climatique, des changements des états du couvert végétal et de la croissance démographique. Dans ce contexte, les régimes fluviaux enregistrent des variations très sensibles avec pour corollaire les inondations comme le cas du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou, secteur de la présente recherche. La survenance des crues exceptionnelles est liée aux évènements pluvieux extrêmes et cause d'énormes dégâts à leur passage, dont la destruction des champs de cultures, des habitations, la prolifération des maladies hydriques, la dégradation précoce de l'environnement comme le ravinement des versants. Face à cela, la plupart des méthodes utilisées à ce jour pour l'analyse des évènements extrêmes datent des années 1960 voire 1980. Ces différents outils ont montré leur limite et ne permettent plus aux populations de faire face aux évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations dans le contexte actuel des changements globaux et de la croissance démographique dans le secteur d'étude. C'est donc fort de cette situation que cette thèse intitulée « ***Indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou*** » est réalisée.

Elle a été effective dans le cadre de la coopération interuniversitaire entre le Laboratoire Pierre Pagney Climats, Eaux, Écosystèmes et Développement (LACEEDE) de l'Université d'Abomey-Calavi et le laboratoire Hydrosciences Montpellier (HSM), Unité Mixte de Recherche (UMR 5569) de l'Université de Montpellier avec le soutien du Ministère des Affaires Etrangères Français (MAIF) à travers le Service de Coopération et d'Actions Culturelles (SCAC) de l'Ambassade de France près le Bénin.

Ainsi, au terme de ces années de recherche, il est plus qu'un devoir de témoigner toute ma profonde gratitude à maintes personnes dont leurs soutiens et encouragements ne peuvent être évalués.

Qu'il me soit permis de remercier chaleureusement mon Directeur de thèse, monsieur Gil MAHE, Directeur de Recherche à l'Institut de Recherche et de Développement (IRD), Président de FRIENDS/IASH/PHI qui a accepté de m'encadrer au regard de l'intérêt scientifique que porte mon sujet de thèse et les liens de collaboration entre les laboratoires LACEEDE et HSM. L'entame de cet encadrement de thèse a coïncidé à des moments très douloureux pour lui dans

sa famille et malgré cela, son soutien, sa grande disponibilité, ses nombreux conseils durant ma mobilité à Montpellier et pendant la rédaction de ma thèse, m'ont été d'une grande utilité. Je suis ravi d'avoir travaillé en sa compagnie. C'est aussi le moment de lui renouveler toute ma reconnaissance pour avoir facilité mes participations aux colloques de FRIENDS sur les grands bassins fluviaux d'Afrique.

J'associe à ces remerciements mon co-directeur de Thèse, Professeur Michel BOKO, Climatologue et Professeur Emérite de l'Université d'Abomey-Calavi. C'est grâce à son soutien indéfectible et dévouement pour la recherche scientifique que cette coopération d'encadrement de thèse a été effective entre les Laboratoires HSM et LACEEDE. Je lui suis largement redevable pour sa rigueur scientifique et de m'avoir encadré depuis mes travaux de recherche pour l'obtention du Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA).

Mes vifs remerciements aux rapporteurs, pour l'intérêt qu'ils ont porté à cette thèse et à tous les membres du jury, pour avoir accepté d'examiner mon travail. Que les membres de mon comité de thèse dont monsieur Jean-Emmanuel PATUREL, Référent de l'École Doctorale GAIA dans le cadre de ma thèse retrouvent ici, mes mots de remerciements et de reconnaissance pour leur regard de chercheurs scientifiques et pour les différentes recommandations ayant conduit à l'achèvement de cette thèse.

Je tiens également à remercier le personnel de l'UMR 5569, Laboratoire Hydrosciences Montpellier pour l'accueil chaleureux et les conditions de travail privilégiées qui m'ont été offertes. Mes remerciements vont particulièrement à Patrick SEYLER, Directeur de HydroSciences Montpellier (HSM), à Eric SERVAT, Directeur de l'Institut Montpelliérain de l'Eau et de l'Environnement (IM2E) et à Roger SARAIVA. Mes sincères remerciements à Claudine DIEULIN, à Nathalie ROUCHE, à Elise DEME ; à Christine GULDJA, à Sandra ARDOIN-BARDIN et à Nadine PERES pour leur encouragement. Merci aussi aux Informaticiens Serges CONRAD, Éric EUSEBE pour leur soutien logistique, ainsi qu'à Joëlle CONER pour son appui au centre de documentation.

J'exprime toute ma reconnaissance à l'administration de l'École Doctorale GAIA de l'Université de Montpellier, aux Membres de FRIENDS AOC grands bassins fluviaux et au Professeur Salem DAECH de l'Université de Sfax (Tunisie) pour leurs différents soutiens pendant cette recherche.

Mes remerciements vont aussi à tous mes Professeurs qui m'ont encouragé à ne pas dévier de l'objectif final de cette thèse. Merci au Professeur Christophe Sègbè HOUSSOU, Directeur du LACEEDE, au Professeur Constant HOUNDENOU, Directeur de l'Institut de Géographie et Aménagement du Territoire (IGATE) de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC) ; au Professeur Placide CLEDJO, Directeur Adjoint de l'Ecole Doctorale Pluridisciplinaire « Espaces et Cultures » de la FLASH ; au Professeur Léocardie ODOULAMI, au Professeur Euloge OGOUWALE, au Professeur Odile Viho DOSSOU GUEDEGBE, Doyenne de la Faculté des Sciences Humaines et Sociales (FASHS) de l'UAC et au Professeur Brice TENTE, Directeur du Laboratoire de Biogéographie et d'Expertise Environnementale (LABEE) de l'UAC.

Sincères remerciements aux professeurs Expédit Wilfrid VISSIN, Ernest AMOUSSOU et Henri Sourou TOTIN VODOUNNON, pour m'avoir encouragé dans la recherche scientifique. Cette thèse est le fruit de votre sollicitude à mon égard et sachez que je ne vous oublierai point. Merci pour vos conseils et appuis au redressement scientifique de cette recherche. Aux chefs du Département de Géographie et Aménagement du Territoire (DGAT) de l'UAC, Professeurs, Moussa GIBIGAYE et Toussaint VIGNINOU, je dis un grand merci pour votre soutien et encouragement. Merci au Professeur José GNELE, aux Docteurs Cyr Gervais ETENE, Pascal GBENOU et Auguste HOUINSOU pour leur soutien et admiration.

Je n'oublie pas non plus mes amis, membres du LACEEDE, Docteurs, Naessé ADJAHOSSOU, Romaric OGOUWALE , Yacin BOKO; Akibou AKINDELE, Patrice Maximilien BOKO, A. Gervais ATCHADE, Arsène AKOGNONGBE, Gbodja François H. GBESSO, Florence GBESSO, Dègla Hervé KOUMASSI, Fousséni IMOROU OROU BARRE, Gabin TCHAOU, Sèvègni Brice TCHAOU, Fidèle MEDEHOU, Blaise DONOU, Guy WOKOU, Barnabé HOUNKANRIN, Cyrille TCHAPKA, Philippe Ayédèguè CHABI, Mathieu LANOKOU, Dossa Oscar GAOU, Hossou Thierry CODJO, Yaovi Emile ATIYE, Olivier KOUDAMILORO, Marc SOHOUNOU. Mes amitiés vont également à l'endroit de mesdames Victoire BRUN, Maximilienne AMONTCHA et de messieurs Marc KPANOU, Aristide KOUTON, Rodrigue KOUTON, Saturnin Brice DANSOU, Landry AGNANTOMEY, Dokpé José DOSSOU, Salomon CHABI-ADIMI, André KINDJINOU et Sabi GUIMONGUI.

J'adresse aussi mes remerciements aux différentes personnes qui m'ont fourni des données climatologiques à l'Agence Nationale de la Météorologie du Bénin, des données hydrométriques à la Direction Générale de l'Eau à travers son Service de l'Hydrologie, des

données de températures de surfaces océaniques à Cotonou en particulier le Docteur Frédéric BONOU de l'Institut de Recherches halieutiques et Océanologiques du Bénin (IRHOB) et du Projet du Système d'Alerte Précoce sur les risques d'inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à travers la personne de Martial DOSSOU, qui m'ont permis de mieux comprendre le fonctionnement passé et actuel du secteur d'étude face aux évènements hydroclimatiques extrêmes.

Je témoigne toute ma profonde gratitude envers le Professeur Yves TRAMBLAY, Chercheur à Hydrosciences Montpellier et Docteur Serges Dimitri BAZYOMO de l'Institut de Mathématique et de Sciences Physiques (IMSP) du Bénin, pour m'avoir aidé à désagréger et à extraire les données sorties de modèles de circulation régionaux du programme CORDEX africain à l'échelle du secteur d'étude. Sincères remerciements également à madame Samiratou OUERMI pour son appui au modèle GR4J sous air GR. Toute ma reconnaissance aux personnes ressources rencontrées durant les travaux de terrain, dont les chefs de collectivités territoriales pour leur franche collaboration.

Merci également à mes amis du Laboratoire Hydrosciences Montpellier (HSM), Docteur Valentin WENDLING et aux doctorants Antoine COLMET et Camille JOURDAIN, Ali HADDOUR, Charles N'DRI, Aristide AOULOU, Arby IBRAHIM et Gandomè Mayeul QUENUM pour leur amitié et leur franche collaboration.

Je désire grandement remercier les compatriotes béninois résidents à Montpellier que j'ai découverts pendant mes séjours en France. Il s'agit de Serges et Jean KPOTON, du Pasteur Célestin KIKI et toute sa famille, de Cyrille Hamed MIDINGOYI, de Robert M. GOUNOU, et de Laurenda TODOME. Merci pour votre sollicitude. Toute ma gratitude à l'égard de Rose Marie et Werner LEHEMANN, de Françoise et Yan NEWBERRY, de David MONTGOMERRY, de Maureen et de Colins CROW, de Noëlle et Max MANTSOUAKA pour leur soutien moral.

Je sais tout particulièrement gré à Jean HEYER, Martin et Lise-Marie KAEMPF, André ZURCHER, Gérard PERRENOUD, Paul SCHWEINDMAN et Charly GAFNER pour leur encouragement dans le cadre de mes études.

Au terme de ce parcours, je remercie celles et ceux qui me sont chers et que j'ai quelque peu délaissés ces dernières années pour finaliser cette thèse. Leurs attentions et encouragements

m'ont accompagné tout au long de ces années. Je suis redevable à mes parents, Gbèmènou Théodore KODJA et Conforte Adounni OLALEYE, pour leur soutien moral, matériel et leur confiance indéfectible dans mes études. J'ai une pensée toute particulière à l'égard de mes tantes Dorcas, Sènandé et Léa, de mes oncles Gaston, Joseph et Emmanuel pour leur soutien moral.

À mes frères Victor, Ezéchiel, Timothée et à ma sœur Fidèle, permettez-moi de vous dire que je ne suis pas ingrat au regard de votre constant soutien à ma personne et à ma famille durant mes absences. Les mêmes pensées vont également à toutes mes cousines et cousins, à Cécile AKODIGNAN et à son époux Bruno ALLAGBE, à Justine KIKI et à son époux Claude ALLAGBE, aux mesdames KOUKPO ZOUNON Augustine et HOUNDJO ADEOGOUN Roseth, à Jean-Clavert GLODJINON, Inspecteur des Enseignements Secondaires et à son épouse Nathalie HERMAN, à Gildas SAGBO, à Alphonse ZANNOU, à Elie BOSSA, à Raymond KPAKLO, à Roland ADOGOUN, Ghislain HOUNGBO, à Eric DAGBETIN, à Désiré KOUASSI, à Paulin AHOUANSE, à Hypolite AHOLOU-YEYI et à Rufin SAGBOHAN qui n'ont ménagé aucun effort de quelque manière que ce soit pour me soutenir. Merci pour votre sollicitude.

Enfin, je remercie ma chère épouse, Mondoukpè Firmine KOUVEGLO, pour son soutien quotidien indéfectible, pour son sacrifice durant mes absences et séjours en France et pour son enthousiasme à voir l'achèvement de cette thèse. Merci d'être endurante avec mes adorables enfants, Djohiho Péniel et Flito Caleb, pour qui cette thèse doit être un socle de l'espérance et du dévouement.

Que tous ceux qui ont pu me consacrer quelques minutes de leur temps à me faire des suggestions pertinentes acceptent mes remerciements. Encore un grand merci à tous pour m'avoir conduit à ce jour mémorable.

Résumé

L'étude vise à caractériser les indicateurs relatifs aux évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Pour atteindre cet objectif, les données climatologiques (pluies journalières, températures journalières, évapotranspiration potentielle journalières), les données hydrométriques (débits journaliers), les données de réanalyses (pression atmosphériques, humidité relative, vitesse du vent, Indices de Mousson West Africain), la température de surface océanique (TSO) sur la côte de Cotonou et les données cartographiques relatives aux occupations du sol des années 1986, 2000 et 2015 sont utilisées.

L'analyse de la variabilité hydroclimatique a révélé que le secteur d'étude a connu sur la période de 1951-2015, deux ruptures de stationnarité (1968 et 1987) qui ont divisé la série en trois sous-périodes. La variabilité pluviométrique révèle qu'il une régression de 18 % (au sud), de 16 % (au centre) et de 15,8 % (au nord) entre la première sous-période (1951-1968) et la deuxième sous-période (1969-1987), alors que la dernière sous-période (1988-2015) est marquée par une reprise pluviométrique de 15 % (au sud), de 16,3 % (au centre) et de 15,7 % (au nord) par rapport à la sous-période d'avant. Ce qui n'est pas sans conséquences sur la dynamique hydrologique du secteur d'étude. Ainsi, il est observé une régression de 49,27 % des débits moyens annuels entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987 et une augmentation de 65 % entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015. Sur la dernière sous-période (1988-2015), les résultats révèlent aussi une augmentation des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes susceptibles d'occasionner les inondations à Bonou. Les pluies maximales journalières ont une occurrence de 2 ans, 5 ans, 10 ans pour les événements pluvieux forts ; 20 ans, pour les événements pluvieux très forts ; 50 ans et + pour les événements pluvieux extrêmement forts dans le secteur d'étude. Les débits maximaux en 24 heures augmentent en même temps que les périodes de retour. Les débits maximaux de 50ème quantile surviennent chaque deux ans, les débits maximaux correspondants aux évènements hydrologiquement forts, très forts, surviennent tous les 10 ans et les débits extrêmement forts ont une occurrence centennale.

Les conditions atmosphériques, océaniques, de la surface continentale, la vitesse du vent, l'humidité relative, les facteurs géographiques sont autant de facteurs qui interagissent dans la répartition spatio-temporelle de la pluie du secteur d'étude. La pluviométrie du bassin est également influencée par le flux de mousson (nord secteur d'étude) auquel s'associent les lignes de grains de sud-est, responsables des pluies orageuses et d'averses qui génèrent des inondations dans le bassin. De même, le contexte climatique actuel et la dynamique de l'occupation des terres constituent des déterminants qui amplifient la manifestation des inondations dans le secteur d'étude.

La recherche indique que le modèle conceptuel pluie-débit GR4J, surestime les débits observés en période de basse eau et les sous-estime en période de hautes eaux. Les critères d'efficacité et de performance NSE, RMSE et KGE, mis en évidence et calculés sur les débits de hautes eaux ont donné des résultats meilleurs en calage qu'en validation. Mieux les valeurs du KGE varient de 0,83 à 0,85 en calage et de 0,56 à 0,68 en validation, ce qui confère au modèle GR4J, l'efficacité, la performance à reproduire les débits extrêmes de crues dans le bassin. Le GR4J peut donc être servir comme outil d'aide à la décision pour l'actualisation des normes hydrologiques dans le secteur d'étude.

Dans la perspective de mieux étudier les évènements climatiques extrêmes futurs, cette recherche a évalué des données de projection de sorties des modèles climatiques régionaux issues du Programme CORDEX africain et qui pourraient être utilisées pour les projections hydrologiques des travaux futurs dans le secteur d'étude.

Mots clés : indicateurs, extrêmes, hydroclimatique, bassin-versant, Bonou

Abstract

This research aims to characterize the indicators relating to extreme hydroclimatic events in Ouémé Watershed at Bonou's outlet. To achieve this objective, climatological data (daily rain, daily temperatures, potential daily evapotranspiration), hydrometric data (daily flows), reanalysis data (atmospheric pressure, relative humidity, wind speed, West African Monsoon Indices), the ocean surface temperature on the Cotonou coast and land use mapping data of 1986, 2000, 2015 are used.

The analysis of the hydroclimatic variability revealed that during the 1951-2015 period, the study area is marked by two breaks stationarity (1968 and 1987) which divided the series into three sub-periods. The rainfall variability reveals a regression of 18 % (in the south), 16 % (in the center) and 15.8 % (in the north) between the first sub-period (1951-1968) and the second sub-period (1969-1987), while the last sub-period (1988-2015) is marked by a rainfall recovery of 15 % (in the south), 16.3 % (in the center) and 15.7 % (in north) relative to the previous sub-period (1969-1987). This is not without consequences on the hydrological dynamics of the study area. In this sense, it is noted that there is a regression of 49.27% of the average annual flows between the 1951-1968 and 1969-1987 sub-periods and a 65 % increase between the 1969-1987 and the 1969-1987 sub-periods. 1988-2015. In the last sub-period (1988-2015), the results also reveal an increase in the indicators of extreme hydroclimatic events likely to cause floods Ouémé Watershed at Bonou's outlet. The results shows that daily maximum rainfall has an occurrence of 2 years, 5 years, 10 years for strong rainfall events; 20 years, for very heavy rain events, 50 years and over for extremely heavy rain events in the study area. The maximum flow rates in 24 hours at the sametime as the return periods. The maximum flow rates of 50th quantiles occur every two years (02 years), the maximum flows corresponding to the hydrologically strong events, very strong occur every 10 years and the extremely high flows have an occurrence centennial.

The conditions of atmospheric, oceanic, continental surface, wind speed, relative humidity, and geographic factors are all elements that interact in the spatio-temporal distribution of rainfall in the study area. The Rainfall of the basin is also influenced by the monsoon flow (north of the study area), to which the southeastern grain lines are associated and are responsible for the stormy rains and showers that generate flooding in the area. In addition, the current climatic context and land-use dynamics are determinants that amplify the occurrence of floods in the study area.

The reasearch indicates that the rain-flow conceptual model, of the Rural Engineering with four parameters and the daily time step (GR4J), overestimates the flows observed during the low water period and the sub-peaks. The efficiency and performance criteria NSE, RMSE and KGE, highlighted and calculated on high water flow rates, gave better results in calibration than in validation. Better KGE values range from 0,83 to 0,85 calibration and from 0,56 to 0,68 validation, which gives the GR4J model the efficiency and performance to reproduce extreme flows of floods in the study area. The GR4J can therefore be used as a decision to support tool for updating hydrological standards in the study area.

In order to future study about extreme climatic events, this research assessed output projection data from regional climate models from the African CORDEX Program that could be used for hydrological projections in future work in Ouémé Watershed at Bonou's outlet.

Keys-words: Indicators, Extreme, Hydroclimatic, Watershed, Bonou

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Introduction générale

L'évolution du climat de la planète Terre est, au cours de ces dernières décennies marquées par un réchauffement dû à l'effet de serre dont l'une des majeures conséquences sur la circulation atmosphérique est la limitation des échanges méridiens et la diminution des flux de mousson à l'équateur (Mahé *et al.,* 1991 ; Mahé *et al.,* 2000 ; Camberlin *et al.,* 2001; Peugeot *et al.,* 2012). Il s'en suit des répercussions sur les régimes pluviométriques qui se traduisent par des évènements hydroclimatiques extrêmes (Alexandersson *et al.,* 2000 ; Groisman *et al.,* 2005 ; Webster *et al.,* 2005 ; Alexander *et al.,* 2006 ; IPCC, 2014). La récurrence de ces évènements, depuis ces dernières années, constitue l'un des principaux facteurs qui affecte aussi bien la capacité de production des écosystèmes que la société humaine (Amoussou *et al.,* 2014 ; Khomsi *et al.,* 2015 ; Taibi *et al.,* 2015). Le Panel du Groupe Intergouvernemental des Experts sur l'Évolution du Climat (IPCC) dans ses différents rapports (1990, 1995, 2001, 2007, 2014), prévoit la modification des régimes des températures et des précipitations avec un degré élevé de confiance de la hausse de la fréquence des évènements extrêmes. Cette fréquence, est liée à l'augmentation de l'intensité, de la durée des tempêtes, des vagues de froid ou de chaleur, de l'augmentation de l'étendue des régions affectées par la sécheresse et des inondations inattendues accompagnées des conséquences inégalement réparties pour de nombreuses régions du globe (Vissin, 2007 ; Roudier *et al.,* 2010 ; Mahé *et al.,* 2013).

Ces changements observés reflètent les variations de la circulation atmosphérique, dans la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), en particulier de l'interaction entre le système Terre-Océan-Atmosphère (Ardoin-Bardin, 2004 ; Alexander *et al.,* 2006 ; Mahé, 2006). Les processus physiques dans l'océan et l'atmosphère permettent d'entrevoir le lien entre les changements climatiques et les événements extrêmes. Les gaz à effet de serre, présents dans l'atmosphère, contribuent à retenir la chaleur et maintiennent ainsi des conditions propices à la vie sur Terre. Mais, l'augmentation de leurs concentrations occasionne un déséquilibre du bilan énergétique terrestre, avec un chauffage additionnel de 2,65 W/m^2 qui est un forçage positif (Alexander *et al.,* 2006). L'augmentation de la température favorise l'évaporation de l'eau, ce qui fournit davantage de chaleur latente dans l'atmosphère. Cette énergie agit sur la dynamique des systèmes météorologiques tels que les zones de basse pression ou de dépression et occasionne de fortes rétroactions sur le cycle hydrologique (Allan *et al.,* 2002 ; Lambert and Fyfe, 2006). Selon Boko (1988), Afouda, (1990) , Houndénou (1999), Vissin (2007), Amoussou (2010) et Chabi (2015), le déplacement de la ZCIT conditionne la répartition spatio-temporelle et

l'occurrence des précipitations en Afrique de l'Ouest comme au Bénin où le potentiel précipitable dépend en grande partie de l'apport hydrique de la mousson atlantique. De surcroît, les événements pluvieux les plus importants en dehors des pluies de mousson sont les lignes de grain en Afrique de l'Ouest (Leroux, 1996 ; Le Barbé *et al.,* 1993 ; Le Barbé *et al.,* 1997; Tapsoba, 1997 ; Sagna, 2005). Ces lignes de grain sont des masses orageuses se déplaçant d'est en ouest et constituent des intrusions du flux d'est dans le flux de mousson, soulevant l'air humide en un front mobile le long duquel se produisent orages et averses (Gnamien, 1990 ; Mahé, 1993 ; Leroux, 1996). L'importance climatique des lignes de grain influence aussi bien la pluviométrie du Bénin que celle du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin (Afouda, 1990 ; Le Barbé *et al.,* 1993 ; Houndénou *et al.,* 1998).

Par ailleurs, le globe est entouré d'eau de près de 70 % de mers, beaucoup de recherche ont révélé qu'il y a une connexion entre les températures de surface de l'Océan (TSO) dans l'Atlantique et la variabilité pluviométrique en Afrique soudano-sahélienne (Lough, 1986 ; Servain *et al.,* 1985 ; Poccard *et al.,* 1998 ; Hamatan *et al.2004* ; Mahé, 2006). Pour Tchilibou *et al. (*2015), la variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical est commandée par deux modes. Le premier mode est de type équatorial et suit la dynamique océanique des ondes de Kelvin et de Rossby se propageant le long et à partir de l'équateur. Il est similaire au phénomène EI Niño sur le Pacifique et apparaît tous les 2 à 4 ans (quelques fois plus longtemps), à la fois en surface (température de la surface océanique, TSO) et en sub-surface (profondeur de la thermocline). Selon ce mode, des événements chauds (ou froids) de la température de surface de la mer dans la région et du bassin océanique sont liés à des effets anormaux du forçage du vent dans la région équatoriale ouest. Le second mode de variabilité interannuelle est appelé mode dipolaire de l'Atlantique qui se traduit par une oscillation nord-sud, dont l'axe de séparation est situé au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) des alizés (Servain *et al.,* 1998). Ainsi, le dipôle de l'Atlantique et la position latitudinale de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) révèlent une corrélation à travers beaucoup d'études (Mahé *et al.,* 1993). Il est très prononcé sur les anomalies de la température des surfaces océaniques (TSO) et sur certains paramètres atmosphériques, comme les anomalies de vent et celle de la position en latitude de la ZCIT (Servain, 1991 ; Wainer et Soares, 1997).

Cependant, face au réchauffement à laquelle est confrontée la planète, l'évolution de la situation pluviométrique actuelle dans les pays de l'Afrique subsaharienne est en effet assez hétérogène, avec des zones localement excédentaires, provoquant parfois des inondations, et des zones à

déficits pluviométriques marqués, créant, au système agricole, des stress hydriques importants (Conway *et al.,* 2009 ; Mahé *et al.,* 2010 ; Paturel *et al.,* 2010 ; Noufé *et al.,* 2011, 2015). L'analyse des longues séries pluviométriques et hydrométriques a toujours été à la base de la description des variations hydroclimatiques (Sircoulon, 1976, 1986, 1990 ; Olivry, 1983 ; Dosseur, 1984 ; Nicholson *et al.*, 1988 et Janicot, 1990, 1992 ; Mahé *et al.,* 2001). Cette variabilité, au cours de ces dernières décennies est marquée un déficit pluviométrique régionale de l'ordre de 20 % sur la période 1971 à 1990 contrairement à la période 1950 – 1970, avec une sévérité remarquable autour des années 1972, 1974 1983 et 1985 surtout en Afrique de l'Ouest et en particulier dans les pays du golfe de Guinée (Servat et *al*., 1998 ; Mahé *et al.,* 2000 ; Le Lay*,* 2002 ; Le Barbé et *al*., 2002 ; Vissin, 2007 ; Séguis *et al.,* 2011 ; Paeth *et al*., 2011).

Le Bénin, avec sa position géographique, sur la côte du golfe de Guinée a enregistré ces dernières années dans sa partie méridionale une alternance d'années pluviométriques excédentaires et déficitaires (Kodja *et al.,* 2013 ; Amoussou *et al.,* 2015 ; Totitn *et al.,* 2016). La moyenne pluviométrie annuelle a connu une baisse de 10 % dans le bassin-versant du Mono, de 1961 à 1990 (Amoussou, 2010). Au centre, le Bénin a enregistré un déficit pluviométrique de 18 % entre les sous-périodes de 1965 à 1971 et 1972 à 2002 (Akognongbé et *al*., 2008). Des analyses similaires sur le bassin du Niger ont également révélé une baisse de la pluviométrie de l'ordre de 15 % entre les périodes 1955 à 1972 et 1973 à 1992 (Vissin, 2007 ; Louvet *et al.,* 2011). De ces travaux, il ressort que le Bénin est marqué par une diminution du nombre de jours de pluie (Yabi *et al.,* 2004). Cette diminution des hauteurs de pluies a des répercussions sur les ressources en eau de surface (Houndakinou, 2005 ; Donou, 2009). La tendance à la hausse pluviométrique avec une légère reprise de 2 % des lames d'eau précipitées à la fin des années 1990 couplée avec la forte pression humaine sur les écosystèmes, engendre dans les basses vallées une surabondance d'eau qui entraîne une dégradation de l'hydrosystème (Amoussou *et al.,* 2012 ; Kodja *et al.,* 2013). La récurrence du nombre des évènements pluvieux extrêmes tant dans la sous-région qu'au Bénin en est une preuve (Ozer *et al,* 2012). Par exemple entre 1999-2010, le Bénin a connu cinq épisodes majeurs d'inondation, dont les trois les plus importantes sont ceux de 1999, 2009 et 2010. La manifestation de ces phénomènes d'inondations affecte généralement entre 400 000 et plus de 600 000 personnes (Totin, 2012). Dans une étude sur l'évaluation des dégâts enregistrés pendant les inondations de 1999-2010, plus de 25 000 hectares de cultures vivrières et 1 204 hectares de champs de coton ont été détruits au Bénin (Panthou, 2013 ; Donou, 2015). Plus de 53 674 producteurs ont été touchés et que les dégâts sont estimés à 9,4 milliards de FCFA. Panthou (2013) a indiqué que, la mousson de 2012, a

provoqué des inondations considérables sur toute l'Afrique de l'Ouest avec des pluies torrentielles (157 mm en 2 h) et dévastatrice. Au Niger, 81 personnes y ont perdu la vie, il y a eu près de 400 000 sinistrés et les dégâts matériels ont été considérables (Sighomnou *et al.,* 2013). Plus à l'aval, cette crue a aussi fait des dommages, notamment au Bénin (4 morts et 10000 sinistrés) et au Nigéria (Sighomnou *et al.,* 2012 ; Panthou, 2013). En clair, la recrudescence et la tendance à l'augmentation des inondations en Afrique de l'Ouest durant les dernières décennies accentuent la vulnérabilité des populations à la production agricole. Elle s'explique par l'accroissement démographique, la pression sur les espaces agricoles, le couvert végétal, la surexploitation des plaines d'inondation et l'absence de système d'alerte aux inondations à l'échelle des bassins versants (Séné *et al.,* 2002 ; Panthou, 2013).

La croissance démographique et l'emprise agricole associées aux travaux d'aménagements hydroagricoles ont des répercussions sur la dynamique hydrologique des bassins versants. Le nombre croissant des aménagements hydroagricoles observé autour des bassins constitue des indicateurs de la forte anthropisation et de l'usage des ressources en eau dans les bassins fluviaux (Barbier *et al.,* 2009 ; Mahé *et al.,* 2013). Cette situation justifie que les différences de fonctionnement observées dans les bassins versants comme ceux du Bani et du Niger supérieur ne peuvent donc pas être attribuées au seul changement climatique (Louvet *et al.,* 2011). De pareilles situations s'observent également dans le bassin-versant de Medjerda en Tunisie (Kotti *et al.,* 2015) et au Bénin où la mise en eau du barrage de Nangbéto a coïncidé avec une légère reprise pluviométrique de 2 % dans les années 1990. Cette situation a occasionné un excédent d'écoulement de 37 % en affectant les hydrosystèmes du bassin-versant Mono-Couffo (Amoussou, 2010). Cela a eu des répercussions aux plans socio-économiques et environnementaux dans un espace fortement anthropisé (Amoussou *et al*., 2012 ; 2015). Or, les précipitations supérieures à la normale ont été enregistrées en Afrique occidentale, avec des excédents pluviométriques compris entre 50 et 350 mm et que les événements pluvieux extrêmes augmenteront très probablement au cours des prochaines décennies avec des impacts sur l'écoulement de surface et en particulier dans les bassins fluviaux (IPCC, 2001 et 2007). Il est donc indéniable de comprendre que même si le risque d'inondation est principalement associé à une accentuation de la vulnérabilité des établissements humains, surtout les populations vivant de l'agropastoralisme, l'intensification des précipitations au cours de ces dernières années reste le facteur déclenchant les évènements extrêmes dévastateurs dans les bassins versants (Koumassi, 2014 ; Amoussou *et al.,* 2015). Or, ces milieux constituent en raison de leurs potentialités le lieu par excellence de la production agricole et exploitent par

exemple au Bénin plus de 52 % de sa population avec une part de plus de 32 % dans le Produit Intérieur Brut (Hounkanrin, 2015).

Face aux différents besoins croissants des populations en matière d'alimentation en eau, sécurité alimentaire, l'énergie et développement économique d'une manière générale, dans un monde en proie au changement écologique dû à la variabilité climatique et à la croissance de la population, en particulier dans les pays en développement, les aménagistes et ingénieurs continuent d'utiliser des outils et guides datant des années 1960 pour évaluer les ressources en eau (Oyebande *et al.,* 2002 ; Barbier *et al.,* 2009 ; Nka, 2016). Dans le contexte actuel des changements globaux et environnementaux ajouté à la croissance démographique, cette approche semble être obsolète et mérite d'être actualisée tout en se basant sur des analyses statistiques et fréquentielles face aux épisodes d'inondation qui sont préjudiciables aux systèmes environnementaux et humains (Ouédraogo *et al.,* 2002 ; Paturel *et al.,* 2003 ; Mahé, 2006 ; Amoussou *et al*., 2015).

Dans le bassin inférieur de l'Ouémé, les pluies extrêmes occasionnent des crues suivies des inondations qui perturbent le développement des activités socio-économiques surtout dans la plaine d'inondation (Kodja *et al.,* 2013 ; Donou, 2015 ; Atchadé *et al.,* 2015). Il s'en suit la destruction des infrastructures communautaires, des cultures, des cheptels, les épidémies et la perte des vies humaines liées aux inondations (Gbénou, 2013 ; Houessou, 2014). Ces inondations sont donc généralement dues aux débordements du fleuve suite aux crues et à la mauvaise occupation du sol dans l e bassin-versant de l'Ouémé (Kodja *et al.,* 2013 ; Donou, 2015).

Dans cette situation stressante, accentuant la vulnérabilité des systèmes environnementaux et humains face aux inondations, la modélisation hydrologique d'un bassin-versant, constitue aussi un indicateur, un outil d'aide à la gestion et à la décision qui permettent de mieux cerner le fonctionnement des hydrosystèmes naturels et le devenir de l'eau dans l'environnement enclin aux évènements hydrométéorologiques extrêmes (Amoussou, 2010). La connaissance du débit d'un cours d'eau est un instrument indispensable à la gestion des systèmes aquatiques (prévision de débits, gestion d'ouvrages de retenue, dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, etc.).

Dans le même contexte, les données sorties de modèles de circulation générale (MCGs) à haute résolution, basées sur des scénarii ont été mises en contribution ces dernières années pour des

prédictions au regard des désastres occasionnés par les changements climatiques sur la vie socioéconomique des populations (Solomon *et al.,* 2007). Ces scénarii sont révélés comme des outils permettant de prédire comment les climats régionaux peuvent changer avec l'augmentation des gaz à effet de serre, de manière à comprendre et à évaluer comment les systèmes naturel et humain sensibles peuvent être affectés par le changement climatique (Zhang *et al.,* 2014). Les informations générées par ces scénarii, ont été prouvées très utiles et pertinentes aussi bien pour constituer un outil de décision et de gestion durable des bassins versants, comme des directives pour l'atténuation et les mesures d'adaptation des populations vulnérables aux extrêmes hydroclimatiques (Ardoin-Bardin *et al.,* 2009 ; Amoussou *et al.,* 2014 ; Tramblay *et al.,* 2014 ; Mach *et al.,* 2014 ; Khomsi *et al.,* 2012, 2015).

Fort de ces constats, il apparaît que le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est caractérisé par une variabilité pluviohydrologique où différents phénomènes hydroclimatiques extrêmes se côtoient. D'une part les sécheresses récurrentes depuis la fin des années 1970 abordées par beaucoup d'études et, d'autre part une dernière décennie ponctuée des crues majeures dont le facteur déclenchant est l'intensification des pluies accentuant la vulnérabilité de la population et surtout des cultures. À ce jour, peu d'études ont abordé la vulnérabilité des systèmes humains et environnementaux en lien avec les extrêmes hydroclimatiques et les mécanismes associés dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en République du Bénin.

C'est dans ce contexte que cette recherche intitulée ***« Indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en Afrique de l'Ouest »*** est initiée**.**

Elle suscite les interrogations ci-après :

❖ quels sont les indicateurs climatiques qui caractérisent les évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou ?

❖ quels sont les facteurs qui influencent les évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou au Bénin ?

❖ quels sont les capacités du modèle GR4J à reproduire les débits de crues dans le secteur d'étude ?

Les réponses à ces préoccupations amènent à formuler des hypothèses de travail.

- **Hypothèses de travail**

Pour mener à bien cette étude, trois hypothèses sont émises.

- Il existe des indicateurs qui caractérisent les événements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou ;

- Plusieurs facteurs influencent les évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou ;

- Le modèle conceptuel global pluie débit du génie rural à quatre paramètres au pas de temps journaliers (GR4J) est efficace et performant à reproduire les débits extrêmes de hautes eaux dans le secteur d'étude

- **Objectifs de recherche**

Il s'agit de caractériser les indicateurs relatifs aux évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Spécifiquement, il revient de :

- étudier les indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes qui caractérisent les inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou;

- déterminer les facteurs qui influencent les évènements hydroclimatiques extrêmes à l'inondation à l'échelle du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou;

- analyser la capacité du modèle conceptuel global du génie rural à quatre paramètres au pas de temps journaliers (GR4J) à reproduire les débits extrêmes de hautes eaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

La compréhension des indicateurs qui caractérisent les évènements hydroclimatiques extrêmes en occurrence les inondations nécessite une approche globale et transdisciplinaire. Ainsi, la présente thèse est structurée en cinq (05) chapitres.

Dans le premier chapitre sont présentés les cadres conceptuel et géographique du secteur d'étude. Il aborde la définition des concepts utilisés, l'état de connaissance faisant la mention

des travaux sur la variabilité hydroclimatique et les évènements extrêmes associés aux inondations. Ce chapitre présente également l'environnement physique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Il aborde les aspects climatiques, hydrologiques, pédologiques et des formations végétales en lien avec le sujet. Les aspects socioéconomiques et humains qui influencent les évènements hydroclimatiques extrêmes suivis des inondations sont également présentés. Le deuxième chapitre est consacré à la méthodologie de l'étude. Il prend en compte la nature et les sources des données utilisées, les différentes méthodes de traitement et la modélisation. Le troisième aborde la variabilité hydroclimatique et les facteurs qui influencent la répartition spatiotemporelle des pluies dans le secteur d'étude. Le quatrième chapitre aborde les indicateurs et l'analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations. Enfin le cinquième est consacré à la représentation des débits moyens à l'exutoire de Bonou, avec le modèle GR4J, qui est un modèle conceptuel du génie rural au pas de temps journaliers et à quatre paramètres. Il présente aussi, les résultats de l'évaluation des modèles climatiques régionaux issus des données du programme CORDEX (Expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle des prévisions climatologiques au niveau régional) Afrique et sur la zone d'étude pour analyser les évènements pluvieux extrêmes pouvant être des indicateurs susceptibles d'occasionner des inondations.

CHAPITRE I
CADRES CONCEPTUEL ET GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ÉTUDE

CHAPITRE I :

CADRES CONCEPTUEL ET GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ÉTUDE

Le présent chapitre fait mention des définitions des concepts utilisés et l'état des connaissances. Ce dernier aborde les points des travaux antérieurs réalisés sur la variabilité hydroclimatique, les évènements extrêmes et les impacts qui en découlent. Il présente ensuite la situation géographique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou ainsi que les caractéristiques géographiques du secteur d'étude. Il s'agit des aspects climatiques, des facteurs relatifs à la pluviogénèse et le contexte hydroclimatique du secteur d'étude, situé dans la zone intertropicale. Les aspects pédologiques, hydrographiques et biogéographiques sont également présentés ainsi que les facteurs socioéconomiques et humains auxquels les évènements hydroclimatiques sont préjudiciables.

1.1. Cadre conceptuel de l'étude

1.1.1. Clarification des concepts utilisés

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) est fortement lié à un aléa climatique (pluie torrentielle) et il arrive souvent que l'homme par son action ait une influence sur l'aléa et contribue à rompre l'équilibre naturel qui existe entre l'apport pluviométrique et le ruissellement sur les cours d'eau (Nka, 2016). Dans le cas de cette étude, les aléas étudiés sont les crues et les précipitations (fréquence, durée, intensité).

Extrêmes : Goubanova (2007), qualifie d'« extrêmes », les différents types d'événements climatiques susceptibles de présenter des écarts importants à la normale climatologique. Se basant sur la définition du climat, Beniston et Stephenson (2004) déclarent que la notion d'extrême est très complexe et se réfère à l'éloignement de la valeur d'une variable météorologique, ou à une combinaison de ces dernières, par rapport à leurs valeurs moyennes en un lieu et en un moment donné. La définition appropriée ne peut être choisie qu'en fonction du contexte dans lequel se situe l'étude. Pour Beniston *et al.* (2007) ; diaz del Olmo *et al.* (2009),

l'extrême peut être basé sur la rareté d'un phénomène climatique en considérant sa fréquence d'occurrence d'une part et sur l'intensité du phénomène. D'autre part tout en impliquant la considération des dépassements d'un seuil par les variables climatiques associées à ce phénomène. Enfin, la définition d'« extrême » peut faire appel à la notion d'impact et s'appuyer sur des dégâts socioéconomiques causés par ce phénomène. D'après IPCC (2007), un événement météorologique extrême est un événement rare en un lieu et à une époque de l'année. Quand il se prolonge par exemple sur une saison, il peut être qualifié d'événement climatique extrême. Selon Decamps (2010), il s'agit d'un événement exceptionnel révélé par les valeurs inhabituelles atteintes par un ou plusieurs paramètres (température, pluie, …) sur un territoire donné.

Concernant les évènements hydrologiques extrêmes, ils sont essentiellement les crues des cours d'eau suivies des inondations des plaines après un excédent pluviométrique ou des étiages à la suite de sécheresse pluviométrique. Selon l'OMM (2006) et Vissin (2007), les crues fluviales surviennent lorsque le volume d'encaissement du cours d'eau est dépassé et déborde dans la plaine d'inondation en raison des pluies torrentielles dans les secteurs notamment en amont du cours d'eau. Leur avènement est parfois favorisé par les formes d'occupation du sol et les variations saisonnières de la végétation (Donou, 2015)

Pour cette étude, est considéré comme un événement hydroclimatique extrême, tout évènement extrême se référant à des conditions hydrométéorologiques exceptionnelles et, pouvant occasionner des dommages voire impacter les systèmes écologiques et la dynamique sociétale dans le secteur d'étude comme les inondations exceptionnelles.

Indicateur : Un indicateur est une variable qui peut prendre un certain nombre de valeurs statistiques ou d'états (qualitatif) selon des circonstances temporelles ou spatiales (Céron et Dubois, 2000). D'après Plan bleu (1996) et cité par Rechatin (1997), un indicateur est une donnée quantitative qui permet de caractériser une situation évolutive, une action ou les conséquences d'une action, pour les évaluer ou les comparer à leur état à d'autres dates, passées ou projetées ou aux états à la même date. Il est une grandeur spécifique observable et mesurable qui peut servir à montrer les changements obtenus par rapport à un paramètre. Comme son nom le révèle, c'est une information qui indique quelque chose. Un indicateur simplifie l'information pour mettre en lumière des phénomènes parfois complexes. Il quantifie l'information sous la forme d'une mesure simple ou d'une mesure agrégée dont on suit l'évolution ou que l'on

compare à des valeurs de références. La définition de l'indicateur, n'est pas univoque. Il est défini par rapport à un objectif ou une problématique. Dans le cadre de cette étude, les indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes désignent une information ou un indice qui se base aussi sur des lois de distribution statistique pour décrire la qualité d'un évènement hydroclimatique. Autrement dit, il s'agit de la caractérisation des évènements hydroclimatiques extrêmes, excédentaires occasionnant des inondations dans le secteur d'étude à partir des indices ayant fait l'objet de plusieurs études selon l'ETDCCI (Peterson, 2001).

Normes : elles sont basées sur des principes, des règles et des modèles. En climatologique et selon l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), elles désignent des références standards pour comparer les conditions météorologiques actuelles d'une région avec les valeurs attendues en fonction de la norme de trente années au moins (Vissin, 2007). Cette définition a fait l'objet de beaucoup de recherches et publications. Certes, d'autres ont révélé que compte tenu de la persistance interannuelle des phénomènes extrêmes surtout la sécheresse, la norme de trente années de l'OMM semble être insuffisante pour la caractérisation des régimes hydrologiques surtout en Afrique soudano-sahélienne marquée depuis les années 1970 par un déficit pluviométrique et hydrologique (Pouyaud, 1986 ; Ozer et Erpicum, 1995 ; Vissin ; 2007).

En effet, compte tenu de la variabilité climatique des dernières décennies, l'OMM a proposé en l'automne 2011 d'introduire et de mettre à disposition, en plus des normes pour les périodes standards, des normes dont la période de référence est ajustée tous les dix ans (par exemple 1971-2000, 1981-2010). Le but est de disposer de normes décrivant le climat actuel de manière appropriée et pouvant être utilisées de façon plus fiable pour les prévisions météorologiques. Toutefois, la période standard 1961 – 1990 doit être conservée afin de ne pas modifier les bases utilisées habituellement pour observer l'évolution climatique à long terme.

Vulnérabilité : La notion de vulnérabilité est interdisciplinaire et relève de beaucoup de définitions compte tenu de son caractère polysémique (Birkmann, 2006). Selon Mate (1997), elle est devenue depuis les années 1970, le degré d'endommagement dû à l'exposition des enjeux puis par extension, le degré d'exposition, ce qui revient à insister sur l'aspect spatial des enjeux. Elle peut aussi se traduire cartographiquement (Léonne *et al.,* 2006).

Selon Roudier (2012), elle découle des impacts du changement climatique. Le cinquième rapport GIEC, Mach et *al.* (2014) ont indiqué que la vulnérabilité est la propension ou la

prédisposition à être affectée de manière négative par les changements climatiques. Elle recouvre plusieurs concepts et éléments, notamment la sensibilité ou la susceptibilité d'être atteint et le manque de capacité à réagir et à s'adapter.

Pour Renard (2006) et Nka (2016), la vulnérabilité est 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. 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 Liénou *et al.* (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.

Ainsi, face à la dégradation anthropique et climatique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, la vulnérabilité des systèmes humains et environnementaux face aux évènements hydroclimatiques extrêmes liés aux inondations ne peut être comprise dans cette étude indépendamment d'un contexte social, économique, environnemental, culturel et cultuel dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Par ailleurs, dans le contexte des changements globaux et environnementaux associés à la croissance démographique auxquels la planète ''Terre'' est confrontée ces dernières années, beaucoup de recherches et publications scientifiques ont fait l'objet de la problématique de la variabilité climatique et les évènements hydroclimatiques extrêmes. Ces publications ont mentionné les incidences sur la disponibilité de l'eau dans les bassins versants ainsi que les conséquences sur les activités socioéconomiques et sur les hydrosystèmes.

L'état des connaissances a permis de mieux cerner les différents aspects du sujet sur les bassins fluviaux du Bénin ou ceux de la sous-région ouest-africaine.

1.1.2. État des connaissances

- **Variabilité et évènements hydroclimatiques extrêmes**

Le climat est l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un point de la surface terrestre. Certes, il est illusoire de se contenter de cette définition. Elle correspond à une moyenne, voire une abstraction tout à fait dépourvue de la réalité qui conduit à un abus des moyennes arithmétiques pour caractériser le climat et présente un caractère statique, artificiel parce qu'elle ne mentionne pas le déroulement des phénomènes dans le temps (Sorre, 1934 ; et Pédelaborde, 1970). Pour ces auteurs, le rythme est l'un des aspects essentiels du climat. Ils définissent le climat comme la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle. Quant à Hann (1908), cette pensée est conforme et convient parfaitement aux constructions qui s'appuient sur la météorologie dynamique. Une telle définition implique non seulement une meilleure connaissance des paramètres principaux du climat (la pluviométrie, la température, l'humidité, le vent, l'insolation, la pression atmosphérique…), et oblige aussi à connaître les mécanismes à la base des étapes successives de paramètres considérés selon les études (GIEC, 2007). De ces définitions, supra, le climat est donc un facteur clé de la variabilité ou du changement climatique et que ses propriétés statistiques ne sont rien d'autre que les paramètres relatifs à (vent, insolation, température, pluie, quantifiables à travers la variance, l'écart type, la moyenne, la fréquence des évènements extrêmes (Leroux, 1980 ; Boko, 1988 ; Atchadé, 2014). Pour cette recherche, les paramètres climatiques dont la pluviométrie est beaucoup plus sollicitée en plus des indices de température de surfaces océaniques.

Pour Mach *et al.* (2014), les activités anthropiques ont induit à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, ce qui a abouti au dérèglement climatique affectant ainsi le cycle de l'eau. Dans le contexte ouest-africain, la plupart des travaux ont porté sur la variabilité pluviométrique et sur la manifestation des évènements hydroclimatiques extrêmes sur la sécheresse. L'Afrique de l'Ouest a été marquée depuis les années 1970 par une irrégularité de la pluie et d'une sécheresse plus intense et généralisée.

Dans cette perspective d'étude sur les anomalies, Boko (1988), Houndénou *et al.* (1998), Vissin (2001, 2007), Fontaine *et al.* (2012), Peugeot (2012) et Amoussou *et al.* (2012), ont montré que la variabilité climatique en Afrique tropicale est marquée depuis les années 1970 par une tendance à la sécheresse, ce qui a affecté les hydrosystèmes avec une répercussion sur les

écoulements. Ils ont montré après les analyses statistiques appliquées aux données mensuelles de pluie et de débit de la période 1961 à 2000 qu'il y a des déficits pluviométriques au cours des décennies 1970 et 1980. Ces déficits ont engendré des déficits sur les écoulements des bassins versants de l'Afrique (Mahé *et al.,* 2005 ; Liénou *et al.,* 2012) et en particulier ceux du Bénin, dont le bassin-versant de Mono-Couffo (Amoussou, 2010 ; Amoussou *et al.,* 2012). En abordant l'analyse de l'évolution spatiale, des hauteurs de pluies annuelles dans le bassin du fleuve Ouémé de 1960 à 2011, Boko (2013) et Akognongbé (2014) ont montré que le bassin de l'Ouémé a connu une péjoration climatique avec une rupture de stationnarité autour des années 1970. Ces auteurs ont indiqué que le bassin-versant de l'Ouémé dans son ensemble a connu de 1969 à 2011, une baisse des précipitations de 16 % par rapport à la période d'avant très est humide, ce qui s'est amplifié sur les écoulements (Kodja *et al.,* 2013 ; Amoussou *et al*., 2015).

Boko (1988), Houndénou (1999), Ogouwalé (2006), Vissin (2007) et Amoussou (2010), ont déjà signalé que le Bénin est en proie à la récession pluviométrique depuis les années 1970. D'après ces auteurs, cette baisse pluviométrique a eu des répercussions sensibles sur les activités tributaires de l'eau et en particulier sur l'écoulement, dont celui du fleuve Ouémé (Le Lay, 2006 ; Totin *et al.,* 2007 *;* Kodja *et al.,* 2012 *;* Atchadé, 2014*)*. À l'échelle des grands bassins fluviaux, les mêmes constats ont été faits en Afrique de l'Ouest et Centrale par Leroux (1970, 1988), Fontaine *et al.* (1993), Ardoin-Bardin (2004), Mahé *et al.* (2005), dans la zone soudanienne par Paturel *et al.* (1997), au Sahel par Mahé et Olivry (1995), Sultan *et al.* (2005), Balme *et al.* (2006), au Niger par Roudier *et al.* (2010), Liénou *et al.* (2012), Ozer *et al.* (2017), en Côte d'Ivoire par Goula *et al.* (2006) et Kouassi *et al.* (2012).

Ces auteurs ont signifié que ces régions ont été fragilisées par une sécheresse persistante et subissent de plein fouet les variations du climat depuis une trentaine d'années. Ce constat est confirmé par Peugeot *et al.* (2012) pour le compte du Projet AMMA. En effet, ils ont démontré par exemple qu'en amont du bassin du Niger après une période continûment humide d'une vingtaine d'années de 1950 à 1969, la pluviométrie de la région a été marquée par une sécheresse pratiquement ininterrompue de vingt-huit ans, et que la période 1998 à 2006 montre un retour à une prédominance de la variabilité interannuelle telle qu'observée au cours de la première moitié du 20ème siècle. D'après leur recherche, la période sèche a été particulièrement longue et continue. L'impact de cette sécheresse sur le cycle hydrologique a été extrême (Mahé *et al.,* 2004, Balme *et al*., 2006). Les périodes 1971-1973, 1981-1987 ont atteint leurs paroxysmes de sécheresse et les conséquences pour les populations ont été très brutales

entraînant des famines et des migrations massives vers les villes (Peugeot *et al.,* 2002). Dans une analyse comparée, ils ont démontré que les précipitations dans le système de mousson sont caractérisées par un fort gradient méridien entre la région côtière au sud, où le cumul annuel dépasse les 1000 mm, et le Sahel où ce cumul atteint à peine 100 mm. Ils ont conclu que l'alternance des saisons est très marquée au Sahel où la saison des pluies est très courte (juin à septembre). Cette remarque a été déjà confirmée par Bricquet *et al*. (1995). Ils ont souligné partant d'une étude portant sur les changements climatiques récents et modification du régime hydrologique à Koulikoro, que le bassin du Niger et ses affluents ont connu depuis une vingtaine d'années un déficit pluviométrique important. Ils ont déduit que la relation pluie-débit est profondément modifiée aussi pour les fleuves tropicaux que pour les fleuves équatoriaux.

En outre, pour Wesselink *et al*. (1995), Houndénou (1999), Vissin (2007), Amoussou (2010) et Chabi (2015), la pluviométrie est l'un des paramètres climatiques fréquemment observés dans les réseaux météorologiques au sol. Elle est importante au Bénin comme dans les régions tropicales de l'Afrique et elle influence le comportement hydrologique des bassins fluviaux. La pluie permet de déterminer les saisons contrairement aux zones tempérées qui se réfèrent à la température (Boko, 1988).

Selon Amoussou *et al.* (2014), dans la dynamique climatique, la pluie, est un paramètre qui est beaucoup plus interpellé pour toutes les analyses de la variabilité climatique et les extrêmes qui en découlent. Dans cet ordre d'idée et en se référant aux travaux de Beniston *et al.* (1994), Houndénou (1999), Peterson (2001), Frich *et al.* (2002), Tebaldi *et al.* (2006), Kendon *et al.* (2008), Vizy *et al.* (2012) et Chabi (2015), ces auteurs rapportent qu'une quantité d'eau tombée inférieure à 1 mm n'est pas une pluie, et est considéré comme jour de pluie, une journée pendant laquelle il est tombé une quantité d'eau supérieure ou égale à 1 mm. Une longue période de jours, consécutive de mois ou de l'année sans qu'il n'y ait tombé cette quantité de pluie dans une région surtout en Afrique tropicale est une anomalie et la persistance conduirait aux extrêmes de sécheresse (Roudier *et al.,* 2010 ; Liénou *et al.,* 2012 ; Soro *et al.,* 2014) alors que le cumul de l'abat pluviométrique peut aussi occasionner des inondations (Amoussou *et al.,* 2015)

Pour Boko *et al.* (2007), les précipitations varient actuellement et considérablement en Afrique, tant dans l'espace que dans le temps. Elles ont tendance à augmenter en Afrique de l'Ouest au cours des dix dernières années par rapport aux longues années de sécheresse de la période allant

des années 1960 aux années 1990; une période pendant laquelle les précipitations moyennes avaient diminué jusqu'à 30 % (Hulme, 2001 ; Donou, 2015). Le GIEC (2007) prévoit la multiplication des épisodes de chaleur extrême et de fortes précipitations à l'échelle mondiale. Il estime qu'il y aura à une augmentation de 1 à 2 % des précipitations pour chaque degré de hausse de température. Ozer *et al.* (2014), prévoit que les températures les plus élevées augmenteront autant que la fréquence et l'intensité des événements météorologiques extrêmes sur le continent africain : pluies très abondantes, inondations et sécheresses. De même en utilisant plusieurs modèles climatiques, Sarr *et al.* (2013) indiquent qu'une plus grande partie des pluies annuelles tomberont sous forme de précipitations intenses. Amoussou *et al. (*2012), Kodja *et al. (*2013), ont aussi constaté une légère reprise pluviométrique de l'ordre de 2 % des lames d'eau précipitées à la fin des années 1990 ponctuée par la dégradation anthropique des hydrosystèmes des bassins versants au Bénin. Cette reprise est marquée par les pluies orageuses (Chabi, 2015). L'auteur a dans ses travaux souligné que l'occurrence des jours de pluie sans orage soit 85 % est plus élevée que celle des pluies avec orages (15 %) dans les régions de Cotonou, sur la côte du golfe de Guinée tandis que les pluies avec orage sont fréquentes à Bohicon et occasionnent parfois des inondations, l'une des régions de la présente étude. Cette pluie d'origine orageuse est généralement observée pendant la période active de la mousson particulièrement entre Avril-Octobre (Houndénou, 1999). Or les évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou se manifestent avec leur pic pendant les mois de septembre ou octobre selon les saisons (Totin *et al.,* 2016)

La plupart de ces travaux ont peu abordé l'étude des évènements extrêmes hydroclimatiques occasionnant des crues suivies d'inondation à l'échelle journalière. Selon Wilhite (2000) et Beaudin (2007) cités par Soro *et al.* (2014), l'occurrence des évènements hydroclimatiques extrêmes dont les inondations, sont des conditions climatiques extrêmes qui affectent plus de personnes, surtout celles qui vivent dans les plaines inondables. Ils argumentent que les pays en voie de développement tout comme les pays industrialisés en sont touchés et que les conséquences associées sont d'ordre économique, environnemental et social.

Les dernières inondations observées dans presque tous les pays côtiers du golfe de Guinée ont été catastrophiques (Panthou, 2013). Par exemple le Bénin, a connu de 1999 à 2010, cinq épisodes majeurs d'inondation, dont les plus importantes sont celles de 1999, 2009 et 2010. Elles ont affecté plus de 600 000 personnes (Totin, 2012). Selon l'auteur, les précipitations

supérieures à la normale ont été enregistrées en Afrique Occidentale, avec des excédents compris entre 50 et 350 mm et que les événements pluvieux extrêmes augmenteront très probablement au cours des prochaines décennies avec des impacts sur l'écoulement de surface et en particulier dans les bassins versants (IPCC, 2001 et 2007).

Ces milieux constituent en raison de leurs potentialités hydroclimatiques et pédologiques, le lieu par excellence de la production agricole dans les pays de l'Afrique de l'Ouest comme dans le bassin-versant de l'Ouémé au Bénin. Mais ils sont exposés aux évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations qui sont parfois catastrophiques.

- **Évènements hydroclimatiques extrêmes face aux enjeux socioéconomiques, humains et environnementaux**

Briche *et al.* (2010) ont déclaré que dans le contexte de variabilité climatique et compte tenu de la fréquence des extrêmes climatiques, les agrosystèmes sont influencés. Après, une analyse comparative des températures extrêmes de 1950 à 2100, ils ont indiqué que le bon déroulement des cycles végétatifs et des cultures est très influencé par les extrêmes thermiques. Pour Yegbemey *et al.* (2014) et Sabaï *et al.* (2014), le climat est de plus en plus variable et fragilise les systèmes agricoles qui ne répondent plus favorablement au contexte climatique actuel.

Djohy *et al.* (2011), Kodja (2013), Amoussou *et al.* (2014) ont montré que les grands aléas climatiques auxquels les populations sont vulnérables dans tous les continents et en particulier en Afrique de l'Ouest sont les évènements extrêmes (sécheresse, inondations), l'irrégularité des pluies, le réchauffement, et l'élévation du niveau de la mer. De ces évènements, les plus récurrents sont la sécheresse et les inondations dans une Afrique marquée par une croissance démographique (Abdoulaye, 2015).

Pour Panthou *et al.,* (2012), l'augmentation de la fréquence des évènements extrêmes, comme la sécheresse reconnue comme les moments de longues périodes sans pluie et les inondations, a des répercussions sur la disponibilité de l'eau, sur les activités socioéconomiques, sur l'environnement, le sol, sur le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et d'assainissement dans un monde enclin à une forte croissance démographique. L'impact de ces évènements n'est plus à démontrer dans les pays du Sahel (Gemenne *et al.,* 2014).

Mahé *et al.* (1995), Bricquet *et al.* (1997), Peugeot *et al.* (2002), Lebel *et al.* (2009), ont démontré que le cumul annuel dans les pays du Sahel a atteint à peine 100 mm et que

l'alternance des saisons est très marquée par des pluies de très courte durée (juin à septembre). Ce qui a d'une part des répercussions sur la disponibilité de l'eau, affectant ainsi le régime hydrologique des bassins versants, dont celui du Niger et ses affluents. D'autre part, l'agriculture qui représente non seulement plus de 30 % du Produit Intérieur Brut (PIB), mais aussi la principale source de denrées alimentaires provient des zones rurales et emploie près de 60 % de la population dans la plupart des pays de l'Afrique et surtout des régions touchées par la péjoration climatique. Il s'en suit donc des menaces sur la sécurité alimentaire.

Alhassane *et al.* (2013), ont montré que les enjeux les plus vulnérables aux évènements hydroclimatiques extrêmes sont les systèmes humains environnementaux et les activités socioéconomiques. Cette situation est beaucoup plus perceptible dans les pays de l'Afrique subsaharienne où la plupart des populations vivent de l'agropastoralisme et vivant dans les conditions précaires occupant les plaines d'inondation.

Par ailleurs, les pays côtiers du golfe de Guinée en particulier le Bénin ont été durement touchés ces dernières années par l'effet pervers des extrêmes hydroclimatiques. Ogouwalé (2013) a montré que la forte variabilité des hauteurs de pluies au cours de la période 1971-2010 a eu des répercussions considérables sur l'écoulement moyen du bassin-versant de l'Okpara. Cette situation créée des conflits autour des différents points d'eau, entre les usagers et particulièrement entre agriculteurs et éleveurs. De plus, il a ajouté qu'à l'horizon de 2050, cette situation va perdurer du fait de la menace de la récession pluviométrique, de la croissance démographique dans un monde contrasté par l'augmentation des températures.

De même, Donou (2007) , Vodounnon (2008), Kodja (2011), Kodja *et al* (2013), Atchadé (2014), Akognongbé (2014) confirment que les évènements hydroclimatiques extrêmes, dans le bassin-versant de l'Ouémé en général, entraînent la destruction des cultures, la perte de la production, la perte de vies humaines et de biens matériels, la dégradation du cadre socio-économique, la dégradation des berges des cours d'eau, la destruction des concessions, des routes et pistes de dessertes rurales, des migrations massives de personnes et d'animaux, des désastres écologiques, les maladies hydriques ainsi que des pénuries de vivres, d'énergie, d'eau et d'autres biens essentiels.

Selon Houndénou *et al.,* (2011), les populations pauvres sont souvent les plus touchées puisqu'elles ne vivent que dans les zones les plus vulnérables avec une faible capacité d'adaptation. Donou (2015) confirme également que les évènements hydroclimatiques

extrêmes responsables de cette situation ne semblent pas s'améliorer à l'horizon 2050. Ils vont plutôt s'amplifier par l'augmentation de leur fréquence, ce qui n'est pas sans conséquence dans le bassin-versant du fleuve Ouémé.

D'après Kouassi *et al.* (2010), l'occurrence des extrêmes climatiques affecte les systèmes humains, environnementaux et socioéconomiques en particulier dans les pays en voie de développement. Pour Totin (2013), les conséquences des évènements hydroclimatiques extrêmes sont d'ordre économique, environnemental et sociétal. Les inondations observées pendant les dernières décennies dans presque tous les pays côtiers du golfe de Guinée, dont le Bénin, illustrent bien la situation. L'auteur ajoute qu'entre 1999-2010, le Bénin a connu cinq épisodes majeurs d'inondation, dont celles de 1999, 2009 et 2010 sont les plus importantes et ont affecté plus de 600 000 personnes. Ces inondations sont généralement dues aux crues et débordements des fleuves Ouémé, Mono, Couffo, des lacs Nokoué et Ahémé, mais aussi de la défaillance des systèmes de drainage des eaux pluviales (Amoussou *et al.,* 2012)

Du reste, les évènements hydroclimatiques extrêmes n'ont pas uniquement des impacts négatifs sur la vie des populations. Ainsi, pour Kodja (2013), Donou (2015), pendant les périodes de hautes eaux, les éléments fertilisants sont charriés de l'amont vers l'aval et sont déposés dans les basses vallées. Cette potentialité attire la plupart des paysans à prendre d'assaut les plaines inondations pendant la période de décrue pour les cultures de contre de saison, comme c'est le cas dans les basses vallées de l'Ouémé et du Mono. Il en est également de même des éléments concrétionnés, des berges érodées qui ont été charriées au cours de l'écoulement vers l'aval et sont déposés comme de sable dans le lit du cours d'eau.

Cependant, pendant la période de décrues ou de basses eaux, les populations se livrent aux activités de prélèvement du sable communément appelé ''dragage du sable fluvial'' qui sert de matériaux de construction sur les chantiers de génie civil. Tout ceci constitue les potentialités naturelles de l'Ouémé et du Mono sous menace des extrêmes hydroclimatiques

L'ensemble de ces différentes études corrobore les conclusions du GIEC (2007) que la variabilité / changement climatique a des conséquences sur les écosystèmes et pourrait modifier les systèmes agricoles régionaux dans le temps et dans l'espace. C'est d'ailleurs ce qui montre que l'effet du réchauffement climatique et les évènements extrêmes vont s'aggraver avec des répercussions sans doute sur les systèmes humains et environnementaux.

- **Reproduction des débits extrêmes de hautes eaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou**

Le réchauffement global auquel la planète terre est confrontée au cours de ces dernières décennies à induit à une variabilité climatique sans précédent, dont les conséquences sont aussi bien importantes sur les enjeux humains, environnementaux que sur la disponibilité des ressources en eau.

Amoussou *et al*. (2012) ont montré que les effets du réchauffement climatique peuvent se traduire par l'augmentation ou diminution de l'amplitude des évènements extrêmes, changement dans la fréquence d'apparition de ces évènements extrêmes et changement dans les processus qui mènent à ces extrêmes. Crétat *et al.* (2012), Amoussou e*t al.* (2015) et Totin *et al*. (2016) ont décrit que les régimes fluviaux enregistrent des variations interannuelles très sensibles et que la forte intensité des pluies actuellement en Afrique de l'Ouest et la récurrence plus fréquente d'évènements extrêmes suscite des inquiétudes par rapport à la gravité des inondations.

D'après Traoré *et al.* (2014), la connaissance du comportement hydrologique d'un bassin-versant devient dès lors une priorité dans la mise en évidence de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau et sur les enjeux sociétaux. Amoussou *et al.* (2014) ont indiqué que l'impact de la variabilité climatique sur les enjeux sociétaux, et environnementaux, justifient l'intéressement aux crues avec les dommages dus aux inondations qui sont récurrentes au cours de ces dernières années dans les bassins fluviaux comme celui du Mono-Athiémé. Pour ces différents chercheurs, la modélisation hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin-versant, dans l'utilisation rationnelle des ressources en eau de ce bassin et dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux crues.

Selon Djellouli e*t al.* (2015), il existe différents modèles mathématiques dont les modèles statistiques ou stochastiques (boîte noire), conceptuels, globaux ou distribués. Perrin (2000), cité par Vissin (2007), a montré que la simulation par des modèles mathématiques de la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin-versant a connu un essor considérable depuis le début des années 1960 grâce à l'évolution des capacités de calcul. Il existe aujourd'hui un nombre considérable de modèles parmi lesquels on retrouve les modèles conceptuels ou empiriques globaux qui représentent le lien entre la pluie et le débit par agencements variés de réservoirs.

Perrin (2000), indique que toutes les structures de ces modèles ont reçu les mêmes données et leurs paramètres ont été calés à l'aide d'une même procédure locale d'optimisation, la méthode « pas-à-pas », qui s'est montrée fiable pour localiser des optima satisfaisants. L'auteur ajoute que de nouvelles formulations de critères d'optimisation (critère de Nash) et du critère de bilan, jugées plus satisfaisantes, ont été proposées. Les résultats des tests indiquent que les modèles « à réservoirs » sont nettement plus satisfaisants qu'un modèle de type « boîte noire » ne comprenant pas de schéma interne de suivi d'humidité du bassin. Par ailleurs, la structure du modèle, c'est-à-dire sa formulation interne, est apparue déterminante pour le succès du modèle.

Cette recherche a opté pour un modèle hydrologique conceptuel globaux tel que, le modèle empirique pluie débit du Génie Rural à quatre paramètres (GR4J) au pas de temps journaliers, mis au point par le CEMAGREF (Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts), actuel IRSTEA (Institut National de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture) et mise en évidence par (Makhlouf et Michel, 1994 ; Mouelhi, 2003 ; Perrin, 2000 ; Perrin *et al*, 2003).

Le modèle GR4J a été largement testé sur un grand nombre de bassins versants en France, en Australie, au Brésil et aux Etats-Unis (Perrin *et al.,* 2001), en Côte d'Ivoire (Servat et Dezetter 1992). Il a également été appliqué pour la gestion de barrages-réservoirs (Yang, *et al.,* 1991) et a servi à la mise au point d'une méthode variationnelle de prévision des débits de crue (Yang et Michel 2000). Il a aussi été utilisé dans un contexte de variabilité climatique sur le bassin de l'Ouémé supérieur (Le Lay, 2006) et sur le bassin béninois du fleuve Niger (Vissin, 2007), sur le bassin-versant de l'Ouémé à Savè par Afouda *et al.,* (2015) et sa relative robustesse a été clairement établie.

Le modèle GR4J utilise peu de données dont les variables d'entrée sont limitées aux séries de pluies, d'ETP et des débits pour le calage. Le modèle GR4J, est robuste et il a des critères d'optimisation performants (Gupta *et al.,* 2009 ; Kling *et al.,* 2012). Il a l'avantage de prendre en compte le pas de temps journalier, ce qui permet dans cette étude de reproduire les débits extrêmes de crues dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou à un pas de temps plus fin.

Les différents aspects abordés dans l'état des connaissances ont permis de mieux cerner les contours du sujet et de présenter l'environnement physique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

1.2. Présentation du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou est situé en Afrique de l'Ouest en République du Bénin. La figure 1.1, montre la situation géographique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

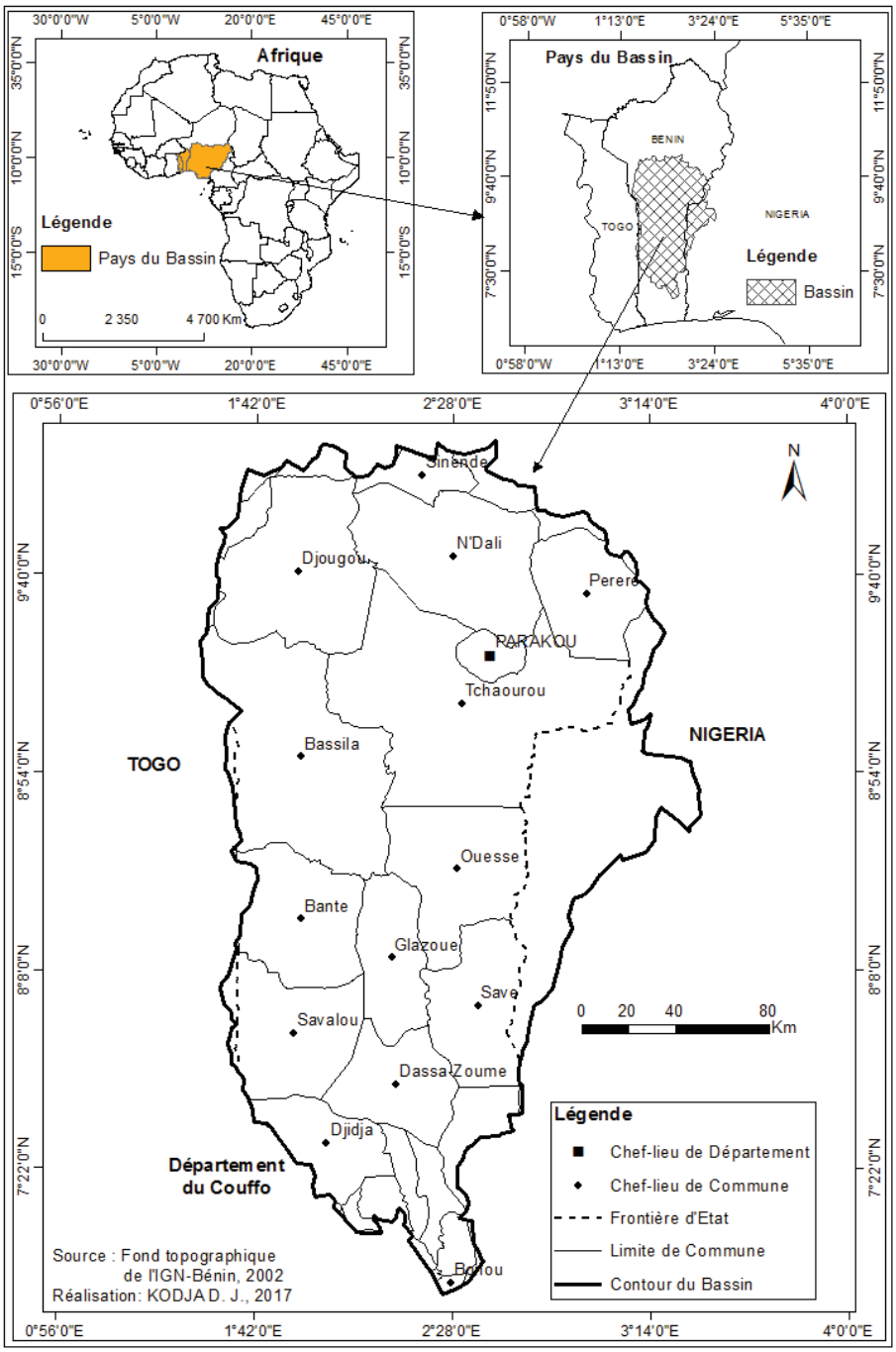


Figure 1. 1: Situation géographique du bassin-versant de l'Ouémé l'exutoire de Bonou

Le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est compris 10°12' et 7°58' de latitude nord et 1°35' et 3°05' de longitude est avec un léger débordement à l'est vers le Nigéria (Adam

et al., 1993 ; Le Barbé *et al.,* 1993). Le secteur d'étude est à cheval sur les départements de la Donga, du Borgou, des Collines, du Zou, de l'Ouémé et du Plateau et compte en son sein 38 communes soit 49,35 % sur les 77 communes du Bénin. Avec ses affluents, dont le Zou et l'Okpara, il couvre une superficie de 46 200 km^2 répartis d'une part sur le socle Dahoméyen, partie supérieure du bassin et d'autre part sur les formations sédimentaires du bassin côtier, appelé l'Ouémé inférieur (Moniod, 1973 ; Le Barbé, 1993 ; Atchadé, 2014 ; Akognongbé, 2014). La diversité de ces substratums géologiques influence directement ou indirectement la manifestation des évènements extrêmes hydroclimatiques (Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010 ; Kodja *et al.,* 2012 ; Atchadé, 2014).

La connaissance des caractéristiques physiques du bassin de l'Ouémé permet de mieux cerner la dynamique ou le fonctionnement des évènements hydroclimatiques extrêmes du secteur d'étude.

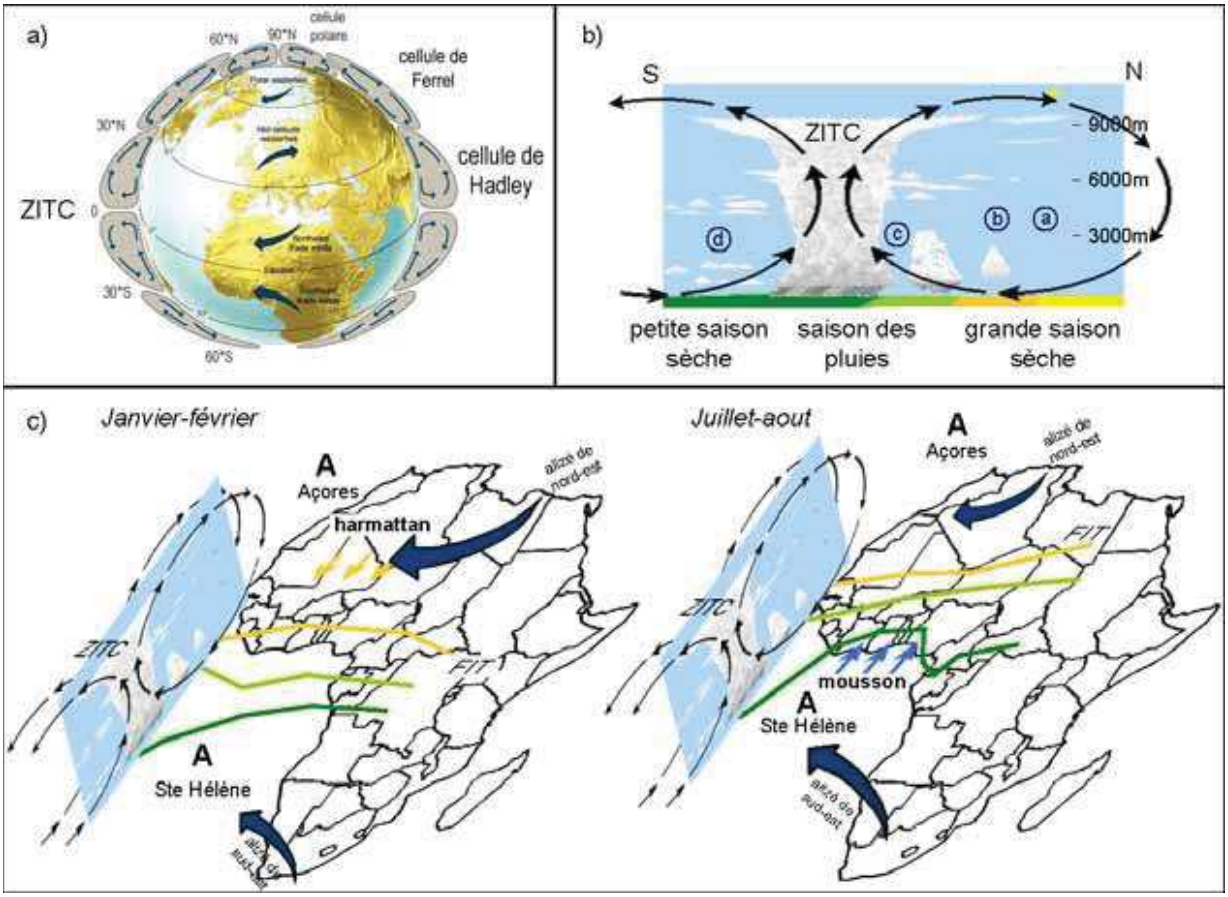
1.3. Environnement physique du secteur d'étude

Les facteurs physiques dont le climat, le relief, les réseaux hydrographiques et hydrologiques ainsi que la pédologie jouent un rôle non négligeable dans la survenance des extrêmes hydroclimatiques et nécessitent d'être abordés dans la présente étude.

1.3.1. Aspects climatiques

La circulation atmosphérique ouest-africaine est commandée par des centres d'action qui déterminent les climats du Bénin (Causeret et Sarrazin, 2001 ; Tabeaud, 2008 ; Godard et Tabeaud, 2009). En effet, dans les basses couches de l'hémisphère nord, deux centres de pression gouvernent la circulation atmosphérique ouest-africaine et caractérisent le climat du Bénin (Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010) : les hautes pressions de l'Atlantique Nord ou l'anticyclone des Açores et l'anticyclone semi-permanent égypto-libyen (figure 1.2).

L'anticyclone des Açores draine vers l'Afrique Occidentale et le Bénin des flux océaniques et continentaux et définit les types de temps sur la façade ouest du continent. L'anticyclone semi-permanent égypto-libyen dirige sur le Bénin l'alizé continental sec du nord-est, connu sous le nom d'harmattan.



Source : Lombry (2000) ; cité par Massuel (2005)

Figure 1. 2: Circulation atmosphérique et mousson ouest-africaine (a : modèle de circulation générale ; b : position au sol des saisons ; c : schéma du fonctionnement atmosphérique général sur l'Afrique de l'Ouest en saison sèche et saison des pluies

L'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'hémisphère sud, ou haute pression australe du golfe de Guinée, gouverne le flux de mousson et le dirige sur le Bénin. Il faut noter que les pluies de mousson peuvent précipiter une journée au lieu d'être réparties sur tout un mois (Amoussou, 2010). La mousson ouest-africaine est le résultat d'interactions complexes intervenant à différentes échelles dont les conséquences sur la répartition spatio-temporelle de la pluviométrique deviennent de plus en plus préoccupantes depuis les années 1970 (Peugeot *et al.,* 2012).

Cependant, le régime climatique de l'Afrique de l'Ouest est déterminé par une cellule thermique caractérisée par une expansion ascendante près de l'équateur météorologique (EM) et divergent en altitude vers les pôles, appelée ''cellule convective de Hadley'' (Boko, 1988 ; Gallée *et al.,*2004 *;* Massuel, 2005). Cette zone convective crée une région de basses pressions, appelée Zone de Convergence Intertropicale ZCIT) (figure 1.2a, b).

En effet, le Front Intertropical (FIT) est la trace au sol, du contact entre l'air équatorial maritime provenant de l'anticyclone de Sainte-Hélène et l'air tropical continental provenant de l'anticyclone saharien (Boko, 1988, Houndénou, 1999). L'antagonisme de ces deux masses d'air se traduit par un déplacement du FIT du sud vers le Nord puis du Nord vers le Sud (Bokonon-Ganta, 1987 ; Nicholson *et al.,* 2001 ; Sultan *et al.,* 2003).

Ainsi, entre janvier-février, le FIT (figure 1.2c) se trouve à sa position la plus méridionale au large des côtes du golfe de Guinée où l'anticyclone saharien dirige l'harmattan, matérialisant ainsi, la grande saison sèche. Cette période de récession pluviométrique ne fait pas l'objet de cette recherche.

En juillet-août (figure 1.2c), le FIT se stabilise vers 20° de latitude Nord et soumet le secteur d'étude aux masses d'air maritime équatorial. Il se développe dans ce secteur la mousson, vent générateur de pluie qui couvre ainsi tout le bassin dans les mois de juillet, août et septembre, influençant ainsi la dynamique hydrologique dont les manifestations des crues voire des évènements exceptionnels qui engendrent des inondations, objet de la présente étude dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

1.3.1.1. Facteurs de la pluviogénèse

L'Afrique de l'Ouest se situe en zone tropicale et son climat est par conséquent influencé par la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). La variabilité spatio-temporelle de la pluie est influencée par le déplacement latitudinal de la zone de convergence intertropicale et de la circulation atmosphérique régionale. Il s'est avéré que les évènements pluvieux anormaux, précoces ou tardifs sont souvent associés au déplacement du FIT et du profil latitudinal du flux de mousson qui nourrit les systèmes convectifs dans la ZCIT au niveau du golfe de Guinée (Leroux, 2009). Il s'agit de la diminution de Jet d'Est Africain (JEA) dans les moyennes couches, à l'augmentation de l'intensité du Jet Tropical Est (JET) dans les hautes couches dont leur circulation détermine le déplacement des perturbations nées au sein de la ZCIT (Amoussou, 2010).

❖ **Le Jet d'Est Africain (JEA)** : Le JEA est compris entre 500 et 700 hPa, soit 4 à 5,5 km d'altitude et s'étend en longitude entre 30°W et 30°E sur une bande étroite de latitude autour de 15°N (Parker *et al.,* 2005 ; Thorncroft, *et al.,* 2009). Il est spécifiquement ouest-africain et nait de la différence de températures entre le continent africain et l'océan Atlantique

(Amoussou, 2010). Il résulte des forts gradients de température entre les régions subtropicales et les régions équatoriales (Boko, 1988 ; Houndénou, 1992).

En juillet-août, le JEA atteint sa vitesse alors que son axe se situe légèrement au nord du bassin-versant vers 15°N. Le JEA introduit un cisaillement vertical inhibiteur aux précipitations.

❖ **Le Jet d'Est Tropical (JET)** : Il constitue un courant de vent depuis le sud-est de l'Asie jusqu'à l'Afrique de l'Ouest au niveau de 100-200 hPa soit entre 12 et 15 km (Amoussou, 2010) il est entretenu par la libération de chaleur latente au niveau des zones de mousson où la ZCIT est plus active (Krishnamuti, 1971).
Il se manifeste par un flux qui atteint sa vitesse maximale sur le golfe d'Aden. Entre 5° et 15°N, au-dessus de l'Afrique Occidentale, ce flux reste relativement rapide en juillet-août et ne s'affaiblit qu'à l'ouest de 10°W (Camberlin, 1987 ; Amoussou, 2010).

La figure 1.3, présente la coupe schématique de la circulation méridienne et verticale de la ZCIT où les perturbations majeures donnant l'essentiel des pluies dans le secteur d'étude s'observent en zone C.

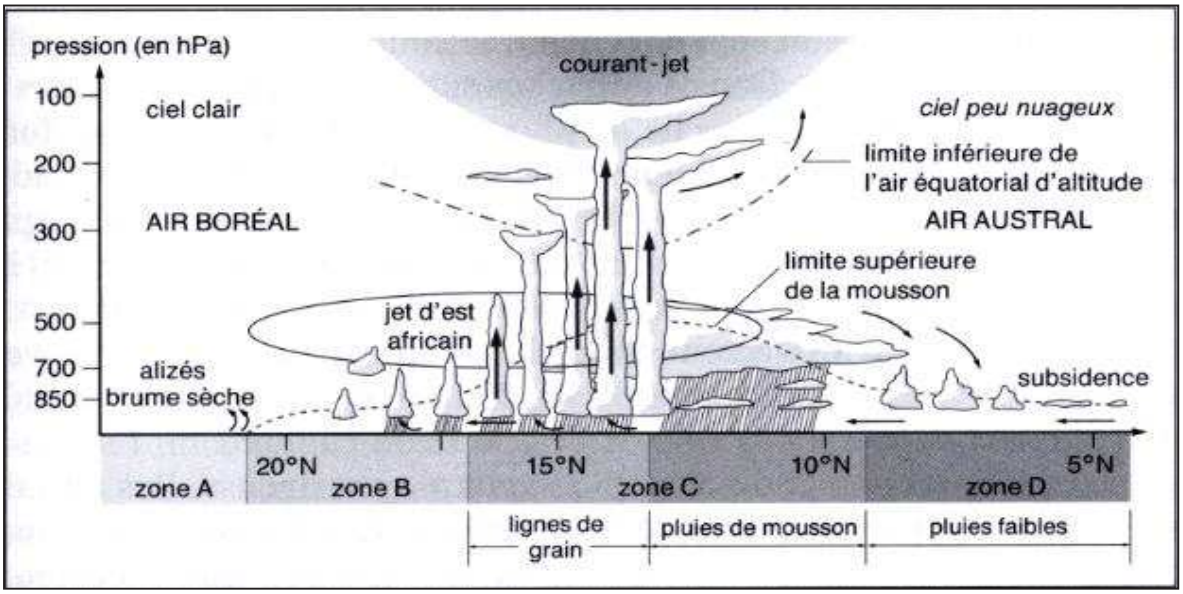


Figure 1. 3: Coupe schématique méridienne et verticale de la ZCIT (in Beltrando, Chémery, 1995)

Entre les deux ceintures anticycloniques hémisphériques, les migrations de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) associées à la circulation océanique Atlantique dans le golfe de Guinée, déterminent les saisons pluviométriques du Bénin et par conséquent influencent l'écoulement du bassin-versant de l'Ouémé qui constitue une réponse de la dynamique de l'atmosphère au contraste entre l'océan et les surfaces continentales sous les latitudes tropicales.

Il s'en suit donc une instabilité interannuelle et une hétérogénéité spatiales des précipitations (Mahé *et al.,* 1999 ; Kpanou, 2015).

- **Les Lignes de Grains Africains (LGA)**

En Afrique de l'Ouest, les précipitations sont généralement de trois types. D'une part, il y a les précipitations régulières et abondantes ou pluies de mousson ; d'autre part les précipitations plus rares et plus localisées se produisant à la faveur d'orages locaux ; et enfin les lignes de grain (LGA), masses orageuses se déplaçant d'est en ouest (Mahé, 1993). Les événements pluvieux les plus importants en dehors des pluies de mousson sont les lignes de grain (Le Barbé *et al.,* 1997 ; Tapsoba, 1997). Ce sont des intrusions du flux d'est dans le flux de mousson, soulevant l'air humide en un front mobile le long duquel se produisent orages et averses (Leroux, 1996 ; Gnamien, 1990). Les lignes de grains peuvent parfois ne pas provoquer des pluies, car elles n'utilisent que le potentiel qu'elles trouvent sur place. L'importance climatique des lignes de grain sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin, pays du golfe de Guinée, sont à l'origine des averses orageuses abondantes de pluies qu'accompagnent des vents forts, une forte énergie cinétique des gouttes de pluie, des éclairs et de tonnerre (Afouda, 1990 ; Chabi, 2015).

Au regard de ces différentes analyses, il faut retenir que les caractéristiques du climat en Afrique de l'Ouest, en particulier sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou sont donc dépendantes des paramètres atmosphériques et océaniques qui déterminent les flux de mousson de l'Atlantique sud et apportent de l'humidité sur le golfe de Guinée et les pays côtiers. Toutefois, deux systèmes organisent les pluies du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en occurrence sont : le système de mousson avec les pluies de secteur sud, ou SW et le système ondes d'Est avec des pluies de secteur nord-est, pluies dites des lignes de grains (Afouda, 1990 ; Sagna, 2005 ; Chabi, 2015).

En plus de ces facteurs pluviogéniques généraux, il existe également des facteurs continentaux qui sont des déterminants géographiques locaux (le couvert végétal, le relief, etc.) qui s'associent pour déterminer la répartition spatio-temporelle des pluies.

- **L'orographie**

Les zones de relief constituent un terrain privilégié pour l'initiation de systèmes convectifs susceptibles d'évoluer en ligne de grains (Sagna, 2005 ; Aguiar, 2009). C'est en s'opposant aux

flux humides des basses couches qu'un relief peut créer des ascendances suffisantes pour empêcher ou générer des pluies (Tapsoba, 1997 ; Mathon & Laurent, 2001).

Le flux de la mousson entraîne donc une organisation latitudinale des précipitations qui peut être localement perturbée par l'orographie (Chabi, 2015). Or, le bassin-versant de l'Ouémé prend sa source au nord-ouest dans les monts Tanéka, dont les sommets dépassent 600 mètres (Le Barbé *et al.,* 1993). Selon Agli (1995), et qui ne sont pas sans influence sur les flux atmosphériques malgré leur altitude modeste. Ces reliefs accroissent, l'échauffement diurne, perturbent les courants, aggravent la turbulence et favorisent l'ascendance des masses d'air. Leur présence explique l'importance accrue des manifestations orageuses dans cette région (Vissin, 2007).

- **Les téléconnections**

Il s'agit du réchauffement intermittent des eaux de surface dans la zone du Pacifique entraînant un déplacement des précipitations vers l'est du pacifique et empêchant la remontée d'eau froide (Trzaska *et al.,* 1996). En effet, plusieurs travaux, basés sur la circulation générale de l'atmosphère ont mis en évidence l'influence des évènements El Nino aussi bien sur la mousson que sur les précipitations en Afrique de l'Ouest.

Selon Hastenrath *et al.* (1987), Wolter (1989), Diedhiou *et al.* (1999), un évènement El Nino provoque un déficit de précipitation sur le Sahel suite à la réduction de l'advection de la vapeur d'eau qui accentue le déficit pluviométrique. D'autres études ont au contraire montré l'absence de liens statistiquement significatifs entre le phénomène El Nino et la pluviométrie (Ropelewsky & Halpert, 1989 ; Nicholson & Kim, 1997). Toutefois, Houndénou (2008), Chabi (2015) ont indiqué que la position géographique du Bénin avec l'océan Atlantique, pays côtier où se situe le bassin-versant, justifie l'interconnexion entre le continent et l'océan par rapport à l'origine du flux de la mousson qui gouverne les lames d'eau précipitées.

1.3.1.2. Régimes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'action des différents mécanismes observés dans la ZCIT entraîne une grande diversité dans les climats du Bénin de la côte à l'intérieur avec des nuances marquées par la position géographique et au relief des régions. En effet, par sa situation en latitude (entre 6°30' et 12°30' de latitude nord), le Bénin appartient au domaine des climats chauds et humides de la zone intertropicale (Adam *et al.,* 1993). Il jouit du sud au nord une variété de domaines climatiques

qui se succède. Au nombre de ces nuances climatiques, il y a d'une part le climat béninien ou subéquatorial à deux saisons des pluies alternées par des saisons sèches, qui règne de la côte (au sud) jusqu'à la latitude de Savè. D'autre part, le climat des régions soudaniennes avec deux subdivisions, dont le climat sud-soudanien à deux saisons (une saison sèche et une saison pluvieuse) qui couvre la région au nord du domaine subéquatorial jusqu'à la latitude de Bembèrèkè et le climat nord-soudanien de Bembèrèkè à la frontière du Niger. Enfin du climat atacorien également à deux saisons (une saison sèche et une saison pluvieuse) qui couvre le nord-ouest du Bénin, dans la chaîne de l'Atacora où la pluviométrie reçoit l'influence plus ou moins du relief.

Le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou quant à lui s'étale sur deux domaines climatiques avec une nuance pluviométrique. Il s'agit du climat sud-soudanien ou le régime tropical humide unimodal (RTH-Unimodal) et du climat subéquatorial nuancé de la côte vers l'intérieur du pays par : le régime subéquatorial maritime (RSM, bimodal) et le subéquatorial intérieur (RSI, unimodal), (Planchon, 1996 ; Amoussou, 2010).

Les hauteurs de pluies mensuelles de 1951 à 2015 de trente (30) stations pluviométriques identifiées sur le bassin de l'Ouémé à Bonou et aux environs ont fait aussi l'objet d'une Classification Hiérarchique Ascendante (CAH) de type Ward aux fins de mieux présenter la typologique des régimes pluviométriques. Ainsi, la figure 1.4, présente les différentes classes correspondantes aux régimes pluviométriques des 30 stations pluviométriques issues de la Classification Hiérarchique Ascendante.

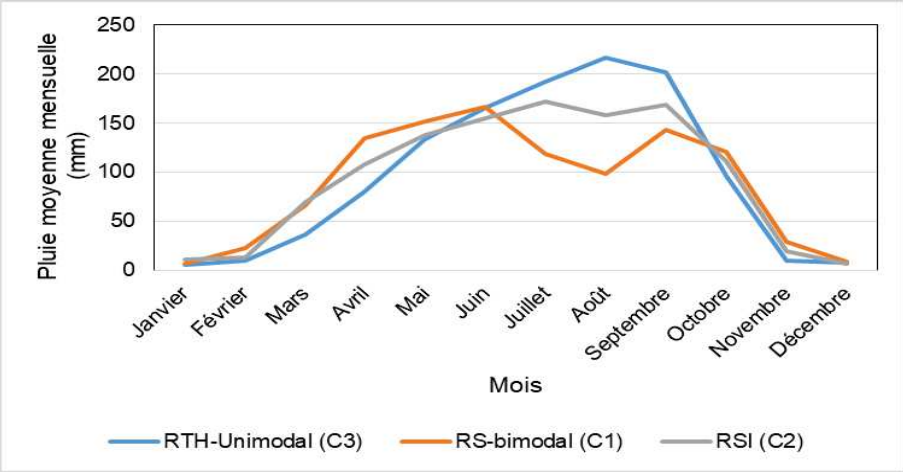


Figure 1. 4: Trois types de classes (C1, C2, C3) homogènes issues de la Classification Ascendante Hiérarchique de 30 stations pluviométriques avec les pluies moyennes mensuelles du bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Par ailleurs, l'analyse de la figure 1.5, relative à la trame climatique et les différents régimes pluviométriques a permis de présenter les nuances climatiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

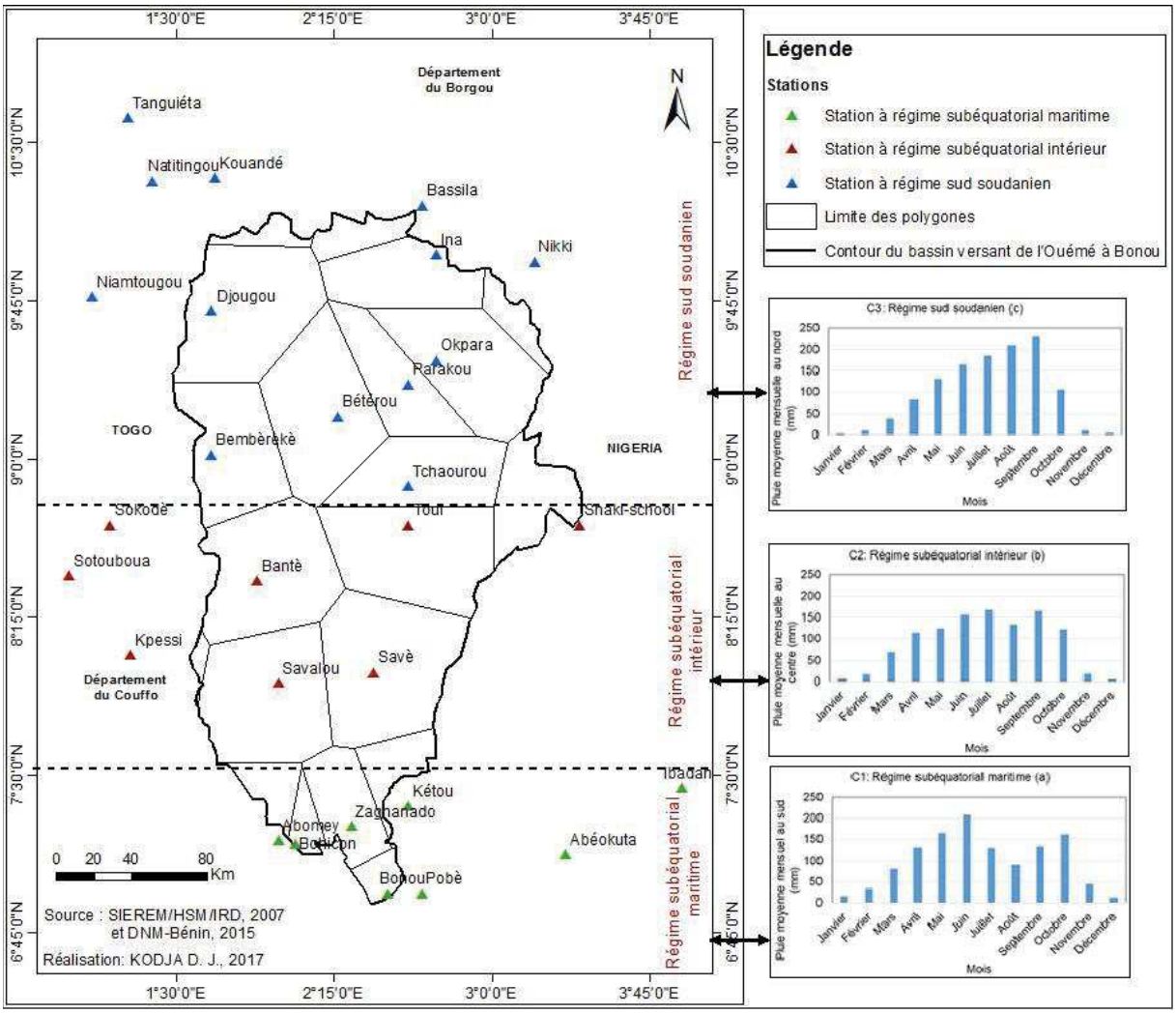


Figure 1. 5: Trame climatique du secteur d'étude avec les différents régimes pluviométriques

➢ **Climat subéquatorial** (Figure 1.5a, b)

Il est caractérisé par un régime pluviométrique bimodal. Deux saisons pluvieuses, dont la plus grande s'étend d'avril à juillet avec un maximum de 170 mm en juin et de 145 mm en septembre pour la petite saison des pluies qui s'étend de mi-septembre à mi-novembre. Elles sont alternées par deux saisons sèches de décembre à mars d'une part et de mi-juillet à août d'autre part. La nuance observée dans ce domaine relatif au climat de transition est l'intermédiaire entre le climat subéquatorial à deux saisons de pluies et celui du tropical de type soudanien à une saison de pluie (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; repris par Atchadé, 2014).

La spécificité du régime pluviométrique de cette trame est quasi unimodale, affichant une tendance à l'effacement voire disparition de la petite saison sèche du subéquatorial (Houndénou, 1999 ; Amoussou, 2010). Il est donc la résultante de l'influence du climat tropical sudsoudanien et du climat béninien renforcée par l'impact du relief en place et des activités anthropiques sur le régime pluviométrique (Yabi, 2008).

Cependant, les manifestations pluvieuses de cette partie du secteur d'étude liées à la circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique sont responsables du climat soudanien (Boko, 1988 ; Adam *et al.,* 1993).

- **Climat soudanien** (Figure 1.5c)

C'est le type de climat qui succède au climat de la zone de transition à la latitude de Savè. Il concerne beaucoup plus la partie amont du secteur d'étude et se caractérise par un régime pluviométrique unimodal, bien tranché avec un maximum de près de 180 mm en juillet dû à la migration de la zone de convergence intertropicale (Boko, 1988). Les pluies sont inégalement réparties et débutent en avril et prennent fin en octobre (Akognongbé, 2014). Dans ce milieu, on observe une saison des pluies dès la deuxième quinzaine de mai jusqu'à octobre et une saison sèche de novembre à début mai.

Les précipitations constituent l'élément principal du climat, puisqu'elles déterminent les saisons comme partout en milieu tropical (Boko, 1992). La moyenne pluviométrique annuelle varie de 900 à 1300 mm sur l'ensemble du bassin. Aussi, faut-il noter de l'analyse des différentes classes du régime pluviométrique qui dictent leur loi sur le secteur d'étude que les mois de juillet et août enregistrent les hauteurs de pluie les plus élevées variant entre 160 et 180 mm dans la partie amont du bassin tandis qu'au sud, les maximums mensuels s'observent en juin et septembre.

1.3.2. Hydrographie

Le fleuve Ouémé prend sa source dans les monts Tanéka à 550 m d'altitude et coule d'abord vers l'est sur 70 km puis vers le sud jusqu'à Cotonou sur 580 km (Moniod, 1973 ; Adam et *al.*, 1993). En amont, il reçoit de nombreux affluents sur ses deux rives. Il est rejoint à l'est par la rivière de l'Okpara dont le cours lui est parallèle avec débordement sur le Nigéria et à l'Ouest le Zou qui s'étend légèrement sur le territoire togolais (Le Barbé *et al.,* 1993).

La figure 1.6, montre le réseau hydrographique de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

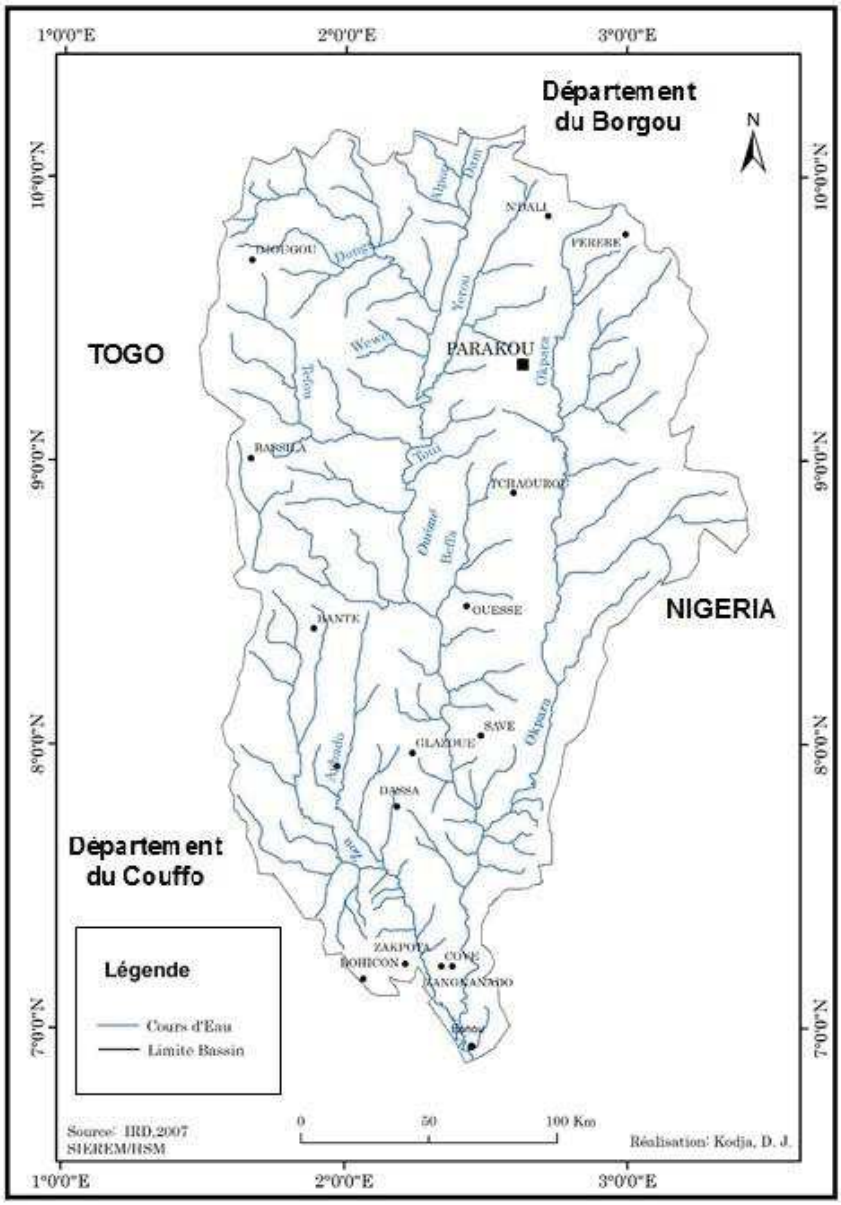


Figure 1. 6: Réseaux hydrographiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Le fleuve Ouémé développe une zone deltaïque sur 95 km de longueur jusqu'à la lagune de Cotonou. Sur la rive droite du delta, un petit affluent de la Sô prend naissance dans la dépression de la Lama, traverse les marais et le lac Hlan, circule parallèlement à l'Ouémé et en reçoit les déversements latéraux pendant les hautes de l'Ouémé avant de se déverser dans le lac Nokoué. Le bassin-versant de l'Ouémé et ses affluents couvrent une superficie de 46 990 km^2 tandis que la partie deltaïque occupe une superficie de 9 000 km^2 (Moniod, 1973).

Ces différentes entités sont réparties dans l'Ouémé supérieur et l'Ouémé inférieur. Cependant, l'Ouémé supérieur est scindé en trois dont le réseau de la rive gauche, le réseau nord-ouest et

le bassin du zou (Le Barbé *et al.,* 1993). Quant à l'Ouémé inférieur, il prend en compte l'exutoire de Bonou, qui est en amont de la zone deltaïque (Donou, 2009).

❖ **Réseau rive gauche** : les rivières ici suivent la direction nord-sud imposée par les formations du socle. Les pentes sont relativement importantes (1 à 2 m/km) et peuvent s'accentuer au passage d'accidents géologiques. Les affluents les plus importants de cette rive sont l'Alpouro (2010 km2 pour une longueur de 86 km), le Yérou Marou (2590 km^2 pour une longueur de 120 km) ; la Beffa (1990 km^2 pour une longueur de 78 km), l'Okpara plus de 10 000 km^2 dont la longueur est de 362 km (figure 1.6 supra).

❖ **Réseau nord-ouest** : son réseau hydrographique est très dense et s'étale sur les flancs des massifs de l'Atacora au nord et d'Alédjo à l'ouest. Les rivières suivent les directions imposées par les reliefs dont ouest/est et nord-ouest/sud-est avant de rejoindre le l'Ouémé. Les pentes sont également très élevées et restent toujours relativement fortes (1 à 2 m/km). D'amont en aval, les rivières les plus importantes, l'Ouémé jusqu'à sa confluence avec l'Alpouro sur le parcours de Affon (4320 km^2 pour une distance de 152 km), la Donga (1285 km^2 pour une longueur de 74 km), la Wewé (617 km^2 pour longueur de 49 km), la Térou (3320 km^2 pour une longueur de 139 km), l'Odola (1076 km^2 pour une longueur de 74 km) et l'Adjiro (2151 km^2 pour une longueur de 160 km).

❖ **Bassin du zou** : il est séparé du réseau nord-ouest par un alignement de relief d'axe ouest passant à la latitude de Bantè. Dans cette direction, il va d'abord être constitué de deux axes parallèles. Le zou (8440 km2 pour 250 km) et l'Agbado (2703 km2 pour 109 km). Ils suivent tous les deux une direction N-S puis NW-SE, après 120 km de parcours, le Zou longe sur 15 km les collines quartzitiques de Badagba avant de les traverser, reçoit l'Agbado et suit une direction NNW-SSE pour rejoindre l'Ouémé plus loin sur 107 km. Les pentes du lit du cours sont relativement importantes sur les 10 premiers kilomètres et deviennent très modérées (inférieur à 1m/km). Le bassin du Zou aussi a ses affluents, dont l'Otio (442 km^2), la Bogui (450 km^2), le Kouffo (806 km^2) et l'Agbla (479 km^2).

❖ **Ouémé inférieur** : Après sa confluence avec le Zou, l'Ouémé entaille profondément les formations du Continental Terminal. La pente de la rivière devient alors extrême faible (5 m de dénivelée sur 85 km) et la vallée de l'Ouémé se présente alors comme une large zone inondable où le système hydrographique est fort complexe. Dans cette partie que se trouve l'exutoire

Bonou, d'où le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou qui constitue le milieu de la présente étude.

Du point de vue géologique, le bassin-versant de l'Ouémé présente une spécificité naturelle marquée par le socle précambrien du centre au nord du bassin et le sédimentaire de la zone côtière qui s'étale sur la partie sud.

1.3.3. Géologie et relief

Le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est entre le socle métamorphique du Nord et la couverture sédimentaire du Sud (Moniod, 1973) comme l'illustre la figure 1.7.

En effet, le haut du secteur d'étude repose sur un socle fracturé granito gneissique dit dahoméen, constitué essentiellement de migmatites et gneiss (Faure et Volkoff, 1996). Au fil des années, ce socle a été altéré et fissuré dans sa partie supérieure puis de moins en moins en profondeur et agit comme un réservoir de stockage, avec une transmissivité faible de l'ordre de $10^{-4}m^2.s^{-1}$ (Kamagaté, 2006). De ce fait, la structure géologique du bassin-versant de l'Ouémé est constituée d'une part par le Précambrien qui comprend le Dahoméen, l'Atacorien, les granites et les intrusions basiques. Toutes ces roches sont imperméables en dessous d'une altération importante. La carapace latéritique est assez peu représentée de sorte qu'en général la capacité de rétention est assez faible.

Il s'en suit que les réserves souterraines s'épuisent vite et que les rivières sont à sec plusieurs mois par an. Les zones fissurées dans les granites et les arènes granitiques emmagasinent rarement assez d'eau pour alimenter sans défaillance les débits d'étiage.

Cet ensemble géologique est altéré par les facteurs climatiques notamment l'eau et la température. Ainsi la circulation de l'eau dans les fractures du sous-bassement diffuse le processus d'altération plus en profondeur vers le cœur de la roche saine, en isolant les galets dans une matrice de régolite (DH, 1985). Aussi, l'accumulation de ces eaux enrichit les aquifères. Ces aquifères, notamment du Dahoméen, sont répartis dans les fractures des roches qui contribuent à l'écoulement de fleuve. Leur recharge est assurée à près de 325 mm dans la plupart du secteur amont du secteur d'étude.

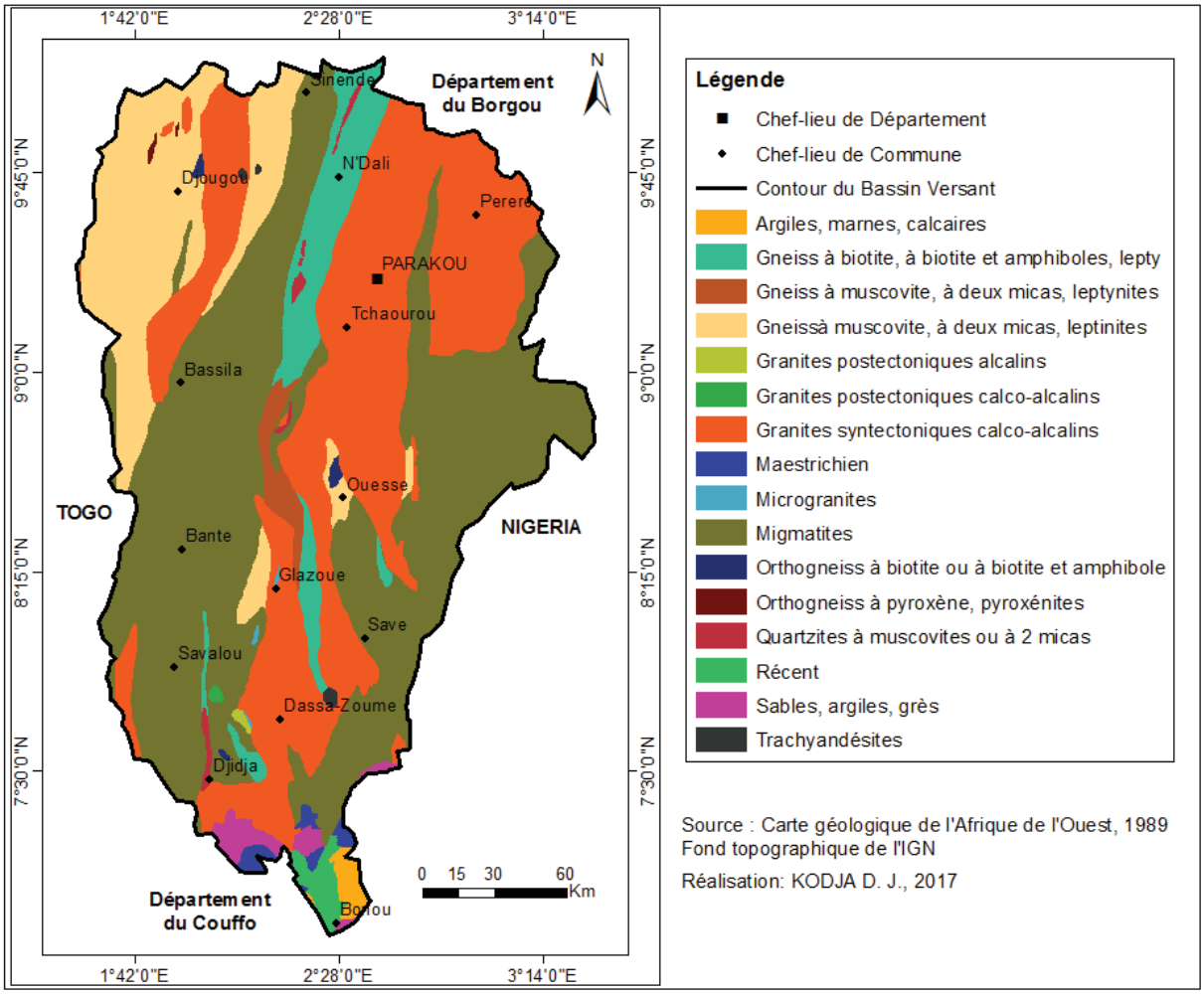


Figure 1. 7: Aspects géologiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Selon Le Barbé *et al*. (1993), les différents réservoirs de l'Ouémé supérieur présentent quasiment un comportement hydrogéologique proche tout comme ceux des régions du socle dans le secteur d'étude. La partie aval du secteur d'étude ou partie sud, repose quant à elle sur un substratum sédimentaire côtier (du Cretacé supérieur), tendre, au relief peu accentué, avec des dépôts alluviaux anciens et récents favorisant l'étalement et la divagation des cours d'eau ainsi qu'une érosion et un alluvionnement (Moniod, 1973). La géologie du secteur d'étude influence la dynamique hydrologique du bassin-versant du fait de la nature du substratum géologique, de la capacité de rétention en eau des structures en place, de l'étalement et de la divagation des cours d'eau occasionnant les inondations pendant les périodes de forte pluviosité dans le secteur d'étude.

La dénivellation nord-sud, du secteur, comme l'illustre la figure 1.8, constitue également l'un des éléments, qui explique la manifestation des inondations dans le bas Bénin au sud à Bonou pendant les périodes de crues.

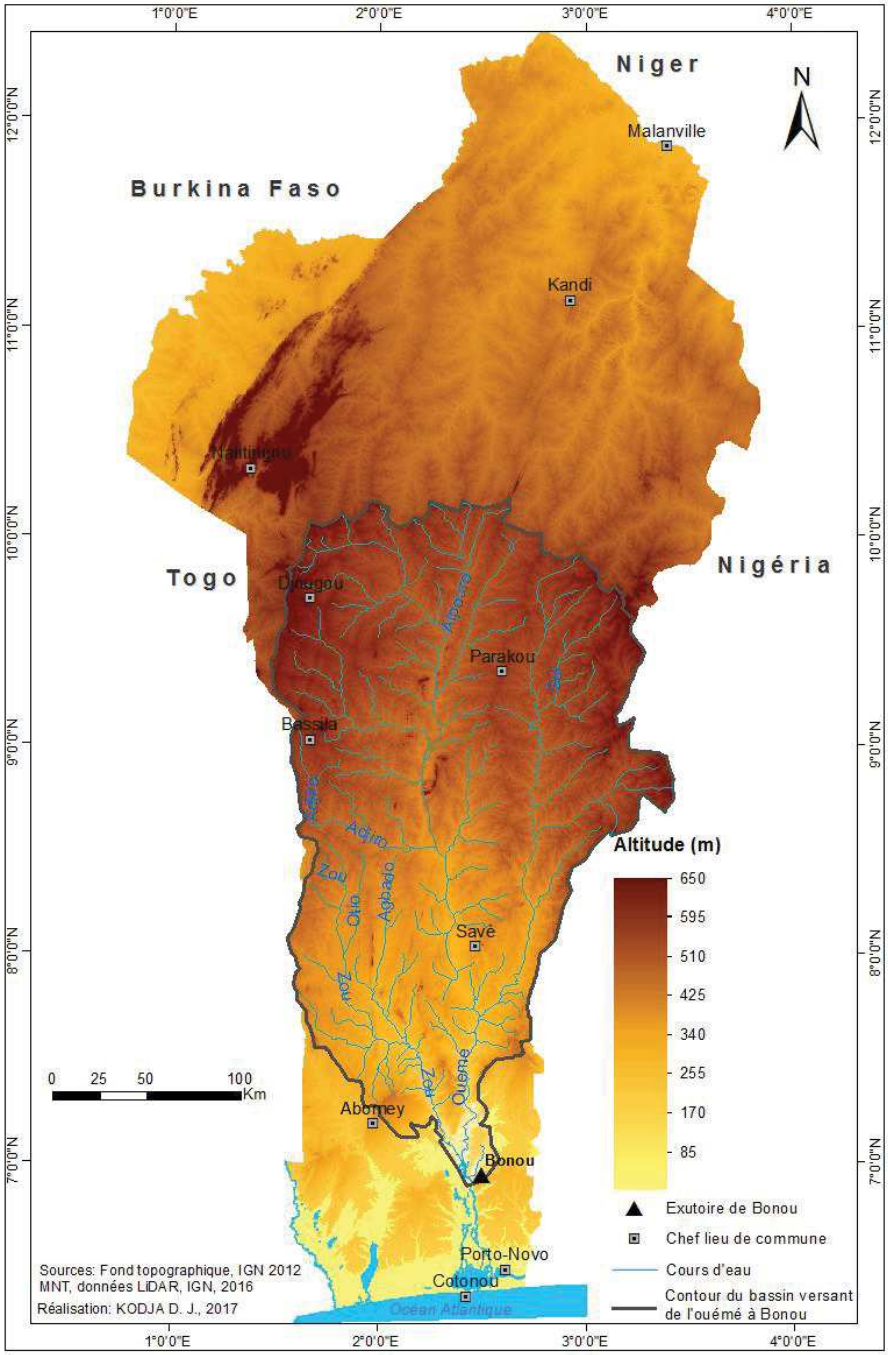


Figure 1. 8: Relief et les dénivellations du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou

En effet, le fleuve Ouémé prend sa source dans l'Ouémé supérieur dans les monts Tanéka où l'altitude avoisine 550 m (Rodier et Sircoulon, 1963). Ainsi, avec son orientation nord-sud, les eaux du fleuve Ouémé coulent vers le sud en direction du golfe de Guinée où elles traversent Bonou dans le delta de l'Ouémé (Rodier et Sircoulon, 1963 ; Moniod, 1973 ; Le Barbé *et al.,* 1993).

D'après Bouchardeau et Baudin (1964), le secteur d'étude descend relativement en pente douce de 550 m d'altitude au nord en passant par la pénéplaine cristalline, les plateaux du bas Bénin, à 10 m d'altitude au sud en direction du delta de l'Ouémé où il y a une forte dispersion des eaux dans les plaines d'inondation en particulier pendant les hautes eaux de septembre à novembre.

De plus cette plaine d'inondation est de type alluvial et constitue une grande potentialité agricole qui justifie les différentes formes d'occupation des terres dans le secteur d'étude. Cependant, la forte anthropisation du secteur d'étude ajoutée aux récents évènements pluvieux de fortes intensités amplifient les phénomènes d'inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

1.3.4. Pédologie

Selon Kamagaté (2006), les formations pédologiques résultent de l'action combinée de plusieurs facteurs tels que le climat, les formations végétales, la roche mère, le type d'altération, l'histoire géomorphologique et les actions anthropiques. Cependant, le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, présente dans sa partie septentrionale des sols très variés, répartis en fonction des conditions topographiques et édaphiques du milieu (Le Barbé *et al.,* 1993). Les sols du bassin-versant de l'Ouémé au nord résultent essentiellement des processus de ferrugination et de ferrallitisation. A cela, s'ajoutent trois types de remaniement, dont le lessivage, l'érosion et l'induration (Houndénou, 1999). Sur l'Ouémé supérieur, ce sont les sols ferrugineux avec leurs dérivés qui dominent ensuite viennent les sols ferrallitiques et hydromorphes (figure 1.9).

Les sols ferrugineux sont constitués de sols peu lessivés en argile (faible migration des colloïdes argileux, de forte migration des sesquioxydes), des sols hydromorphes (proches des sols peu lessivés, faibles épaisseurs, faible perméabilité) et des sols lessivés (lessivés en argile et en sesquioxydes) reposants sur un substratum de nature granito gneissique à muscovite et à deux micas (Faure, 1977). Les sols ferrallitiques sont quant à eux des sols profonds, caractérisés par une altération complète des minéraux primaires de la roche et une élimination importante des bases aboutissant à la formation des minéraux kaolinitiques et des oxydes métalliques (Faure et Volkoff, 1998). Les actions physico-chimiques d'hydrolyse, de dissolution contribuent à cette ferrallitisation (Volkoff, 1976). Des sols minéraux bruts et peu évolués sont représentés par des cuirasses éparpillées dans tout le secteur.

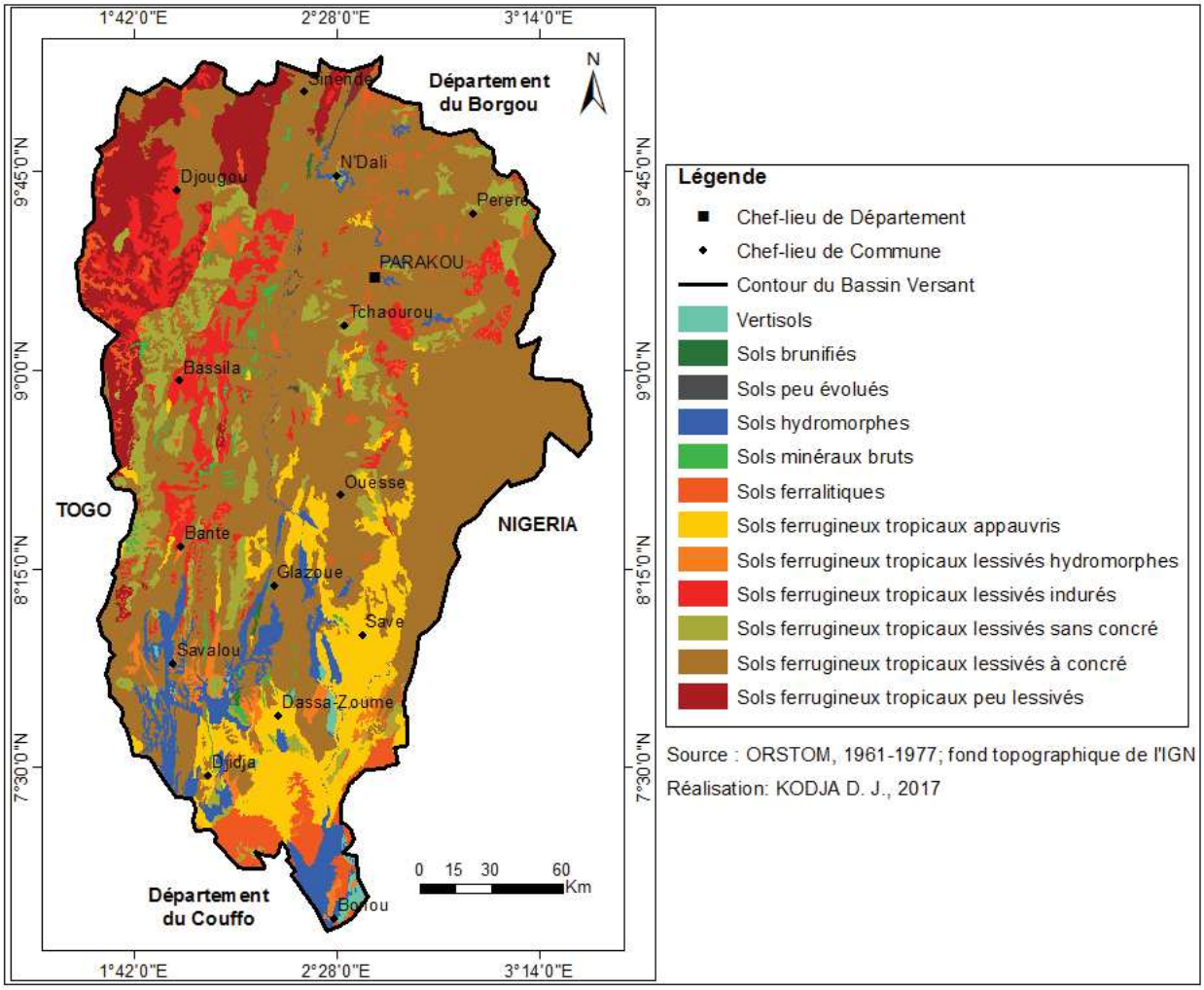


Figure 1. 9: Types de sol du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Au sud du secteur d'étude, les sols dominants observés sont les sols ferrugineux tropicaux appauvris, des sols ferrallitiques, sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à pseudo-gley et enfin des sols sur sédiments meubles argilo-sableux (Azontondé, 1991).

➢ Sols ferrugineux tropicaux : Ils sont localisés sur le socle et sont caractéristiques d'un régime pluviométrique unimodal (Vissin, 2007). Ils sont marqués par un lessivage intense et une forte altération. Leurs propriétés hydrodynamiques sont moins bonnes que celles des sols ferrallitiques. Ce sont des sols peu profonds, souvent concrétionnés, avec des horizons bien différenciés et une couche humifère peu épaisse. Leur faible épaisseur, sur un substratum magmatique et cristallophyllien, induit l'absence de nappe phréatique. Toutefois, les zones de broyages et des fractures de la roche mère servent des poches d'eau exploitables de façon saisonnière dans le secteur d'étude (Boko, 1992). Les sols ferrugineux tropicaux sont en fonction de leur capacité de drainage, classés en trois catégories :

- les sols ferrugineux tropicaux lessivés, bien drainés sur des granites leucocrates ;
- les sols ferrugineux tropicaux lessivés, à engorgement de profondeur ;
- les sols ferrugineux tropicaux non lessivés.

➢ Sols ferrallitiques : Ils sont rencontrés dans les régions de plateau. Les sols ferrallitiques sont peu profonds, cuirassés, formés par le processus d'induration des horizons d'accumulation suite à l'alternance de détrempe et de dessiccation. La plupart de ces sols offrent d'assez bonnes propriétés chimiques, d'où leur intense exploitation pour les cultures (Agli, 1995 ; Akognongbé, 2014).

➢ Sols hydromorphes, sols à pseudogley : Ils sont rencontrés dans les vallées et les bas-fonds. Les sols hydromorphes sont souvent plus de texture sableuse à sable grossier, grumeleux ou grumelo-polyédriques en surface, avec un indice d'instabilité structurale inférieure à 1. Cependant, au-delà de 20 cm de profondeur, cet indice est supérieur à 1,5. Ce sont en général des sols profonds (> 1m) avec une perméabilité moyenne en surface de 13.410-6 m/s. En profondeur, cette perméabilité est comprise entre 3 et 6.16-6 m/s. leur érodibilité est moyenne avec une valeur comprise entre 0.1 et 0.2. Les sols hydromorphes sont alluviaux, riches et favorables à culture du riz. Ils bénéficient de plus en plus d'aménagements hydroagricoles. Selon Le Barbé *et al.* (1993), l'évolution des sols hydromorphes dépend de l'eau pluviale et de la remontée de la nappe phréatique.

➢ Sols sableux : Ils se déposent dans la plaine alluviale, assez riche du fait de l'apport en matières organiques par la crue du fleuve Ouémé. Ils sont propices aux cultures de contre saison et aux cultures maraîchères. Ces principaux types de sols sont caractérisés par une différenciation texturale qui donne naissance à plusieurs autres sous catégories de sols sur lesquels s'édifient la présence des formations végétales dans le secteur d'étude.

De même, l'aptitude pédologique des différents types de sols explique non seulement la diversité des cultures pratiquées, mais aussi ils contribuent à la manifestation des évènements hydroclimatiques extrêmes liés aux inondations dans le bassin-versant.

1.3.5. Végétation

Le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est caractérisé en matière de végétation par de formations naturelles dégradées constituées de savanes arborées et arbustives avec *Isoberlinia spp. Butyrospermum parkii* en abondance (Adjanohoun, 1989), de galeries

forestières, de plantation et surtout de Forêts classées (Adam *et al.,* 1993 ; Tossa *et al.,* 2009 ; Atchadé, 2014). La figure 1.10, présente l'aspect de la végétation dans le bassin-versant.

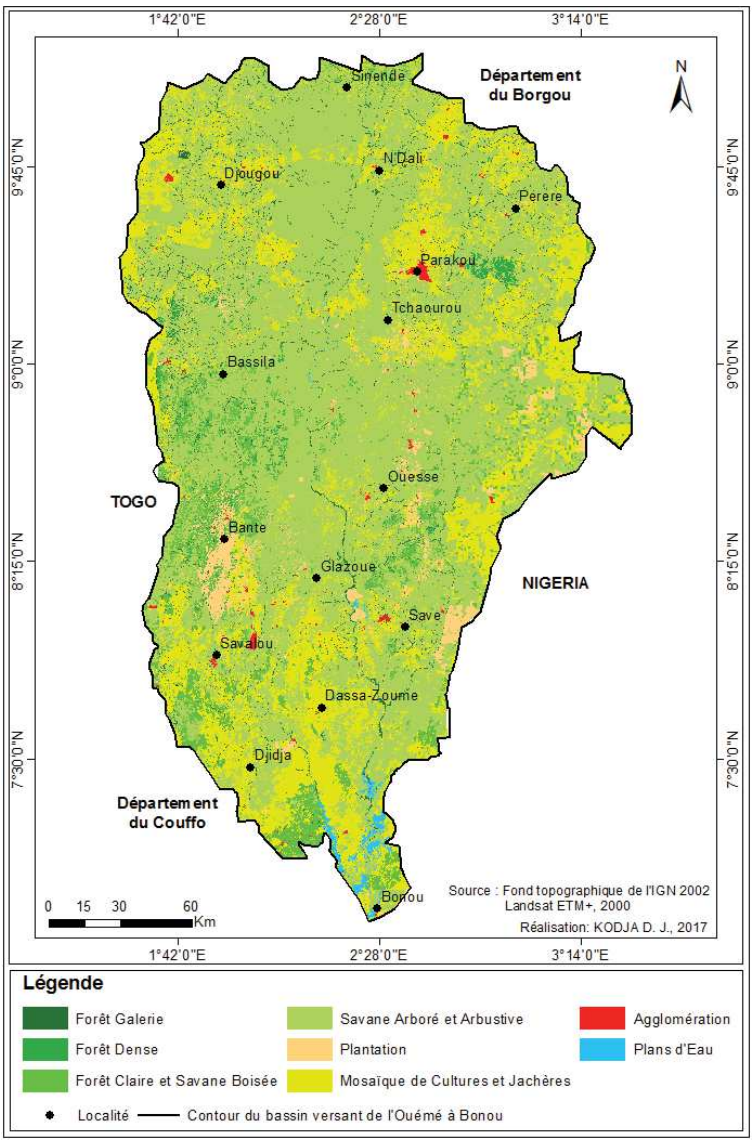


Figure 1. 10: Couvert végétal du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Les formations observées résultent des caractéristiques hydropluviométriques, édaphiques qui sont exposées à une forte emprise humaine ces dernières décennies dans le bassin-versant (Abdoulaye, 2015). La végétation naturelle est en voie de disparition au détriment des champs, les jachères, les agglomérations voire habitation humaine. Cette situation s'explique par les besoins à satisfaire pour une population en augmentation, une demande très forte en bois pour la fabrication de charbon. À cela, il faut ajouter les demandes en bois de feu, bois de service et de bois d'œuvre des centres urbains.

Sur le plateau poussent de petites forêts à *Isoberlinia doka (Kpaka loko en langue Fon), Isoberlinia tomentosa, Pterocarpus erinaceus, Afzelia africana (Chirigoun en fon), Erythropleum guineense, Amblygonocarpus andogensis, Swartia madagascariensis*. La végétation herbacée est grande dans les parties arbustives où l'on observe *Cymbopogon giganteus, Lantana trifolia, Anfromomum spp, Antiaris africana, Celtis senkéri, Holoptela grandis, Chloptelea grandis, Chlorophora excelsa* et *Cola gigantea* auxquelles s'ajoutent parfois le *Ceiba petandra* et la *Triplochiton scleroxylon.*

Les forêts classées sont dans un état de dégradation avancée et ne disposent pas de stratégie de protection ni d'un schéma d'aménagement approprié. Dans le chenal du fleuve poussent des plantes aquatiques comme la jacinthe d'eau. Ces plantes contribuent à l'eutrophisation, au comblement du lit du cours d'eau et par conséquent à l'accroissement des terres inondées.

En somme, le couvert végétal joue un rôle très important dont la régulation de la température, de l'évapotranspiration et du ruissellement, ce qui freine les effets d'érosion en contribuant à la réduction du comblement du lit du cours d'eau. Mais, au regard des activités socioéconomiques, voire la forte anthropisation du bassin, il y a une régression des unités naturelles du sol dans le bassin ce qui amplifie les phénomènes de ruissellement, d'érosion.

1.4. Environnements humains et socioéconomiques pouvant contribuer à l'occurrence des évènements hydroclimatiques extrêmes

❖ ***Populations***

Le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou dispose d'un potentiel humain avec une diversité d'ethnies et de pratiques cultuelles et culturelles. Le secteur d'étude couvre 59,74 % des communes du Bénin soit 46 communes sur les 77 communes que compte le Bénin. D'après les différents recensements généraux de la population ($RGPH_{2,3,4}$), les statistiques démographiques ont globalement montré qu'il y a une forte dynamique marquée par une augmentation de la population. L'ensemble de cette population est passé de 766 118 à 1 658 541 habitants entre 1979 et 2002 soit un taux d'accroissement moyen annuel de 3,9 % (INSAE, 2002, 2016). De 2002 à 2013, la population a considérablement augmenté et est passée à 2 512 175 habitants (figure 1.11).

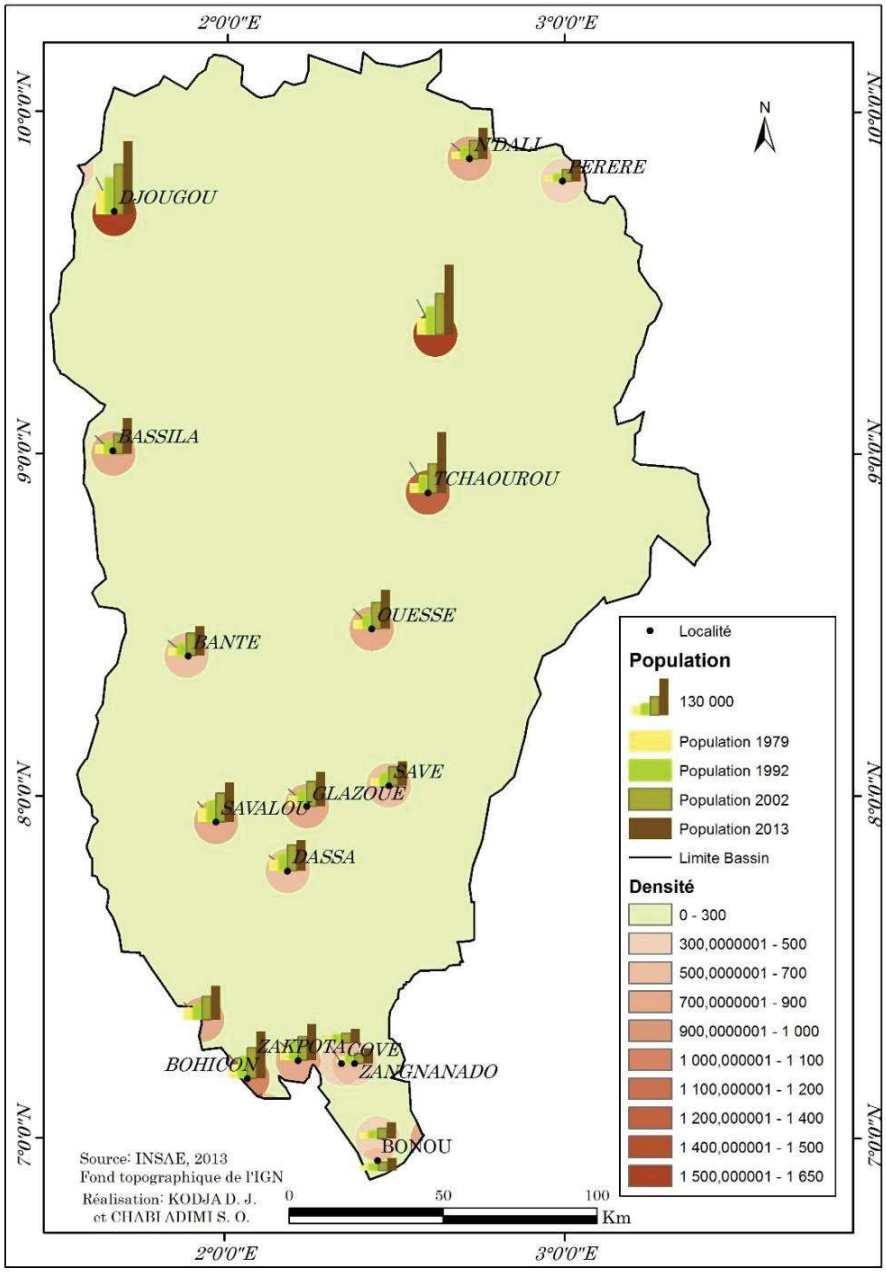


Figure 1. 11: Évolution de la population du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de 1979, 1992, 2002 à 2013 / Source : (INSAE, 2002, 2016)

Le croît démographique constitue une forte pression sur les ressources naturelles avec pour corollaire, la dégradation de l'écosystème du secteur d'étude à laquelle s'ajoute la dégradation climatique. Les installations humaines et les activités que mènent les populations sont souvent affectées par la perversité des extrêmes hydroclimatiques, ce qui accentue la vulnérabilité des populations surtout celles installées dans la plaine inondable et sur les versants du bassin.

Dans le secteur d'étude, se cohabitent une diversité de groupes socioculturels et ethnologiques. Dans les régions du centre et du nord, il s'agit des Dendi, des Bariba, les Peulh, les Ifè, les

Idatcha, les Chabè, les Mahi, les Nagots et au sud les Fon, les Wémè, les Goun, etc. Les circonstances et les périodes précises de l'installation de ces peuples se justifieraient par le fait qu'ils aient été attirés par les ressources naturelles du bassin-versant ou soit par la quête de refuge pendant les guerres de succession au trône royal. (Agli, 1995). Ils pratiquent diversement leurs activités.

Les savoirs endogènes de ces groupes sociolinguistiques sont d'un intérêt capital pour comprendre les phénomènes hydroclimatiques. Ainsi, ils développent des stratégies pour s'adapter ou pour conjurer en cas de désastres et de mauvais sorts. Par exemple au cours des investigations sur le terrain, pour les religions endogènes, les gardiens des temples et couvents considèrent les évènements extrêmes hydroclimatiques comme la conséquence de la dépravation des mœurs et de la profanation des lieux sacrés tandis que ceux de la religion moderne l'attribuent à la volonté de Dieu.

❖ ***Activités économiques vulnérables aux évènements hydroclimatiques extrêmes***

Les principales activités économiques qui nécessitent l'utilisation de la ressource en eau dans le secteur d'étude sont l'agriculture vivrière, la production du coton, la pêche artisanale, l'élevage de bovins (beaucoup plus pratiqué par les Peuhls transhumants), l'exploitation ou prélèvement du sable fluvial, etc.

➢ ***Agriculture***

La production agricole dans le bassin-versant de l'Ouémé est l'une des activités, la plus développée qui nécessite assez de main-d'œuvre. Elle est beaucoup plus pluviale et traditionnelle malgré la politique de mécanisation agricole des différents gouvernements qui ce se sont succédés depuis 1960. Elle utilise des techniques rudimentaires peu propices.

Les tentatives de mécanisation de l'agriculture avec l'introduction de la culture attelée dans les communes n'ont pas connu un grand succès à cause de la non-maîtrise des matériels et de l'analphabétisme des usagers. Toutefois, l'encadrement des populations par les services de CARDER, actuel DDAEP (Direction Départementale de l'Agriculture de l'Élevage et de la pêche) amènent quelques bénéficiaires à obtenir de bons rendements aux regards des techniques de vulgarisation agricoles dont elles bénéficient. A ceci, s'ajoute l'accompagnement des institutions de microcrédit, dont CLCAM, CREP, FACOR, qui constituent également l'une des potentialités pour le développement de l'agriculture. Les principales cultures sont les céréales (maïs, mil), les tubercules (manioc, patate douce, igname, taro), les maraîchères (Tomate,

piment, gombo, légume feuille), les légumineuses (haricot) et les cultures de rente (palmier à huile, coton). En effet, il est remarqué que dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, la culture du coton est très prisée au détriment des principales cultures de rentes. Pour ce faire, des hectares d'espaces cultivables et formations végétales comme des forêts sont détruits au profit de la culture du coton, qui est une activité saisonnière.

Cette dégradation du bassin amplifie la dénudation des sols et par conséquent l'eutrophisation du cours d'eau. Ceci engendre un envasement du lit du fleuve, une réduction des profondeurs et donc un étalement rapide des eaux pendant les hautes eaux dans les champs avoisinants. La planche 1.1, présente des champs de quelques cultures dans le secteur d'étude.

Planche 1.1: Quelques variétés de cultures dans le secteur d'étude (photo a et b : champs de patate à Sagon ; photo c et d : Champ de patate à Kpoto ; photo e : champ de riz à Bonou)

Prise de vue : Kodja, 2017

Par ailleurs, le développement de l'agriculture souffre de la non-maîtrise de l'eau et les effets pervers des extrêmes climatiques, dont l'inondation occasionne beaucoup de dommages et contraigne la population.

- ***Pêche artisanale***

Traversé dans toute sa longueur par le fleuve Ouémé, le secteur d'étude connaît une activité de pêche artisanale tout au long de l'année surtout dans la partie sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. La pêche est pratiquée dans le fleuve et sur ses affluents. Elle est une activité de subsistance pratiquée individuellement ou en groupes par les hommes. Les femmes assurent la commercialisation et approvisionnent la population locale et extérieure dans les marchés de Cotonou, de Porto-Novo, du Parakou, de la vallée de l'Ouémé et de Badagry (Nigéria) en poissons comme les *Clarias gariepinus,* les tilapias, les crustacés, ...

Les engins de pêche prohibés (Filets à mailles fines : Dogbo en fon, wan, nasses, les acadja, etc) sont actuellement utilisés par certaines communautés de pêcheurs à Kpoto, Sagon, Ouinhi et Bonou. Cette pratique a pour conséquence le dépeuplement accéléré des cours d'eau de leurs ressources halieutiques. Ces dernières décennies, il est aussi observé de façon artisanale, l'installation des fermes piscicoles dans les zones humides, ou bas-fonds, mais qui se heurtent aux effets pervers des crues suivies des inondations dans le secteur d'étude à cause des dysfonctionnements dans la mise en place des étangs.

Avec l'apport des matériaux pendant les crues exceptionnelles, le lit du cours d'eau est comblé, les étangs piscicoles sont détruits et on assiste à la migration des espèces voire l'extinction de certains. Ces éléments contribuent à l'appauvrissement du fleuve Ouémé avec des conséquences sur le coût de vie de la population et sur le développement local. Toutefois, après les inondations, les activités reprennent sur le cours d'eau. Pendant ce temps tous les acteurs, agriculteurs comme pêcheurs en profitent des potentialités naturelles que leur offre la décrue pendant les toutes premières semaines.

- ***Élevage***

Il est de type traditionnel et occupe une bonne partie de la population du secteur d'étude après l'agriculture. L'élevage concerne la volaille, les porcins, l'aulacode, les lapins, les bovins (par les Peulhs transhumants) et aussi les caprins. L'élevage des abeilles (apiculture) et celui des escargots (l'achatiniculture) connaissent aussi un développement dans le secteur d'étude. Les

femmes sont en majorité impliquées dans l'élevage des animaux à cycle court : petits ruminants, porcins (50 %), volaille (85 %). Il est noté que cette dernière décennie est marquée par une régression drastique de l'effectif de la volaille, des porcins, des bovins, ce qui se justifie par la grippe aviaire, la peste porcine, l'absence de pâturage et de l'eau et les inondations.

Dans le bassin, il est remarqué, l'élevage de la transhumance. Elle est perçue comme un système de dégradation de l'environnement, du fait qu'elle occasionne des déplacements massifs de cheptel à la recherche de pâturages et de points d'eau. La pression animale avec la transhumance des bêtes est parfois sources de conflits entre éleveurs et agriculteurs, ce qui participe aussi à la destruction du couvert végétal exposant les sols aux effets de l'érosion (Vissin, 2007 ; Onibon, 2008).

La photo 1.1, présente les bovins en divagation à la quête du pâturage à Agbado dans la commune de Savalou.

Photo 1.1: Animaux en divagation et à la quête du pâturage à Agbado

Prise de vue : Kodja, 2013

- ***Exploitation du sable lagunaire.***

Pendant les périodes de crues, il y a beaucoup de dépôt surtout des matériaux charriés le long du cours d'eau et qui se déposent dans la plaine d'inondation ou dans le lit du cours d'eau. Cet ensablement attire la population pour les activités de dragage artisanal du sable fluvial dès la chute de la crue pendant les mois de décembre à août. La photo 1.2, présente la carrière de sable fluvial de Bonou.

Le prélèvement de sable fluvial s'est développé depuis la fermeture des carrières de sable marin à cause de l'érosion côtière. Le sable lagunaire est destiné aux travaux de bâtiments et des ouvrages de génie civil comme les ponts et chaussées.

Photo 1.2: Carrière de sable fluvial à Bonou

Prise de vue Kodja, 2017

Il s'agit d'un sable qui ne contient pas du sel et très recherché par les entreprises de bâtiments et de travaux publics. Pendant ce temps, le prélèvement et la vente du sable fluvial constituent non seulement une source de revenus non négligeable pour les populations, mais aussi des recettes pour les communes.

Bien qu'il soit encore traditionnel, le prélèvement du sable fluvial, est une activité de dragage qui contribue en désengorger le lit du cours d'eau de manière à augmenter le volume d'encaissement du cours d'eau pendant les hautes eaux. Mais cette activité est souvent contraignante et tourne au ralenti pendant la période des crues qui empêchant toute extraction ou prélèvement du sable dans le chenal du fait du courant fluvial très fort.

Synthèse

Ce premier chapitre a permis de cerner la définition de quelques concepts utilisés avec le point des connaissances par la revue de littérature des travaux ayant un lien direct ou similaire avec l'étude. Il a également permis de comprendre le milieu géographique et les aspects physiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Ce chapitre a montré la trame climatique du secteur d'étude dont le climat subéquatorial bimodal maritime au sud, le subéquatorial intérieur au centre et un climat sud soudanien de type tropical humide unimodal au nord. Les facteurs de la pluviogénèse sont aussi abordés dans ce chapitre. Il a révélé que le secteur d'étude dispose soumis au régime du climat tropical humide. Des unités topographiques, géologiques et pédologiques du bassin sont aussi abordées. Ce chapitre a aussi permis de constater qu'il y a une diversité de formations végétales du sud au nord et qui est confrontée à une forte emprise humaine ajoutée à la dégradation climatique. Il existe une variété de groupes socioculturels et

ethnologiques qui se cohabitent dans le secteur d'étude avec une diversité d'activités socio-économiques. Autant ces aspects physiques et humains influencent la variabilité hydroclimatique du secteur d'étude, autant, les systèmes humains et environnementaux sont vulnérables face aux évènements hydroclimatiques extrêmes suivis des inondations qui en découlent avec des répercussions sur le développement local. Cette description du secteur a orienté le choix des données et les méthodes utilisées dans l'étude.

CHAPITRE II :

METHODOLOGIE DE RECHERCHE

CHAPITRE II : METHODOLOGIE DE RECHERCHE

Ce chapitre aborde la nature et les sources des données utilisées. Il s'agit des données climatologiques, hydrométriques, cartographiques, socioéconomiques, des réanalyses et les données sorties de modèles climatiques régionaux de l'initiative CORDEX Afrique. Les différentes techniques et outils de collecte de ces données sont également exposés dans ce chapitre. Pour atteindre les objectifs de la recherche, ces données ont fait l'objet de plusieurs traitements faisant appellent à la statistique descriptive et inférentielle pour analyser les indicateurs relatifs aux évènements extrêmes hydroclimatiques, au Système d'Information Géographique (SIG) pour la cartographie des zones où les systèmes humains et naturels sont vulnérables à l'inondation. Il présente aussi le modèle conceptuel Génie Rural à quatre paramètres au pas de temps journaliers (GR4J), utilisé pour la représentation des débits de crue dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

2.1. Données et méthodes

2.1.1. Nature et sources des données utilisées

Elle intègre d'abord la recherche des documents scientifiques généraux et spécifiques et autres documents ayant permis de mieux cerner les aspects du sujet. Cette recherche est faite au Bénin dans les centres de documentations de la DG-Eau, de la Faculté des Lettres Arts et Sciences Humaines (FLASH), dans la base documentaire du Laboratoire Pierre Pagney, Climats, Eaux, Écosystèmes et Développement (LACEEDE) et en France dans le centre de documentation du Laboratoire Hydrosciences Montpellier (HSM). Les moteurs de recherche sur internet ont été aussi exploités. L'analyse de ces travaux a permis d'identifier les données et les méthodes adaptées à l'étude.

Cette recherche nécessite les données climatologiques, hydrométriques, les températures de surfaces océaniques (TSO), les données sorties des modèles climatiques régionaux (MCR) notamment les données CORDEX Afrique ; les réanalyses du NCEP/NCAR relatives à l'humidité relative, la vitesse du vent et la pression atmosphérique, les données cartographiques relatives à la planimétrie, à l'occupation du sol, la géologie, les statistiques socioéconomiques et démographiques.

Ces différentes données ont été complétées par les données relatives aux enquêtes socio-anthropologiques et aux observations faites dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en périodes de hautes et de basses eaux.

2.1.1.1. Données climatologiques

Il s'agit des séries climatologiques relatives aux chroniques de pluies journalières, mensuelles, annuelles, extraites des fichiers de la Direction Nationale de la Météorologie (DNM) de l'Agence Nationale pour la Sécurité, de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) de Cotonou et complétées par celles de la base de données du Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eaux et leur Modélisation (SIEREM), Unité Mixte de Recherche 5569, Hydrosciences Montpellier (HSM) et de la GHNC (Global Historical Climate Network du website : https://climexp.knmi.nl/start.cgi?id=someone@somewhere) sur la période de 1951 à 2015.

Le choix de cette période se justifie par la nécessité de considérer un maximum de stations sur les réseaux d'observation et de disposer d'une longue série d'analyse pour mieux analyser la variabilité hydroclimatique du secteur d'étude (Boko *et al.,* 2007). Du fait de la situation géographique du bassin, les données hydroclimatiques des stations des pays limitrophes dont le Nigéria à l'est et le Togo à l'ouest ont été utilisées en vue de mieux appréhender l'influence extérieure et cerner l'évolution spatiale des pluies.

Par ailleurs, cette période est la seule commune à toutes les stations climatologiques et hydrométriques. Elle a permis de faire le lien avec la lame d'eau précipitée et l'écoulement de surface, aux fins de mieux apprécier le contexte climatique régional sur le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Dans ce contexte, 06 (six) stations pluviométriques sont à l'international, dont 04 au Togo et 02 au Nigéria ont été prises en compte et ajoutées à 27 stations identifiées sur le bassin au Bénin. De ces 27 stations béninoises, quatre (04) n'ont pas été prises en compte à cause de la densité des lacunes supérieures à 5 % (Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010) et de la non-conformité entre les années de leur mise en service. Ainsi, vingt neuf (29) stations pluviométriques (tableau 2.1) ont été utilisées pour cette étude.

En plus des statistiques pluviométriques, les données de température journalière de (1961 à 2015), d'humidité et de la vitesse du vent sont extraites de la base du service Agro-météorologique de la Direction Nationale de la Météorologie de l'ASECNA sur la période de 1970 à 2015.

Tableau 2. 1:Stations synoptiques et postes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

N°	Noms des stations ou postes	Années de mise en service	Longitude est (dégré décimaux)	Latitude nord (degré décimaux)	Altitude (m)	Type de stations ou poste
Bénin (Ouémé à Bonou)						
1	Abomey	1921	1,9833	7,1833	260	Pluviométrique
2	Bantè	1942	1,8833	8,4167	264	Climatologique
3	Bembérékè	1921	1,6667	9,0167	491	Pluviométrique
4	Bassila	1950	2,6667	10,2	384	Pluviométrique
5	Bétérou	1954	2,2667	9,2	252	Pluviométrique
6	Bohicon	1940	2,0667	7,1667	166	Synoptique
7	Bonou	1964	2,5	6,9333	10	Pluviométrique
8	Dassa-Zoumè	1950	2,1667	7,75	155	Pluviométrique
9	Djougou	1921	1,6667	9,7	439	Climatologique
10	Ina	1947	2,7333	9,9667	358	Pluviométrique
11	Kétou	1951	2,6	7,35	118	Pluviométrique
12	Kouandé	1931	1,6833	10,3333	442	Pluviométrique
13	Natitingou	1921	1,3833	10,3167	460	synoptique
14	Nikki	1921	3,2	9,9333	402	Pluviométrique
15	Okpara	1957	2,7333	9,4667	295	Pluviométrique
16	Parakou	1921	2,6	9,35	392	Synoptique
17	Pobè	1926	2,6667	6,9333	129	Pluviométrique
18	Savalou	1921	1,9833	7,9333	174	Climatologique
19	Savè	1921	2,4333	7,9833	199	Synoptique
20	Tanguiéta	1937	1,2667	10,6167	225	Pluviométrique
21	Tchaourou	1937	2,6	8,8667	325	Climatologique
22	Toui	1944	2,6	8,6833	316	Pluviométrique
23	zagnanado	1921	2,3333	7,25	102	Pluviométrique
Partie Nigériane du bassin)						
24	Abéokuta	1950	3,35	7,1167	50	Pluviométrique
25	Shaki_school	1950	3,4167	8,6833	457	Pluviométrique
Partie togolaise du bassin)						
26	Kpessi	1938	1,2833	8,0667	190	Pluviométrique
27	Niamtougou	1955	1,1	9,7667	343	Pluviométrique
28	Sokodè	1925	1,1167	8,9833	400	pluviométrique
29	Sotouboua	1948	0,9833	8,5667	380	Pluviométrique

Par ailleurs, de la côte béninoise jusqu'à la frontière du Niger au Nord, le Bénin, dispose une diversité de domaine climatique (Adam et Boko, 1993 ; Le Barbé *et al.,* 1993).

La figure 2.1, présente la répartition spatiale des stations et postes pluviométriques considérés dans cette recherche.

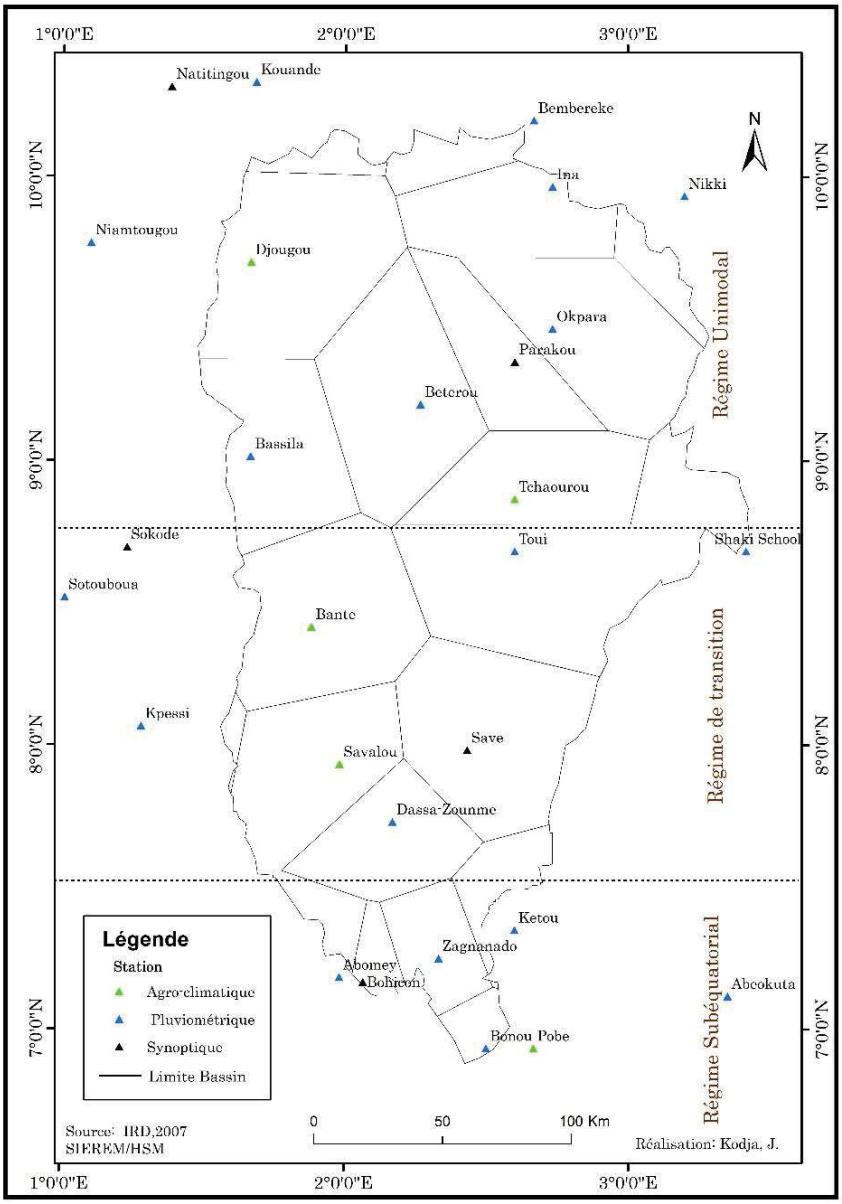


Figure 2. 1 : Réseau des stations et postes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'identification des régimes climatiques est un point essentiel dans la compréhension du climat d'une région donnée. Elle fait appel aux techniques d'analyse de données et aux statistiques multivariées (Guiot, 1986). Aux États-Unis d'Amérique, Steiner (1965) a utilisé une classification et analyse discriminante pour délimiter 10 sous-régions constituées de 67 stations. Ce type d'analyse lui a permis une ouverture vers une classification plus dynamique en introduisant des variables symbolisant certaines périodicités du système climatique. Gregory (1975) a passé en revue différentes méthodes de classification englobant les caractéristiques temporelles du climat. Pour sa part, les stations d'Angleterre sont considérées comme variables et les relevés mensuels comme observations. Ces méthodes fondées sur l'ACP, les corrélations et ou des méthodes de classification l'ont amené à proposer le « linkage analysis » qui est

hiérarchique et basé sur les corrélations entre les stations. Pour mieux cerner les différents domaines climatiques du secteur d'étude, les 30 stations pluviométriques considérées dans cette étude ont fait l'objet d'une Classification Hiérarchique Ascendante (CAH). Pour Caloz *et al* (2003), la classification hiérarchique ascendante est méthode qui permet de regrouper les différentes stations pluviométriques ayant le même régime pluviométrique et de les homogénéiser suivant des classes. Elle a fait l'objet de beaucoup de publications. Au Maroc, Salama (2011) a utilisé la classification hiérarchique ascendante sur 15 postes pluviométriques, ce qui lui a permis de dresser une hiérarchie des postes selon le degré de leur homogénéité pluviométrique. De même, Amoussou (2010) et Amoussou *et al.* (2012) sur le bassin du Mono Couffo au Bénin ont par classification hiérarchique ascendante de type Ward, sur 25 stations à l'intérieur et à proximité immédiates du bassin obtenu trois sous-régions. Cette méthode a été d'une grande utilité dans cette étude pour identifier les types de climats et pour mieux analyser les régimes pluviométriques qui influencent les écoulements de surface dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

2.1.1.2. Données hydrométriques

Le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou compte six (06) stations hydrométriques. Tout comme le choix des stations pluviométriques, les stations hydrométriques ont été choisies en tenant compte de la date de mise en service, de la conformité de la série retenue pour les données pluviométriques en vue d'une étude comparative avec les régimes pluviométriques et l'écoulement de surface en particulier à la station hydrométrique du bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, secteur dans lequel les problèmes liés phénomènes aux inondations sont récurrents. Il y a aussi le choix du taux de lacunes modéré n'excédant pas 7 % dans les chroniques de débits. A l'issue de cette analyse, c'est la station hydrométrique à l'exutoire de Bonou (tableau 2.2), qui a fait l'objet de cette recherche à cause de son importance et sa position. Ces données renseignent plus sur le fonctionnement de tout le bassin.

Tableau 2. 2:Liste des stations hydrométriques du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou

Noms des stations hydrométriques	**Année de mise en service**	**Coordonnées géographiques**			**Superficie (Km^2)**
		Longitude	**Latitude**	**Altitude zéro à l'échelle**	
Bonou	1948	2,45	6,9	0,67	46 990
Pont de Bétérou	1952	2,267582	9,199179	241	10 475
Pont de Savè	1951	2,4167	8	94	24 800
Domè	1952	2,3333	7,1167	12	8 210
Atchérigbé	1951	2,0333	7,5333	53	6 950
Pont Hlan-Zagnanado	1986	2,4667	7,2166	11	37 850

La figure 2.2., illustre à cet effet les sous-bassins et les différentes stations hydrométriques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

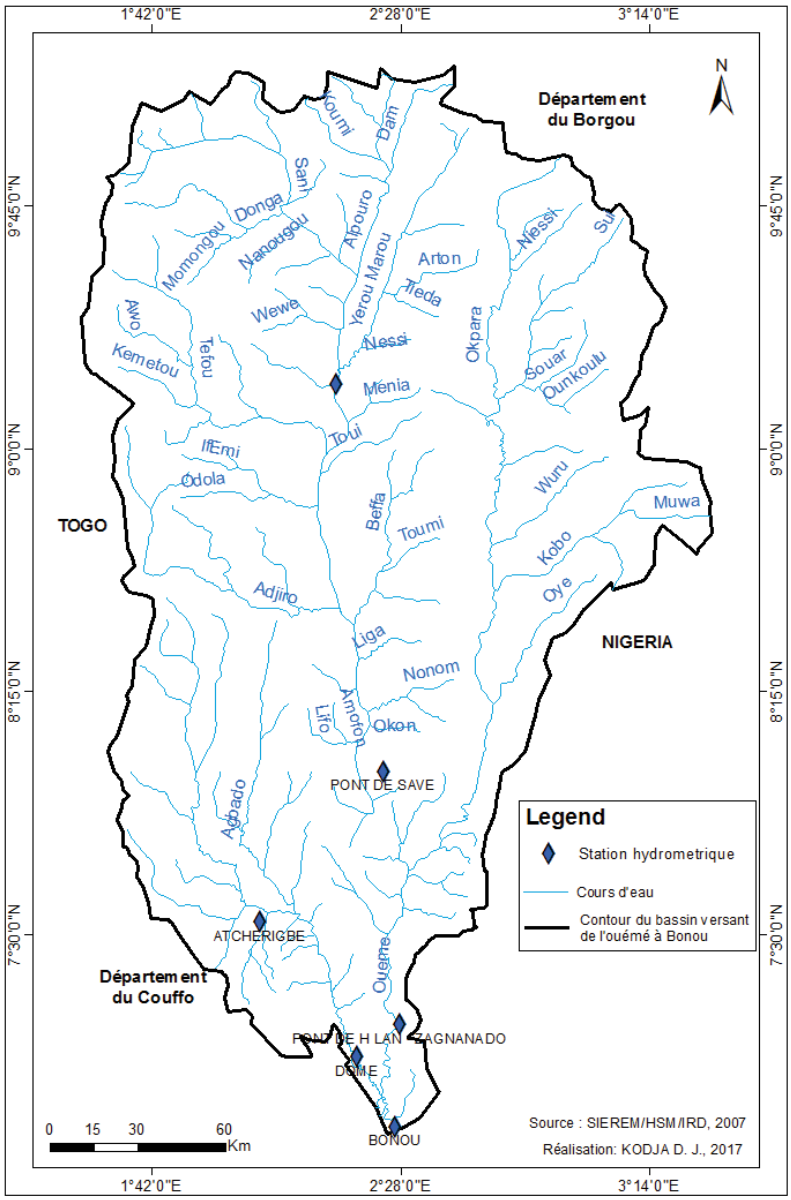


Figure 2. 2: Réseaux d'observation des stations hydrométriques sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

2.1.1.3. Températures de surface océaniques (TSO)

Elles concernent les températures de surface océaniques sur la côte béninoise à Cotonou. Elles sont utilisées pour faire ressortir le lien ou l'influence de la température de surface océanique sur l'évolution de la pluviométrie dans le secteur d'étude. Compte tenu de la série disponible et à cause de la cherté des opérations des relevés journaliers, la série considérée couvre la période de 1985 à 2015. Ces données de températures journalières de surface océaniques sur la côte du

Bénin à Cotonou, ont été extraites des fichiers l'Institut de Recherches Halieutiques et Océanologiques du Bénin (IRHOB).

2.1.1.4. Données de réanalyses du NCEP/NCAR

Il s'agit des données produites par le National Center for Environmental Prediction (NCEP) / National Center for Atmospheric Research (NCAR). En effet, les réanalyses sont des systèmes de modélisation atmosphérique ou océanique globale dans lesquels un grand nombre d'observations sont assimilées. Elles permettent de simuler des variables climatiques sur de longues périodes avec une couverture spatio-temporelle régulière, en s'appuyant sur les mesures disponibles et la physique des modèles. Ainsi, le NCEP/NCAR fournit les données pour plusieurs paramètres atmosphériques. Pour cette étude, les données concernant les champs moyens mensuels de pressions atmosphériques, de l'humidité relative et de la vitesse du vent autour des centres d'action dans l'Atlantique équatoriale, mais spécialement du golfe de Guinée pour le bassin-versant de l'Ouémé ont été utilisées. Ces données en grilles sont au format Netcdf. Elles sont disponibles sur une échelle temporelle mensuelle, avec une résolution de 2° 30" en longitude et latitude et sont étudiées sur une fenêtre comprise entre 9° de latitude sud et 20° de latitude nord et 10° de longitude est et 18° longitude ouest. Elles couvrent la période 1948 à 2010 et ont permis de mieux analyser les différentes variations des facteurs climatiques dans un complexe Océan-Terre-Atmosphère dans lequel est intégré le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Le logiciel GrADS version 2.1.a2, qui est un système d'affichage et d'analyse de grille a permis d'établir les cartes des champs moyens mensuels des réanalyses dans le secteur d'étude. C'est un logiciel libre disponible sur internet http://grads.iges.org/ sans engagement ni contrainte.

Par ailleurs, l'indice de mousson ouest-africaine (WAMI) est utilisé pour analyser l'influence de la mousson sur la variabilité pluviométrique dans le secteur d'étude. L'indice WAMI (West African Monsoon Index) est calculé comme la différence normalisée entre le module de vent standardisé à 925 hPa et le vent zonal normalisé à 200 hPa.

Il s'agit des valeurs produites par National Center for Environmental Prediction sur le golfe de Guinée (NCEP2_WAMI Gulf of Guinea). Les valeurs utilisées couvrent la période de 1979 à 2006 et sont disponibles sur le site du Centre de Recherche en Climatologie (CRC), UMR 5120, de Dijon à l'Université de Bourgogne. http://climatologie.u-bourgogne.fr/data/AMMA_D1.1.3/DYNAMIC_INDEXES/NCEP2/wami.html

2.1.1.5. Données sorties de l'expérience CORDEX Afrique

Les données sorties des modèles climatiques ont servi à analyser les évènements hydroclimatiques extrêmes en comparaison aux données historiques et observées. Elles sont également utilisées pour évaluer la performance des données issues de ces modèles pour analyser les évènements pluviométriques extrêmes comme les indicateurs des inondations dans le secteur d'étude. Les produits du programme CORDEX sont des données à haute résolution fournies sous formes de grilles de 0.44° * 0.44°, ce qui avoisine 50 km * 50 (Giorgi *et al.*, 2009).

Cette étude a procédé à l'état des lieux des données issues des modèles climatiques régionaux du Cordex africain produisent par le modèle régional RCA4 (*Rossby Centre Atmospheric*) et du SMHI (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*) (Samuelsson *et al*., 2011). Pour ce travail, les désagrégations de deux MCGs ont été choisies, et sont présentées dans le tableau 2.3.

Tableau 2. 3:La liste des sorties climatiques inventoriées du Cordex africain, leurs nomenclatures et leurs origines

Modèles Climatiques Globaux (GCM)	**Modèles climatiques régionaux (MCR) de désagrégation (Descente d'échelle du GCM)**		**Scénarios climatiques utilisés (RCP)**	**Acronymes**
	Institution	**Modèle**		
NOAA-GFDL-GFDL-ESM2M	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)	Rosby Centre Regional and Atmosprec model (RCA4)	rcp 4.5 rcp8.5	NOAA
MPI-M-MPI-ESM-LR				MPI
MOHC-HadGEM2-ES				HadGEM
IPSL-IPSL-CM5A-MR				IPSL
ECHEC-EC-EARTH				EC
CCCma-CanESM2				Can
CNRM-CERFACS-CNRM-CM5				CNRM
MIROC-MIROC5				MIROC
NCC-NorESM1-M				Nor
CSIRO-QCCCE-CSIRO-Mk3-6.0				CSIRO

La figure 2.3, montre le réseau d'observation des stations et postes pluviométriques de la Direction Nationale de Météorologie et des stations du Cordex africain.

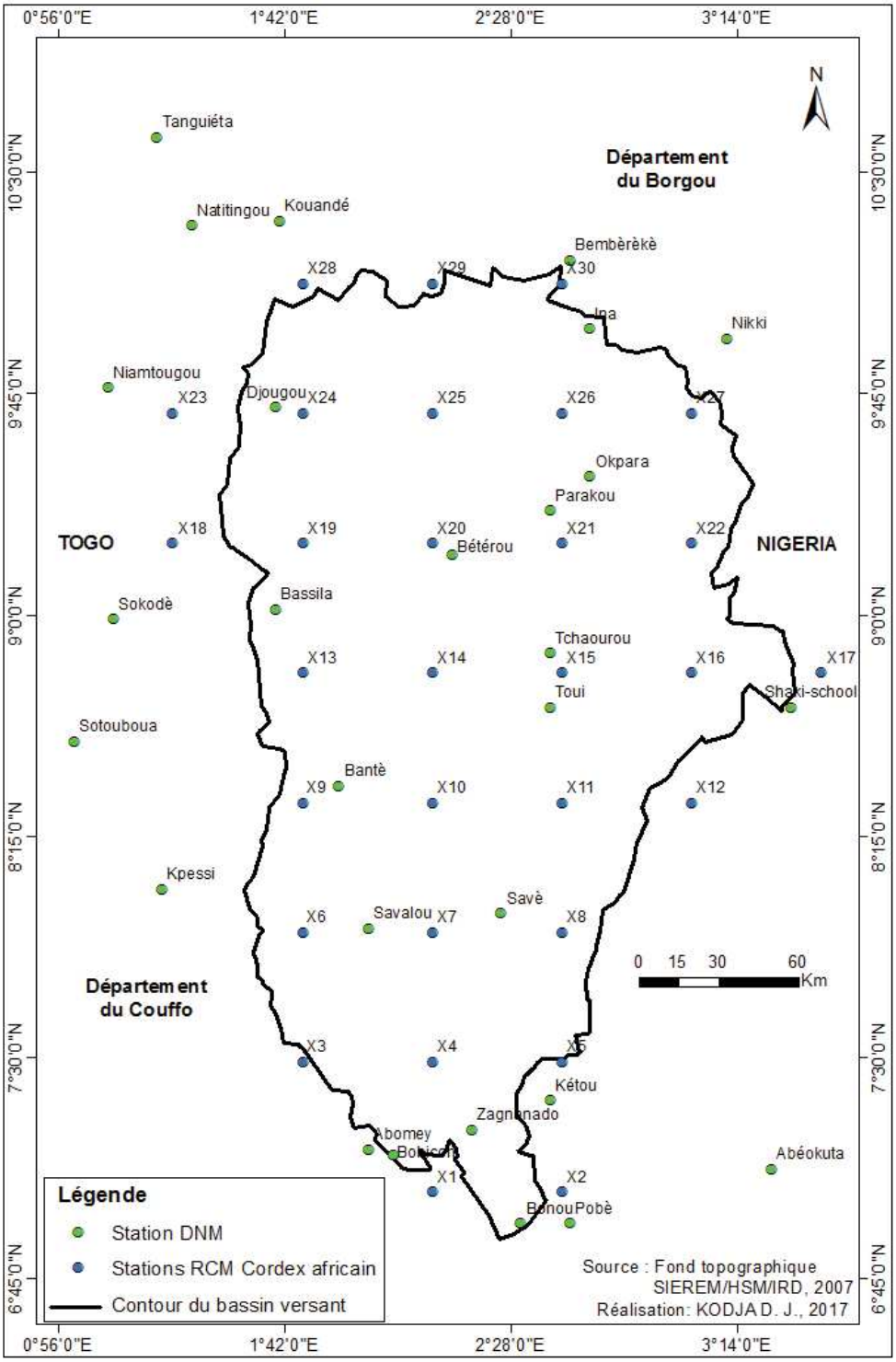


Figure 2. 3: Réseaux d'observation des stations et postes pluviométriques de la DNM et stations des mailles du Cordex africain

Les données concernent les données de pluies, de températures (maximales, minimales et moyennes) et d'humidité relative aux pas de temps journalier. Elles 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 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.

Pour cette recherche, seules les données de pluies journalières sont utilisées. Les données de la période future utilisées s'étendent de 2021 à 2075, et sont donc utilisées pour l'analyse de l'évolution des évènements pluvieux extrêmes. Ces données sont issues de dix (10) modèles climatiques régionaux du CORDEX africain et produites par le modèle régional RCA4 (*Rossby Centre Atmospheric*), du SMHI (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*).

2.1.1.6. Données environnementales et cartographiques

Les données ayant servi à la réalisation des cartes dans cette recherche concernent la planimétrie, la géologie, la pédologie, et les formes d'occupation du sol dans le secteur d'étude (période de 1986, 2000 2015). Elles proviennent des bases de données du Centre National de la télédétection et de Suivi Ecologique (CENATEL), de l'Institut Géographique National (IGN), de l'Agence Béninoise pour la l'Environnement, du Laboratoire de Biogéographie et d'Expertise Environnementale (LABEE) et des anciennes cartes de 1964, 1977 sur l'Afrique de l'Ouest réalisées par l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer), organisme remplacé aujourd'hui par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement). De plus les données extraites de la base du Système d'Information Géographique (SIG) du SIEREM/HSM ont été d'une grande utilité pour les informations environnementales et cartographiques. Les Modèles Numériques de terrain (MNT), les images Raster, ont été utilisées. Ces différentes informations cartographiques ont servi à mieux connaître le contexte géographique du secteur d'étude, à analyser la dynamique d'occupation des terres et à établir les cartes des secteurs ou les systèmes humains et environnementaux sont vulnérables aux inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. De plus les données cartographiques ci-après ont été utilisées à cet effet :

❖ des images SRTM de 2015 de 30 m résolution, téléchargées sur le site https://www.usgs.gov/products/maps/overview de United States Geological Survey (USGS). Ces images ont permis de générer la pente et le facteur topographique du secteur d'étude ;

❖ la carte pédologique de reconnaissance du Bénin du Togo et du Nigéria au 1/200 000, a permis d'extraire les couches pédologiques et de générer le facteur relatif à la capacité de rétention du sol du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou ;

❖ les couches hydrographiques obtenues ont permis d'établir le facteur relatif à la proximité des cours d'eau à partir de la distance euclidienne à chaque cours d'eau dans le secteur d'étude ;

❖ les images Landsat TM, 1986, Landsat ETM+ de 2000 et Landsat OLI-TIRS de 2015 ont permis de générer le facteur d'occupation du sol.

2.1.1.7. Statistiques démographiques

La croissance démographique constitue un enjeu dans le contexte des changements globaux et environnementaux. Ainsi, pour cette étude, les statistiques démographiques considérées sont celles des différents Recensements Généraux de la population et de l'Habitat (RGPH [1, 2, 3, 4]) de 1979, 1992, 2002, et 2013 (INSAE, 2003, 2016). Elles sont complétées par des projections à l'horizon 2050, afin d'apprécier le degré d'anthropisation du bassin-versant, mais aussi pour mieux apprécier le croît démographique dans le contexte des changements globaux et environnementaux face à la récurrence des évènements climatiques extrêmes liés aux inondations dans le bassin-versant.

2.2. Méthodes de traitement et d'analyse des données hydroclimatiques pour la caractérisation des évènements extrêmes

Différentes méthodes et outils statistiques sont utilisés pour le traitement et l'analyse des données. Elles sont appliquées sur les séries chronologiques de précipitations et hydrométriques afin de mieux caractériser les indicateurs et l'analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes susceptibles de désigner les inondations.

2.2.1. Critiques et homogénéisation des données

Les chroniques de pluies, dont les séries, présentent moins de 5 % de lacunes, ont fait l'objet d'une reconstitution de données. Ces lacunes sont observées aussi bien dans les stations pluviométriques du bassin et qu'à celles du voisinage. En effet, la fiabilité du comblement des données manquantes de pluies dépend essentiellement donc de la qualité des données existantes et aussi de la significativité climatique et hydrologique des unités géographiques à l'intérieur desquelles une homogénéisation entre les stations peut être faite (Mahé, 1992 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010 ; Donou, 2015 ; Taïbi, 2016).

Ainsi, la méthode de comblement des lacunes adoptée dans cette étude a été effectuée alternativement au moyen de la régression linéaire entre les stations, de la fonction puissance des méthodes de Brunet-Moret (1969, 1971, 1979) et de prévision. En effet, les méthodes de Brunet-Moret, ont été utilisées dans des travaux portant sur les variations pluviométriques interannuelles en Afrique de l'Ouest et Centrale par Mahé *et al.* (1995) ; Wötling *et al* (1995) ; Mahé *et al.* (2001), Paturel *et al.* (2010) ; au Burkina Faso par Diello *et al.* (2003) dans le bassin amazonien par Hiez *et al.* (1992) ; en Afrique Australe et de l'Est par Conway *et al.* (2009) ; Mahé *et al.* (2011) et Singla *et al.* (2010) au Maroc ; Roudier *et al* (2010) au Niger; en Tunisie Hallouz *et al.* (2013), Taibi (2016) en Algérie. Elles ont également fait l'objet des travaux de Amoussou (2010) sur le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo, de Koumassi (2014) sur la partie béninoise du bassin du Niger ; Akognongbé (2014) sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou. Ainsi, la fonction mathématique de l'équation de Brunet-Morel est :

$$xi = \frac{\bar{X}}{\bar{Y}} yi + \varepsilon i$$

Avec $\bar{X}$ et $\bar{Y}$, les moyennes inter mensuelles aux deux stations sur une longue série. La variance de εi, terme aléatoire in dépendant tant de la valeur xi que celle de yi, est d'autant plus faible que le coefficient de corrélation linéaire entre les stations est plus grand et l'espérance mathématique de εi nulle.

Le calcul de la prévision de la valeur capitalisée mensuelle des débits est effectué à partir des valeurs existantes dans les stations voisines quand la corrélation obtenue est significative, ou dans le cas contraire, à partir des valeurs des mois encadrants dans les stations lacunaires. Les valeurs manquantes sont donc calculées par la méthode de régression linéaire, dont la formule de l'équation de prévision est : $a + bx$

$$\text{où } a = \bar{y} - b\,\bar{x} \text{ et } b = \frac{\sum (x-\bar{x})(y-\bar{y})}{\sum (x-\bar{x})^2}$$

Avec x et y les moyennes d'échantillon moyenne (x_connus) et moyenne (y_connus) x représente l'observation dont la valeur va être prévue ; y_connus représente la matrice ou la plage de données dépendantes ; x_connus représente la matrice ou la plage de données indépendantes.

Ainsi l'équation ayant permis l'estimation des données d'une station (1) à partir de celle plus proche (2) est : $Station_1 = a + b * Station_2$ avec $a > 0$ et $b > 1$.

Les fonctions de prévisions sont donc utilisées lorsque les corrélations entre les stations qui ont une certaine significativité. Du reste, pour les précipitations, la corrélation entre les données de la série lacunaire et celle choisie pour l'opération doit être significative à plus de 85 % tandis que pour les débits, la corrélation est plus forte, donc les seuils de significativité retenus sont d'au moins 95 %.

2.2.2. Régionalisation des données

La problématique de la régionalisation des données hydroclimatiques a connu un essor particulier au cours de la dernière décennie grâce à une mobilisation de la communauté internationale des hydrologues (Hrachowitz *et al.,* 2013). Pour Gottshalk (1985), la régionalisation est la possibilité de joindre à l'emplacement d'une étiquette ou un numéro qui est hydrologiquement pertinent dans un espace donné. Pour Wagener et Wheater (2006), la régionalisation ou généralisation spatiale, est une approche basée sur des relations statistiques avec des propriétés mesurables sur des bassins versants non jaugés et qui est utilisée pour estimer des données hydrométriques dans un milieu donné. Youg (2006) présente la régionalisation comme la relation entre les phénomènes hydrologiques, les caractéristiques physiques et climatiques d'un bassin-versant. La régionalisation s'opère à travers un processus d'estimation qui rend possible la prévision de valeurs inconnues à partir de valeurs mesurées en un certain nombre de sites localisés dans l'espace, en particulier un bassin-versant (Matheron, 1965 ; Arnaud et Emery, 2000). Oudin *et al.* (2010), quant à eux, ont défini la régionalisation en hydrologie comme l'ensemble des méthodes permettant d'effectuer le transfert d'une information hydrologique d'un point jaugé à un point non jaugé. Cette définition s'applique aussi en climatologie spatiale où la problématique générale est de connaître la valeur de l'information climatique ponctuelle en des points de l'espace non instrumentés (Joly *et al.,* 2009)

La variété des définitions de la régionalisation reflète la trame méthodologique de la procédure d'estimation dont le choix dépend de la longueur de la série des données et du contexte climatique de la région d'étude (Drogue, 2013). A cet effet, plusieurs méthodes de régionalisation des données pluviométriques sont mises en exergues dans beaucoup de publications. En Afrique de l'Ouest et Centrale, l'estimation des précipitations sur des sites

ayant peu ou presque pas de données est fondée d'une part sur l'interpolation spatiale (Delhomme, 1978; Creutin et Obled, 1982; Amani et Lebel, 1998) ; d'autre part sur les méthodes d'analyse de fréquence régionale (Hosking et *al.,* 1985; Ouarda et *al.,* 1999) pour les crues, et Alila (1999) pour les précipitations. Il y a aussi la régionalisation des données pluviométriques par simple moyenne arithmétique, l'interpolation linéaire, l'interpolation par polygones de Thiessen, et le Krigeage ordinaire par bloc. Les méthodes d'interpolation utilisent des approches géométriques (la méthode de trois stations les plus proches, les polygones de Thiessen) ou les fonctions de corrélation spatiale (krigeage) pour estimer à un site cible la précipitation associée à un événement ou à une fréquence donnée (Thauvin, 1992 ; Vissin, 2007). Certes, les plus robustes et les plus utilisées ces dernières années en région tropicale et particulièrement en Afrique de l'Ouest sont l'interpolation linéaire et l'interpolation par polygones de Thiessen. L'interpolation par polygone de Thiessen a été utilisée au Bénin par Koumassi (2014) ; Zakari *et al.* (2015) sur le bassin-versant béninois du fleuve Niger. Elle est donc adoptée dans cette recherche,

2.2.3. Calcul de l'Évapotranspiration potentielle (ETP)

Il existe une diversité de méthodes pour estimer ou pour calculer l'évapotranspiration potentielle. Parmi ces méthodes, il y a la méthode de l'ETP FAO (Food and Agriculture Organization) de Penman-Monteih qui nécessite de nombreuses données climatiques dont la vitesse du vent, la température, l'humidité relative, le rayonnement solaire et la latitude (Amoussou *et al.,* 2015 ; Bodian *et al.,* 2018). Toutefois, ces données ne sont pas disponibles sur une série complète sur le secteur d'étude, ce qui ne permet pas son utilisation dans cette recherche. Ainsi, l'étude s'est contentée de la méthode qui ne nécessite pas trop de données. Il s'agit de la méthode de Oudin *et al.* (2005), déjà testée par plusieurs d'autres chercheurs (Kay et Davies, 2008 ; Amoussou *et al.,* 2014 ; Bodian *et al.,* 2018). Cette méthode consiste à l'estimation de l'ETP journalière pour la modélisation hydrologique. Elle est issue des modèles de Jensen-Haise et de McGuinness (Oudin *et al.,* 2005). Ces modèles généralement utilisés en climatologie prennent en compte seulement la température moyenne journalière de l'air et le rayonnement solaire qui dépend de la latitude et des 365 jours de l'année. L'Evapotranspiration Potentielle de Oudin *et al.* (2005) est obtenue par la formule :

$$PE = \frac{R_e T_a + K_2}{\gamma_\rho K_1} \qquad \text{si} \qquad T_a + K_2 > 0, \quad PE = 0$$

Où PE: Évapotranspiration potentielle journalière (mm.j^{-1}) ; R_e : Rayonnement solaire (MJ.m^{-2}.j^{-1}); T_a : Température moyenne journalière (°C) ; γ : le flux de chaleur latente (pris égal à 2,45 MJ.kg^{-1}) ; ρ : la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3}). $K_1(°C)$ et $K_2(°C)$: sont des paramètres fixes du modèle, car ils sont ajustés au cours de l'échantillon de l'ensemble du bassin et ne sont pas spécifiquement calibré pour chaque bassin-versant (Oudin *et al.,* 2005)

Les séries chronologiques des données interpolées et homogénéisées ont fait l'objet de test de rupture de stationnarité.

2.2.4. Détection des ruptures au sein des séries pluviométriques et hydrométriques

La détection de rupture de stationnarité constitue l'une des préoccupations au cœur de la problématique des études sur le changement ou la variabilité climatique. Elle est déterminante afin de déceler les séries de données climatologiques ou hydrométriques homogènes. La détection de rupture permet de mieux apprécier, le changement de comportement dans une série temporelle, dans la dynamique climatique régionale et locale, et surtout dans le contexte de l'irrégularité des pluies. En Afrique de l'Ouest et Centrale, cette méthode de détection de rupture a été utilisée par de nombreux scientifiques tels que Mahé *et al.,* (1995), Janicot *et al.* (1997), Paturel *et al.* (2010), Ardoin-Bardin (2004), Camberlin *et al. (*2011) et en particulier au Bénin par Houndénou *et al* (1998), Vissin (2007), Amoussou (2010), Totin (2010), Kodja *et al.* (2013) et Akognongbé (2014).

Dans la présente, étude, la détection de rupture a été mise en évidence grâce au logiciel Khronostat 1.01, développé par l'Unité Mixte de Recherche (UMR 5569) du laboratoire Hydrosciences Montpellier. C'est un logiciel performant, qui regroupe les tests de vérification du caractère aléatoire de l'échantillon (test d'autocorrélation et test de corrélation sur le rang) et de détection de rupture. En effet, les tests univariés d'homogénéité des séries temporelles ou de détection de rupture en moyenne ont été développés dans le cadre du programme ICCARE (Identification et Caractérisation des Changements climatiques en Afrique de l'Ouest) pour la caractérisation d'une fluctuation climatique et l'étude de ses conséquences sur les ressources en eau de surface (Paturel, 2008). La détection des années de rupture dans les séries pluviométriques et hydrologiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou a été analysée avec la méthode de Buishand et l'Ellipse de Bois, la méthode non paramétrique de Pettitt, la méthode Bayésienne de Lee et Heghinian et la méthode de Segmentation de Hubert.

❖ **Test de Pettitt :** L'approche de Pettitt (1979) est une méthode efficace, utilisée pour détecter les ruptures dans les séries pluviométriques et hydrologiques dans le secteur d'étude. C'est une méthode non paramétrique dérivée du test de Mann-Whitney et a fait l'objet de beaucoup de travaux scientifiques portant sur la variabilité pluviohydrologique. Il a été adopté dans les travaux antérieurs en Afrique de l'Ouest et Centrale par Hubert *et al.* (1989), Lubès *et al.* (1994), Paturel *et al.* (1997), Servat *et al.* (1998), Ouedraogo (2001), Ardoin-Bardin (2004), au Bénin par Houndénou (1999), Vissin (2001, 2007), Yabi (2008), Totin (2010), Kodja *et al.* (2012), Akognongbé (2014) et Koumassi (2014) sur la partie béninoise du bassin du Niger avec des résultats satisfaisants.

La détection de rupture dans la série (Xi) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N, les séries chronologiques $(Xi)i = 1$ à t $t+1$ et à N appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable Ut, N définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^{t} \sum_{j=t+1}^{N} D_{ij}$$

Où $D_{ij} = \mathrm{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\mathrm{sgn}(Z) = 1$ si $Z > 0$; 0 si $Z = 0$ et -1 si $Z < 0$

Soit KN la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$. Si K désigne la valeur de KN prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur est donnée approximativement par :

$$\Pr ob(K_n > K) \approx 2\exp\left(-6K^2/(N^3 + N^2)\right)$$

Pour un risque α de première espèce donnée, si $\Pr ob(K_n > K)$ est inférieure à α, l'hypothèse nulle est rejetée. Ce test est réputé pour sa performance et sa robustesse (Paturel *et al.,* 1997)

❖ **Méthode bayésienne de Lee & Heghinian :** Elle est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées (Lee & Heghinian, 1977). Elle fait l'hypothèse d'une rupture en moyenne à un instant inconnu. La distribution a priori de l'instant de la rupture est uniforme, et compte tenu de cette information et des données, la méthode produit la distribution de probabilité a posteriori de l'instant de la rupture.

Elle est basée sur le modèle :

$$Xi = \begin{cases} u + \varepsilon i \\ u + \delta + \varepsilon i \end{cases} \text{ avec } \begin{cases} i = 1,2,3,...,\tau \\ i = 1,2,3,...,N \end{cases}$$

Les εi sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2. La position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de la moyenne sont représentées respectivement par τ et δ. Le changement éventuel, position et amplitude, correspond au mode des distributions '' *a postériori*'' de τ t δ. Ainsi, cette méthode fournit la probabilité que le changement se produise au moment τ dans une série où est supposé a priori qu'il y a effectivement un changement à un moment déterminé. Elle donne également une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur δ. La date de la rupture est estimée par le mode avec autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible et unimodale.

Cette procédure de segmentation d'après Hubert et Carbonel (1987), Hubert *et al*. (1989), peut être interprétée comme un test de stationnarité, lorsque la ''série étudiée est stationnaire'' et constituant l'hypothèse nulle de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test. Son principe est donc de ''découper'' la série en plusieurs segments de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment (s) voisin (s) par l'application du test de Scheffé (Kendall & Stuart, 1946) qui repose sur le concept de contraste (Dagnélie, 1970). Ainsi, la procédure de segmentation de séries chronologiques consiste à découper la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du ou des segments voisins. La procédure de segmentation est décrite comme suit :

Toute série xi où $i = i1$, i2 avec $1 \leq i1 \leq i2 \leq N$, constitue un segment de la série initiale des (xi) avec i=1, 2, …, N . Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation de rang m définit par :

- ✓ Ik, $k = 1,2,...m$ le rang dans la série initiale de l'extrémité du k^{ième} ;
- ✓ $Nk = ik - ik - 1$ la longueur du k^{ième} segment ;
- ✓ $\bar{X}_k = \sum_{i=\ i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i / n_k$ la moyenne du k^{ième} segment

✓ $$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} D_k = \sum_{k=1}^{k=m} \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} \left(x - \bar{x} \right)^2$$

La quantité est l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée. La segmentation retenue est celle minimise Dm.

Beaucoup d'études hydroclimatologiques se sont appropriées de ces différentes méthodes pour la détection des ruptures dans les séries pluviohydrologiques de l'Afrique en particulier l'Afrique de l'Ouest (Carbonnel, et Hubert, 1992 ; Aka *et al.,* 1996 ; Paturel *et al.,* 1997 ; Ardoin-Bardin, 2004 ; Sighommou, 2004). Les années de ruptures et les séries segmentées ont été utilisées pour caractériser les changements intervenus dans les chroniques pluviométriques.

L'application de ces tests à chaque site de mesure et variable par variable, donnent des résultats généralement concordants du moins au niveau de la reconnaissance d'une hétérogénéité dans la série, même si les estimations des ruptures en moyenne données par plusieurs tests diffèrent parfois de quelques années. Dans le cas où le test de Pettitt ne présente pas rigoureusement une année de rupture, celle fixée à la position du point de rupture par la méthode bayésienne de Lee et Heghnian ou la segmentation de Hubert peut être utilisées.

Les années de rupture de stationnarité obtenues ont été utilisées pour caractériser la variation hydroclimatique dont les sous-périodes sèches et en particulier les sous-périodes humides marquées par des phénomènes d'inondations qui font l'objet des extrêmes abordés dans cette thèse. Les points de rupture ont été utilisés comme année pivot pour calculer les variations moyennes de la pluviométrie ou de l'écoulement.

❖ **Test de Mann-Kendall**

Il s'agit d'un test non paramétrique qui permet d'évaluer l'importance d'une tendance (Yue *et al.,* 2002b) ou de mettre en évidence le degré de significativité des tendances et des ruptures de stationnarité dans les séries pluviométriques et hydrométriques dans le secteur d'étude (Vissin, 2007). Dans l'hypothèse nulle H0, un échantillon de données classées par ordre chronologique est indépendant et identiquement distribué.

La statistique S est définie comme suit (Yue *et al.,* 2002b) :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} sign(x_j - x_i) \qquad \text{avec} \quad sign(x) = \begin{cases} 1 six > 0 \\ 0 six = 0 \\ -1 six < 0 \end{cases}$$

Lorsque ≥ 40, la statistique S est distribuée asymptotiquement selon une loi normale avec une moyenne nulle et une variance donnée par l'équation suivante :

$$Var\{S\} = \frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5) - \sum t(-1)(2t+5)\right]$$

t étant la taille d'un groupe lié donné et $\sum_t$ la sommation sur tous les groupes liés de l'échantillon. La statistique du test normalisée K est calculée au moyen de l'équation suivante :

$$\begin{cases} \dfrac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} si > 0 \\ K = 0 siS = 0 \\ \dfrac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} siS < 0 \end{cases}$$

La statistique normalisée K suit une distribution normale standard avec une moyenne nulle et une variance de 1. La valeur de probabilité P de la statistique K des données de l'échantillon peut être estimée au moyen de la function de distribution cumulative normale telle que :

$$P = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{Z} e^{-t^2/2dt}$$

Pour des données indépendantes et sans tendance, la valeur de P devrait être égale à 0,5. Pour des données d'échantillon présentant une forte tendance positive, la valeur de P devrait être proche de 1, alors qu'en cas de forte tendance négative, cette valeur devrait être proche de 0.

Si les données sont autocorrelées, elles doivent être préalablement décorrelées et une correction doit être appliquée au calcul de la variance ((Yue *et al.,* 2002b).

La pente d'une tendance est estimée comme suit :

$$\beta = médiane\left(\frac{x_i - x_j}{i - j}\right)$$

D'après Sneyers (1975), Koumassi (2014), l'application progressive de ce test décrite permet de déterminer de manière détaillée les périodes où des groupes de valeurs supérieures ou inférieures à la moyenne apparaissent.

2.2.5. Comparaison des déficits entre deux sous-périodes différentes

Elle facilite la comparaison des séries pluviométriques ou hydrométriques à différentes périodes par exemple avant et après rupture de stationnarité (Cosandey et Robinson, 2000, repris par Vissin, 2007 ; Faye, 2015). Cette méthode vise à évaluer et comparer le déficit entre deux sous-périodes pluviohydrologiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Il s'exprime par la formule suivante :

$$Def = \frac{\bar{X}_2 - \bar{X}_1}{\bar{X}_1} \times 100$$

Avec : $\bar{X}_1$, la moyenne de la première sous-période en un temps t_1 ; $\bar{X}_2$, la moyenne de la seconde sous-période en un temps t_2.

❖ **Évaluation des sorties de modèles climatiques Cordex-Afrique sur les précipitations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou**

L'intérêt d'évaluer la performance les sorties de modèles climatiques régionaux du Cordex africain vise à identifier le modèle qui reproduit le mieux la variabilité interannuelle des cumuls annuels d'une part, et d'autre part pour le nombre d'évènements pluvieux à partir des seuils de 90ème, 95ème et 99ème percentiles.

Dans cette étude, l'évaluation de la performance des modèles à reproduire les pluies observées est opérée par la méthode du biais qui consiste à calculer la différence des moyennes entre les pluies simulées par rapport aux pluies observées (Yékambessoun *et al.,* 2016). Cela permet d'identifier le meilleur modèle de simulation qui correspond au mieux pour l'analyse des projections futures des précipitations moyennes et des extrêmes (Taïbi, 2016 ; Yira *et al.,* 2016 ; Sarr *et al.,* 2017). Il permet d'évaluer l'écart des pluies simulées aux observations et s'obtient par la formule :

$$Biais = (Psim - Pobs) / Pobs$$

Avec *Psim*= Pluie simulée et *Pobs* : Pluie observée

2.2.6. Recherche de liaison ou de dépendance statistique entre pluie et lame d'eau écoulée

Le coefficient de corrélation linéaire est la corrélation de Bravais-Pearson. C'est un indice statistique qui exprime l'intensité et le sens positif ou négatif de la relation linéaire entre deux variables quantitatives (Amoussou, 2010). C'est une mesure de liaison linéaire, c'est-à-dire de

la capacité de prédire une variable x par une autre y à l'aide d'un modèle linéaire. C'est un paramètre important dans l'analyse des régressions linéaires simples ou multiples.

Dans le cadre de cette étude, il est utilisé pour mesurer le degré de liaison ou de dépendance qui existe entre les lames précipitées et les lames écoulées dans le bassin. Il est noté r et défini par la formule :

$$r = \frac{\frac{1}{N}\sum\left(X_i - \bar{X}\right)\left(Y - \bar{Y}\right)}{\sigma(X).\sigma(Y)}$$

Avec : N est le nombre total d'individus ; xi et yi sont les valeurs des séries ; et ȳ sont les moyennes des variables ; σ(x) et σ(y) représentent leurs écarts-types respectifs.Ce coefficient varie entre -1 et +1 et que l'intensité de la relation linéaire est d'autant plus forte que si la valeur du coefficient est proche de +1 ou de -1 et d'autant plus faible qu'elle est proche de zéro (0). Par contre $r = 0$ lorsqu'il n'y a pas de relation linéaire entre les variables.

❖ **Le coefficient de détermination**

Le coefficient de détermination est le carré du r (coefficient de régression linéaire) et détermine à quel point l'équation de régression est adaptée pour décrire la distribution des points. Il a été utilisé dans beaucoup de domaines, dont la caractérisation hydrométéorologique, aux fins de mieux apprécier les liens entre les paramètres (Totin, 2010 ; Kodja *et al.,* 2011 ; Faye *et al.,* 2015 ; Koumassi, 2014). Il est obtenu par la formule :

$$R = r^2$$

✓ Si $R^2 = 0$: cela signifie que l'équation de la droite de régression détermine 0 % de la distribution des points et justifie que le modèle mathématique utilisé n'explique absolument pas la distribution des points ;

✓ Si $R^2 = 1$: cela signifie que l'équation de la droite de régression est capable de déterminer la distribution des points. Il justifie donc que le modèle mathématique utilisé, ainsi que les paramètres a et b de la droite de régression calculés sont ceux qui déterminent la distribution des points ;

De manière graphique, plus le coefficient de détermination se rapproche de 0, plus les nuages de points sont diffus autour de la droite de régression et plus le R^2 tend vers 1, plus les nuages

de points se rapprochent de la droite de régression. Quand les points sont exactement alignés sur la droite de régression, $R^2 = 1$

2.3. Méthode d'analyse des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes inhérents aux inondations

Parmi les préoccupations liées à l'évolution du climat, que ce soit dans les régions tropicales d'Afrique de l'Ouest ou ailleurs dans le monde, la modification possible de la fréquence des évènements extrêmes et des changements graduels dans les caractéristiques moyennes du climat, suscite un intérêt majeur dans la communauté scientifique compte tenu de leurs effets anticipés sur l'environnement naturel et humain (Mara, 2010).

Ces évènements constituent des facteurs importants de vulnérabilité des populations (Houghton *et al.,* 2001) notamment les évènements extrêmes de précipitations. Pour mieux appréhender ces phénomènes, le recours au développement d'indices est suggéré comme un moyen relativement simple pour analyser les changements dans les évènements de précipitations ayant potentiellement un effet sur l'environnement naturel et humain (Gachon *et al.,* 2005 ; Dubuisson *et al.,* 2006).

Cependant, plusieurs groupes d'expert dans le contexte des changements globaux et environnementaux à l'échelle internationale ont mis au point une méthodologie standard pour calculer ces indices : c'est le cas par exemple du projet ETCCDMI (Expert Team Climate Detection Monitoring and Indices), ou du projet européen STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions).

Le groupe CLIVAR : Climate Variability and predictability (Karl *et al.,* 1999 ; Frich *et al*., 2002) du WCRP (World Climate Research program) de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) a proposé une liste de différents indices calculés à partir des séries quotidiennes des variables de surface (précipitation et température). Ces indices décrivent les caractéristiques particulières des extrêmes, y compris la fréquence, l'amplitude et la persistance. L'une des approches clés du concept des indices implique le calcul du nombre de jours dans une année dépassant des seuils spécifiques.

De nombreux indices sont basés sur les percentiles avec des seuils fixés pour évaluer les extrêmes modérés qui se produisent généralement quelques fois par année plutôt que les

évènements à fort impact observés une fois par décennie. Pour les précipitations, les seuils de percentile sont calculés à partir de l'échantillon de tous les jours de pluie de la période d'étude.

Ces indices permettent d'évaluer directement les tendances observées dans la fréquence ou l'intensité des évènements pluvieux qu'ils soient modérés ou extrêmes. La raison du choix d'un seuillage par percentile plutôt qu'un seuil fixe apparaît dans le fait que le nombre de jours dépassant un seuil de percentile est mieux réparti dans l'espace. Par contre les valeurs des seuils sont spécifiques aux sites.

Ces indices permettent des comparaisons spatiales parce qu'ils échantillonnent la même partie de la distribution de probabilité des précipitations à chaque emplacement. Les indices basés sur des seuils absolus sont moins appropriés pour les comparaisons spatiales des extrêmes que ceux basés sur des seuils par percentile. Ceci se justifie par le fait que les indices basés sur des seuils absolus peuvent échantillonner des parties très différentes des distributions de températures et de précipitations.

Neuf indices caractérisant les pluies intenses sont définis comme suit par le groupe d'expert

ETCCDI :

- Rx1day, Monthly maximum 1-day precipitation : la pluie journalière maximale d'un mois donné ;
- Rx5day, Monthly maximum consecutive 5-day précipitation : le maximum de la quantité de 5 jours de pluie successifs d'un mois donné ;
- SDII, Simple daily intensity index (mm/Jr) : cet indice correspond aux totaux de pluie annuelle divisés par le nombre de jours de pluie (=1mm) ;
- R10mm, Annual count of days when PRCP (daily precipitation amount) = 10 mm : nombre de jours de pluie supérieure à 10 mm par an ;
- R20mm, Annual count of days when PRCP= 20 mm : nombre de jours de pluie supérieure à 20 mm par an ;
- Rnnmm, Annual count of days when PRCP= nnmm : correspond au nombre de jours de pluies supérieures à un seuil (nn) fixé par l'utilisateur par an ;

- R95pTOT, Annual total PRCP when RR > 95p ; (RR = 1.0 mm) : il s'agit du nombre de jours de pluie du 95ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie supérieure à la valeur de pluie du 95ème percentile d'une période donnée ;
- R99pTOT, Annual total PRCP when RR > 99p : il s'agit du nombre de jours de pluie du 99ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie par an supérieur à la valeur de pluie du 99ème percentile d'une période donnée ;
- PRCPTOT, Annual total precipitation in wet days (>1mm) : cet indice correspond à la quantité des pluies journalières supérieure à 1 mm par an.

De même, des indices sont souvent utilisés. Il s'agit de Climatic Moisture Index (CMI) qui un indice de sévérité de la sécheresse mis en évidence par (Willmott et Feddema, 1992 ; Vörösmarty, 2005) ; de l'indice de sévérité de Palmer (PDI) de (Palmer, 1965) ; de l'Effective Drought Index (EDI) utilisée par (Byun *et al.,* 1999) et de l'indice standardisé de précipitation (SPI) développé par (Mckee *et al.,* 1993, 1995).

Par ailleurs, le choix d'une méthode d'analyse des évènements hydroclimatiques extrêmes dépend de l'intérêt de l'étude et des données disponibles. Ainsi, à cause de la fiabilité des données disponibles et des indices pouvant permettre de constituer des outils d'aide à la décision sur les indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes aux inondations, cette recherche s'est focalisée sur quelques indices.

Il s'agit des indices déjà expérimentés dans la sous-région et au Bénin comme les SPI (Mckee *et al.,* 1993), celle de SDII (Simple Daily Intensity Index), indice correspondant aux totaux de pluie annuelle divisés par le nombre de jours de pluie (Hountondji *et al.,* 2011 ; Taïbi, 2016) et la méthode de seuillage par percentile basée sur l'analyse fréquentielle qui caractérise les pluies extrêmes par les pluies maximales journalières au 90, 95 et 99ème percentile (Martinez *et al*., 2007 ; Kioutsioukis *et al*., 2010 ; Lupikasza, 2010 ; Sahani *et al*., 2012 ; Griffiths *et al*., 2003 ; New *et al*., 2006 ; Aguilar *et al*., 2009, Khomsi *et al.*, 2015 ; Amoussou *et al.,* 2015).

- ***Classification non supervisée***

Il s'agit de la méthode du seuillage par percentile qui permet de déterminer le nombre de jours pluvieux par an dépassant la valeur de pluie associée à chaque percentile. Ce choix a été fait ainsi pour représenter les différentes tranches de pluies journalières et obtenir des échantillons avec un nombre d'évènements suffisants pour mener une analyse statistiquement significative.

La classification non supervisée concerne d'une part, des indices de 90ème percentile qui désignent le nombre de jours de pluie du 90ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie supérieur à la valeur de pluie du 90ème percentile d'une période donnée et d'autre part les indices liés au 95ème percentile qui concernent le nombre de jours de pluie du 95ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie supérieur à la valeur de pluie du 95ème percentile d'une période donnée. Par ailleurs, les indices associés au 99ème percentile, désignent le nombre de jours de pluie du 99ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie par an supérieur à la valeur de pluie du 99ème percentile d'une période donnée.

Ces indices ont été appliqués aux débits et caractérisent respectivement les aléas hydroclimatiques forts, très forts et extrêmement forts qui sont des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes susceptibles d'occasionner les catastrophes.

- ***Classification supervisée***

C'est une typologie des précipitations quotidiennes qui identifie des fractions de précipitations rapportant au cumul pluviométrique (Carbonnel, 1983 ; Houndénou *et al.,* 1998 ; Kingumbi *et al.*, 2000). Cette classification est désignée par la classification supervisée (Taïbi, 2016). Elle complète la méthode du seuillage par percentile et permet de voir la variation de la fréquence des jours de pluie sur des intervalles de pluie fixe. A cet effet, cinq (05) classes de pluies journalières ont été choisies :

- Classe 1 : $1 < P < 5$
- Classe 2 : $5 < P < 10$
- Classe 3 : $10 < P < 20$
- Classe 4 : $20 < P < 50$
- Classe 5 : $P > 50$

Ces classifications visent également à identifier les tranches de pluies journalières pouvant servir d'indicateurs pour la caractérisation des aléas hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant.

2.3.1. Indice de l'intensité des pluies journalières

L'analyse de l'intensité des pluies journalières repose sur l'indice de l'intensité SDII (Simple Daily Intensity Index) proposé par l'ETCCDI (Climate Change Detection and Indices) qui exprime la moyenne des pluies journalières par jours de pluies supérieures ou égales à 1 mm par an.

Il est obtenu par la formule ci-après :

$$SDII_j = \sum P_j / N,$$

Avec : P_j : Quantité de pluies journalières durant la période ; N : Nombre de jours de pluie durant la période.

2.3.2. Indices standardisés de Précipitation (SPI)

L'indice standardisé de précipitation est un indicateur statistique qui permet d'apprécier ou de caractériser l'ampleur des aléas hydroclimatiques dans une série de données (Mckee *et al.,* 1993). L'indice SPI (McKee *et al.,* 1993, 1995) est un indice à la fois puissant, souple d'utilisation et simple à calculer. Les données sur les précipitations constituent en fait le seul paramètre requis. En outre, l'indice SPI se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs.

Il permet de quantifier l'écart des précipitations d'une période, du déficit ou d'un surplus par rapport aux précipitations moyennes historiques dans une série de données historiques. Les SPI sont recommandés par l'Organisation Mondiale de Météorologie (OMM) pour la sécheresse météorologique locale ou régionale (Vidal *et al.,* 2009 ; OMM, 2012).

Selon McKee *et al.* (1993) ; Guttman (1998) repris par Koumassi (2014), les SPI sont basés sur la définition d'un seuil permettant de déclarer ou non une année sèche ou humide.

Le SPI a été employé par de nombreux auteurs sur diverses régions du globe (Giddings *et al*., 2005 ; Wu *et al*., 2001 ; Roudier *et al.,* 2010 ; Bodian, 2014 ; Faye *et al.,* 2015). Il est obtenu à partir de la formule suivante :

$$SPI = P - P_m / \sigma$$

Avec : P : Précipitation totale d'une période (mm) ; P_m : Précipitation moyenne historique de la période (mm) ; σ : Écart-type historique des précipitations de la période (mm)

Les indices de SPI calculés sont interprétés suivant les classes du tableau 2.4.

Tableau 2. 4:Classes et grille d'interprétation des SPI indiquant les périodes humide

Classe des SPI	Grille d'interprétation
$SPI > 2$	Humidité extrême
$1 < SPI < 2$	Humidité forte
$0 < SPI < 1$	Humidité modérée

Source : *Mckee et al., (1993)*

La mise en évidence de l'évolution de la pluie et des débits vient compléter cette démarche dans la caractérisation des évènements extrêmes.

2.3.3. Étude de l'évolution de la pluie et des débits

Elle vise à déterminer par la méthode de régression l'évolution des hauteurs de pluie et de débits sur la période de 1951 à 2015. Selon Amoussou (2010), Ibrahim (2012), Fayé *et al.* (2015), elle consiste en une représentation graphique de droite de régression de type affine qui présente l'évolution linéaire et permet de déceler la tendance. L'équation de la droite de tendance est sous la forme :

$Y = ax + b$; a est le coefficient directeur et représente la pente et b une constante.

- Si $a > 0$, on a une augmentation ;
- Si $a < 0$, on a une diminution

Ces méthodes supra présentées sont complétées par l'analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes à l'inondation.

2.3.4. Analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les évènements passés, caractéristiques d'un processus hydrologique afin d'en définir les probabilités d'apparition future (Meylan et Musy, 1999). Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel, qui est une équation décrivant le comportement statistique du processus.

Ce modèle décrit la probabilité d'apparition d'un évènement de la valeur donnée. L'analyse fréquentielle vise à définir les buts de l'analyse, à constituer et contrôler les séries des valeurs. Les principales étapes les plus importantes pour l'analyse fréquentielle sont consacrées au choix du modèle, à son ajustement, au contrôle de l'ajustement, à l'analyse des incertitudes et enfin à l'exploitation dudit modèle (Meylan et Musy, 1999).

La figure 2.4, expose les principales étapes de l'analyse fréquentielle

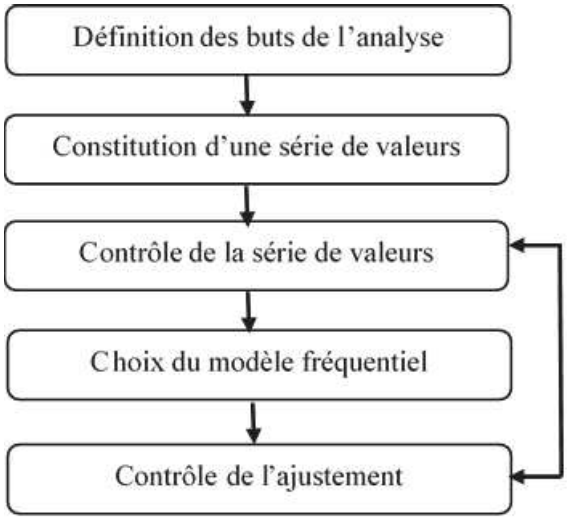


Figure 2. 4: Principales étapes de l'analyse fréquentielle

Source : Meylan et Musy (1999)

❖ **Définition des buts de l'analyse**

L'analyse fréquentielle vise également à caractériser l'évolution des pluies et des débits extrêmes en 24 heures afin d'en définir les probabilités d'occurrence et leur répercussion sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Cette étape a conduit à la constitution des données subséquentes.

❖ **Constitution et contrôle de la série des valeurs**

Elle est consacrée à la constitution des maximas journaliers annuels qu'ils soient thermométriques, pluviométriques ou hydrométriques (Amoussou *et al.,* 2014 ; Khomsi *et al.,* 2015 ; Taibi *et al.,* 2015). Les valeurs maximales journalières des hauteurs de pluies considérées sont celles supérieures à 1 mm/jour. Ainsi, la disponibilité des séries de données historiques des hauteurs de pluies et des débits au pas de temps journalier sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, a permis d'extraire ces données et de constituer le répertoire des données. La série de 1951 à 2015 soit 65 ans de la taille de l'échantillon a fait l'objet d'un contrôle de qualité et de représentativité. Le test de stationnarité de Kendall a permis de détecter les tendances dans les séries (Aka *et al.,* 1996 ; Yue et Pilon, 2004 ; Arora *et al.,* 2005) ; tandis que celui d'indépendance de Wald-Wolfowitz (Haché *et al.,*1999) a servi à détecter les différences de position et la forme des distributions. Ces différents tests ont également fait l'objet de beaucoup d'études comme en Tunisie par Zahar et Laborde (2007) ; en Algérie par Meddi *et al.,* (2014) ; en Côte d'Ivoire par Goula *et al.* (2012) ; au Sénégal par Faye *et al.,* (2015) et au Bénin par Vissin (2007), Amoussou (2014), Koumassi (2014), Donou (2015).

Le test de Wilcoxon est un test d'homogénéité qui permet de vérifier si l'échantillon est formé de la réalisation de la même variable et les éléments de l'échantillon proviennent de la même population (Soro *et al.,* 2006)

Par ailleurs le test de khi carré a permis de tester l'adéquation d'une série de données à une famille de lois de probabilités ou de tester l'indépendance entre deux variables aléatoires (Meylan *et al.,* 2008 ; Habibi *et al.,* 2013). Il permet de vérifier si un échantillon aléatoire d'une variable Y donne des observations comparables à celles d'une loi de probabilité P définie a priori dont on pense, pour des raisons théoriques ou pratiques, qu'elle devrait être la loi de Y., l'hypothèse nulle (H0) d'un test du Khi carré d'adéquation dénommé aussi test de conformité est donc : la variable Y suit la loi de probabilité P., en terme de valeur – p, l'hypothèse nulle est généralement rejetée lorsque p est inférieure ou égale 5 %

- **Justification de la loi utilisée et leurs caractéristiques**

Selon Meylan et Musy (1999), la validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type. En hydrologie fréquentielle relative à l'analyse des évènements extrêmes, une variété de lois est utilisée dans le monde. Beaucoup de lois ont fait l'objet de plusieurs travaux en Afrique de l'Ouest et en particulier au Bénin (Le Barbé *et al.*, 1993 ; Lawin *et al.,* 2011 ; Bacharou *et al.,* 2015 ; Koumassi *et al.*, 2014 ; Amoussou *et al.*, 2014). Pour cette étude, les lois utilisées sont les plus adaptées à une meilleure distribution statistique et à un meilleur ajustement. Il s'agit de la loi de Gumbel, la loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV) et la loi de Pearson 3.

Cependant, une analyse comparative a permis de retenir celle qui s'ajuste le mieux à chaque secteur du bassin au moyen des données disponibles sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

- ***Loi Gumbel***

La loi Gumbel est une distribution qui est souvent utilisée pour décrire le comportement statistique ou l'analyse fréquentielle des valeurs extrêmes (Benhattab, 2016). Elle permet de mieux ajuster les séries de pluies (Slimani, 1985 ; Lubès et Masson, 1991 ; Hubert et Bendjoudi, 1998 ; Koutsoyannis, 2004 ; 2006 ; Goula *et al.*, 2007; Soro *et al.,* 2008). La fonction de répartition de la loi de Gumbel est donnée par :

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right) \text{ avec la variable réduite suivante : } U = \frac{x-a}{b}$$

où a et b sont les paramètres du modèle de Gumbel. La distribution s'écrit alors de la manière suivante :

$$F(x) = \exp(-\exp(-u)) \text{ et } u = -\ln(F(x))$$

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes *x-u,* il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points et d'en déduire les deux paramètres *a* et *b* de la loi. L'estimation des paramètres *a* et *b* de l'ajustement peut se faire graphiquement, ou selon une méthode mathématique comme celle des moments non développés dans cette étude.

Il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non-dépassement F (x_i) qu'il convient d'attribuer à chaque valeur x_i. Les formules d'estimation de la fonction de répartition à l'aide de la fréquence empirique $F(x)$ reposent toutes sur un tri de la série par des valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang *r.* La fréquence empirique de Hazen est utilisée pour mieux analyser les évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations ainsi que les périodes de retour :

$$F(x_{(r)}) = \frac{r-0{,}5}{n}$$

où r est le rang dans la série de données classées par valeurs croissantes, n est la taille de l'échantillon, $x_{[r]}$ la valeur de rang *r.* Le temps de retour *T* d'un événement est défini comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement et est donné par la formule :

$$T = \frac{1}{1-F(xi)}$$

Il a permis d'estimer le temps de retour, en termes de probabilité d'apparition, des événements climatiques et hydrologiques extrêmes et d'en déduire les deux paramètres *a et b* de la loi. L'estimation des paramètres *a* et *b* de l'ajustement peut se faire graphiquement, ou selon une méthode mathématique comme celle des moments non développés dans cette étude.

❖ **Loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (GEV)**

Elle est une loi à trois paramètres représentée comme une généralisation de la loi de Gumbel. Elle a aussi fait l'objet de beaucoup d'étude au Carribean (Sisson *et al.,* 2006) ; en Côte d'Ivoire

(Goula *et al.,* 2007 ; Soro *et al.,* 2008) et au Bénin (Amoussou *et al*., 2014). Sa fonction de répartition est donnée par la formule :

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)^{\frac{1}{k}}\right) \; pour\ k \neq 0$$

❖ **Loi Pearson**

La loi de Pearson ou du Gamma incomplet est une loi statistique qui fixe, a priori, la valeur du paramètre de position x_0 à zéro. En retenant toujours Q comme variable débit, et $u = a.Q$ comme variable réduite, avec a=1/s, avec le paramètre d'échelle. Dans ces conditions, la fonction de répartition s'écrit :

$$F(Q) = a\lambda / T(\lambda) \int e^{-aQ}.Q^{\lambda-1}.dQ$$

Avec F la limite supérieure de Q et celle inférieure 0. ; λ calculé à partir d'une fonction complexe :

$$g(\lambda) = \log Q_m - \sum \log Q_i / N$$

L'ajustement des paramètres est déterminé par la méthode du maximum de vraisemblance pour l'estimation des distributions de probabilité. Ce choix se justifie par le fait que cette méthode a l'avantage d'être applicable à toutes les distributions statistiques (Soro *et al.,* 2008 ; Amoussou *et al.,* 2014). Cette méthode donne des estimateurs corrects et efficaces (Laborde, 2000 ; Soro *et al.,* 2008).

❖ **Estimation des quantiles**

Les quantiles sont des quantités statistiques extrêmement utiles en hydrologie fréquentielle (Meylan *et al.,* 2008). L'estimation des quantiles a été utilisée dans beaucoup d'études sur les extrêmes hydrométéorologiques (Ozer *et al.,* 2007 ; Martinez *et al.,* 2007 ; Maheras *et al.,* 2008 ; Sahani *et al.,* 2012 ; Houessou, 2016).

Pour cette étude, les 90ème, 95ème et 99ème quantiles ou percentiles (qui caractérisent respectivement les évènements hydroclimatiques forts, très forts et extrêmement forts) sont calculés sur les débits et les précipitations en 24 heures associés aux périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans, pour les évènements pluviohydrologiques extrêmes pouvant occasionnés des inondations dans le secteur d'étude. Pour ce faire, le logiciel HyfranPlus version 2.2 ; développé à l'INRS-ETE en collaboration avec le Service Hydraulique (Division hydrologie)

de Hydro-Québec dans le cadre de la chaire en hydrologie statistique Hydro-Québec/CRSNG établie à l'INRS-ETE (Bobée *et al.,* 1999 ; El Adlouni *et al.,* 2008) est utilisé.

Ces différentes méthodes d'analyse des extrêmes ont révélé des résultats significatifs et sont susceptibles de contribuer à des outils d'aide de décisions pour la gestion intégrée des ressources en eau face à la récurrence des extrêmes hydrométéorologiques (Amoussou *et al.,* 2015).

2.4. Traitement et interprétation des images satellitaires

Le traitement des images satellitaires est déterminant dans cette recherche. Il est l'ensemble de différents processus d'application qui permettent de transformer les images afin d'extraire des informations cartographiques. Elle est basée sur l'analyse par télédétection des images satellitaires relatives aux formes d'occupation des sols à partir des images Landsat TM, ETM+ OLI-TIRS respectivement pour les années 1986, 2000, 2015 couvrant le secteur d'étude. Les images offrent une résolution (30 m) à la fois assez large pour étudier l'ensemble du bassin et suffisamment fine pour cartographier une unité de 900 m² (30 m * 30 m). Les caractéristiques de ces images sont résumées dans le tableau 2.5.

Tableau 2. 5: Caractéristiques des images satellites utilisées

Path/Row	Date d'acquisition	Capteur	Producteur	Format
192/055	13/01/1986	TM	USGS	GeoTIFF
192/055	30/12/2000	ETM+	USGS	GeoTIFF
191/053	15/01/2015	OLI TIR	USGS	GeoTIFF

Sources: Global Land Cover Facility (2017)

Ainsi, les images ont été classifiées sur la même base méthodologique. Les étapes de cette classification sont : choix des aires d'entraînement, l'application de la classification supervisée par maximum de vraisemblance, la validation de la classification et l'exportation de l'image classifiée vers un Système d'Information Géographique.

❖ Choix des aires d'entraînement

En prélude aux choix des aires d'entrainement, différentes classes d'occupation du sol sont retenues dans le bassin. Ces différentes classes d'occupation ont tenu compte des résultats du Projet Impetus-Bénin (2007) et des types de végétation rencontrées et décrites selon l'approche physionomique de Yangambi (1956). Huit classes d'occupation sol divisée en trois

classes principales : les forêts, les savanes et les formations anthropiques ont été répertoriées (tableau 2.6).

Tableau 2. 6:Détail des classes de l'occupation des terres du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou

Classes	Sous classes	Définition
Forêts	Forêt galerie	Végétation très dense, peuplement continu d'arbres à caractère sempervirent de près de 10 m (white, 1983) de forme sinueuse
	Forêt dense sèche	Végétation très dense, peuplement continu d'arbres à caractère sempervirent de près de 10 m (white, 1983) de forme irrégulière
	Forêt claire et savane boisée	Végétation composée principalement d'arbres, avec des sous-bois peu développés avec un recouvrement des cimes de 40 % au plus (white, 1983). Les arbres sont souvent à feuilles caduques avec un indice de végétation faible en saison sèche. Noter la présence de brûlis
Savane	Savane arborée et arbustive	Végétation relativement dense, mais avec des arbres de taille inférieure à 10 m, sous-bois arbustif. Noter la présence de brûlis
Formations anthropiques	Mosaïques de champs et de jachères	Surfaces cultivées, d'étendues variables situées à proximité des centres urbains ou le long des routes. Ces parcelles sont souvent à nu pendant la période sèche ; leur réflectance sera maximale Ancienne parcelle cultivée laissée à l'abandon avec un enfrichement progressif. Confusion possible avec la classe de savane arbustive. Noter la présence de brûlis
	Plantations	Cette classe regroupe les parcelles d'anacardiers, reconnaissable à leur forme régulière, avec plantation d'arbres réguliers. S'ajoute les vergers, souvent de forme carrée.
Agglomérations	Village-Route	Comprend les centres abrités, les routes asphaltées, et les pistes. Zone où la végétation naturelle a été éliminée sur de larges étendues (white, 1983)
Eau	Plan d'eau	Fleuve, lac, barrage, mare

Source *: Adapté de Leroux (2012)*

Les aires d'entrainement homogènes ont été choisies sur la base d'une interprétation visuelle des images en composition colorée appuyée par des données GPS et par des points prises à partir des photographies aériennes de Google Earth Pro. Lors de ces opérations de saisies des aires d'entraînement, une attention particulière a été portée aux changements dus aux différences temporelles surtout pour l'image de 1986. Pour s'assurer d'un contenu équivalent des classes d'occupation du sol de 2015 par rapport à 1986 et 2000, seuls les groupes de pixels inchangés ont été prioritairement sélectionnés.

Les aires d'entraînement ont été bien dispersées sur l'ensemble du secteur d'étude, représentatives de la diversité de chaque classe d'unité d'occupation du sol. La sélection de ces aires d'entrainement était faite autour du point GPS de façon à obtenir les pixels représentant la classe d'occupation du sol les plus larges possibles tout en restant suffisamment minutieux

pour ne pas intégrer différents types de classe. Ainsi, 450 points GPS ont permis de saisir les aires d'entrainement homogènes dans le bassin.

❖ Classification supervisée par maximum de vraisemblance

Dans le cadre de cette recherche, l'utilisation de la classification supervisée se justifie par le fait qu'elle donne la précision dans l'interprétation des structures spatiales et de la dynamique des états de surfaces (Mouhamadou *et al.*, 2012 ; Avakoudjo *et al.,* 2014). C'est une classification pixel à pixel qui repose sur le postulat que la signature spectrale de chacun des pixels est représentative de la classe d'unité d'occupation du sol dans laquelle il se trouve (Kayitakire *et al.,* 2002 ; Sitayeb *et al.,* 2008). L'adoption de cette méthode de classification est indiquée dans le cas des pixels des capteurs TM (taille de 30 m), ETM+ (taille de 30 m) et OLI-TIRS (taille de 30 m) en considérant leur résolution spatiale qui présage que les divers éléments présents à l'intérieur du périmètre d'un pixel se combinent pour former une signature relativement unique et homogène pour cette classe d'unité d'occupation du sol. La classification supervisée par maximum de vraisemblance a consisté à attribuer à chaque groupe de pixels la classe la plus plausible en fonction de la ressemblance spectrale entre les pixels et la signature des classes, ce qui est présenté sur le tableau 2.7, relatif à la clé d'interprétation des images staellites.

Tableau 2. 7:Clé d'interprétation des images satellites.

Code	Forme	Tonalité	Identification
1	Irrégulière	Rouge vif	Forêt claire
2	Sinueuse	Rouge vif	Galerie forestière
3	Irrégulière	Rouge modéré	Savane boisée
4	Irrégulière	Rouge pâle	Savane arborée
5	Irrégulière	Vert parcouru de fines traces rouges	Savane arbustive
6	Effilée	Bleu	Cours d'eau

Source : CENATEL (2007) et Amoussou (2010)

L'ensemble des pixels de chaque image satellite a été classé suivant l'algorithme du maximum de vraisemblance extrapolant les caractéristiques spectrales des aires d'entraînement au reste de l'image (LGGI, 2005). Les pixels ont été affectés à la classe la plus vraisemblable à partir d'une probabilité préalablement déterminée. Les pixels qui n'ont pas pu être affectés à une classe d'unité d'occupation du sol ont été classés en rejet et ensuite identifiés au cours du contrôle-terrain.

❖ Validation des classifications supervisées

La validation des cartes d'occupation du sol issues de l'interprétation des images satellites a été faite à partir d'une matrice de confusion. Il s'agit en fait d'un tableau à double entrées où les

classes des cartes des unités d'occupation du sol se trouvent en lignes et les données du contrôle-terrain en colonnes (tableau 2.8).

Tableau 2. 8: Matrice de confusion pour la validation de la classification supervisée de 1986 (A), de 2000 (B) et de 2015 (C). En gras le nombre de pixels bien classés. (FG : Forêt galerie ; FD : Forêt dense ; FCSB : Forêt claire et savane boisée ; SAA : Savane arboré et arbustive ; PL : Plantation ; MCJ : Mosaïque de Culture et de Jachères ; AG : Agglomération)

A	**Points de validation (pixels)**							
Classes d'occupation du sol en 1986	FG	FD	FCSB	SAA	PL	MCJ	AG	Total
Non classées	0	0	0	1	0	0	8	9
FG	**136**	3	0	0	0	0	0	139
FD	0	**112**	2	0	5	0	0	119
FCSB	0	2	**941**	0	454	0	0	1397
SAA	0	0	0	**3251**	0	321	0	3572
PLAN	0	15	11	0	**105**	0	2	133
MCJ	0	0	0	126	0	**986**	0	1112
AG	0	0	0	2	3	0	**13**	18
Total	136	132	954	3380	567	1307	23	6499
B	**Points de validation (pixels)**							
Classes d'occupation du sol en 2000	FG	FD	FCSB	SAA	PL	MCJ	AG	Total
Non classées	0	0	0	1	0	0	2	3
FG	**122**	3	0	0	0	0	0	125
FD	0	**63**	1	0	3	0	0	67
FCSB	0	1	**628**	0	303	0	0	933
SAA	0	0	0	**3246**	0	321	0	3567
PLAN	0	24	17	0	**166**	0	3	210
MCJ	0	0	0	175	0	**1370**	0	1545
AG	0	0	0	3	5	0	**21**	29
Total	122	91	647	3426	477	1690	26	6479
C	**Points de validation (pixels)**							
Classes d'occupation du sol en 2015	FG	FD	FCSB	SAA	PL	MCJ	AG	Total
Non classées	0	0	0	3	0	0	6	9
FG	**128**	3	0	0	0	0	0	131
FD	0	**40**	1	0	2	0	0	43
FCSB	0	1	**531**	0	256	0	0	789
SAA	0	0	0	**3023**	0	298	0	3321
PLAN	0	27	20	0	**189**	0	4	239
MCJ	0	0	0	219	0	**1713**	0	1932
AG	0	0	0	4	6	0	**27**	38
Total	128	71	552	3249	453	2012	37	6502

Source : Traitement de données et travaux de terrain (2017)

Cette validation s'est faite avec un autre jeu de données GPS que celui ayant servi pour la sélection des zones d'entraînement. En effet, les expérimentations et les missions de terrain ont permis d'approfondir le choix des aires et ont guidé dans toutes les classes de formations végétales. Dans ce sens, les observations directes et des enquêtes auprès des populations locales du bassin ont porté sur le géoréférencement des champs-jachères, des villages, des plantations, forêts (galerie, dense, claire, sacrée) et des savanes.

Sur la diagonale du tableau 2.8, se trouvent les unités de végétation bien identifiées et de part et d'autre de cette diagonale les erreurs d'omission et de confusion. Cette matrice a permis de calculer l'indice d'exactitude I des cartes de végétation (Barima *et al.,* 2009 ; Mugisha *et al.,* 2010).

$$I = \sum X_d \,/\mathrm{N}$$

X_d = les observations de la diagonale ; N = le nombre total des observations.

Si I ≥ 0,9 alors l'interprétation est correcte (Mugisha *et al.,* 2010).

❖ **Exportation vers un Système d'Information Géographique**

Après l'intégration des observations du terrain, chaque image interprétée a été exportée vers un Système d'Information Géographique. Il s'est agi de convertir le fichier du format raster en format vecteur. Cela a été fait dans le logiciel ArcGIS 10.4. Dans ce système d'information géographique ArcGIS, les superficies des différentes unités d'occupation du sol ont été calculées.

2.4.1. Méthodes d'évaluation spatiale de l'état des unités paysagiques

Les cartes d'occupation du sol de 1986, 2000 et 2015 issues des images Landsat ont permis d'apprécier à partir d'une analyse diachronique la dynamique des unités paysagiques du secteur d'étude.

L'évolution des unités paysagiques a été évaluée en termes de progression (augmentation), de régression (diminution) ou de stabilité de chaque unité d'occupation du sol ou d'unité paysagiques. La dynamique évolutive des unités paysagiques est caractérisée de la façon suivante :

➢ α_1 : correspond à l'écart entre la superficie des unités paysagiques de l'année 1986 et 2000 ;

- α_2 : correspond à l'écart entre la superficie des unités paysagiques de l'année 2000 et 2015 ;
- Si α_1 ou $\alpha_2 = 0$: la superficie de l'unité est donc stable dans le temps et dans l'espace ;
- Si α_1 ou $\alpha_2 < 0$: la superficie de l'unité concernée est dite en progression
- Si α_1 ou $\alpha_2 > 0$: la superficie de l'unité est dite en régression

En somme, les cartes de synthèse ont ensuite été réalisées et mises à contribution pour mettre en évidence les liens potentiels entre la dynamique des unités paysagiques, l'effet de la pression anthropique dans les processus de ruissellement, d'érosion qui sont des aussi des indicateurs qui accentuent la manifestation des inondations dans le secteur d'étude.

2.5. Description et fonctionnement du modèle GR4J

La première version de ce modèle a été élaborée par Michel (1983) puis complétée par Edijatno (1991). Nascimento (1995), Edijatno *et al.* (1999), Perrin (2000) et Perrin *et al.* (2003) l'ont successivement améliorée. Le modèle est appliqué avec seulement quatre paramètres, à un pas de temps journalier. Quelques applications intéressantes du modèle ont été réalisées par Makhlouf (1994) pour la régionalisation des paramètres et les changements environnementaux dans la région de la Bretagne et du bassin de la Moselle, tandis que Yang (1993) l'a utilisé pour la prévision des inondations à Paris.

Le GR4J est un modèle conceptuel global pluie-débit robuste dont les quatre paramètres disposent d'un degré de liberté assez important. Il est composé de deux compartiments reliés. L'un est le centre de pilotage du module non linéaire de production avec un magasin d'humidité de sol et l'autre est responsable du cheminement quadratique des précipitations excessives, couplé à deux hydrogrammes unitaires pour l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain.

Pour utiliser le GR4J sur un bassin donné, les informations suivantes sont nécessaires pour les calculs :

- la superficie du bassin en kilomètres carrés ;
- les chroniques journalières de pluie (P) sur le bassin (Champ de pluie) en millimètres;
- les chroniques journalières d'évapotranspiration potentielle (ETP) en millimètres ;

- les valeurs initiales des taux de remplissage des deux réservoirs : production (X1) et transfert (X3). Les données de « sortie » du modèle sont l'écoulement retardé (Qr), l'écoulement direct (Qd) et l'écoulement à la sortie de l'exutoire (Q).

Par ailleurs, le modèle GR4J a quatre paramètres à optimiser en calage :

- $X1$: capacité du réservoir de production (mm), (S = niveau d'eau dans les premiers horizons du sol qui gère le bilan d'eau dans le sol) dont le remplissage est fonction de la nature du sol ;

- $X2$: coefficient d'échanges souterrains (mm), (gain ou perte) qui permet de prendre en compte les erreurs dues au forçage climatique (P et ETR) ;

- $X3$: capacité à un jour du réservoir de routage (mm), (R = eau souterraine qui alimenterait le cours d'eau à l'exutoire avec un effet retard) ;

- $X4$: temps de base de l'hydrogramme unitaire $HU1$ (jours).

On désigne par P (mm) la hauteur de la pluie et par E (mm) l'évapotranspiration potentielle (ETP). P est une estimation de la pluie de bassin et E peut être issue d'une courbe d'ETP moyenne interannuelle.

Les équations suivantes correspondent aux équations intégrées sur un pas de temps. La première opération est la neutralisation de P par E pour déterminer une pluie nette Pn et une évapotranspiration nette En, calculées par :

Si $P > E$, alors $Pn = P - E$ et $En = 0$ {1}

Si $P < E$, alors $Pn = 0$ et $En = E - P$ {2}

Dans le cas où Pn est différente de zéro, une partie Ps de Pn alimente le réservoir de production et est calculée par : où $X1$ (mm) et S sont respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir de production.

Dans le cas contraire, lorsque En est différent de zéro, une quantité d'évaporation Es est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

- $S = S - Es + Ps$ {3}

Une percolation *Perc* issue du réservoir de production est alors calculée.

Le contenu du réservoir est de nouveau mis à jour par :

- $S = S - Perc$ {4}

La quantité d'eau *Pr* qui atteint finalement la partie routage du modèle est :

- $\Pr = Perc + (Pn - Ps)$ {5}

Dans le modèle, la pluie est divisée en deux composantes de l'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire $HU1$ et un réservoir de routage et 10 % par un unique hydrogramme unitaire $HU2$.

$HU1$ et $HU2$ dépendent du même paramètre $X4$, temps de base de $HU1$ exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de la pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps), notées respectivement $HU1$ et $HU2$.

***HU*1 est définie en fonction du temps par :**

- Pour $j = 0, HU1(j) = 0$ {6}
- *Pour* $0 \le j \le X4$, $HU1(j) = (\frac{j}{X4})^{\frac{5}{2}}$ {7}
- *Pour* $j > X4$, $HU1(j) = 1$ {8}

***HU*2 est définie en fonction du temps par :**

- Pour $j = 0$, $HU2(j) = 0$ {9}
- Pour $0 \le j \le X4$, $HU2(j) = \frac{1}{2}(\frac{j}{X4})^{\frac{5}{2}}$ {10}
- Pour $X4 < j \le 2X4$, $HU2(j) = 1 - \frac{1}{2}(2 - \frac{j}{X4})^{\frac{5}{2}}$ {11}
- Pour $j > 2X4$, $HU2(j) = 1$ {12}

NB : j = nombre de jours

Dans le réservoir souterrain, la fonction d'échange est assurée par $F(X2)$ qui peut constituer un apport (gain) souterrain ou une perte d'eau dans le sous-sol pour le bassin. Il se formule comme suit :

- $$F = X2(\frac{R}{X})^{\frac{7}{2}}, \qquad \{13\}$$

où R est le niveau dans le réservoir, $X3$ la capacité à un jour du réservoir et $X2$ 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 nulles.

Le niveau dans le réservoir de routage R est mis à jour en ajoutant la sortie $Q9$ de l'hydrogramme *HU1(X4) et F* :

- $$R = \max(0; R + Q9 + F) \qquad \{14\}$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

- $$Qr = R - (R^{-4} + X3^{-2})^{-\frac{1}{4}} \qquad \{15\}$$

Le niveau dans le réservoir devient :

- $$R = R - Qr \qquad \{16\}$$

La sortie $Q1$ de l'hydrogramme $HU2$ (X4) est soumise aux mêmes échanges pour donner la composante d'écoulement Qd :

- $$Qd = \max(0; Q1 + F) \qquad \{17\}$$

Le débit total à l'exutoire du cours d'eau est la somme de l'écoulement direct (Qd) du cours d'eau et de l'écoulement retardé (Qr), représentant la recharge de la nappe souterraine. Il est obtenu par la formule :

- $$Q = Qr + Qd \qquad \{18\}$$

La figure 2.5, présente le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres journaliers).

Le modèle GR4J permet d'obtenir la simulation des débits journaliers dans un bassin hydrologique, de réaliser la prévision des crues et des étiages, de reproduire le fonctionnement du bassin et d'obtenir l'interpolation et l'extrapolation des conditions climatiques du bassin.

Dans le cadre de cette étude, le modèle GR4J est utilisé pour la simulation des débits de hautes eaux en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

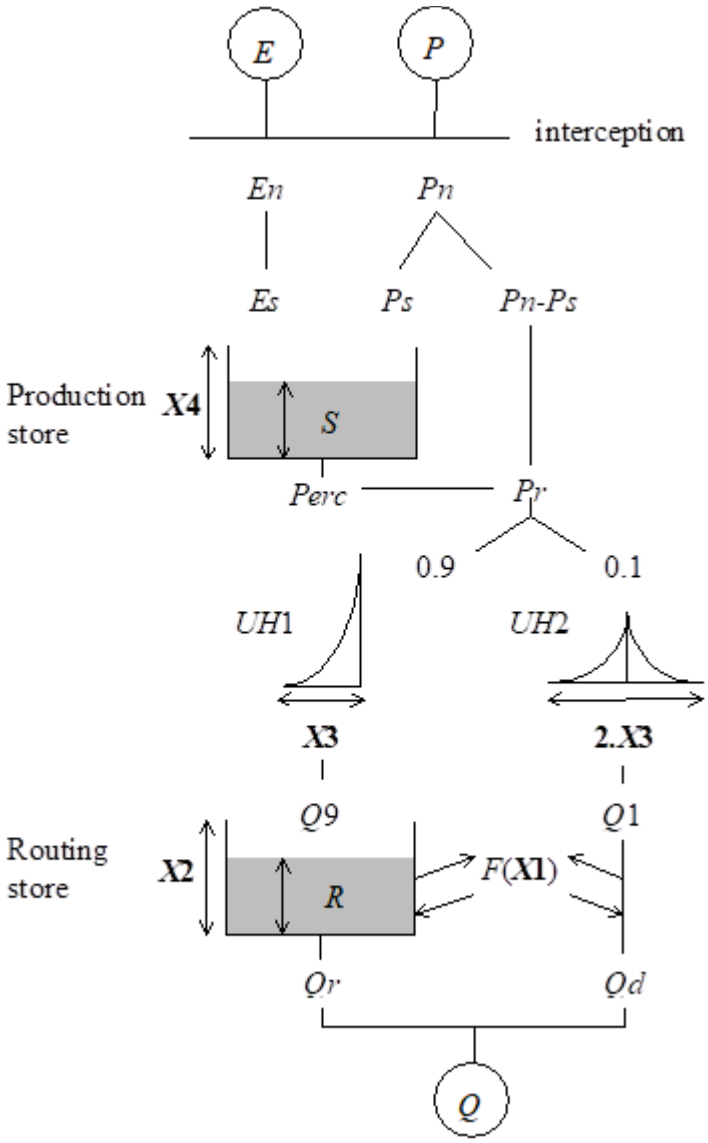


Figure 2. 5: Architecture du modèle GR4J
(Version Perrin *et al.,* 2003)

Le modèle GR4J utilisé dans cette étude est celui du package AirGR. C'est un paquet qui intègre dans le logiciel R les outils de modélisation hydrologique utilisés et développés par l'équipe d'hydrologie des bassins versants à IRSTEA (France).

Le package AirGR a été conçu pour répondre à des exigences majeures. Il s'agit de faciliter l'utilisation par des utilisateurs non experts et permettre une flexibilité quant à l'ajout de critères externes, de modèles ou d'algorithmes d'étalonnage.

2.5.1. Méthode du calage/ validation du modèle

Pour caler et valider le modèle GR4J, il a été retenu les sous-périodes de calage et de validation (tableau 2.9). Il est à noter que les sous-périodes sont homogènes et appartiennent à la séquence sèche ou humide des données pluviométriques et hydrométriques utilisées dans cette étude.

Tableau 2. 9:Présentation sous-périodes de calage/ validation choisies pour le modèle GR4J

Calage	Validation
1961-1968 (humide)	1976-1983 (sèche)
1988-1995 (humide)	2005-2012 (sèche)

L'optimisation des paramètres du modèle et la mesure de ses performances à simuler les débits sont faites grâce au critère de « Nash ». Le critère de « Nash ou NSE » est un critère d'optimisation des paramètres pour mesurer la performance des modèles utilisés à simuler les débits.

D'après Perrin *et al.* (2003), il y a les critères dont celui de Nash-Sutcliffe calculé sur les débits de hautes eaux; le critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les racines carrées des débits; critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les logarithmes des débits et critère basé sur le bilan. Parmi ces quatre critères, c'est le critère du « Nash » calculé sur les débits de crues (hautes eaux) : NSE (Q) qui est utilisé pour l'optimisation des résultats dans cette étude, dont la formule est :

$$NSE(Q) = \frac{\sum (Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum (Q_{obs} - Q_{obs}} \qquad \{19\}$$

Les valeurs de ce critère varient entre]−∞; 1] (Ouédraogo, 2001). Et plus la valeur du NSE est proche de 1 ou de 100 %, plus la reproduction de l'hydrogramme observée est bonne.

De surcroît, le critère d'erreur quadratique moyenne calculé sur les débits de hautes eaux RMSE (Q) est aussi utilisé. Le critère RMSE est basé sur le biais statistique (Gupta *et al.,* 2009 ; Amoussou *et al.,* 2014). Il est la fonction qui calcule un critère d'erreur basé sur l'erreur quadratique moyenne (Coron *et al.,* 2014).

En plus de la valeur du critère, les sorties de la fonction incluent un multiplicateur (-1 ou +1) qui permet l'utilisation de la fonction pour l'étalonnage du modèle. Il est un estimateur qui permet de faire la comparaison de deux variables. En effet, lorsque deux estimateurs à comparer sont sans biais, l'estimateur le plus efficace est simplement celui dont la variance est la plus petite. De même, si un estimateur a à la fois un plus grand biais ou élevé et une plus grande

variance qu'un autre estimateur, ce dernier est évidemment le meilleur (Bouthevillain et Mathis, 1995). Selon Le Moine (2008), le RMSE s'obtient par la formule:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(sim_i - obs_i)^2} \qquad \{20\}$$

With : N is the number of time steps; obs and sim are the observed and simulated flows, respectively, at time step i

Par ailleurs, pour une évaluation objective d'un modèle hydrologique Gupta *et al.* (2009) ont indiqué que le critère KGE (critère d'efficacité de Kling-Gupta / Kling-Gupta Efficiency) est un bon indicateur pour la performance d'un modèle hydrologique sur un bassin-versant. Pour Gupta *et al.* (2009), Kling *et al.* (2012), le KGE est une mesure de qualité d'ajustement développée pour fournir une décomposition diagnostique intéressante de l'efficacité de Nash-Sutcliffe (et donc MSE), ce qui facilite l'analyse dans le contexte de la modélisation hydrologique. Le KGE varie entre -∞ et 1. Plus il est proche de 1, plus les débits simulés sont proches des débits de référence. Sa formule est:

$$KGE = 1 - ED \text{ et } ED = \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \qquad \{21\}$$

- $ED =$ Distance euclidienne du point idéal ;
- $r =$ Coefficient de corrélation de Pearson corrélation coefficient ;
- $\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_0}$: Le rapport entre l'écart type des valeurs simulées et l'écart-type des valeurs observées;
- $\beta = \frac{\mu_s}{\mu_0}$: Le rapport entre la moyenne des valeurs simulées et la moyenne des valeurs observées.

Synthèse

Ce chapitre a permis de mettre l'accent sur la nature et les sources des données utilisées dans cette étude. Il s'agit des données climatologiques, hydrométriques qui ont fait l'objet de l'analyse des indicateurs et de l'analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le secteur d'étude. Il présente également les données sur les réanalyses qui ont permis de mettre en évidence le lien entre les facteurs climatiques et la répartition spatiotemporelle des évènements pluvieux. De même, les données sorties des modèles de circulation régionaux issues du programme CORDEX Afrique utilisées pour évaluer la

performance de ces modèles à décrire les évènements pluvieux extrêmes sont aussi présentées dans ce chapitre. Les données cartographiques ayant permis de mieux connaître le contexte géographique du secteur d'étude, et pour réaliser les cartes thématiques ainsi que la carte des d'occupation du sol, qui sont constituent l'un des facteurs aggravants les inondations dans le secteur d'étude sont abordées dans ce chapitre. Ce chapitre a mis en exergue, les différentes méthodes d'analyses statistiques des données pluviométriques, hydrométriques relatives aux indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations sur la période de 1951 à 2015 dans le secteur d'étude. A ceci, s'ajoutent la méthode d'analyse fréquentielle et de la détermination des périodes de retour des évènements extrêmes. Ce chapitre a mentionné également la méthode utilisée pour calculer l'Evapotranspiration Potentielle (ETP) pour la modélisation des débits moyens à partir du modèle conceptuel global GR4J dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Cette méthodologie adoptée a permis d'obtenir les résultats présentés dans les chapitres III, IV, V de cette thèse.

CHAPITRE III

VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE ET FACTEURS INFLUENÇANT LA REPARTITION SPATIOTEMPORELLE DES PLUIES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU

CHAPITRE III : VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE ET FACTEURS INFLUENÇANT LA REPARTITION SPATIOTEMPORELLE DES PLUIES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU

Ce chapitre fait mention de la variabilité des paramètres hydroclimatiques et les différents déterminants qui influencent la répartition pluviométrique voire des évènements hydroclimatiques extrêmes susceptibles de générer des inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Il met en évidence aussi les centres de pression auxquels est soumise la pluviogénèse dans le secteur d'étude. Ainsi, à partir des réanalyses, il présente, les variations des champs moyens de pression atmosphérique, de l'humidité relative et de la vitesse du vent depuis l'Atlantique équatoriale. Car, ce dernier influence la climatologie du golfe du Bénin et en particulier du secteur d'étude. En plus, il met l'accent sur le rythme de l'évolution interannuelle de l'indice de mousson ouest-africain, de la température de surface océanique sur la côte de Cotonou (Bénin) en lien avec les données observées liées à la vitesse du vent, l'humidité, la température continentale et les hauteurs de pluies.

3.1. Variabilité pluviométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

3.1.1. Évolution des précipitations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 3.1, présente le champ moyen annuel des précipitations sur l'ensemble du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

L'analyse de la figure 3.1, amène à dire que les hauteurs moyennes annuelles de pluie sont inégalement réparties et varient sur l'ensemble du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Elles varient de 1040 mm à 1320 mm et se répartissent suivant le gradient décroissant ouest-est et le gradient nord-sud. Du sud au nord, elles augmentent légèrement et les fortes hauteurs de pluies sont plus enregistrées vers le nord-ouest. Or, ce secteur nord-ouest du bassin est non seulement marqué par la présence des collines, non loin de la chaîne de l'Atacora et du Togo, mais aussi c'est dans cette région que le fleuve Ouémé prend sa source dans les monts Tanékas (Adam *et al.,*1993). Les hauteurs de pluies oscillent de 1120 à 1220 mm dans les régions de centre, régions des collines comme à Dassa-Zounmè, Savalou, de Savè, de Bantè de Bassila. Cependant, cette augmentation des précipitations au nord-ouest et dans les secteurs des collines peut être imputée aux effets orographiques, dus au fait que les vents océaniques, chargés de vapeur d'eau, déversent leur humidité en abordant ces reliefs et créent ainsi un

gradient vertical de précipitation. Des chercheurs comme Boko (1988), Klassou (1996), Vissin (2007), Yabi (2008) et Atchadé (2014) ont déjà signalé la présence de chaînes de montagnes dans de ce secteur qui joue un rôle amplificateur dans la pluviogénèse des bassins fluviaux du Bénin.

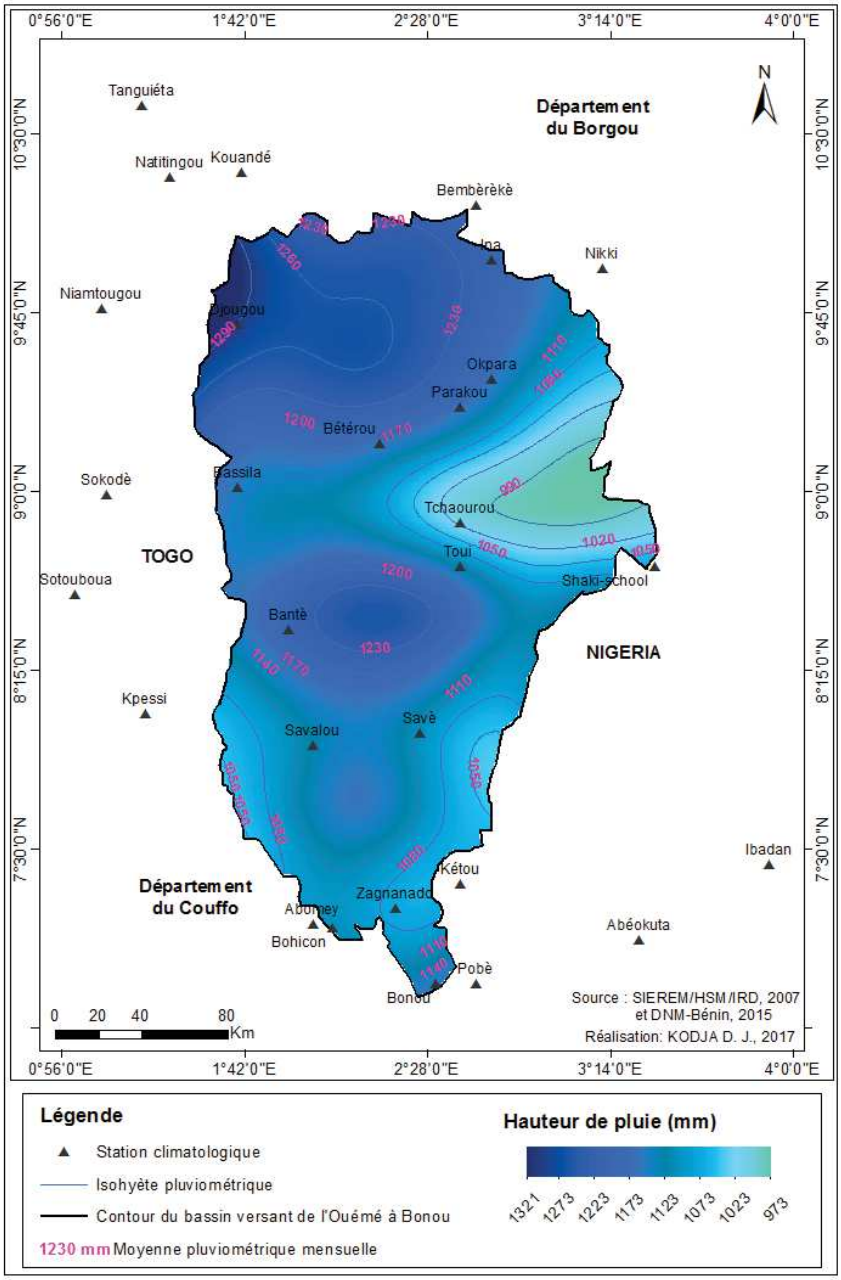


Figure 3. 1: Évolution interannuelle des hauteurs de pluies dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Quant au secteur sud du bassin, les moyennes pluviométriques annuelles diminuent et passent de 1260 à 1040 mm au fur et à mesure qu'on tend vers le sud-est du bassin. Selon Boko (1975 et 1988), Bokonon-Ganta, (1987), Houndénou (1998) et Totin, (2010), ce constat est attribué à la diagonale de la sécheresse qui s'étend du Ghana au Bénin du fait de la remontée d'eau froide.

Toutefois, vers l'exutoire dans la région de zagnanado à Bonou, il est également constaté une légère augmentation de la pluie annuelle de 1100 à 1200 mm. Cette légère augmentation de la pluie annuelle au sud peut être imputée aux effets locaux comme l'influence de la vallée de l'Ouémé. Dans ce contexte, la pente, la présence des plaines alluviales et inondables favorisent l'immersion rapide des terres et des infrastructures socio-économiques pendant les hautes eaux exceptionnelles ou suite aux fortes pluies orageuses dans le secteur d'étude (Amoussou *et al.,* 2015).

Les champs moyens mensuels des hauteurs de pluie ont permis de mieux apprécier les spécificités dans la variabilité spatio-temporelle des hauteurs de pluie à l'échelle mensuelle sur l'ensemble du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

3.1.2. Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le secteur d'étude

Les figures 3.2a (janvier à mars), 3.2b (avril à juin), 3.2c (juillet à septembre) et de 3.2d (octobre à décembre), montrent les champs moyens mensuels de la pluviométrie sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

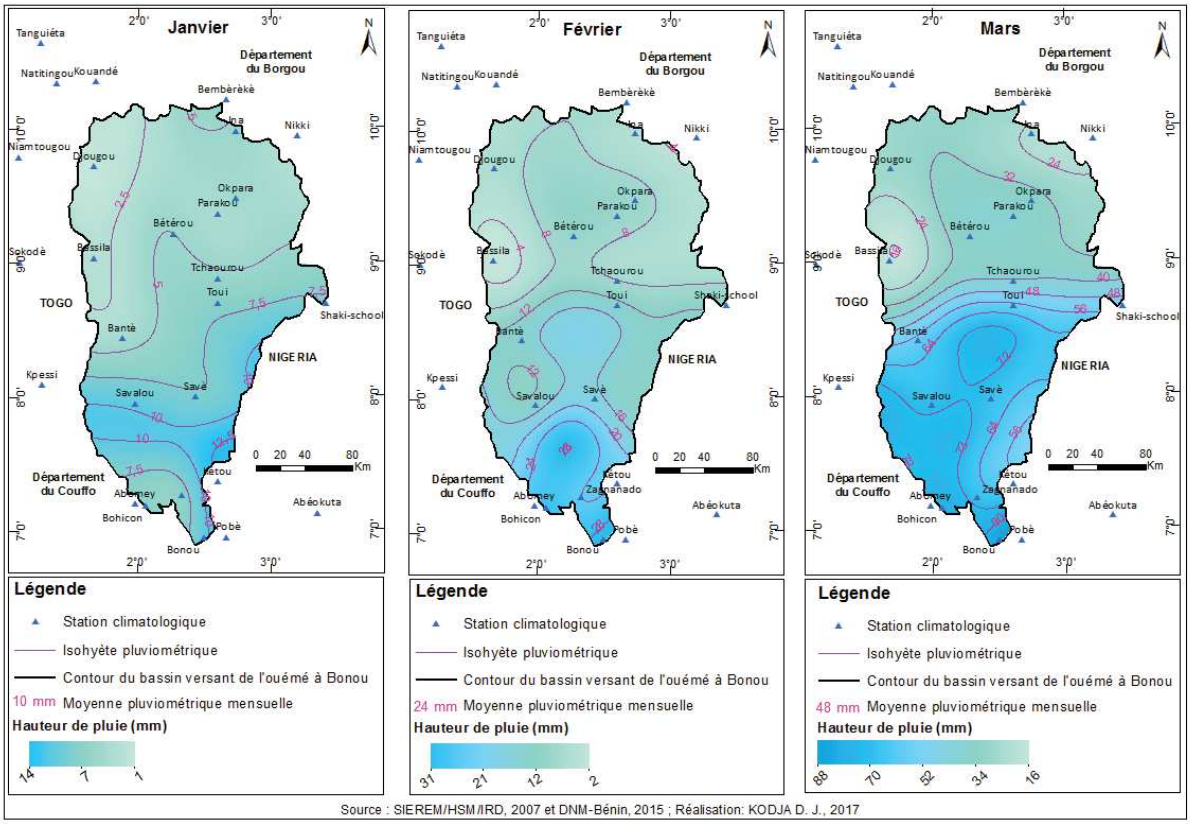


Figure 3. 2:Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de janvier à mars de 1951 à 2015

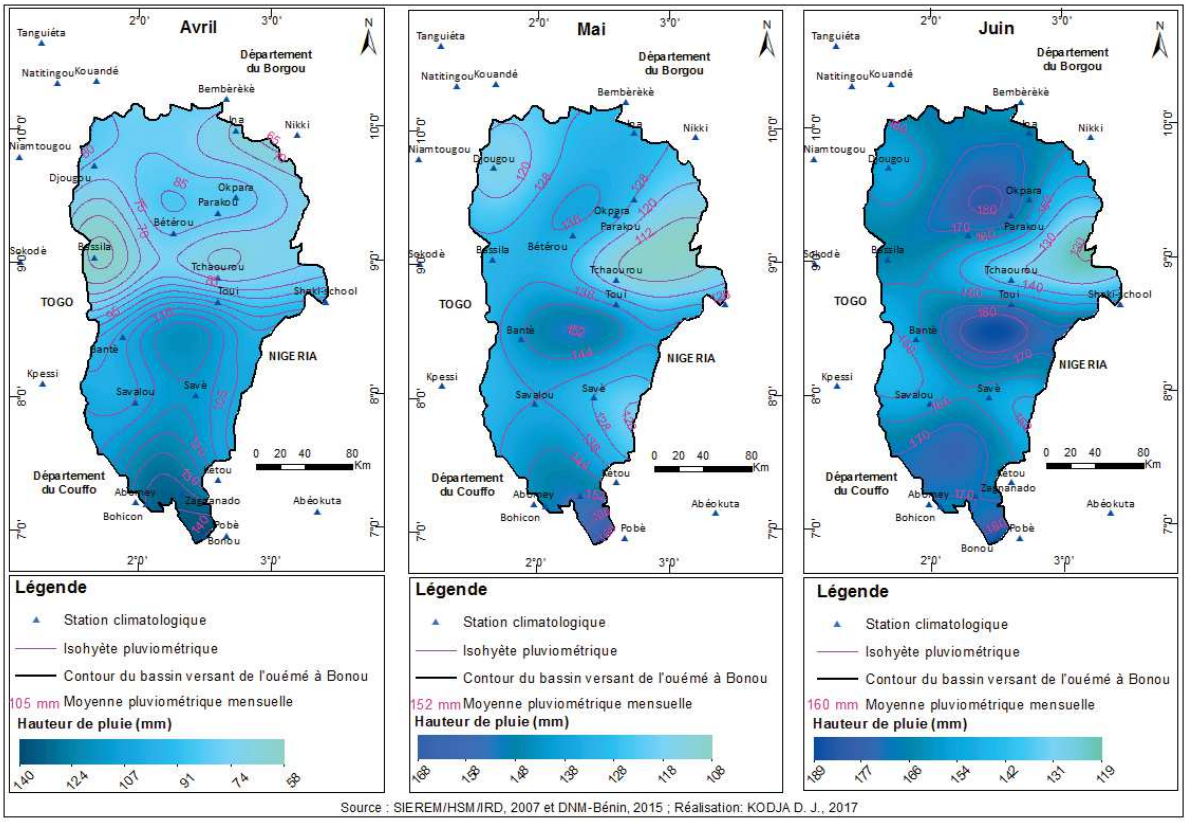


Figure 3. 3: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de avril à juin de 1951 à 2015

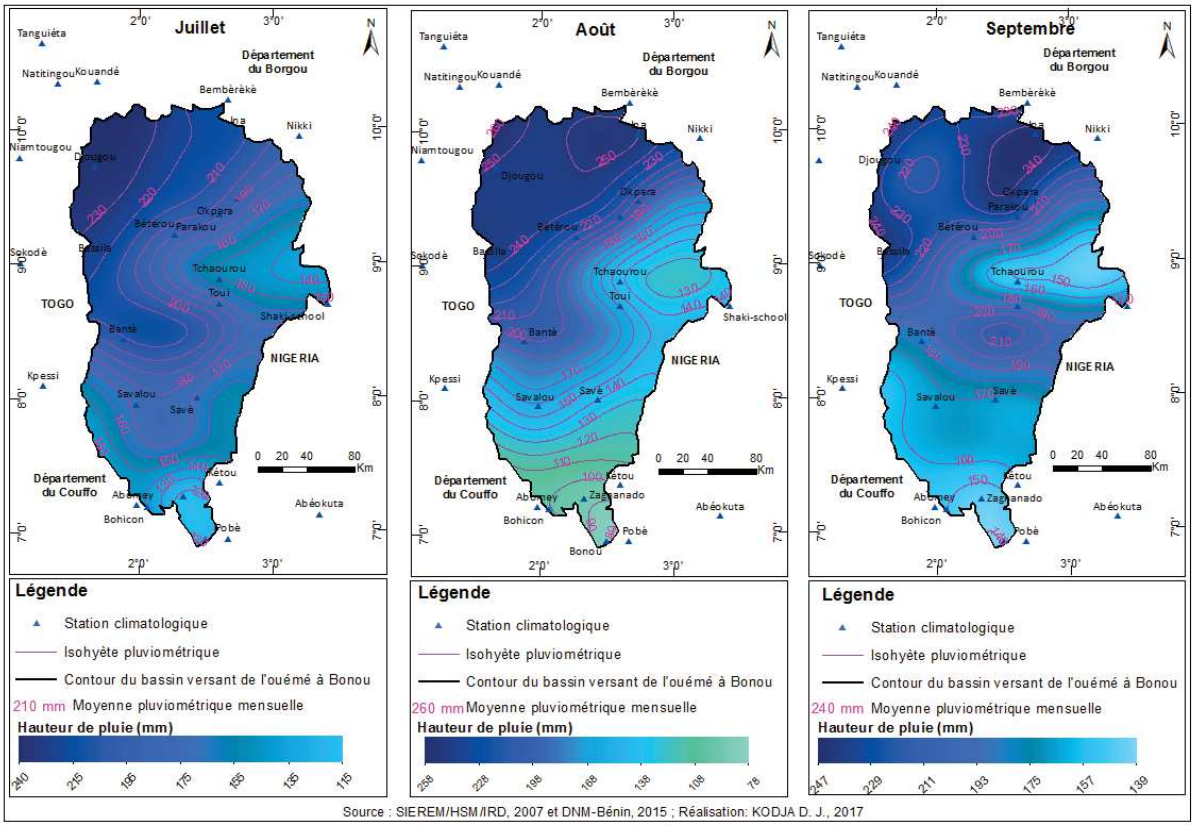


Figure 3. 4: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de juillet à septembre de 1951 à 2015

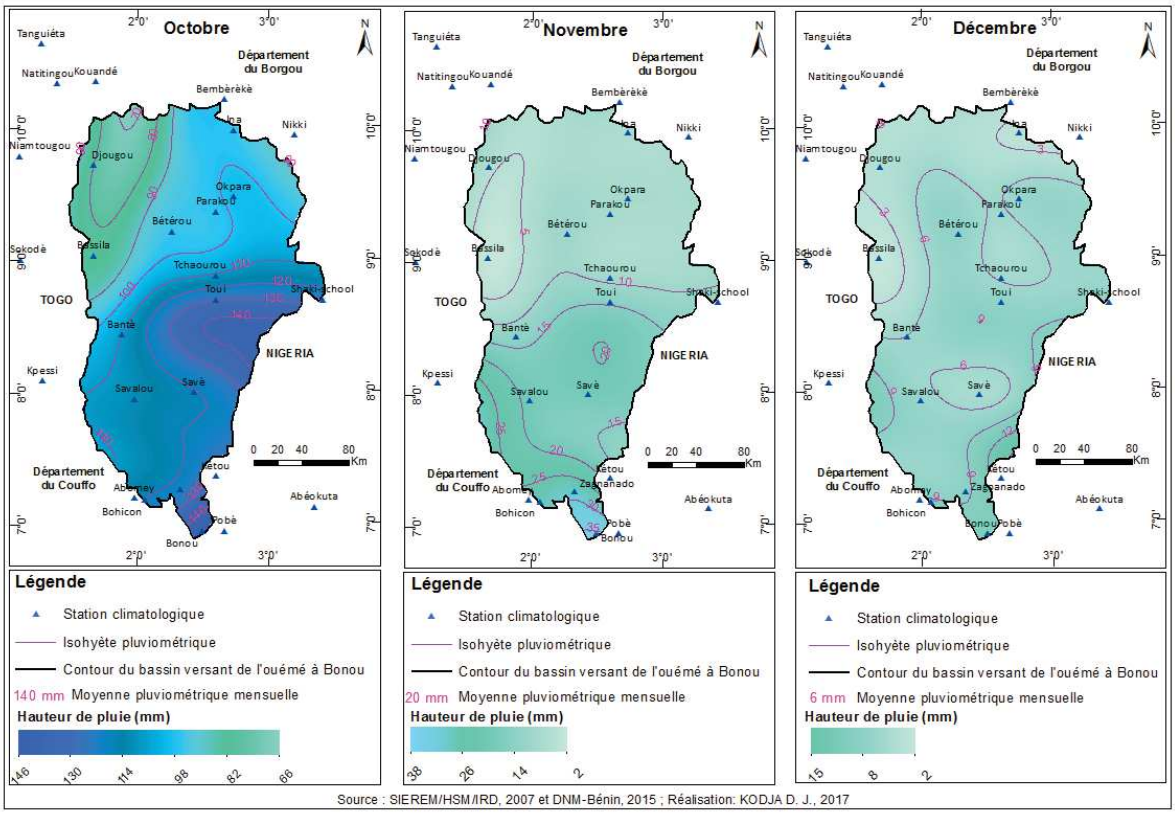


Figure 3. 5: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou d'octobre à décembre de 1951 à 2015

L'examen de ces figures (3.2, 3.3, 3.4 et de 3.5), indique qu'à l'échelle des stations, les moyennes pluviométriques mensuelles entre janvier et avril varient de 0,5 mm à 140 mm et de mai à novembre elles oscillent de 60 mm à 240 mm dans le bassin. Les mois de décembre à mars sont marqués par les faibles hauteurs de pluie (1,5 mm à 80 mm), ce qui caractérise l'état de récession pluviométrique.

Par contre la période allant d'avril à octobre avec une légère inflexion durant le mois d'août (bassin plus arrosé en amont), montre globalement que le bassin est bien plus arrosé. Cette dernière période est la saison pendant laquelle le cumul pluviométrique occasionne des hautes eaux suivies des inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou (Totin *et al.,* 2016).

3.1.3. Analyse de la rupture de stationnarité dans les chroniques de pluie dans les trois domaines climatiques

La trame climatique du bassin-versant de l'Ouémé décrite dans le chapitre I est caractérisée au sud par un climat de type béninien ou subéquatorial (C1) à quatre saisons dont deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches alternées et au nord par un climat de type soudanien (C3) à

une seule saison pluvieuse et une seule saison sèche en passant par un climat intermédiaire de type subsoudanien (C2) servant de transition entre le sud et le nord du secteur d'étude (Adam *et al.,* 1993 ; Le Barbé *et al.,* 1993, Totin *et al.,* 2016). En effet, cette typologie et cette subdivision sont considérées dans toutes les analyses de ce chapitre. La figure 3.3. montre du sud au nord l'évolution des indices pluviométriques (SPI) calculés avec une moyenne mobile sur cinq (05 ans) sur la période de 1951 à 2015.

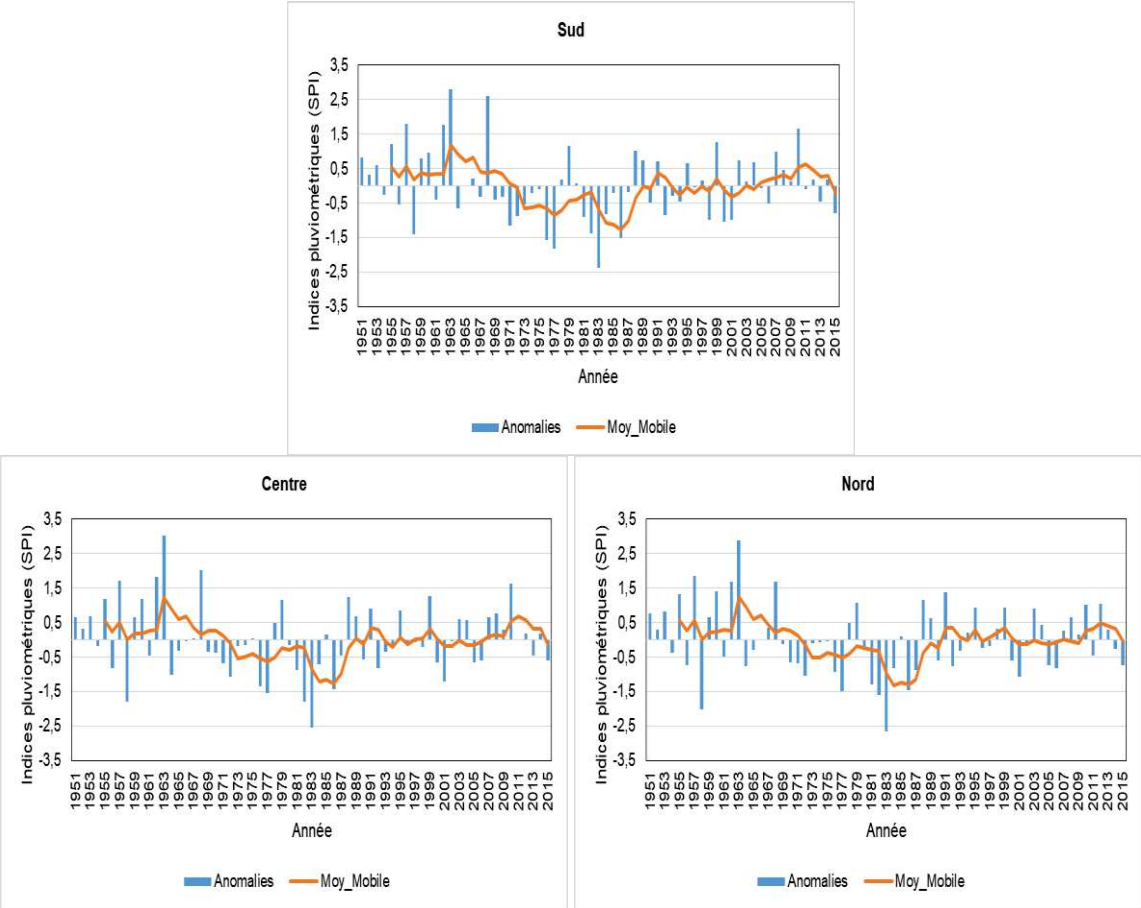


Figure 3. 6 : Évolution interannuelle des indices pluviométriques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Il ressort de l'analyse de la figure 3.3. des indices pluviométriques, que les anomalies pluviométriques positives varient de 0 à 3, caractérisant les périodes pluvieuses, marquées par des indicateurs des évènements pluviométriques extrêmes. Alors que celles qui sont inférieures à 0 désignent les anomalies négatives et des indicateurs de la récession pluviométrique (ce qui n'est pas abordé dans cette étude). En effet, en considérant les anomalies positives, il ressort que le secteur d'étude dans l'ensemble, a connu des années d'extrême humidité au cours des années 1962, 1963, 1968, 1978, 1990, 2002, 2010 et 2012.

Le tableau 3.1 a présente les années pluviométriquement humides dans le secteur d'étude à partir de la classification des indices pluviométriques (SPI).

Tableau 3. 1:Classification des années pluviométriquement humide dans le secteur d'étude

Bassin / Critères	Sud du bassin	Centre du bassin	Nord du bassin	Observations
$SPI > 2$	1963, 1968	1963, 1968	1963	Humidité extrême
$1 < SPI < 2$	1955,1957,1962, 1979,1988,1999, 2010	1955,1957,1960, 1962,1979,1988, 1999,2010	1955,1957,1960, 1962,1968,1979, 1988,1991,2010, 2012	Humidité forte
$0 < SPI < 1$	1951,1952,1953, 1959,1960,1965, 1966,1978,1980, 1989,1991,1995, 1997,2002,2003, 2004,2007,2008, 2009,2012,2014	1951,1952,1953, 1959,1967,1975, 1978,1985,1989, 1991,1995,2003, 2004,2007,2008, 2009,2011,2012, 2014	1951,1952,1953, 1959,1966,1967, 1978,1985,1989, 1994,1995,1998, 1999,2003,2007, 2008,2009,2013	Humidité modérée

Source : Adaptée de Mckee et al. (1993) et de l'OMM (2012) / SPI : (Standardized Precipitation Index)

Il ressort de l'analyse du tableau 3.1, que le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou a été extrêmement humide en 1963 et 1968 au sud et au centre et uniquement en 1963 au nord. De plus, le secteur d'étude a connu des années de fortes humidités. Ainsi les années de fortes humidités communes au sud, au centre et au nord sont les années, 1955, 1957, 1962, 1979, 1988, 2010. Quant aux années modérément humides, sur l'ensemble du bassin, il y a les années 1951, 1952, 1953, 1959, 1978, 1989, 1995, 2003, 2007, 2008, 2009. De cette analyse, il faut signaler que les travaux antérieurs sur la variabilité pluviométrique au Bénin ont déjà mentionné que ces années surtout les années 1962, 1963, 1968 et 1978 ont été humides voire extrêmement humides au Bénin (Le Barbé *et al.*, 1993 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010).

De même Hountondji *et al.* (2011), Totin (2012), Amoussou *et al. (*2015) ont aussi indiqué que de 1999 à 2010, le Bénin a été marqué par de fortes intensités de pluie de 1999 à 2010 suivies des inondations. Cette période de 1999 à 2010, est en phase avec les résultats de cette partie qui ont relevé que les années 1988, 1999, 2009, 2010 et même au-delà y compris 2012, 2013 ont été des années humides dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Pour mieux apprécier cette variabilité pluviométrique, l'étude a abordé la rupture de stationnarité pluviométrique dans le secteur d'étude.

Ainsi, la figure 3.4, présente les tests de Buishand et ellipses de Bois à partir des hauteurs de pluie annuelle dans secteur d'étude et par domaine climatique.

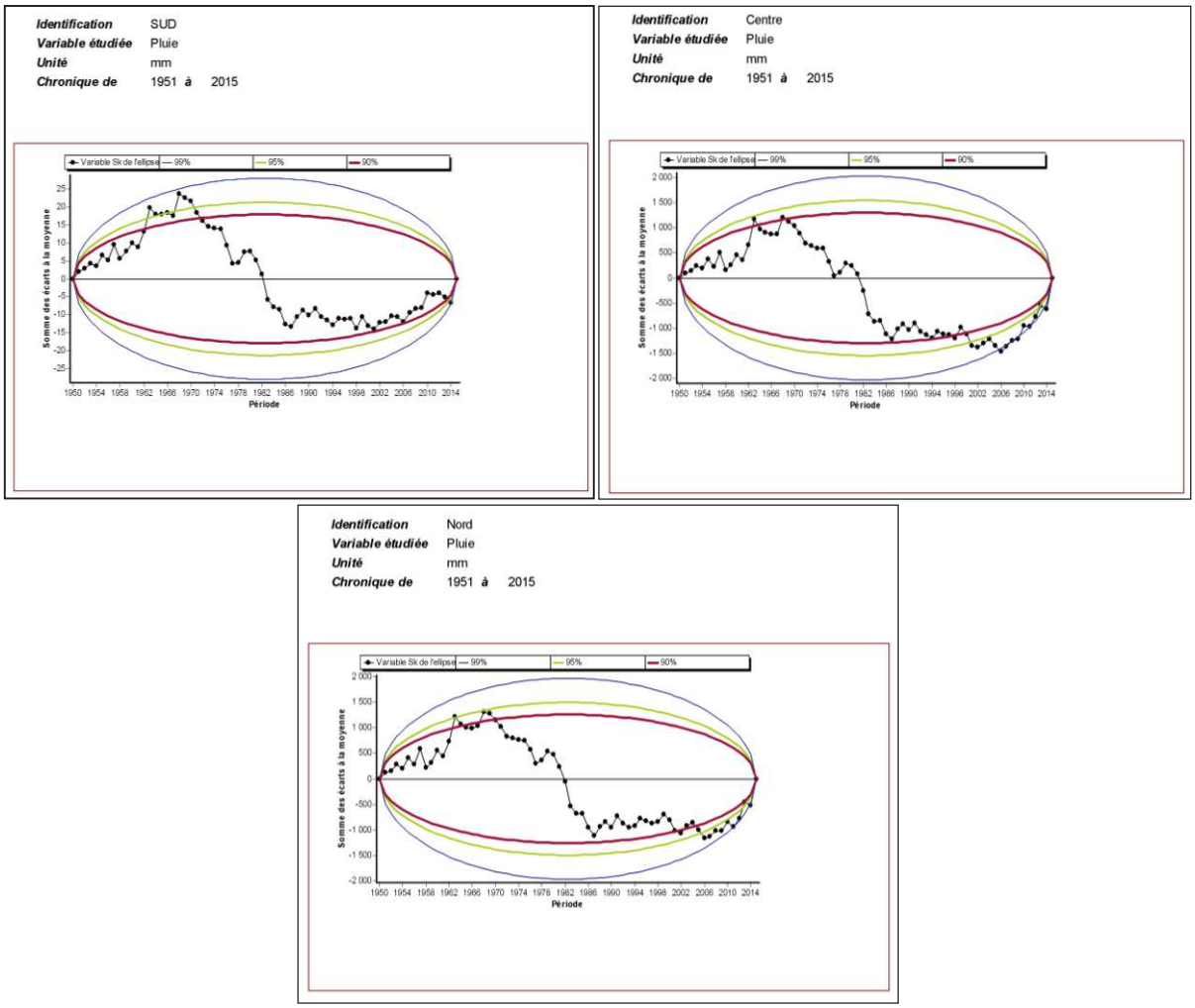


Figure 3. 7:Test de Buishand et ellipse de Bois

L'analyse de la figure 3.7. indique qu'au seuil de 99 % selon le test de Buishand et ellipse de Bois, les hauteurs de pluies annuelles présentent une variabilité interannuelle avec des ruptures pluviométriques en 1968 et en 1987. Ces années de rupture pluviométrique sont observées au sud comme au centre et au nord du secteur d'étude.

Ce constat corrobore les résultats des travaux antérieurs sur la variabilité pluviométrique au Bénin (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010) et en particulier sur le bassin-versant de l'Ouémé (Kodja *et al* ; 2012 ; Akognongbé, 2014 ; Donou, 2015).

À partir des années (1968, 1987) de ruptures pluviométriques, il se dégage trois sous- périodes : 1951-1968 ; 1969-1987 et 1988 et 2015. Ce qui est confirmé par la segmentation de Hubert comme l'illustre le tableau 3.2.

Tableau 3. 2:Résultats statistiques avec niveau de signification du test de Scheffé

Identification	SUD
Variable étudiée	Pluie
Unité	mm
Chronique de	1951 **à** 2015

Niveau de signification du test de Scheffé: **1%**

Début	Fin	Moyenne	Ecart type
1951	1968	1268,611	204,183
1969	1986	1039,944	150,769
1987	2015	1203,897	150,106

Identification	Centre
Variable étudiée	Pluie
Unité	mm
Chronique de	1951 **à** 2015

Niveau de signification du test de Scheffé: **1%**

Début	Fin	Moyenne	Ecart type
1951	1968	1251,556	212,071
1969	1987	1056,842	153,701
1988	2015	1228,607	175,318

Identification	Nord
Variable étudiée	Pluie
Unité	mm
Chronique de	1951 **à** 2015

Niveau de signification du test de Scheffé: **1%**

Début	Fin	Moyenne	Ecart type
1951	1968	1266,000	206,805
1969	1987	1065,158	149,169
1988	2015	1232,929	162,336

De plus, il ressort de l'analyse du tableau 3.3, qui récapitule les résultats statistiques de la méthode non paramétrique de Pettitt appliquée aux hauteurs de pluie annuelle qu'au sud, la sous-période 1951-1968 a une moyenne pluviométrique annuelle de 1268,61 mm. Cette moyenne pluviométrique est supérieure à celle de la période 1969-1987 (1045,1 mm) soit un écart négatif de 18 % tandis que la sous-période 1988-2015 (1201,6 mm) est supérieure à celle d'avant avec un écart positif de 15 %.

En ce qui concerne le centre du bassin, il est observé que la pluviométrie de la sous-période 1951-1968 (1251,5 mm) est supérieure à la sous-période d'après (1969-1987) qui a une moyenne pluviométrique annuelle de 1056,8 mm soit une diminution de 16 %. Cette dernière sous-période (1969-1987) est en régression par rapport à la dernière période 1988-2015 (1228,6 mm) soit une augmentation de 16,3 %.

Tableau 3. 3:Résultats de la segmentation de Hubert

Début	Fin	Moyenne	Écart type	Observations par sous-périodes sur les hauteurs de pluies
		Sud (C1)		
1951	1968	1268.6	204.1	
1969	1987	1045.1	150.7	1951-1968 > 1969-1987
1988	2015	1201.6	150.1	1969-1987 < 1988-2015
		Centre (C2)		
1951	1968	1251.5	212	
1969	1987	1056.8	1253.7	1951-1968 > 1969-1987
1988	2015	1228.6	175.3	1969-1987 < 1988-2015
		Nord (C3)		
1951	1968	1266	206.8	
1969	1987	1065.1	149.1	1951-1968 > 1969-1987
1988	2015	1232.9	162.3	1969-1987 < 1988-2015

Signification du test non paramétrique de Pettitt au seuil de 99 % . C1, C2 et C3 sont les domaines climatiques du bassin signalés au chapitre I

Comme au sud et au centre, les mêmes constats ont été faits sur les moyennes pluviométriques annuelles dans les trois sous-périodes observées au nord du bassin (C3, confer tableau 3.2b). Ainsi, au nord du secteur d'étude, il y a une diminution de 15,8 % entre 1951-1968 et 1969-1987 et une augmentation de 15,7 % entre 1969-1987 et 1988-2015.

3.1.4. Régimes pluviométriques mensuels par domaine climatique et par sous-période

Les régimes pluviométriques avant et après rupture de stationnarité présentent les mêmes évolutions au pas de temps mensuels et que les hauteurs de pluie de la période avant la rupture (figure 3.8).

De plus, il est constaté que les mois les plus humides au sud dans le domaine subéquatorial (C1) sont les mois de juin et de septembre avec des maximaux pluviométriques de 211 mm et 170 mm.

Quant au centre du bassin, domaine de transition (C2), il concerne également les mois de juin (191 mm) pendant la sous-période 1951-1968, suivi du mois de septembre (167 mm) pendant la sous-période 1969-1987. Dans le domaine unimodal au nord (C3), le maximum pluviométrique est observé en septembre avec une moyenne de 210 mm.

De surcroît, le système de pente du secteur d'étude est globalement orienté du nord vers le sud (Le Barbé *et al.,* 1993). C'est qui justifie le drainage des eaux pluviales du nord vers le sud couplant avec la petite saison pluvieuse du domaine subéquatorial, occasionne des inondations dans la basse vallée de l'Ouémé d'octobre à novembre.

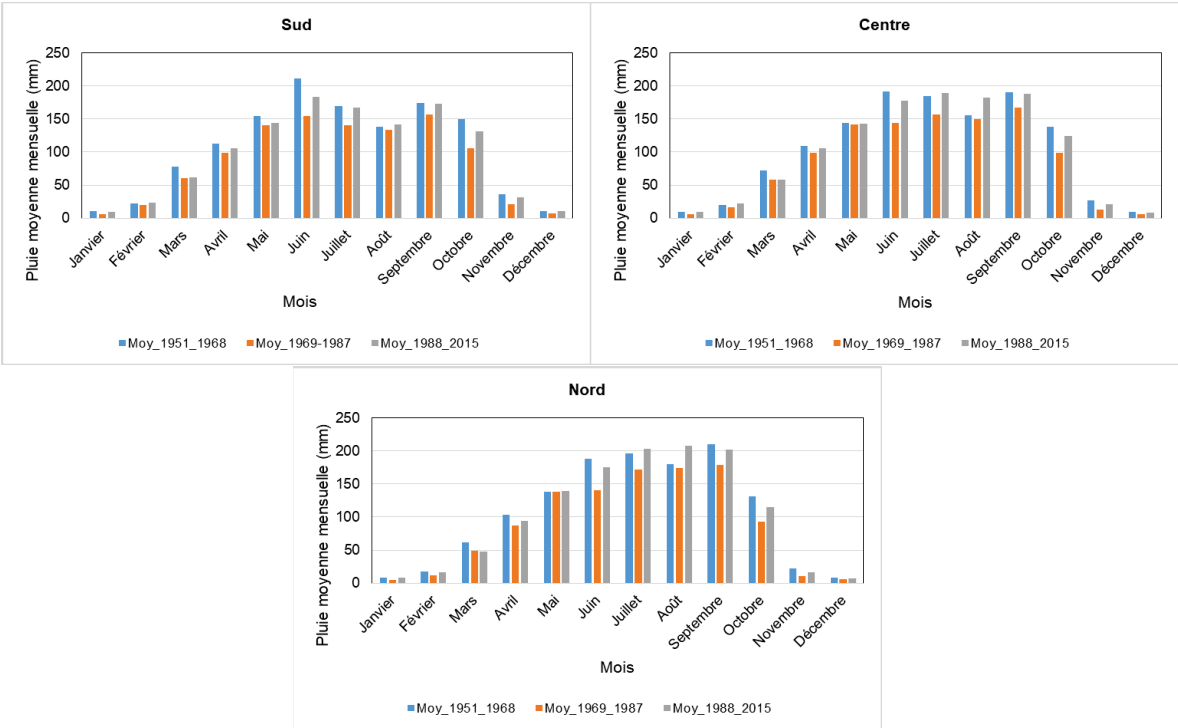


Figure 3. 8:Régimes pluviométriques mensuels du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

3.2. Variabilité hydrométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

3.2.1. Évolution interannuelle des débits dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 3.9 présente l'évolution interannuelle des indices de débits dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

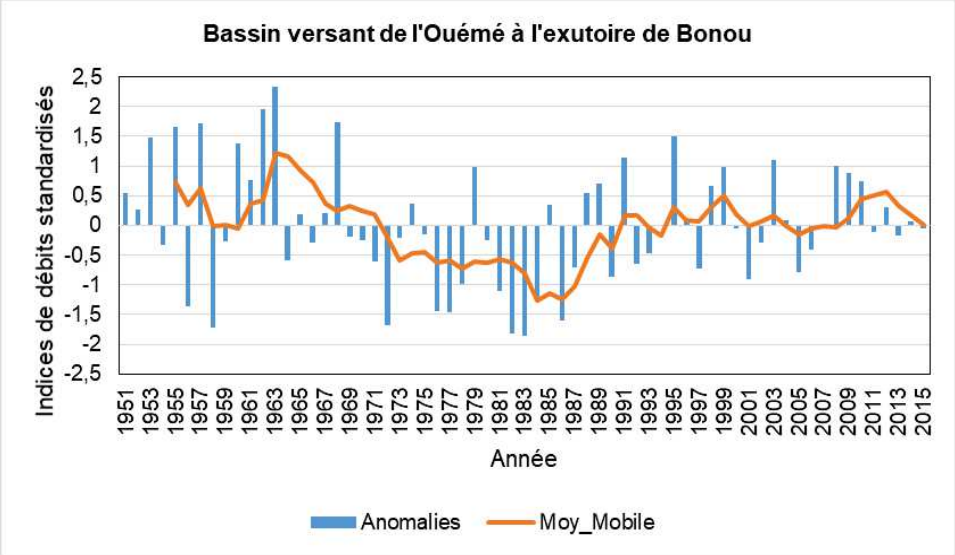


Figure 3. 9:Évolution interannuelle des indices de débits dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2015

L'analyse de la figure 3.9 révèle des indices hydrométriques standardisés inférieurs à zéro soit des anomalies négatives (non abordées dans la présente étude), témoins de la sécheresse hydrologique, dont les années sèches sont 1958, 1977, 1983, 1992, 2001. Les anomalies positives quant à elles, sont des indicatrices des périodes humides, des années marquées par des épisodes hydrologiquement humides voire extrêmement humides (1962, 1963, 1968, 2004, 2010. Cette analyse amène à dire que la variabilité pluviométrique a eu des répercussions sur les écoulements dans le secteur d'étude. Le tableau 3.4, présente les années hydrologiquement humides à partir des critères de Mckee *et al.* (1993) et l'OMM (2012).

Tableau 3. 4:Classification des années hydrologiquement humides à partir des critères de Mckee et al. (1993) et l'OMM (2012)

Critères de classification	**Années hydrologiquement humides dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou**	**Observations**
SHI >2	1963	Humidité extrême
1 < SHI <2	1953, 1955, 1957, 1960, 1962, 1968, 1991, 1995, 2003, 2008	Humidité forte
0 < SHI < 1	1951, 1952, 1961, 1967, 1974, 1979, 1985, 1988, 1989, 1996, 1998, 1999, 2004, 2009, 2010, 2012, 2014	Humidité modérée

Source : Adaptée de Mckee et al. (1993) et l'OMM (2012)/ SHI : (Standardized Hydrometric Index)

L'analyse du tableau 3.4, indique qu'hydrologiquement, l'année 1963 a été extrêmement humide sur le bassin alors que les années 1953, 1955, 1957, 1960, 1963, 1968, 1991, 1995, 2003 et 2008 sont fortement humides. Les années modérément humides quant à elles, sont les années 1951, 1952, 1961, 1967, 1974, 1979, 1985, 1988, 1989, 1996, 1998, 1999, 2004, 2009, 2010, 2012, 2014.

Par ailleurs, les années de rupture de stationnarité pluviométrique et les différentes sous-périodes sont prises en compte pour mieux analyser la répercussion de la pluviométrie sur la dynamique hydrologique dans le bassin. Il s'agit de la rupture des années 1968 et 1987 qui subdivisent la série en trois sous-périodes homogènes. En effet, dans les chroniques de débits, il est constaté que la sous-période 1951-1968 (débit moyen de 231,16 m^3/s) est supérieure à la sous-période d'après 1969-1987 (débit moyen de 117, 26 m^3/s) soit une régression de 49,27 % alors que la sous-période 1969-1987 est inférieure à la dernière sous-période (1988-2015) avec une augmentation de 65 %. Toutefois, la sous-période 1988-2015 (débit moyen de 193,46 m^3/s) est inférieure à la première sous-période 1951-1968 avec un écart de 16 %. En somme il faut retenir de ces différentes analyses que la période avant les années 1970 a été globalement plus humide par rapport aux décennies des années 1980 et qu'à partir des années 1990, le secteur d'étude est confronté à une légère augmentation des hauteurs de la lame d'eau écoulée. Ces

résultats sont en phases avec les années de rupture observées dans les chroniques de pluies. Il convient de dire que la variabilité pluviométrique a réellement eu des répercussions sur la dynamique hydrologique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

3.2.2. Évolution de la lame d'eau écoulée sur les sous-périodes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 3.10, présente l'évolution des débits moyens mensuels par sous-période dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

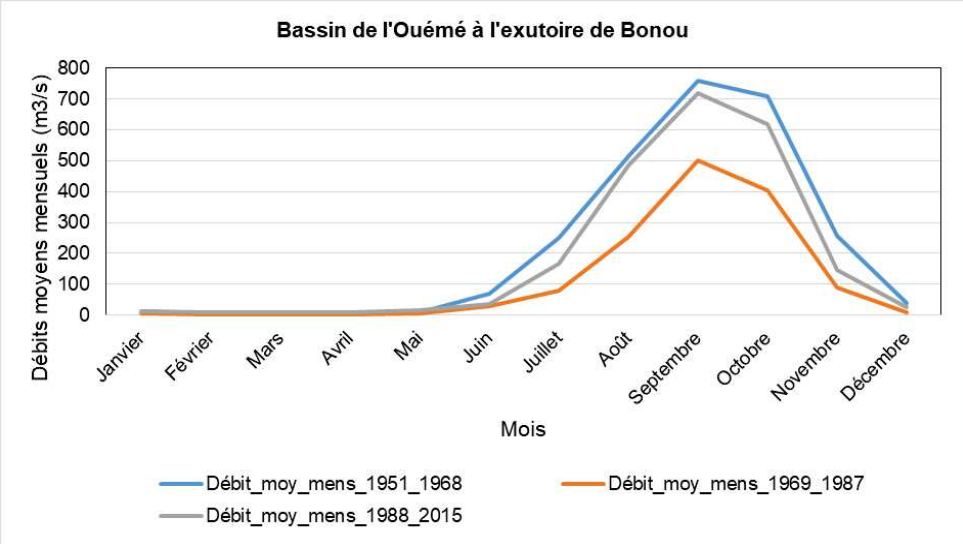


Figure 3. 10:Évolution des débits moyens mensuels par sous-période dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

De l'analyse de la figure 3.10, il faut retenir que de décembre à mai, le débit est très faible et correspond à la période de récession pluviométrique dans le bassin. De mai à novembre, le débit connaît une augmentation avec un pic en septembre, période au cours de laquelle se manifestent les crues suivies des inondations à l'exutoire de Bonou. Aussi, il a été remarqué que pendant les trois sous-périodes, les débits moyens mensuels de la sous-période 1969-1987, sont inférieurs à ceux de la première sous-période (1951-1968) soit une diminution de 47,3 % alors que les débits moyens mensuels de la sous-période 1988-2015 sont supérieurs à ceux de la sous-période d'avant (1969-1987) soit une augmentation de 62,07 %. Ce résultat est en harmonie avec les analyses de la variabilité pluviométrique présentées dans ce chapitre et confirment que les ruptures de stationnarité de la variabilité pluviométrique ont eu de répercussions sur le régime hydrologique du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou.

Synthèse sur la variabilité hydroclimatique dans le secteur d'étude

L'analyse de la variabilité pluviométrique a montré que du sud au nord et sur la série de 1951 à 2015, le secteur d'étude est a connu deux ruptures de stationnarités dans les chroniques de pluies au cours des années 1968 et 1987. Ces deux années de rupture divisent la série en trois sous-périodes, dont 1951-1698, 1969-1987 et 1988-2015. Les analyses ont montré que la série 1951-1968 est plus humide que la série d'après (1969-1987) alors que la période 1969-1987 est moins humide que la dernière sous-période 1988-2015. En plus de ce constat, les analyses ont montré que la sous-période 1969-1987 est, marquée par la récession pluviométrique sur l'ensemble du bassin. Un constat qui est en harmonie avec les études antérieures en Afrique de l'Ouest et au Bénin en particulier. L'étude a également montré que la dernière sous-période 1988-2015 n'est pas autant humide par rapport à la première sous-période (1951-1968). Toutefois elle est marquée par une légère reprise pluviométrique dans tous les secteurs du bassin. Ce chapitre a montré que les années 1962, 1963, 1968, 1978, déjà signalées dans les connaissances antérieures en Afrique de l'Ouest (Mahé *et al.,*1993, Bokonon-Ganta, 1987) et au Bénin en particulier sur le bassin (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Houndénou, 1998 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010 ; Amoussou *et al.,* 2014) sont des années pluviométriquement humides. A cela, il faut ajouter que dans l'évolution interannuelle de la pluie, le secteur d'étude a été pendant les dernières décennies fortement humide et pluvieux en 1988, 2010, 2012 alors que les années 1995, 2003, 2007, 2008 et 2009 ont été des années modérément humides dans le secteur d'étude.

Les mêmes constats ont été faits sur les débits observés à l'exutoire de Bonou avec deux années (1968 et 1987) de ruptures de stationnarités. Ce qui a aussi donné trois sous-périodes (1951-1968 ; 1969-1987 et 1988-2015) dans l'évolution des débits sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. A cela, il faut ajouter qu'il y a une régression de 49,27 % des débits moyens annuels de la sous-période 1969-1987 par rapport aux débits moyens annuels de la première sous-période (1951-1968), ce qui illustre que la moyenne des débits de la sous-période 1951-1968 (sous-période plus humide) est supérieure à celle de la sous-période 1969-1987 (sous-période hydrologiquement déficitaire). Quant à la sous-période 1988-2015, il est remarqué une augmentation des débits de l'ordre de 65 % par rapport aux débits moyens annuels de la sous-période hydrologiquement déficitaire (1969-1987). Ces résultats amènent à dire que la variabilité pluviométrique a certainement eu de répercussions sur la dynamique hydrologique du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

De surcroît, l'analyse des champs moyens mensuels de la pluie a révélé que les mois de novembre à mars sont caractérisés par une baisse voire une récession pluviométrique contrairement à la période d'avril à octobre où les abats pluviométriques sont plus abondants. Certes, il est noté une légère inflexion durant le mois d'août au sud et pendant ce temps il pleut plus au nord du secteur d'étude dans la zone sud-soudanienne. En plus, l'analyse des champs moyens annuels de la pluie a montré que la pluviométrie se répartit globalement suivant un gradient décroissant ouest-est et le gradient nord-sud. Du sud au nord, les hauteurs de pluies annuelles augmentent légèrement et les plus élevées sont plus enregistrées vers le nord-ouest. Or, ce secteur nord-ouest du bassin est non seulement marqué par la présence des collines, non loin de la chaîne de l'Atacora et du Togo, mais aussi c'est dans cette région que le fleuve Ouémé prend sa source. Les moyennes pluviométriques annuelles diminuent au fur et à mesure qu'on tend vers le sud-est du bassin. Cette situation est due à la diagonale de la sécheresse qui s'étend du Ghana au Bénin et du fait de la remontée d'eau froide (Boko, 1975 et 1988 ; Bokonon-Ganta, 1987 et Totin, 2010).

Dans la même perspective, Houndénou *et al.* (1998) ont décrit que les totaux pluviométriques moyens élevés qui font la particularité des régions soudaniennes comme au nord-ouest du secteur d'étude s'expliquent par des facteurs géographiques, dont l'altitude et la latitude. Toutefois, l'étude a noté une légère augmentation de la pluviométrique dans la région de zagnanado à Bonou. Cela peut être imputé aux effets locaux comme l'influence de la vallée de l'Ouémé. Du reste, ces différents résultats ont conduit à déterminer les différents facteurs qui influencent la variabilité pluviométrique dans le secteur d'étude.

3.3. Mise en évidence des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 3.11, comprise entre les longitudes 20° E et 60W et les latitudes 35S et 40N, présente le secteur d'étude dans l'espace ouest-africain et dans la zone équatoriale de l'Atlantique. L'intérêt de cette figure pour cette étude, ressort du fait que les variations climatiques en Afrique intertropicale ont été marquées principalement depuis les années 1970 par d'importants déficits pluviométriques.

En outre, les évènements extrêmes de ces dernières décennies et les conséquences dramatiques aussi bien dans les pays du Sahel que du golfe de Guinée comme le Bénin qui abrite le bassin de l'Ouémé amènent à s'intéresser à cette grille pour mieux comprendre les évènements.

De surcroît, beaucoup de travaux des climatologues, des hydrologues et des océanographes se sont intéressés à cette zone afin de mieux comprendre les mécanismes du climat dans cette région (Mahé, 1987 ; Mahé *et al.,* 1993).

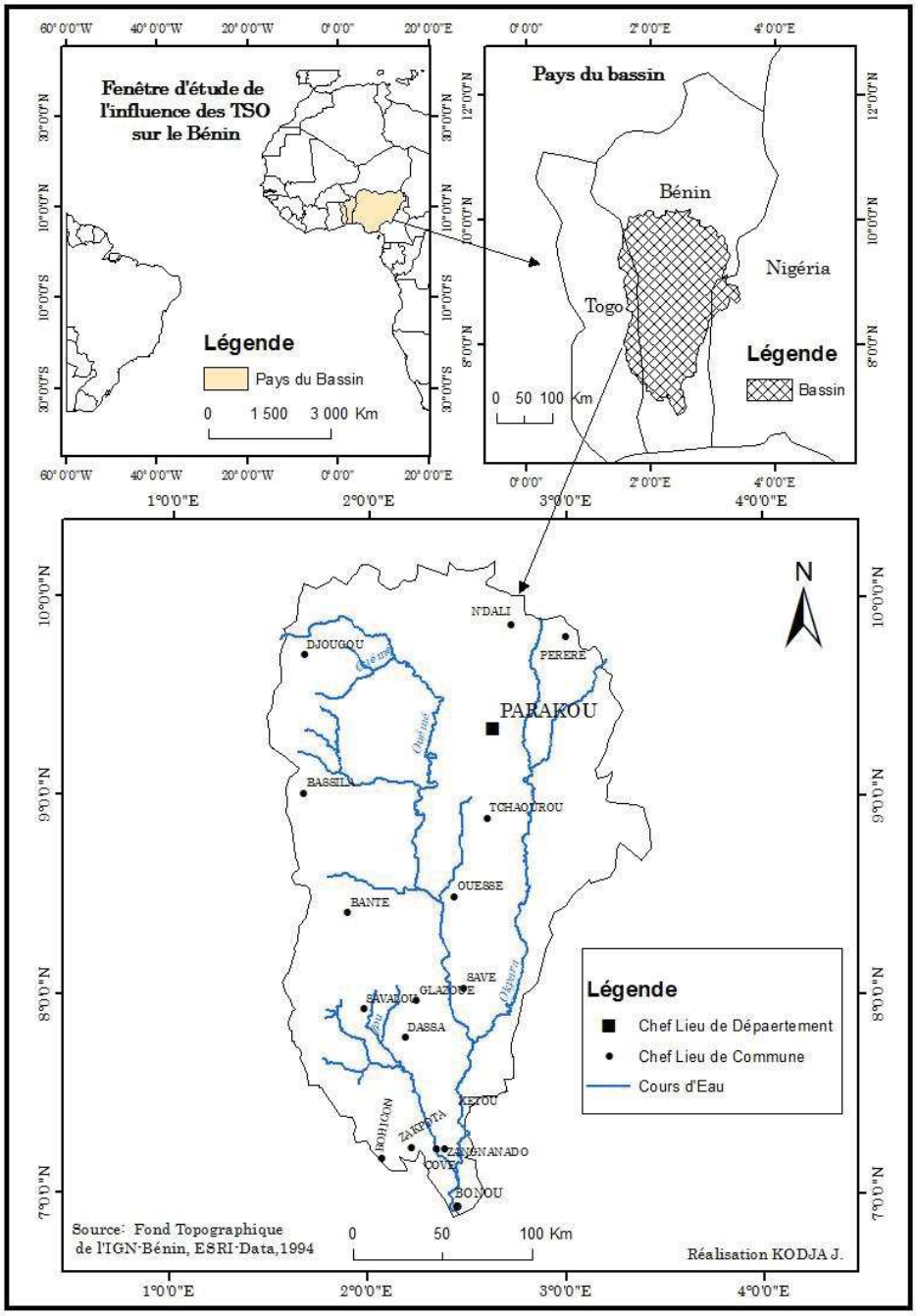


Figure 3. 11: Bassin-versant de l'Ouémé dans l'espace ouest-africain et dans la zone équatoriale de l'Atlantique

Toutefois, pour mieux afficher le Bénin et le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, la grille comprise entre 9° de latitude Sud et 20° de latitude Nord et 10° de longitude Est et 18°

longitude Ouest (figure 3.12) est considérée. Elle vise à mettre en exergue les facteurs qui influencent la répartition spatio-temporelle de la pluie dans le secteur d'étude.

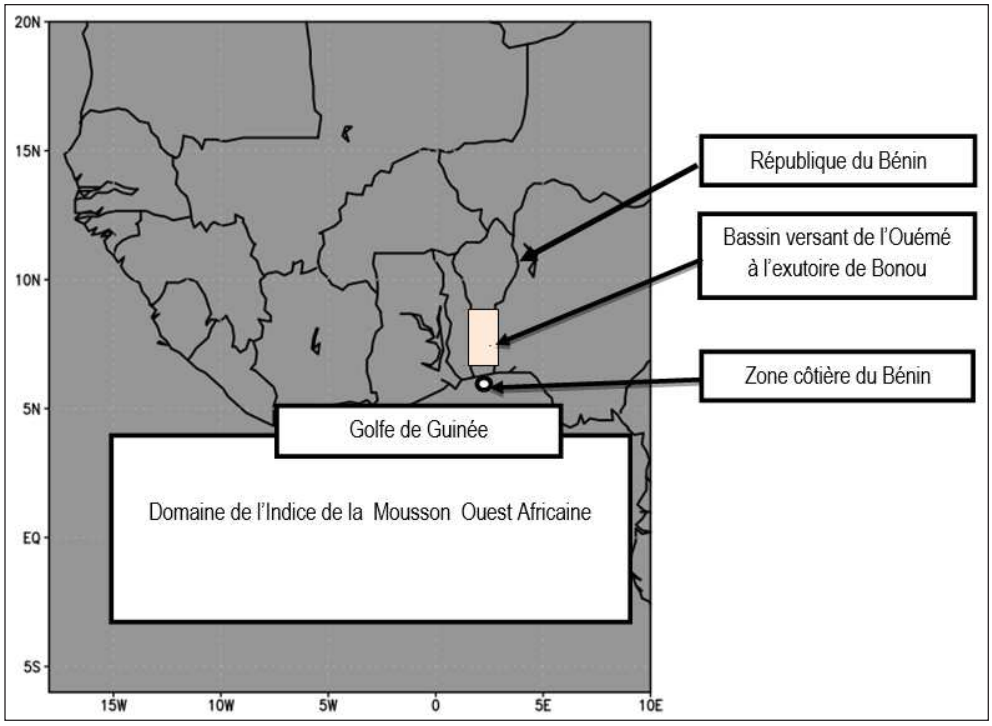


Figure 3. 12: Bassin-versant de l'Ouémé au Bénin dans l'espace ouest-africain.

La considération de ce secteur présenté sur la figure 3.12, vise à bien analyser les différentes variations des facteurs climatiques (à partir des réanalyses de pression atmosphérique, de l'humidité relative, de la vitesse du vent) qui peuvent influencer la pluie dans un complexe Océan-Terre-Atmosphère dans lequel est intégré le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire au Bénin.

3.3.1. Variation du champ moyen mensuel de pression en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin à partir des réanalyses

L'analyse des figures 3.13 et 3.14, révèle que les champs moyens mensuels de pression diminuent ou augmentent progressivement selon les mois en se rapprochant de l'équateur. De janvier à mai et d'octobre à décembre, la pression atmosphérique diminue avec une variation entre 1008 et 1011 hPa sur le golfe de Guinée et sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en République du Bénin. Tandis que de juin à septembre, elle augmente et varie de 1012 à 1014 hPa entre 5°N et 10°N, alors que le Bénin où se situe le secteur d'étude se trouve dans cette fenêtre.

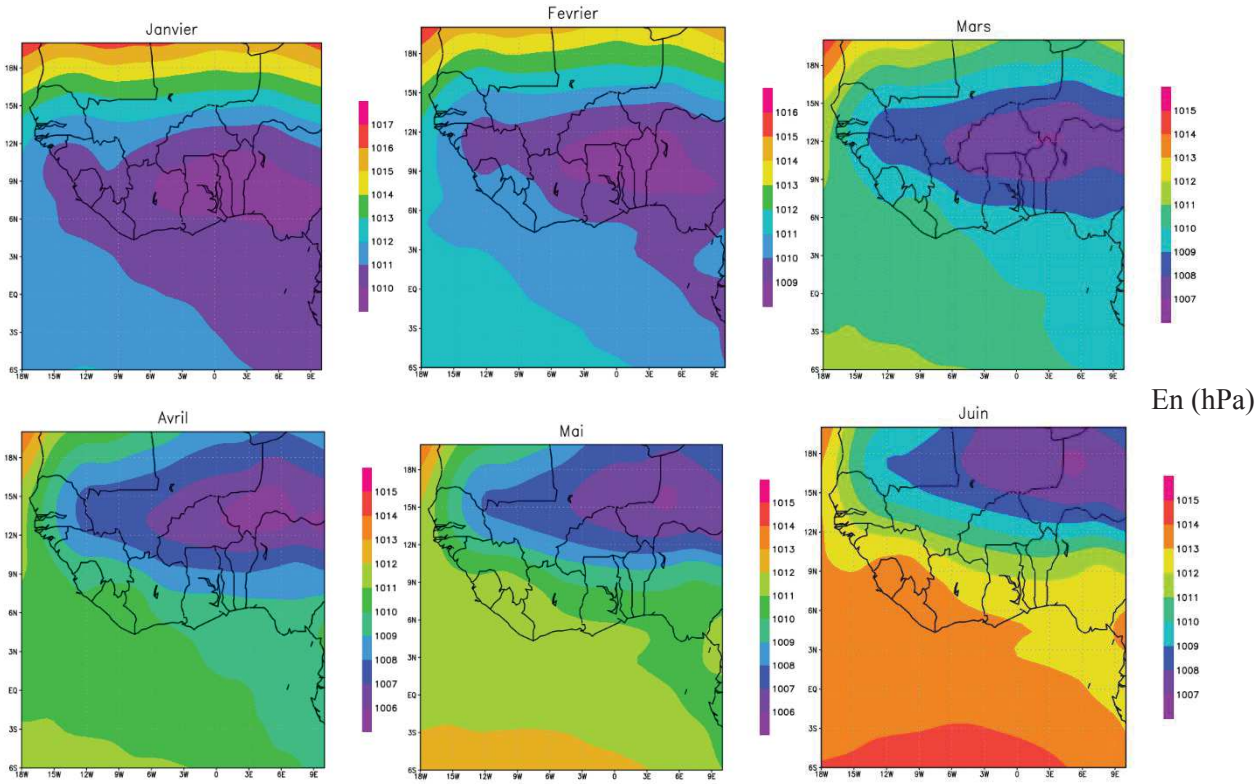


Figure 3. 13:Champs moyens mensuels de pression (janvier à juin) en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé au Bénin

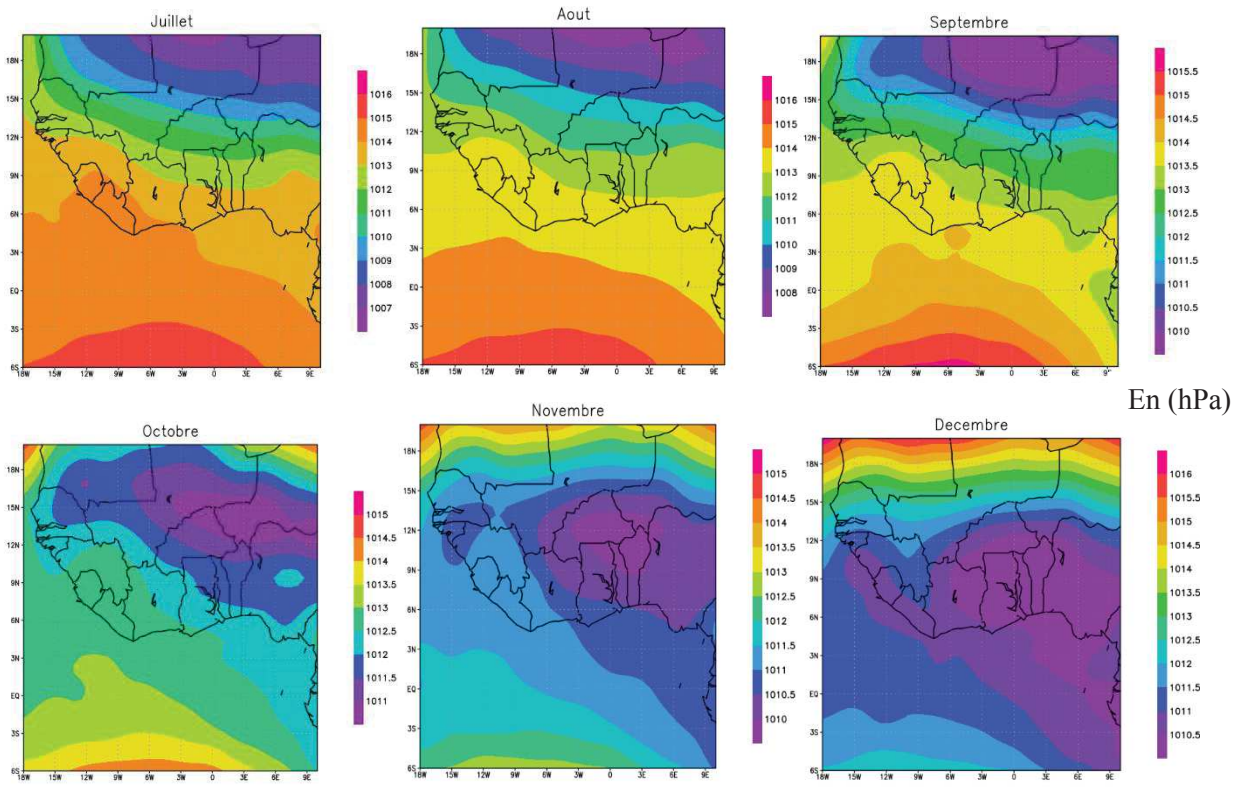


Figure 3. 14: Champs moyens mensuels de pression (juillet à décembre) en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin

Il se trouve que l'anticyclone des Açores et celle d'Egypto-Lybien s'entrelacent pendant les mois de décembre à mars dans l'Atlantique nord et influencent beaucoup plus la partie sahélienne de l'Afrique de l'Ouest alors que l'anticyclone de Sainte Hélène est le seul centre de pression dans la zone équatoriale de l'Atlantique sud. Cette analyse confirme que l'anticyclone de Sainte Hélène domine l'ensemble du golfe de Guinée (Mahé, 1993, 2006) et par conséquent le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou.

3.3.2. Variation du champ moyen mensuel de l'humidité relative de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé au Bénin à partir des réanalyses

Les figures 3.15 et 3.16 présentent la variation des champs moyens mensuels de l'humidité relative en pourcentage (%) sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin.

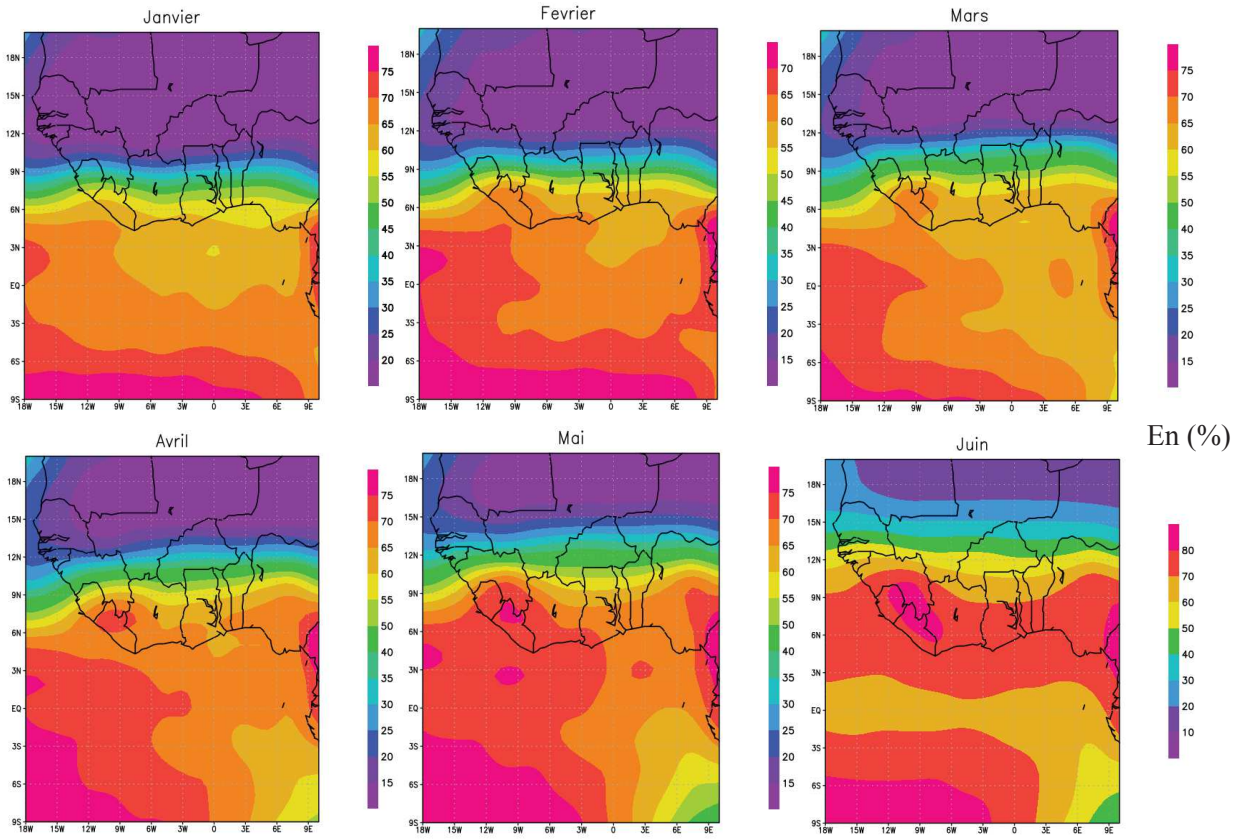


Figure 3. 15:Champs moyens mensuels (janvier à juin) de l'humidité relative en pourcentage (%) sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010

L'analyse des figures 3.15 et 3.16 indiquent qu'entre 10°E et 20°W et à partir de novembre à avril, l'humidité relative est en régression soit de 70 à 20 % sur l'Afrique de l'Ouest en particulier sur le secteur d'étude. Cette diminution est beaucoup plus remarquable dans les régions sahéliennes jusqu'à 10 %.

Par contre pour les autres mois de l'année, elle est comprise entre 50 et 80 % sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou et de 90 % autour de l'Anticyclone de Sainte Hélène contre 70 % vers les Açores.

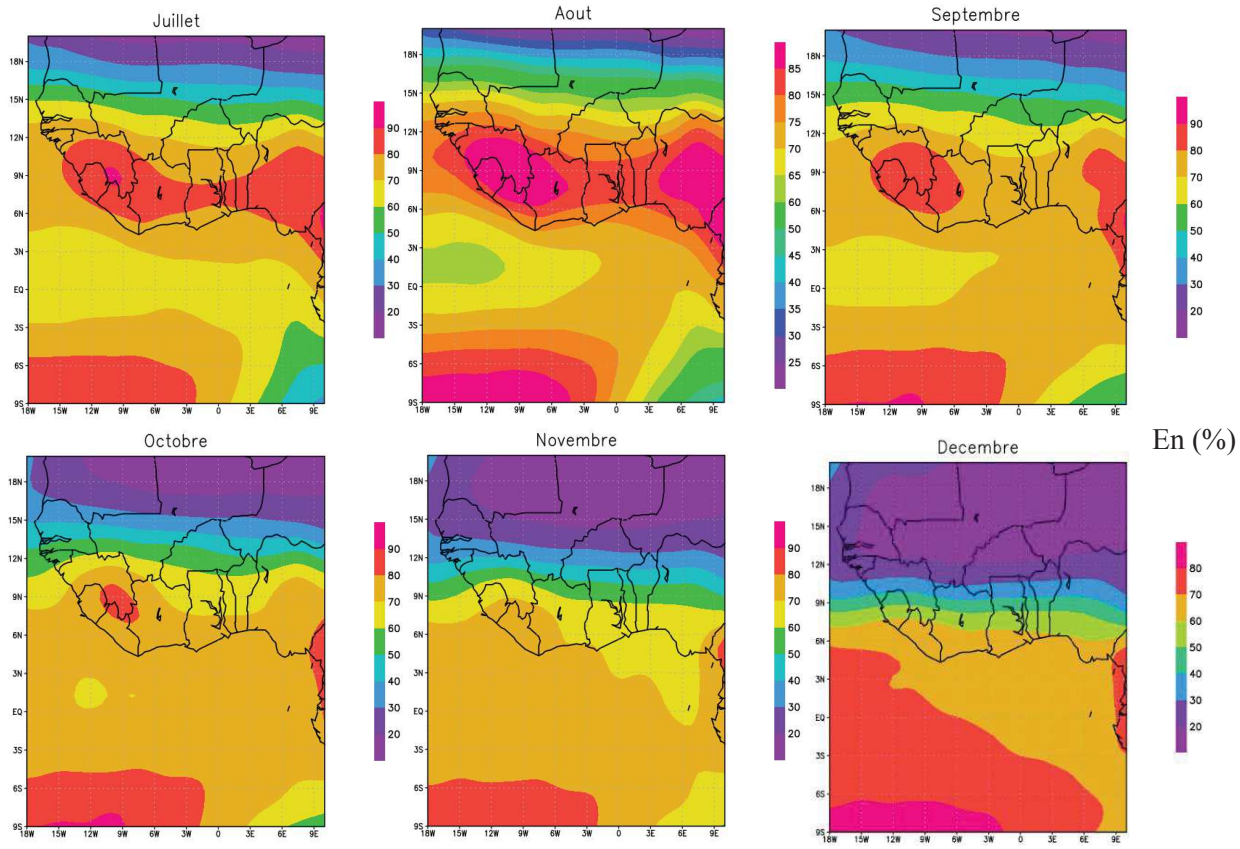


Figure 3. 16:Champs moyens mensuels (juillet à décembre) de l'humidité relative en pourcentage (%) sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010

Cette analyse supra, amène à rapporter les travaux antérieurs qui ont conclu que l'essentiel de l'humidité sur l'Afrique de l'Ouest et ses environs provient de l'hémisphère sud et transporté par le flux dirigé par l'anticyclone de Ste-Hélène (Mahé, 1987, 1993, 2006 ; Amoussou, 2010). Avant d'atteindre le continent, où se trouve le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, ce flux transite par le golfe de Guinée, où il peut toutefois subir des transformations importantes (Leroux, 1980 ; Wauthy, 1983 ; Mahé, 1987). Ce flux est désigné par le flux de mousson et est à l'origine des pluies sur la façade occidentale de l'Afrique Centrale jusqu'au nord de l'Angola, dans toute l'Afrique de l'Ouest dont le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin (un des pays du golfe de Guinée).

Selon Caniaux *et al.* (2012), la mousson ouest-africaine est une migration saisonnière des précipitations de l'équateur vers les régions du Sahel. Elle débute en mai sur la côte guinéenne, gagne le Sahel en août et redescend vers le golfe de Guinée en novembre. De même, ces auteurs

ont montré qu'un front océanique modifie la stabilité, les gradients de pression et la distribution de l'humidité dans la couche limite atmosphérique. L'un des effets signant la présence du front équatorial est la décélération des vents sur les eaux de la Langue d'Eau Froide (LEF) et leur accélération au nord. Il s'agit de l'effet de l'upwelling équatorial qui constitue une anomalie au refroidissement saisonnier des eaux de l'hémisphère austral jouant un rôle très actif sur la mousson ouest-africaine (Caniaux *et al.,* 2011 ; Nguyen *et al.,* 2011). Ces perturbations ont été mises en évidence par Coëtlogon *et al.* (2010), ainsi que Caniaux *et al.* (2011). Dans leurs recherches, ces auteurs ont indiqué que lorsque les gradients de flux de surface se renforcent, les vents diminuent entre 2°S et l'équateur. Simultanément, les vents augmentent dans l'hémisphère Nord où leur intensité maximale est atteinte entre mi-juin et fin-août. Or, le maximum de vent reste cantonné entre 1°N et 3°N et montre que ce n'est donc pas la circulation atmosphérique sur l'Afrique de l'Ouest qui s'étend en direction de l'Océan. L'upwelling équatorial devient actif car dès que les flux de surface sont suffisamment contrastés de part et d'autre du front équatorial, les vents accélèrent le flux de mousson. Dans le même contexte, Leduc-Leballeur *et al.* (2013) ont décrit que chaque coup de vent sur l'Atlantique équatorial provoque un refroidissement dans l'atlantique équatoriale (upwelling équatorial) et une accélération des vents dans le golfe de Guinée, et ce sur les échelles de temps de 10 jours. Ces différents éléments sont autant de facteurs qui influencent la répartition spatiotemporelle de la pluie dans le secteur d'étude.

3.3.3. Variation des champs moyens mensuels du vent de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou à partir des réanalyses

La vitesse du vent est exprimée en $m.s^{-1}$. Les flèches ici, symbolisent la direction des vents (combinaison des composantes méridienne et zonale). De plus les variations du champ moyen mensuel de la vitesse du vent, révèle que plus les vents sont forts, plus les flèches sont apparentes et bien tranchées et plus les vents sont faibles, les flèches qui illustrent la vitesse du vent sont moins apparentes (figures 3.17 et 3.18). En effet, il est remarqué qu'en franchissant l'équateur, la direction du vent provenant de l'Atlantique sud change de direction et est déviée vers l'est sur l'Afrique de l'Ouest et sur le golfe de Guinée. De décembre à février et entre 5°N et 10°N, et au regard des flèches qui illustrent la vitesse du vent, celle-ci diminue et devient quasi nulle. Tandis qu'au-delà de 10°N, les flèches sont bien tranchées et descendent vers le sud. Cela amène à dire que pendant cette période le secteur d'étude est dominé par les vents du nord ou alizé continental de nord-est (harmattan) et traduit une saison marquée par une récession pluviométrique (Bokonon-Ganta, 1987 ; Houndénou, 1999 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010).

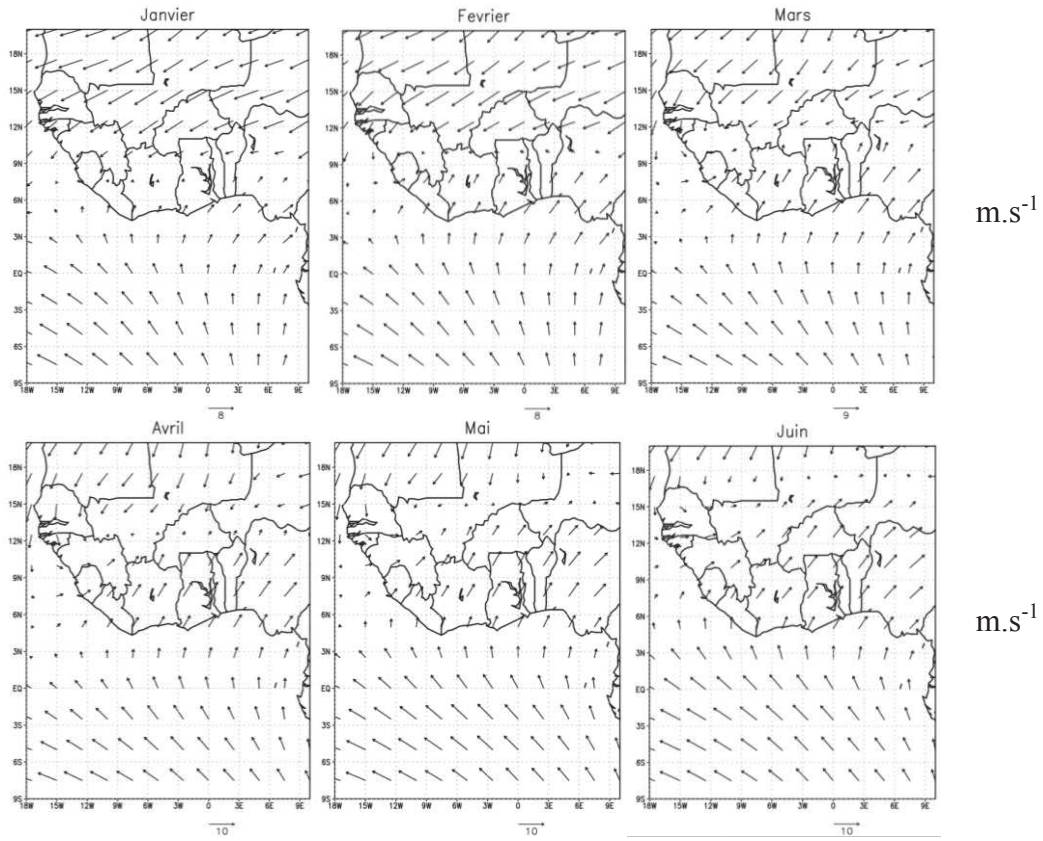


Figure 3. 17: Champs moyens mensuels de la vitesse du vent (janvier à juin) en m.s^{-1}sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010

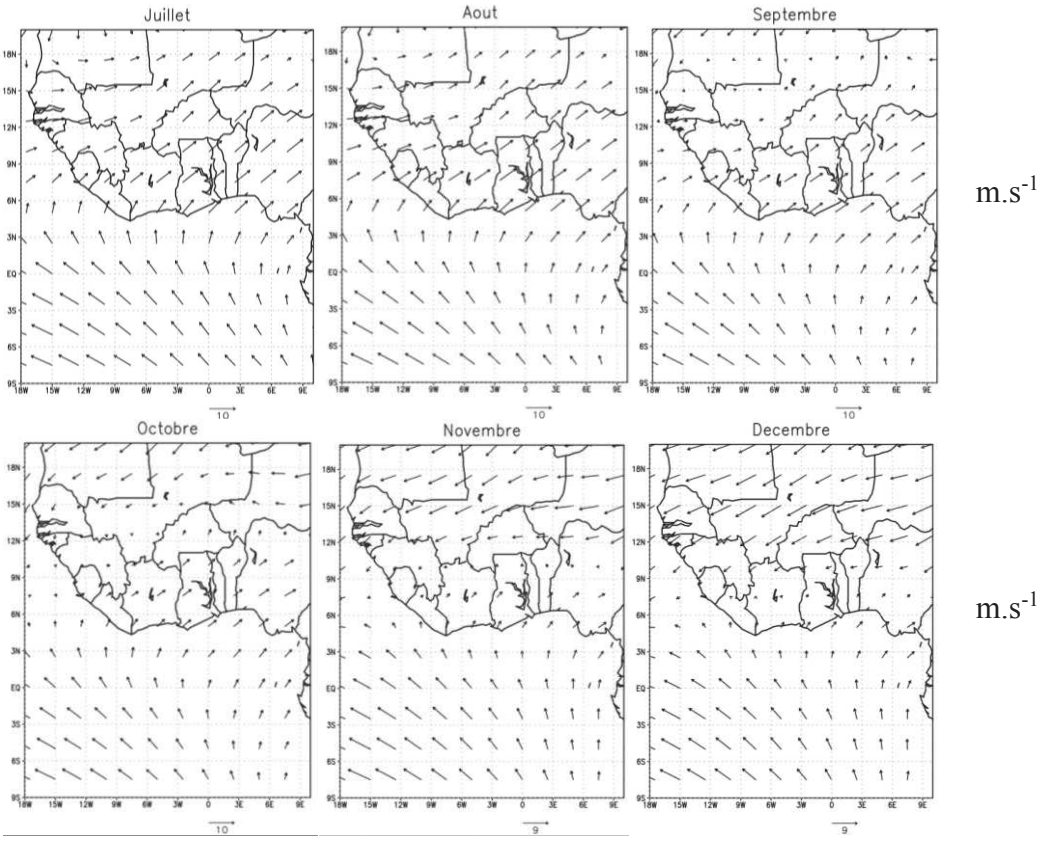


Figure 3. 18:Champs moyens mensuels de la vitesse du vent (juillet à décembre) en m.s^{-1} sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010

Dans cette situation (secteur d'étude dominé par l'alizé continental) les hautes pressions des anticyclones des Açores et Egypto-Lybiens envahissent l'Afrique tropicale humide et repoussent sur le golfe de Guinée la zone de convergence intertropicale vers le sud au large de 5°N (Brou, 1997 ; Amoussou, 2010).

De mars à juin, les vents de la zone de convergence intertropicale remontent progressivement jusqu'à 15°N et 20°N. Déjà, Leduc-Leballeur (2012), a indiqué que l'accélération des vents sur les eaux chaudes affecte la répartition de l'humidité et contribue à repousser la convection atmosphérique plus au nord en renforçant les précipitations sur les côtes africaines. Cette ascendance des vents de la ZCIT fait qu'une bonne partie des pays du golfe de Guinée dont le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est fortement arrosé par des précipitations orageuses. Cette période est marquée par la grande saison des pluies en particulier dans le domaine soudano-guinéenne ou subéquatorial (Boko, 1992 ; Amoussou, 2010). De juillet à août, les vents du sud repoussent vers le nord et vers les régions sahéliennes la ZCIT aux latitudes de 20°N. Cette période correspond à la période de récession des moyennes pluviométriques mensuelles au sud du secteur d'étude dans le domaine subéquatorial et s'accentue au fur et à mesure qu'on se rapproche de la zone côtière. C'est la petite saison sèche, due à la pénétration du flux de mousson au nord du secteur d'étude (Bokonon-Ganta, 1987 ; Adam et Boko, 1993 ; Amoussou, 2010 ; Chabi ; 2015). Pendant ce temps, le secteur d'étude est sous l'influence de la branche subsidente de la cellule de Hadley avec l'apparition des facteurs inhibiteurs de la pluviogénèse (Leroux, 1980 ; Mahé, 1993 ; Le Barbé *et al.,* 1993 ; Planchon, 1996). Entre septembre et novembre, il est observé une diminution de la vitesse du vent entre 5°N et 10°N avec une descente de la ZCIT au-dessus du bassin de l'Ouémé. C'est l'un des mécanismes qui justifie la saison des pluies des régions septentrionales ou régions soudaniennes au nord du secteur d'étude. Cette saison pluvieuse au nord du milieu coïncide avec la petite saison pluvieuse dans le domaine guinéen (au sud du secteur d'étude) qui est marquée par les crues suivies des inondations en septembre ou octobre selon les saisons dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou (Totin *et al.,* 2016).

Selon Mahé (1993) et Leroux (1980), le moteur de circulation méridienne s'effectue selon la direction pôles-équateur et est centré sur l'équateur en prenant le nom de Hadley. En effet, l'air chauffé à l'équateur se répand en altitude vers les pôles, il perd de sa chaleur, devient dense et descend vers les latitudes 30° d'où, retournant vers l'équateur, il se recharge en humidité en passant au-dessus des océans. A l'équateur, l'air ascendant est remplacé en surface par de l'air

plus froid et humide venant des moyennes et hautes latitudes. Du fait de la rotation de la Terre, les masses d'air se déplaçant vers l'équateur sont déviées vers l'ouest par la force de Coriolis et prennent le nom d'alizés. L'équateur météorologique (EM) étant situé en général au nord de l'équateur géographique, le flux d'alizés de sud-est est dévié une seconde fois, du fait du changement de signe de la force de Coriolis, et prend la direction du nord-est (Boko, 1988). Oort (1964) et Peixoto *et a1.*(1978), cités par Garnier et Perarnaud (1980), ont établi que, sous les tropiques, cette cellule est le véhicule privilégié des transferts moyens d'énergie. La ZCIT coïncide avec le minimum de pression en surface, zone où les alizés convergent près du sol. Cette convergence des basses couches favorise la convection nuageuse. L'intensité du flux de mousson est liée aux vents, d'autant plus forts que la différence de pression est grande entre les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène et les basses pressions du Sahara.

De toutes ces analyses, il faut ajouter que l'orientation côtière par rapport aux vents joue un rôle important sur la pluviogénèse des pays côtiers du golfe de Guinée (Trewartha, 1961 ; Mahé *et al.,* 2000). Ces chercheurs ont mis en relation la diminution des pluies avec l'orientation de la côte par rapport au vent. Ils ont décrit que lorsque les vents sont parallèles à la côte, il se forme des phénomènes de friction différentielle à l'interface terre-mer, ce qui est défavorable à la convection. Ce constat est un bon indice qui contribue à expliquer le gradient décroissant nord-sud et ouest-est de la pluviométrie dans le secteur d'étude. Toutefois, c'est le vent d'est qui apporte plus de pluie dans le secteur d'étude (Sagna, 2005 ; Chabi, 2015).

Par ailleurs, il paraît utile de décrire la variation de la pression atmosphérique et de l'humidité suivant les différentes sous-périodes définies après rupture de stationnarité pluviométrique dans ce chapitre. Cela vise à analyser de façon spécifique, l'influence de ces paramètres dans la pluviogénèse du secteur d'étude pendant les sous-périodes de 1951-1968, 1969-1987 et 1988-2010. A cet effet, seuls les mois de mai à octobre sont considérés. Ce choix s'est inspiré des travaux de Le Barbé *et al.* (1993) qui a considéré ces mois au Bénin, en particulier sur le bassin de l'Ouémé pour analyser la variabilité pluviométrique au cours des années exceptionnelles. En outre, Boko (1992), a indiqué que dès le mois de mai, la saison des pluies est bien établie avec la déclinaison de la courbe thermique, en même temps que les écarts termiques diurnes et intermensuels qui se réduisent, en sorte que l'humidité relative atteint ses valeurs les plus élevées (80 à 100 %). L'auteur ajoute que les perturbations sont liées aux surge-lines de la mousson, aux perturbations d'est et aux lignes de grains.

3.3.4. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2)

La figure 3.19, présente la différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique de mai à octobre entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2)

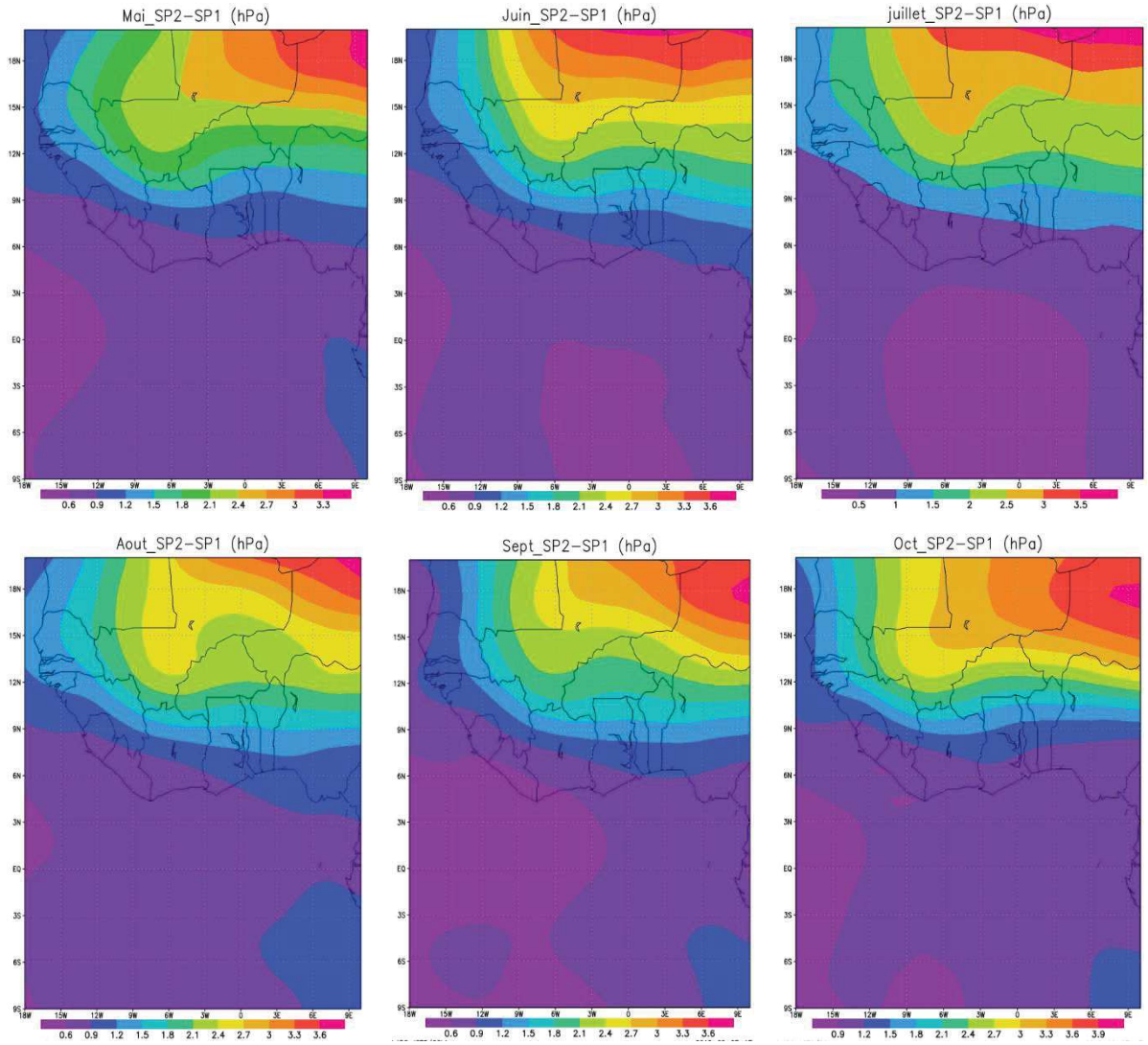


Figure 3. 19:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2) dans le secteur d'étude et en Afrique de l'Ouest

L'analyse de la figure 3.19, indique entre les deux sous-périodes (1951 – 1968 et 1969 – 1987), la pression atmosphérique a connu une augmentation durant les mois de mai à octobre, ce qui montre que la pression atmosphérique durant la deuxième sous-période (1969-1987) est supérieure à celle de la première sous-période (1951-1968).

Par ailleurs, cette hausse de la pression est susceptible d'entraîner une inhibition des mouvements verticaux des masses d'air, ce qui bloque les précipitations. Cette configuration

atmosphérique peut être responsable de la baisse ou de la récession pluviométrique observée dans tous les pays de l'Afrique de l'Ouest, en particulier au Bénin et sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou pendant les décennies 70 et 80.

3.3.5. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3)

La figure 3.20, présente la différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique de mai à octobre entre les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3)

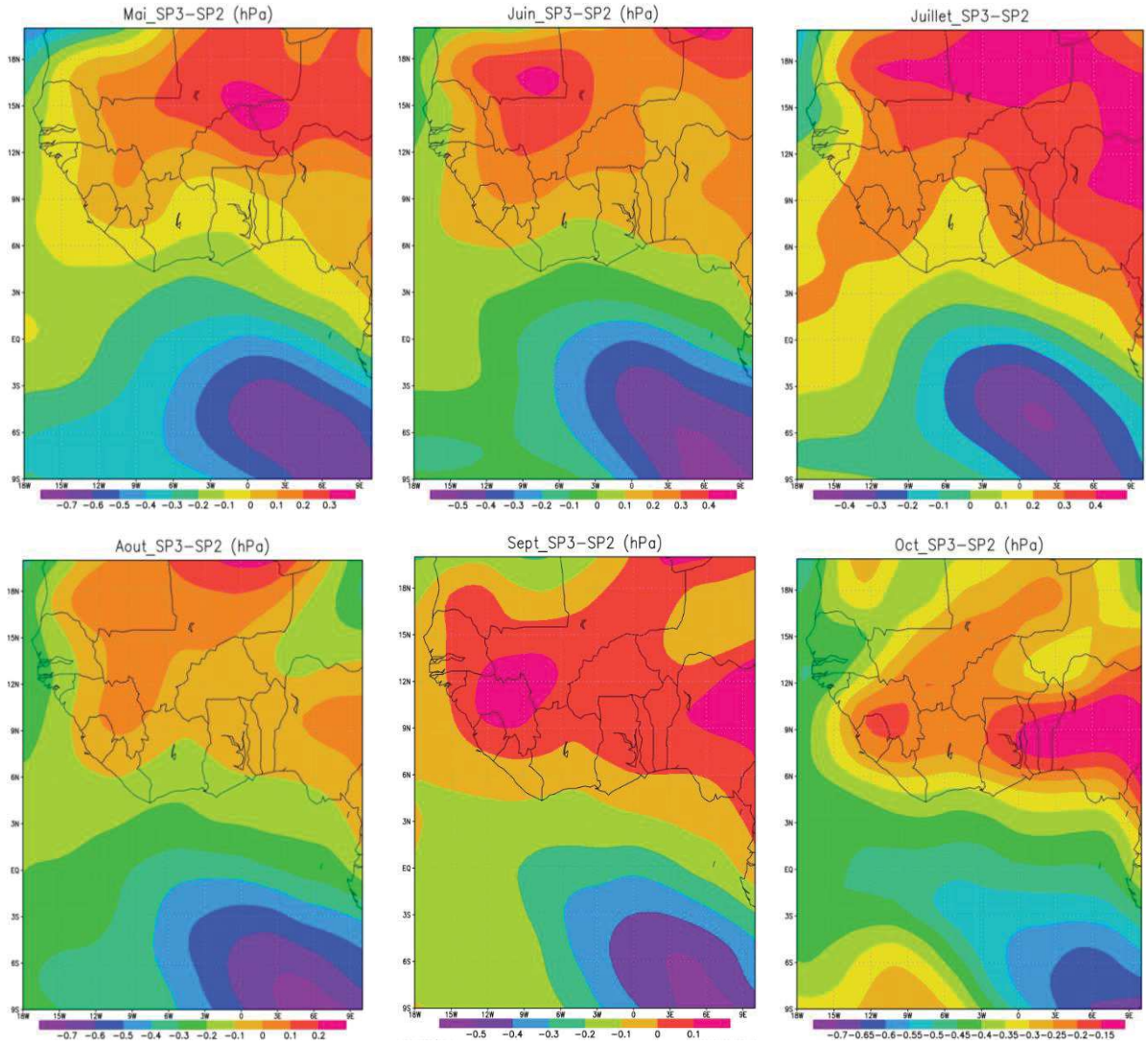


Figure 3. 20:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude

Il ressort de l'analyse de la figure 3.20, que la pression atmosphérique a connu une augmentation sur le continent ouest-africain et une baisse dans le golfe de Guinée durant les mois de mai à septembre, sauf en octobre où la pression atmosphérique a baissé sur toute la

fenêtre géographique. Cependant, la diminution de la pression atmosphérique peut occasionner le passage des lignes de grains. Boko (1992) a décrit que la chute de la pression précède le passage des lignes de grains, ce qui peut générer des précipitations. Ce qui amène à dire que la baisse de la pression est l'un des éléments qui ont favorisé la forte pluviosité enregistrée pendant la sous-période 1988-2010

3.3.6. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3)

La figure 3.21, illustre la différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique de mai à octobre entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3)

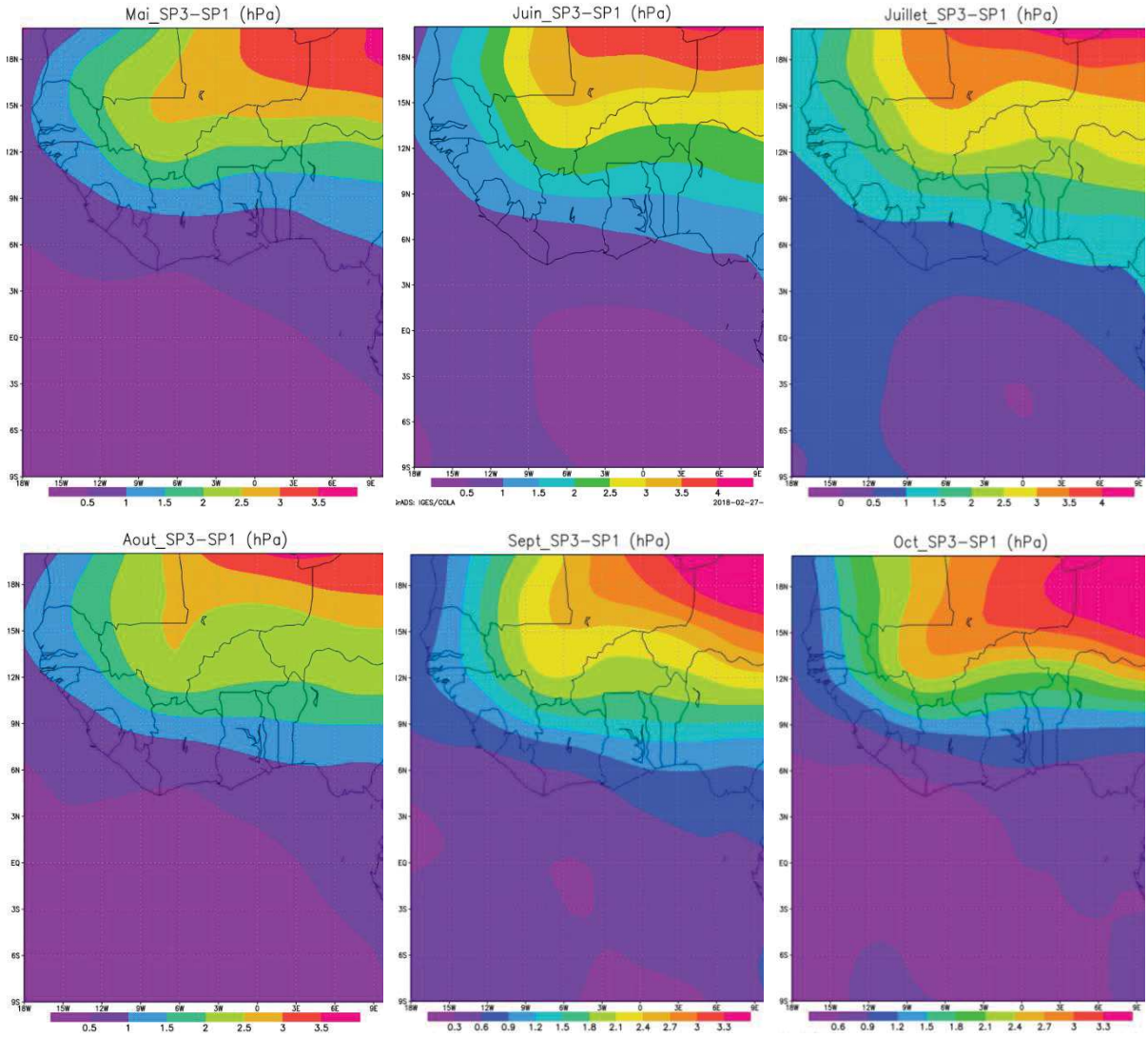


Figure 3. 21:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude

L'analyse de la figure 3.21, révèle qu'entre la première et la troisième sous-période, il est observé une augmentation de la pression atmosphérique sur toute la fenêtre géographique. De fait, les processus pluviogènes devraient être davantage inhibés durant la sous-période 1988-2010 par rapport à la première sous-période de la série 1951-1968 qui a été plus pluvieuse et humide que la dernière sous-période (1988-2010).

3.3.7. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2)

La figure 3.22, présente la différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative de mai à octobre entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2)

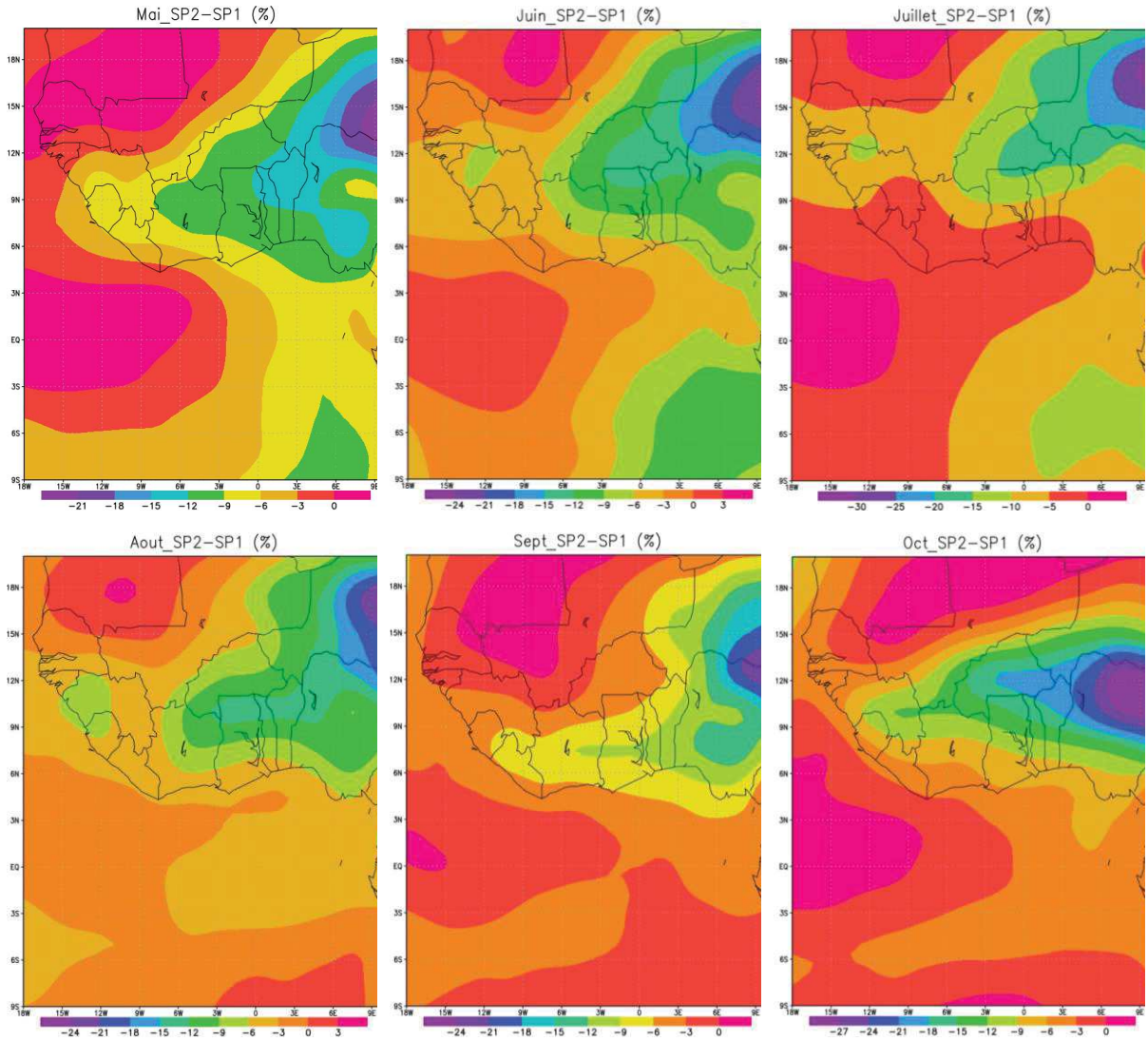


Figure 3. 22:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude

L'analyse de la figure 3.22, indique que l'humidité relative a baissé entre la deuxième et la première sous-période, soit entre 1951-1968 et 1969-1987 à l'est de la fenêtre géographique (la

baisse la plus importante est notée au niveau de la frontière nigéro-nigériane) notamment sur le Bénin et en particulier sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou. Cela témoigne qu'il y a une régression de l'humidité relative entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période d'après (1969-1987). Or la régression de l'humidité atmosphérique provoque la décroissance des précipitations (Boko, 1992). Cette analyse confirme alors que l'Afrique de l'Ouest, dont le secteur d'étude au Bénin a été réellement marqué par une récession pluviométrique pendant les années 1970 et 1980 (Bokonon-Ganta, 1987).

3.3.8. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3)

La figure 3.23, présente la différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative de mai à octobre entre les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3).

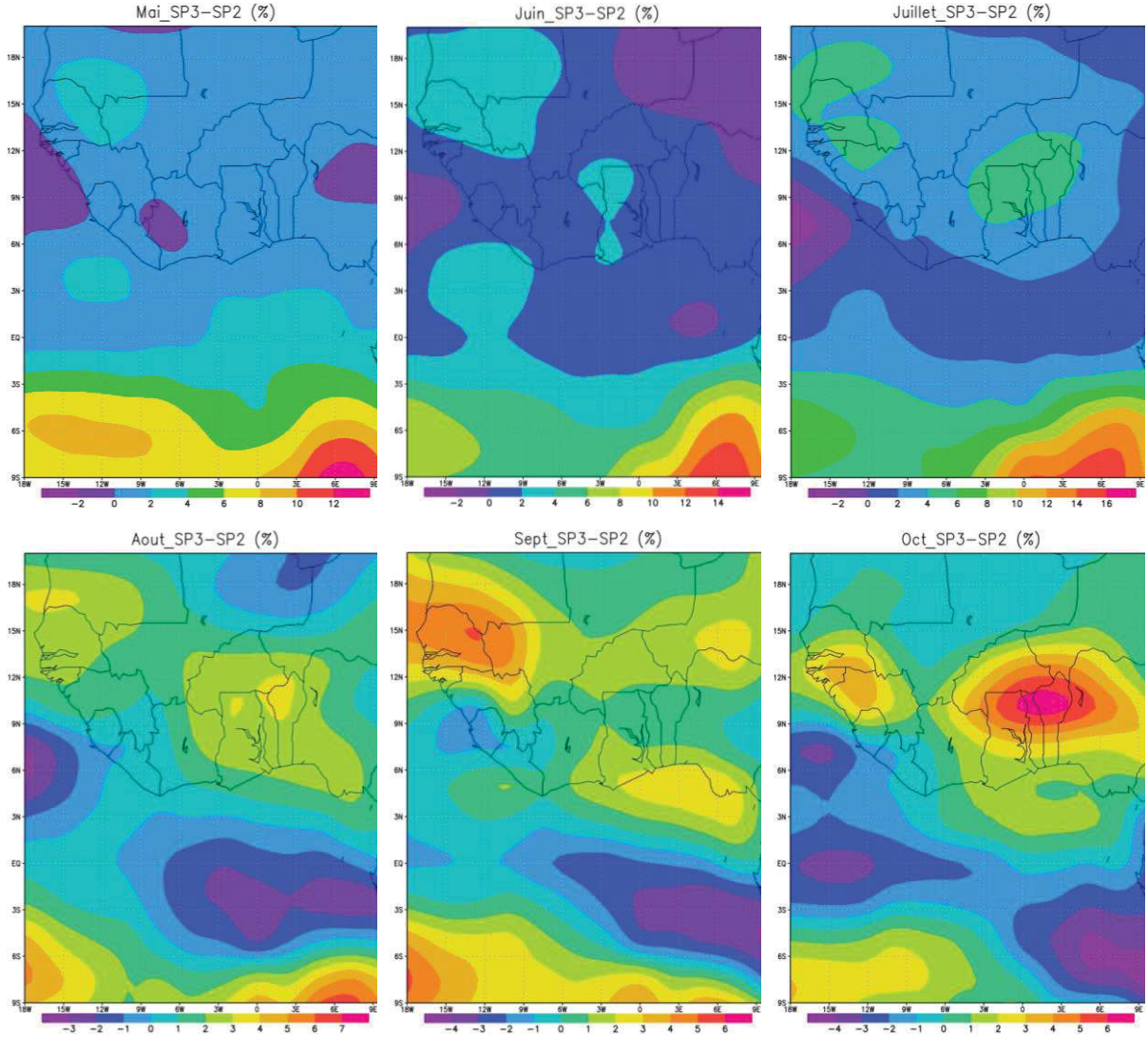


Figure 3. 23:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1988-2010 (SP3) et 1969-1987 (SP2) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude

L'analyse de la figure 3.23, révèle qu'il y a une augmentation de l'humidité relative entre la sous-période 1969-1987 et la sous-période d'après (1988-2010), ce qui s'explique par les écarts positifs de l'humidité sur le Bénin et en particulier sur le secteur d'étude. Il convient de dire que cet excédent de l'humidité relative entre la sous-période 1969-1987 et la dernière sous-période 1988-2010, justifie les résultats de cette thèse qui ont indiqué que la dernière sous-période de la série est plus humide que la deuxième sous-période de 1969-1987.

3.3.9. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3)

La figure 3.24, présente la différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative de mai à octobre entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3).

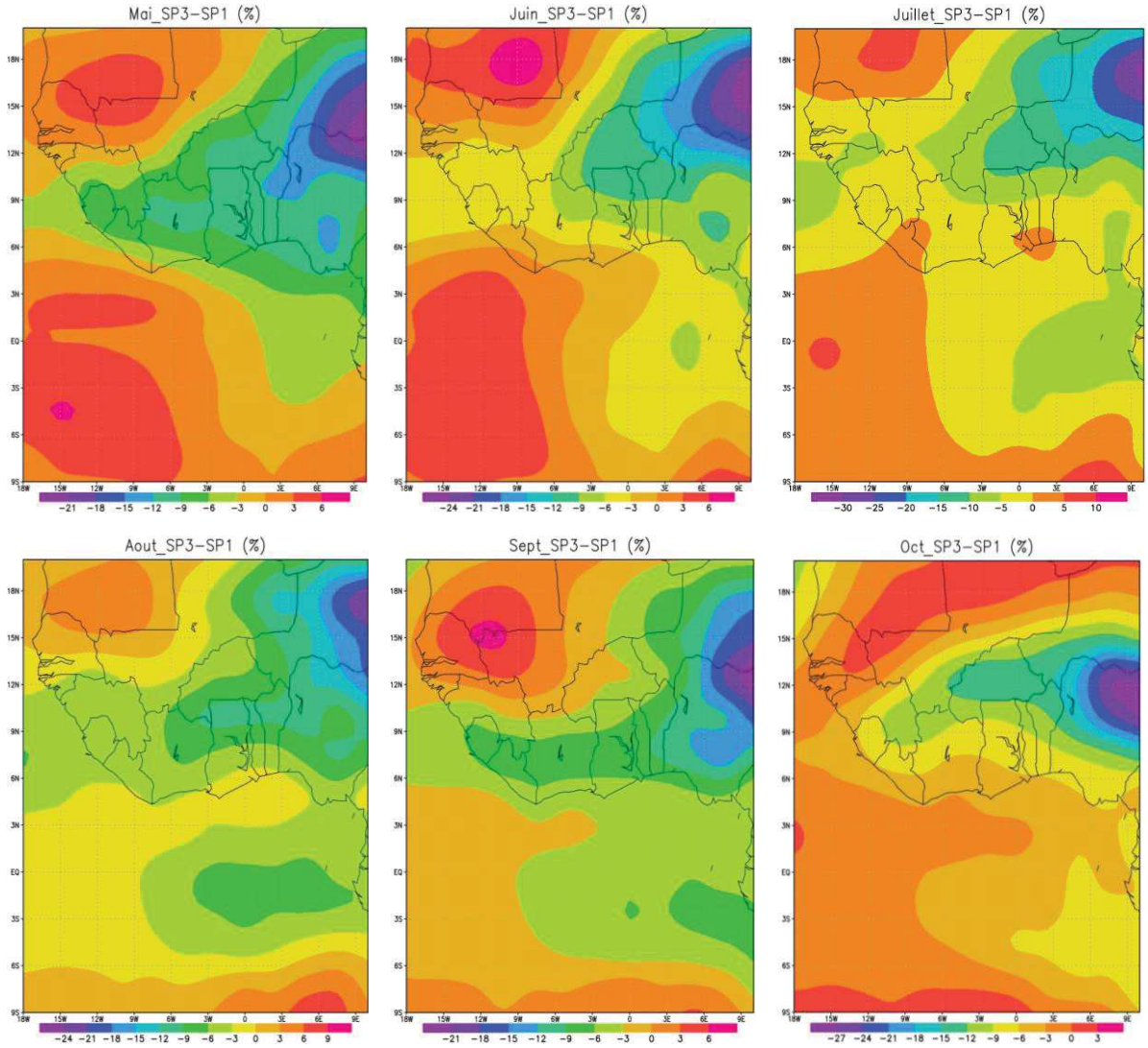


Figure 3. 24:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude

De l'analyse de la figure 3.24, il est observé qu'une régression de l'humidité relative entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période 1988-2010 à l'est avec des prolongements remarqués vers l'ouest. Dans ce contexte, le Bénin et en particulier le secteur d'étude est confronté à cette baisse de l'humidité entre les sous-périodes 1951-1968 et 1988-2010. Il convient de dire que la dernière sous-période (1988-2010) est moins humide par rapport à la première sous-période (1951-1968

De l'analyse des figures 3.19, 3.20, 3.21, 3.22, 3.23 et 3.24, il convient de dire que les conditions atmosphériques (pression et humidité relative) conditionnent l'état déficitaire/excédentaire de la pluviométrie au cours des différentes sous-périodes.

En effet, entre la première sous-période (1951-1968) et la deuxième sous-période (1969-1987), la pression atmosphérique a connu une augmentation, ce qui a inhibé le processus des mouvements ascendants des masses d'air. Ainsi, les lignes de grains qui sont les principales sources de précipitations dans le secteur d'étude au Bénin comme dans la plupart des pays de l'Afrique de l'Ouest ne peuvent pas se développer et se propager sur de longues distances (Boko, 1992 ; Sagna, 2005).

De plus, la baisse de l'humidité relative aussi bien dans la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest que le secteur d'étude au Bénin, entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987 a pour conséquence la décroissance des précipitations à cause de l'assèchement des masses d'air. Or les masses d'air constituent un élément important dans le processus pluviogène (Boko, 1992 ; Vissin, 2007). Alors, dans un état de dessiccation, les lignes de grains (qui se forment généralement sur les hauts plateaux de Jos et aux abords du lac Tchad), génératrices de pluies orageuses ne peuvent pas se développer (Boko, 1992). Cette situation peut être due au passage de tardive et de faible durée du flux de mousson. Dans ce sens, Mahé (2006) a indiqué que les régions de l'Afrique tropicale doivent leur humidité au passage plus ou moins prolongé du flux de mousson en provenance de l'Océan Atlantique sud.

La combinaison de ces deux états des paramètres atmosphériques (Humidité et pression) entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987, constitue des variables qui ont affecté les précipitations et sont à l'origine de la baisse pluviométrique en Afrique de l'Ouest (sur le bassin de l'Ouémé en particulier) enregistrée durant la sous-période 1969 – 1987. Mahé et Citeau (1993), ont d'ailleurs décrit que sur cette période (1969-1987), les variations hydroclimatiques

ont atteint des niveaux record et aucun total annuel de pluie n'est supérieur à la moyenne par rapport à la sous-période d'avant.

Par ailleurs, entre la sous-période 1969-1987 et la sous-période 1988-2010, la pression atmosphérique et l'humidité relative ont enregistré une augmentation (et une baisse de la pression atmosphérique dans le golfe de Guinée). Ainsi, l'excès en humidité relative a compensé les effets antipluviogènes provoqués par l'augmentation de la pression atmosphérique. De ce fait, ces conditions atmosphériques optimales (humidité relative) ont contribué au développement des excédents pluviométriques enregistrés dans le secteur d'étude pendant la dernière sous-période (1988-2010).

3.4. Les facteurs océaniques

3.4.1. Température de surface océanique et précipitations

Avec son ouverture sur la façade de la côte Atlantique, l'Afrique de l'Ouest est influencée par les masses d'air d'origine océaniques (Aguiar, 2009). Pour mieux apprécier ces mécanismes, de nombreux auteurs ont tenté de relier les Températures de Surface océanique (TSO) tant à l'échelle globale qu'au niveau de l'océan Atlantique tropical aux variations des précipitations en Afrique (Trzaska *et al.,* 1996b ; Zheng *et al.,* 1998 ; Mahé, 2006). Plus spécifiquement, l'étude de la variabilité climatique s'appuyant sur l'analyse régionale d'indices représentatifs de la pluviométrie a permis à Moron (1994) de construire des schémas spatio-temporels de déficits et d'excédents pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Parmi les multiples facteurs évoqués pour expliquer la configuration des champs pluviométriques dans cette région, un rôle important a été accordé à l'océan Atlantique tropical.

Selon Janicot (1992), l'apparition d'un déficit pluviométrique au nord de 10°N et d'un excédent au Sud coïncide avec le réchauffement des eaux de surface du golfe de Guinée. Pour Lough, (1986), Servain *et al. (*1985, 1991), Hamatan *et al.* (2004), Mahé (2006), des anomalies de TSO dans le golfe de Guinée sont associées à celles de la pluviométrie lors de l'été boréal, de juillet à septembre (JAS). Cette situation a été une réalité aussi bien dans le sahel comme dans la région guinéenne de l'Afrique de l'Ouest (Fontaine *et al.,* 1993 ; Janicot *et al.,* 1997).

Ces anomalies négatives de précipitation sur l'Afrique tropicale sont modulées spatialement par la dynamique propre du bassin Atlantique et la circulation atmosphérique (Poccard *et al.,*1998). De surcroît, les processus physiques dans l'océan et l'atmosphère permettent d'entrevoir le lien

entre les changements climatiques et les événements pluviométriques extrêmes (Ardoin-Bardin, 2004 ; Alexander *et al.,* 2006 ; Mahé, 2006).

3.4.2. Évolution des hauteurs de pluie et température de surface océanique à Cotonou de 1985 à 2015

Du sud au nord du bassin, les pluies journalières semblent avoir le même rythme que la température de surface océanique dans le secteur d'étude. Les mois pluvieux et en particulier les mois qui enregistrent de fortes pluies comme les mois de juin, septembre et octobre correspondent aux températures journalières de surface océanique élevées (26 à 31°C). De même, les mois sans pluie (décembre à février) ou à faibles pluviosités (juillet et août) sont en phase avec la baisse de la température de surface océanique (23 à 24°C) dans le secteur d'étude (figure 3.25). Les faibles pluies enregistrées ou observées en juillet et août sont dues à l'influence de l'upwelling côtier (Vissin, 2007 ; Leduc-Leballeur, 2012).

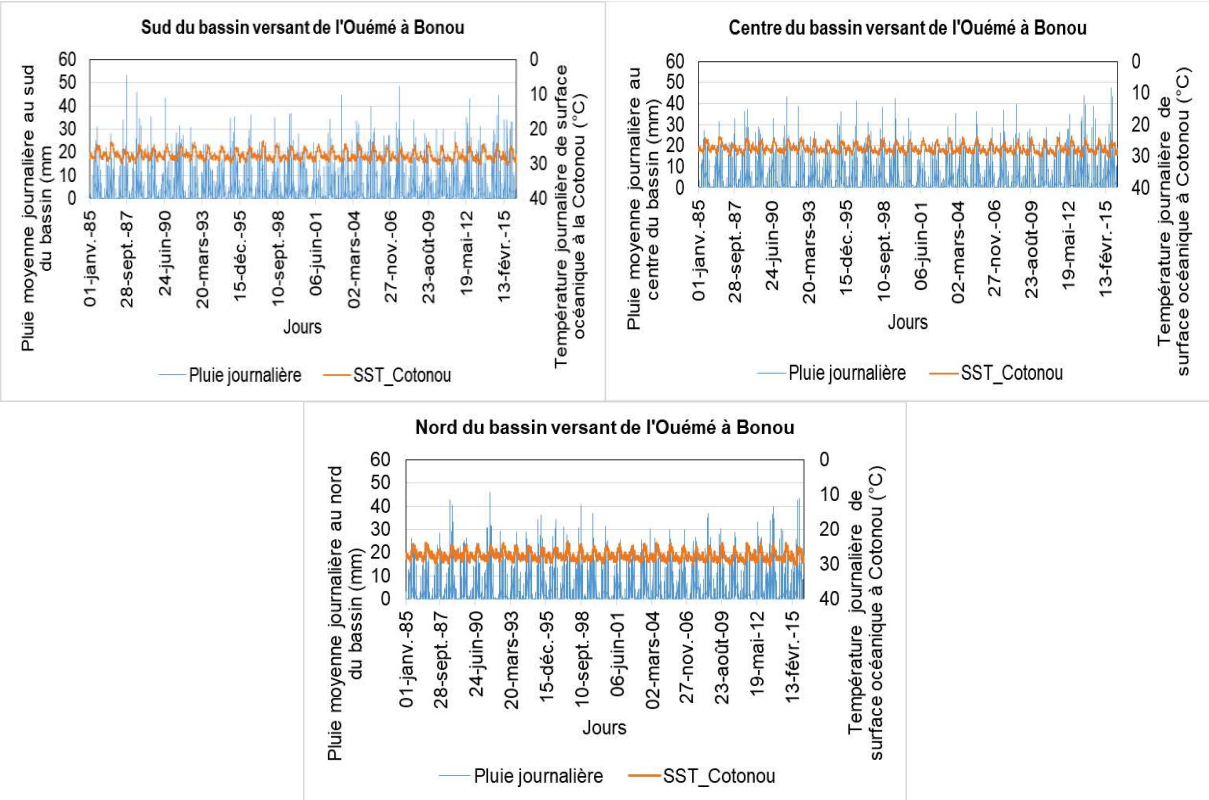


Figure 3. 25:Evolution des hauteurs de pluie journalière et la température de surface océanique à la côte de Cotonou de 1985 à 2015

Il convient de dire que cette situation ci-dessus décrite est due à l'influence de l'upwelling côtier (remontée d'eaux froides saisonnière) qui inhibe principalement les précipitations durant les mois de juillet à août (Hisard, 1980 ; Mahé *et al.,* 1993). Les mêmes constats ont été signalés par (Mahé *et al.,* 2000). Ces chercheurs ont décrit que les températures de surface océaniques

diminuent fortement en juillet et principalement en août du fait de l'upwelling côtier. Ces auteurs ont renchéri en y ajoutant que cette période coïncide avec la présence d'une atmosphère caractérisée par une très faible pluviosité due principalement à une inversion de température assez proche de la surface. Une telle situation empêche le développement de nuages convectifs et autorise par contre la formation de voile bas de stratus interceptant très fortement le rayonnement solaire (Monteny et Casenave, 1989).

L'upwelling côtier, résulte donc des interactions météo- océanographiques avec des variations climatiques globales. L'intensité de son refroidissement (3 à 5°C en moyenne) par rapport aux eaux équatoriales plus chaudes influence la qualité du flux de mousson qui transite au-dessus de l'upwelling lors de son trajet vers l'Afrique de l'Ouest (Mahé *et al.,* 2000 ; Mahé, 2006).

Boko (1988), Houndénou (1998) et Yabi *et al.* (2007), ont aussi décrit que pendant la période de juillet à août, qu'il pleut plus au centre et au nord contrairement au sud du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou, où on assiste à l'apparition des facteurs inhibiteurs de la pluviogénèse, marquant ainsi la petite saison sèche. Cette période précède la petite saison pluvieuse qui démarre de mi-septembre à mi-novembre (période au cours de laquelle se manifestent les crues qui occasionnent les inondations à Bonou).

Cette analyse a montré que les températures de surface océaniques sont optimales au même titre que les hauteurs de pluie journalière pendant les mois de septembre ou d'octobre. Il convient de dire que les températures de surface océaniques sont l'un des facteurs qui influencent la pluviogénèse dans le secteur d'étude.

3.5. Les facteurs continentaux

3.5.1. Évolution des hauteurs de pluie et vitesse du vent au pas de temps journaliers

La vitesse du vent évolue quasiment au même rythme que les hauteurs de pluie (figure 3.26). Il a été noté que les vents sont moins importants et sont à faibles vitesses (0 à 3 m/s) pendant les mois de faible pluviosité alors qu'ils sont plus importants et supérieurs à 4 m/s pendant la saison des pluies. Les coefficients de corrélation de Pearson au seuil de 95 % entre les pluies moyennes et la vitesse moyenne du vent ont donné respectivement du nord au sud en passant par le centre 0,1 ; 0,091 et 0,072.

Or, l'analyse du champ pluviométrique interannuel dans cette étude a montré en plus de la décroissante du gradient ouest-sud, un gradient décroissant nord-sud des hauteurs de pluies. Ce qui est confirmé par les valeurs de corrélations, même si ces corrélations sont faibles.

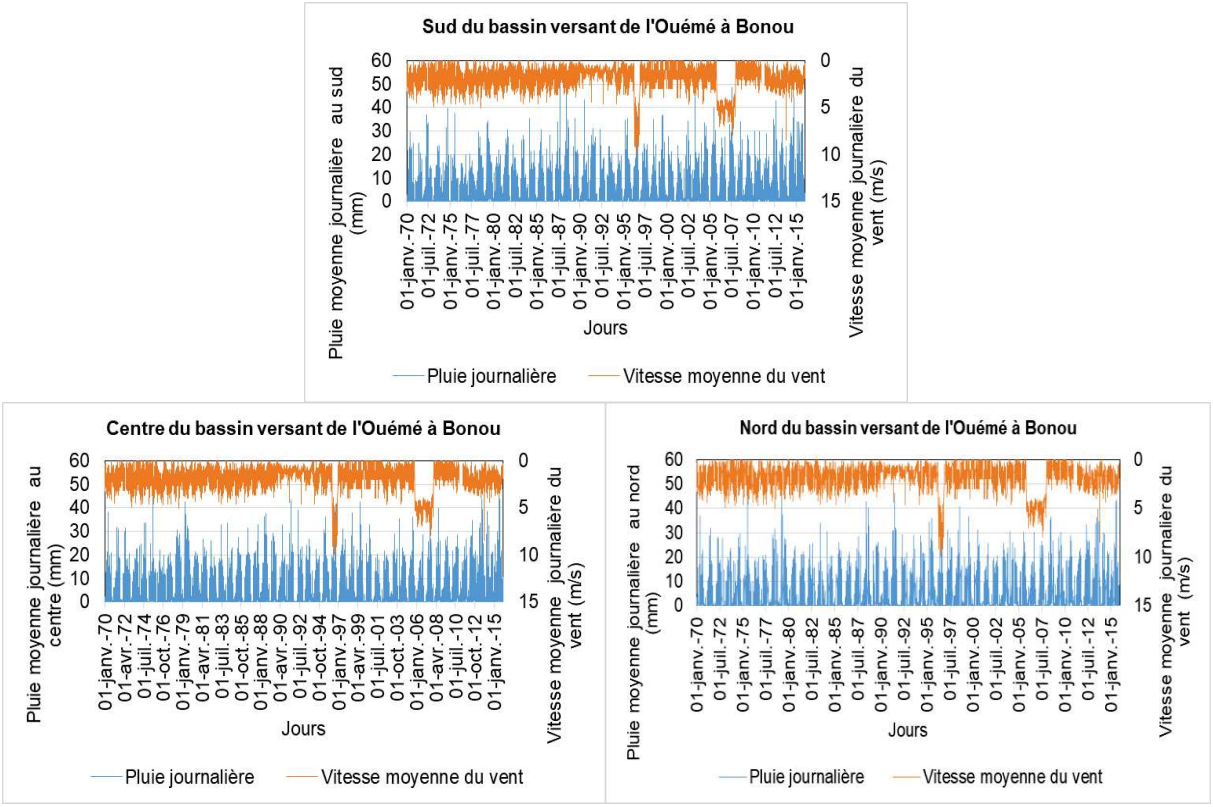


Figure 3. 26:Evolution des hauteurs de pluie journalières et la vitesse du vent de 1970 à 2015

Cependant, la diminution interannuelle de la pluie vers le sud qui n'est pas loin du littoral marin peut être imputée à l'effet de l'orientation côtière par rapport aux vents. Cette remarque est déjà décrite par Trewartha (1961), Mahé *et al. (*2000), que l'orientation côtière par rapport aux vents joue un rôle important sur la pluviogénèse des pays côtiers du golfe de Guinée.

3.5.2. Evolution des hauteurs de pluie et humidité relative au pas de temps journaliers

L'analyse de la figure 3.27, indique que l'humidité relative présente une variabilité avec l'évolution de la pluie. Les fortes valeurs de l'humidité sont plus remarquables pendant les saisons pluvieuses (70 à 98 %) et elles croient progressivement à partir du mois de mars où elles atteignent leur pic entre juin et octobre. Ce constat peut être imputé au déplacement en latitude de la Zone de Convergence Intertropicale du Front (ZCIT), limite entre deux masses d'air dont l'une apporte l'humidité à partir du golfe de Guinée (alizé maritime) qui apporte la mousson et la seconde sèche, d'origine continentale (alizé continentale) pendant cette période (Le Lay *et al.,* 2005).

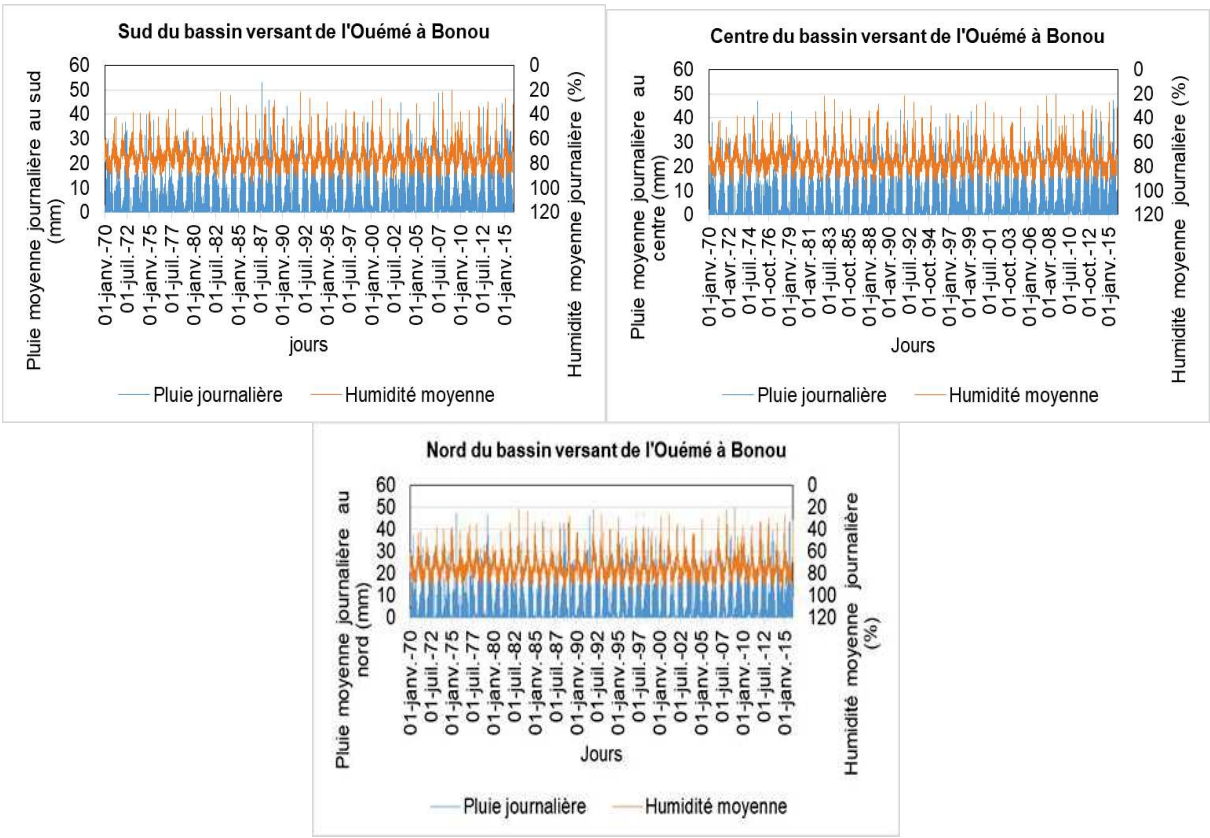


Figure 3. 27:Evolution des hauteurs de pluie journalières et l'humidité relative de 1970 à 2015

Ces observations corroborent les analyses des champs de moyens de l'humidité relative sur le secteur d'étude. Déjà, Houndénou (1999), Cité par Chabi (2015), ont indiqué que les sources du degré hygrométrique élevé au Bénin (80 à 90 %) sont d'origine océanique et continentale. Ils ont montré que le flux humide primaire en provenance de l'océan Atlantique est renforcé au-dessus des masses d'eau littorale et continentale. Pour Chabi (2015) et Vissin (2015) les précipitations au Bénin naissent d'un ensemble de conditions hygrométriques créées par les interactions Atmosphère-Océan-Atlantique-Terre. Il convient de dire qu'il existe un lien entre l'humidité relative et la pluviométrie dans le bassin.

3.5.4. Evolution des indices de mousson ouest-africaine et les hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou au Bénin

Lorsque les anomalies de l'indice de mousson dans le golfe de Guinée sont positives et augmentent, les hauteurs de pluies aussi augmentent alors que les jours sans pluie ou correspondent aux anomalies négatives (figure 3.28). Ce constat amène à dire que les indices de mousson ouest-africaine dans le golfe de Guinée influencent les abats pluviométriques sur le secteur d'étude. Cette situation est déjà décrite par Amoussou *et al.* (2015) que les pluies de

mousson peuvent précipiter en une journée accompagnée de l'averse et occasionner quelques dégâts sur le bassin de l'Ouémé au lieu d'être, réparties sur tout un mois ou sur une période.

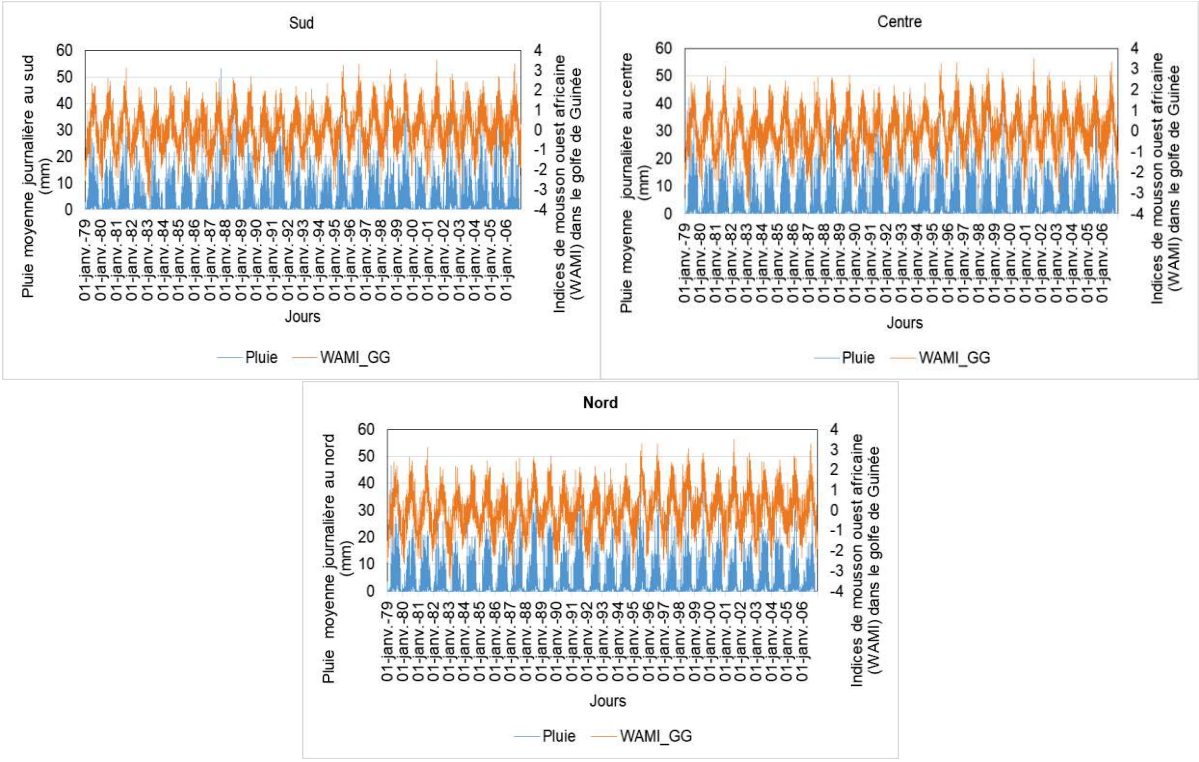


Figure 3. 28:Indices de mousson ouest-africaine dans le golfe de Guinée (entre 925 hPa et 200 hPa) et l'évolution de la pluie dans le secteur d'étude de1979 à 2006

Source de WAMI : http://climatologie.u-bourgogne.fr/data/AMMA_D1.1.3/DYNAMIC_INDEXES/NCEP2/wami.html

Par ailleurs, au seuil de 95 % avec la corrélation de Spearman, les valeurs des corrélations entre les indices journaliers de mousson et la pluie journalière varient respectivement du sud au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 0,56 , de 0,58 et de 0,61. Cela témoigne que les flux de mousson influencent plus la pluviométrie du secteur d'étude au nord qu'au sud du bassin. Houndénou *et al. (*1998) avaient déjà indiqué que la région du nord-ouest est la plus pluvieuse du fait que la chaîne de l'Atacora, au nord-ouest, induit une différence zonale dans la pluviométrie puisqu'elle constitue un obstacle au flux de mousson venant du sud-ouest et au flux d'est qui est dominé par les lignes de grains (Afouda, 1990 ; Chabi, 2015 ; Sagna, 1988 ; 2005).

3.5.5. Influence des coordonnées géographiques (l'altitude, et la latitude) sur l'évolution spatio-temporelle de la pluviométrie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou au Bénin

La figure 3.29, présente l'évolution spatio-temporelle de la pluie en fonction de l'altitude et de la latitude dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou.

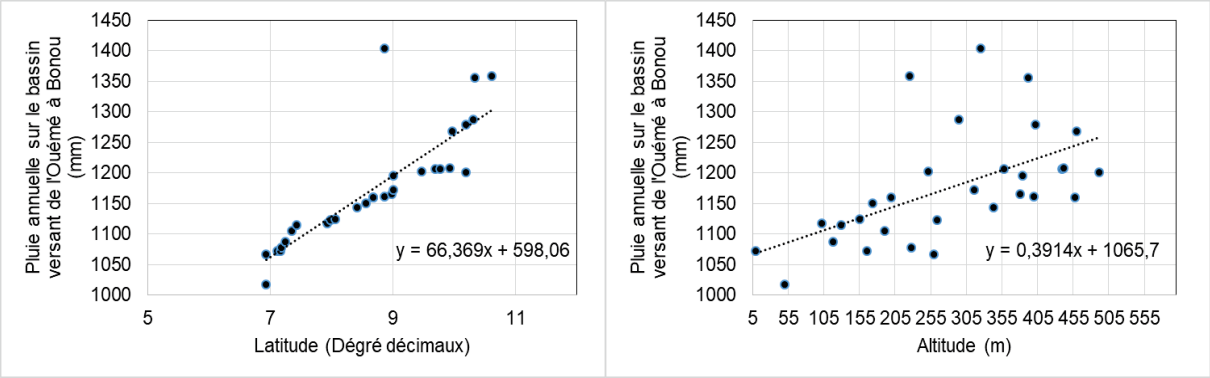


Figure 3. 29:Evolution des totaux pluviométriques moyens annuels et les coordonnées géographiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Il ressort de l'analyse de la figure 3.29 qu'au fur et à mesure que la latitude et l'altitude diminuent, la pluviométrie aussi décroît dans le secteur d'étude. C'est-à-dire les totaux pluviométriques moyens annuels augmentent de la côte vers l'intérieur du pays. Ce constat du gradient décroissant nord-sud des hauteurs de pluies est déjà décrit par Boko (1975, 1988, 1992), Bokonon-Ganta (1987), dans le golfe de Guinée au Bénin. De même, Houndénou (1999) et Totin (2010) ont signalé que cette diminution de la pluviométrie du nord vers le sud est due à la diagonale de la sécheresse qui s'étend de l'ouest (du Ghana) au Bénin du fait de la remontée d'eau froide.

De plus la corrélation entre l'altitude et la pluviométrie moyenne annuelle a donné une corrélation de Pearson à 0,56 avec un niveau de signification de 1 %. Quant à la latitude, elle est corrélée avec les précipitations moyennes annuelles du nord au sud, soit une corrélation de Pearson à 0,82 au seuil de significativité de 1 %. Ces résultats corroborent les travaux de (Houndénou *et al.,* 1998). Ces chercheurs avaient déjà indiqué que les facteurs géographiques tels que l'altitude et la latitude jouent un rôle important dans la répartition spatio-temporelle des précipitations en région soudanienne, dont le nord-ouest du bassin-versant de l'Ouémé. Il convient de dire que la latitude, l'altitude sont aussi des facteurs déterminants dans la répartition de la pluie sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Synthèse des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Cette deuxième partie de ce chapitre a permis de mettre en évidence, quelques facteurs qui affectent les précipitations dans le secteur. En effet, la recherche a noté la climatologie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est le résultat de la dynamique des centres de pression atmosphérique dont l'anticyclone des Açores dans l'hémisphère nord et plus

spécifiquement de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans sur l'Atlantique équatoriale sud. Les résultats ont montré que l'anticyclone de Sainte Hélène régule les champs moyens de pression, de l'humidité et de la vitesse du vent auxquels s'ajoutent le balancement ou la migration de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) avec la formation des masses d'air qui déterminent la pluie dans le secteur d'étude. De plus, les résultats ont montré que les conditions atmosphériques relatives à la pression et l'humidité contribuent à l'état excédentaire ou non de la pluviométrie dans le bassin suivant les sous-périodes humides et sèches identifiées dans cette recherche. L'augmentation de la pression atmosphérique entre les deux premières sous-périodes (1951-1968 et 1969-1987), a contribué aux effets inhibiteurs du processus des mouvements ascendants des masses d'air, ce qui a empêché le développement et la propagation sur de longues distances des lignes de grains qui sont les principales sources des pluies orageuses et d'averses sur le secteur d'étude. Dans le même contexte, la baisse de l'humidité relative observée aussi bien dans la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest que sur le secteur d'étude au Bénin, entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987 a contribué également l'assèchement des masses d'air qui constituent un élément important dans la pluviogénèse. La combinaison de ces deux états des paramètres atmosphériques (Humidité et pression) entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987, ont affecté les précipitations et peuvent permettre d'expliquer la baisse pluviométrique en Afrique de l'Ouest et en particulier sur le bassin de l'Ouémé en particulier) enregistrée durant la sous-période 1969 – 1987. Par ailleurs, l'augmentation de la pression atmosphérique sur tout le continent ouest-africain avec la baisse observée sur le golfe de Guinée associée à l'augmentation de l'humidité relative entre la sous-période 1969-1987 et la sous-période d'après, 1988-2010, ont contribué au blocage ou a empêché le développement des effets antipluviogènes. De ce fait, ces conditions atmosphériques optimales (humidité relative) ont contribué au développement des excédents pluviométriques enregistrés pendant la dernière sous-période (1988-2010), marquée par des évènements extrêmes suivis d'inondation dans le secteur d'étude.

D'une manière générale, plusieurs facteurs interagissent, dont les conditions atmosphériques, les conditions océaniques et celles de la surface continentale, la vitesse et la direction des vents et les conditions de surfaces dans le processus pluviogène du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin dans l'espace ouest-africain des.

CHAPITRE IV

INDICATEURS ET ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES ÉVÉNEMENTS HYDROCLIMATIQUES EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU

CHAPITRE IV : INDICATEURS ET ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES ÉVÉNEMENTS HYDROCLIMATIQUES EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU

Ce chapitre fait l'analyse des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes capable d'occasionner les inondations dans le secteur d'étude. De ce fait, il a été mis en évidence la caractérisation des aléas hydroclimatiques associée aux indices de l'intensité journalière de pluie, aux 90ème, 95ème et 99ème percentiles, respectivement pour analyser les évènements forts, très forts et extrêmement forts. De même, l'évolution pluviométrique est analysée par rapport à la classification hiérarchique ascendante de Ward des hauteurs de pluie. À partir de l'évolution des précipitations et des débits maximaux en 24 heures, l'analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes caractéristiques des crues susceptibles d'occasionner des inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou a été faite. Les périodes de retour de ces évènements hydroclimatiques extrêmes suivis des inondations dans le secteur d'étude ont été aussi présentées.

4.1. État des lieux des indicateurs d'analyse des événements hydroclimatiques extrêmes en Afrique de l'Ouest et sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou

L'étude des évènements extrêmes, en l'occurrence celle des débits de crue est un sujet fort ancien, mais toujours d'actualité en hydrologie (Miquel, 1984). Elle sert à prendre des dispositions permettant d'anticiper ou d'éviter les catastrophes éventuelles sur les plans sociaux, économiques et environnementaux que peut engendrer l'avènement d'une crue ou d'une inondation exceptionnelle. L'étude des évènements extrêmes s'avère aussi importante pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et d'assainissement face à la croissance démographique et aux effets pervers du réchauffement climatique. Cependant, les ouvrages hydrauliques, dont les ponts, les évacuateurs des crues des barrages, les hauteurs des digues de protection sont en effet essentiellement, dimensionnés à partir des estimations du débit maximal d'une période de retour donnée. La mise en place de ces infrastructures doivent faire face lors de la survenance des inondations dans une région donnée qu'elle soit urbaine ou rurale et elle doit prendre en prenant en compte les enjeux socioéconomiques, humains et environnementaux (Ouédraogo, 2001, Nka, 2016).

La plupart de ces ouvrages sont dimensionnés avec différentes méthodes de prédétermination des crues basées sur les valeurs de crues décennales calculées sur les bassins versants jaugés et considérés comme des normales (ou valeurs moyennes) et qui peuvent être utilisées sur des

bassins ayant des caractéristiques hydrogéologiques ou géomorphologiques similaires. Il s'agit notamment de la méthode développée par les hydrologues de l'Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer (ORSTOM), actuel Institut de Recherche pour le Développement (IRD) ; la méthode du Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques (CIEH) dans les années 1960-1970 qui a utilisé la cartographie des quantiles secs et humides de fréquence 1/10 et 1/20 pour l'étude fréquentielle des totaux annuels avec ajustement des lois (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Kodja, 2013 ; Nka, 2016). Or, dans le contexte de la forte variabilité climatique et ses corollaires à laquelle l'Afrique de l'Ouest est confrontée ces dernières décennies dont la fréquence et l'intensité des évènements pluviométriques et hydrologiques extrêmes, augmentent la vulnérabilité d'une population en croissance démographique, ces méthodes ou outils semblent être obsolètes pour l'analyse des évènements hydroclimatiques extrêmes. En outre, avec le changement écologique et la variabilité climatique enregistrés dans beaucoup de pays d'Afrique à grands bassins fluviaux au sud du Sahara, ces outils sont caducs, inadaptés et ne doivent plus être les seules méthodes sur lesquelles doivent se baser les ingénieurs, les aménagistes, les hydrologues et les climatologues dans le contexte climatique actuel (Amani *et al.,* 2011 ; Nka , 2016). L'usage uniquement de ces outils pourrait conduire à une mauvaise estimation des apports du bassin-versant, à la pérénnisation d'un mauvais sous-imensionnement ou surdimensionnement des ouvrages ou dans la mise en place des systèmes d'alerte précoce face aux évènements extrêmes comme les inondations. Ceci ne serait pas sans conséquences néfastes sur les besoins des populations en matière d'alimentation en eau, sécurité alimentaire, énergétique, d'une manière générale sur la durabilité, la sécurité des systèmes humains et environnementaux. Il apparaît des modifications sensibles dans les paramètres hydroclimatiques servant au dimensionnement des ouvrages hydrauliques et pour une meilleure gestion des ressources en eau. Fort de ce constat, il est important de revoir ces normes usuelles, de désagréger l'étude des évènements pluvieux et hydrologiques extrêmes. Ceci, constitue une préoccupation majeure aussi bien pour les acteurs du développement que pour les scientifiques dans la détermination des normes voire indicateurs des évènements extrêmes par rapport à l'aménagement hydraulique.

4.1.1. Caractérisation des aléas pluviométriques à l'inondation dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

4.1.1.1. Evolution des indices de l'intensité journalière de pluie au sud, au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

La figure 4.1, présente l'évolution de l'intensité journalière de pluie au sud du secteur d'étude suivant les sous-périodes de rupture.

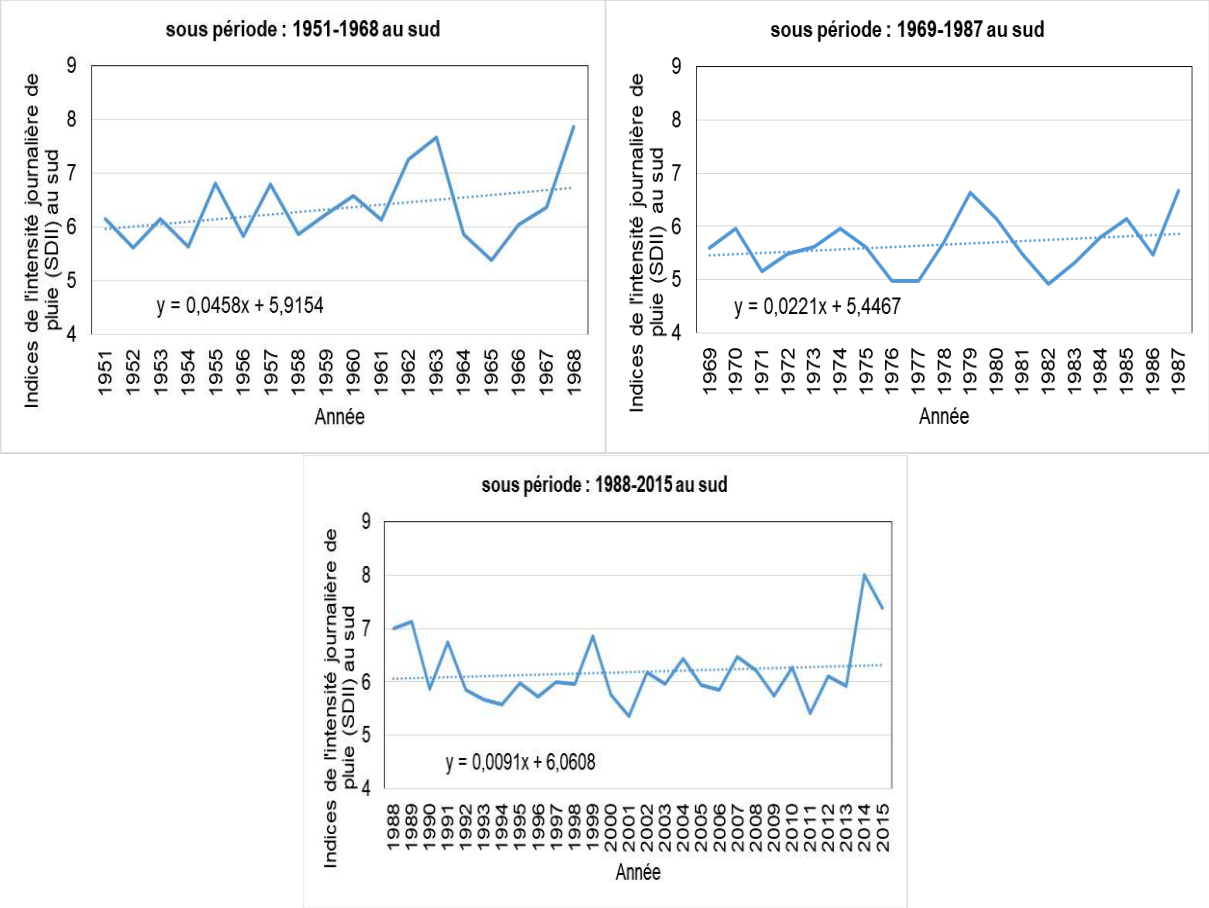


Figure 4. 1:Indices de l'intensité journalière de pluie au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

L'analyse de la figure 4.1 indique une variabilité de l'indice de l'intensité journalière de pluie dans la partie sud du bassin. Elle est en augmentation, quel que soit la sous-période. Ceci se justifie par les valeurs des pentes qui sont de 0,045 ; 0,022 et 0,009 respectivement pour les sous-périodes 1951-1968, 1969-1987 et 1988-2015. De plus, il faut retenir que l'intensité journalière est en baisse entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période d'après (1969-1987) soit une régression de 11 % contre une augmentation de 9,3 % entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015. Cette analyse amène à dire que la sous-période 1951-1968 a été plus pluvieuse, voire humide, que la sous-période 1969-1987 et celle-ci est déficitaire par rapport à

la dernière sous-période (1988-2015). Toutefois, la sous-période 1988-2015 est moins humide que la première sous-période (1951-1968) soit un écart de 2,4 %.

La figure 4.2, montre également la variabilité de l'indice de l'intensité journalière au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes de rupture.

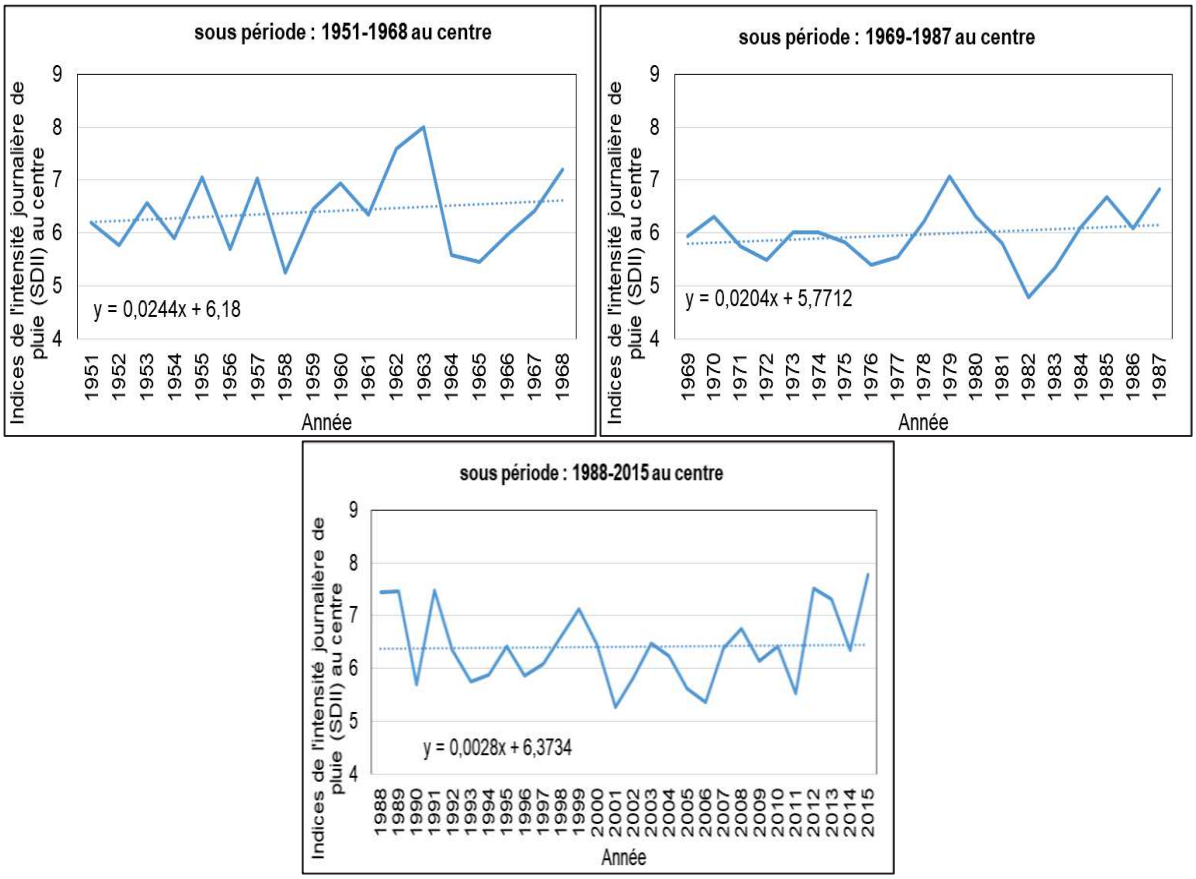


Figure 4. 2:Indices de l'intensité journalière de pluie au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

L'analyse de la figure 4.2 montre également la variabilité et une augmentation de l'indice de l'intensité journalière de pluie au centre du bassin avec des pentes de 0,024 ; 0,02 et 0,002 respectivement pour les sous-périodes 1951-1968 ; 1969-1987 et 1988-2015. Cette analyse révèle une régression de 6,8 % entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période d'après (1969-1987), ce qui justifie que la première sous-période 1951-1968 a été pluviométriquement plus humide que la seconde sous-période (1969-1987). De plus, entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015, il y a une augmentation de 7,4 % de l'intensité journalière de pluie. Entre la première sous-période (1951-1968) et la dernière sous-période (1988-2015), il y a un écart de positif de 0,05 %, ce qui montre que la sous-période 1951-1968 est plus humide que la

dernière sous-période (1988-2015) au centre du secteur du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Par contre de l'analyse de la figure 4.3 sur la série, il ressort que seule la sous-période 1951-1968 présente une augmentation de l'indice de l'intensité journalière de pluie avec une pente de 0.025 alors qu'il est observé une diminution de l'indice de l'intensité journalière de pluie, illustrée par des coefficients négatifs de la droite de régression de -0.001 et -0.005 respectivement pour les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015. En plus de cette situation, il est constaté que la sous-période 1951-1968 est supérieure à la sous-période 1969-1987 soit une régression de 5,8 % alors que la sous-période 1988-2015 connaît une augmentation de 6,31 % sur la période d'avant (1969-1987). Entre les sous-périodes 1988-2015 et 1951-1968, il est observé une diminution de 0,04 %, ce qui justifie que la première sous-période (1951-1968) est plus humide que la dernière sous-période (1988-2015)

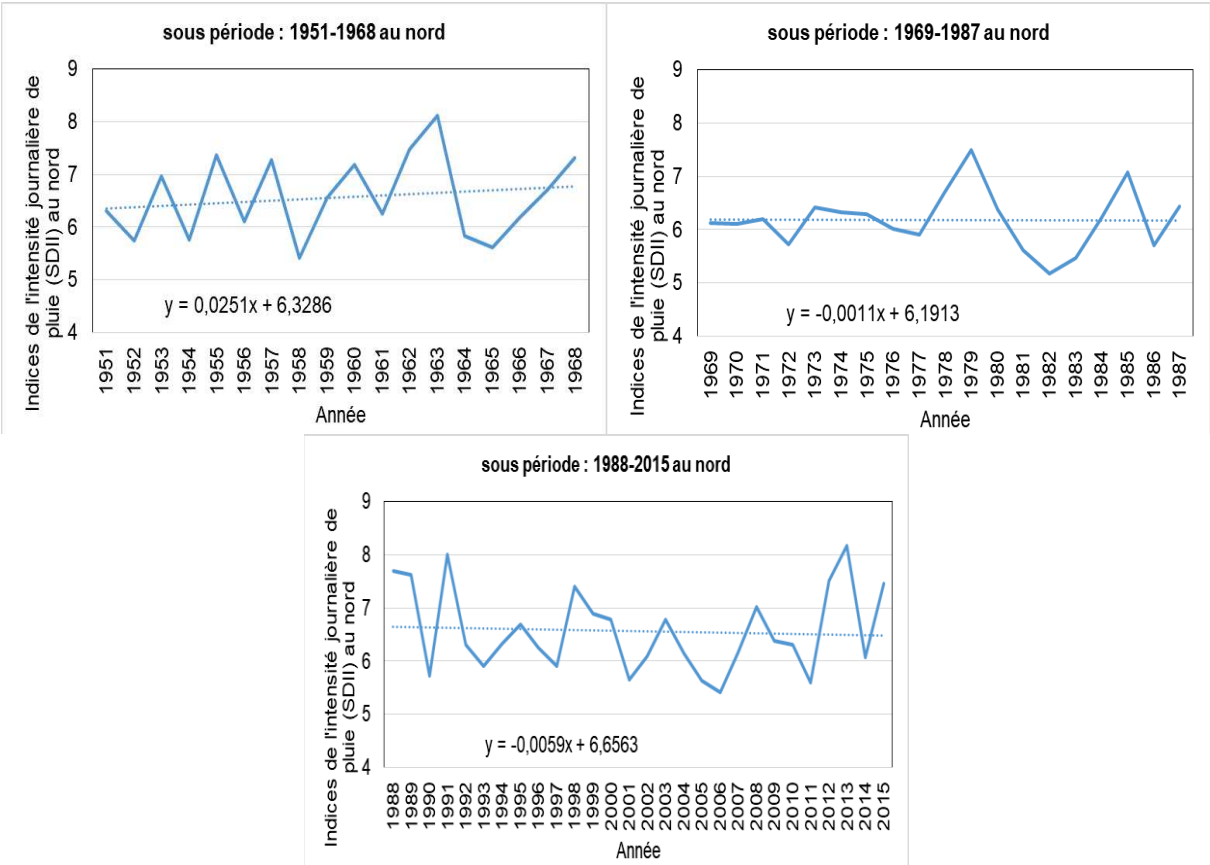


Figure 4. 3:Indices de l'intensité journalière de pluie au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

En somme, il est observé sur l'ensemble du bassin et à partir de l'indice de l'intensité journalière de pluie que la sous-période 1951-1968 a été pluviométriquement plus humide que la période 1969-1969 et que cette dernière est déficitaire par rapport à la dernière sous-période (1988-

2015). De même, la dernière sous-période (1988-2015) a été moins humide que la première sous-période (1951-1968). Ce constat corrobore les résultats de cette thèse sur l'analyse de la variabilité pluviométrique dans le secteur d'étude dans le chapitre III. Dans la même perspective, il faut aussi ajouter que l'augmentation des indices de l'intensité journalière de pluie observée pendant la dernière sous-période (1988-2015), est l'œuvre de la reprise pluviométrique enregistrée au cours de ces dernières décennies au Bénin et en particulier sur la bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou (Amoussou *et al.,* 2015 ; Totin *et al.,* 2016).

L'analyse de l'intensité journalière de la pluie a permis de décrire la moyenne des abats pluviométriques dont le cumul pluviométrique peut induire des inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

4.1.1.2. Variabilité des indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentiles au sud, au centre et au nord dans le secteur d'étude

La figure 4.4, montre l'évolution des quantiles des hauteurs de pluie journalière au sud du bassin selon les sous-périodes de rupture de stationnarité.

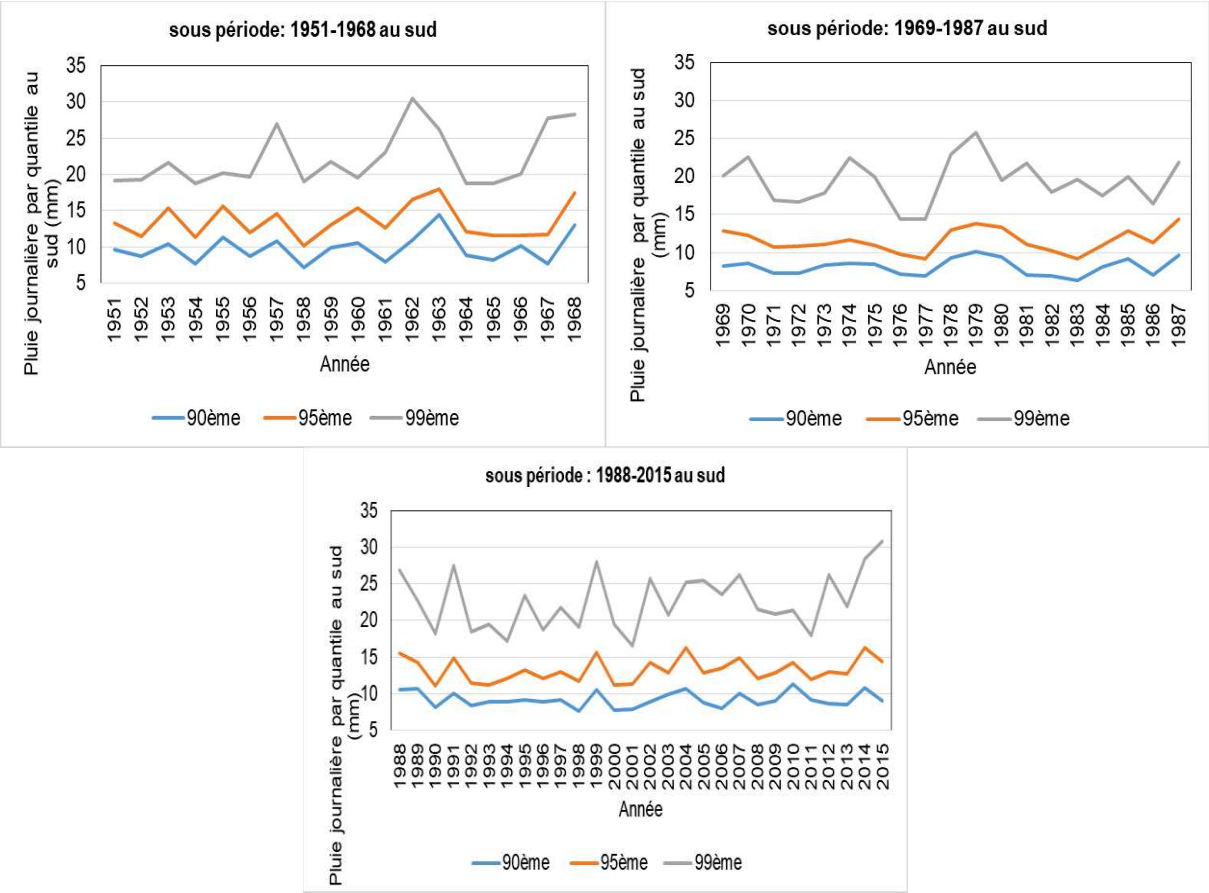


Figure 4. 4:Indicateurs pluviométriques associés 90ème, 95ème et 99ème percentile au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou pendant les sous-périodes

Il ressort de l'analyse de la figure 4.4, que les hauteurs de pluies associées aux 90ème, 95ème et 99ème percentile qui sont respectivement des indicateurs d'évènements extrêmement pluvieux, de très fortes pluies et de pluie forte, varient d'un jour à l'autre et d'une année à une autre sur les trois sous-périodes. Les 99ème percentiles, de la sous-période 1951-1968 varie de 18 à 30 mm, contre 13 à 25 mm dans la sous-période 1969-1987 et de 15 à 28 mm pour la sous-période 1988-2015. Ce qui confirme que la première sous-période est plus humide que les deux autres avec des années extrêmement humides (1957, 1963, et 1968). C'est le même constat avec les pluies associées au 95ème percentile où les hauteurs varient de 13 à 17 mm de 1951 à 1968 contre 8 à 12 mm sur la sous-période 1969-1987 et de 11 à 14 mm pour 1988-2015. Quant au 90ème percentile les hauteurs de plus y afférentes varient de 7 à 12 mm sur la période de 1951-1968, de 5 à 7 mm pour 1969-1987 et 5 à 10 mm entre 1988-2015 dans la partie sud du secteur d'étude.

La figure 4.5, quant à elle, montre l'évolution des quantiles des hauteurs de pluie journalière au centre du bassin selon les sous-périodes de rupture de stationnarité.

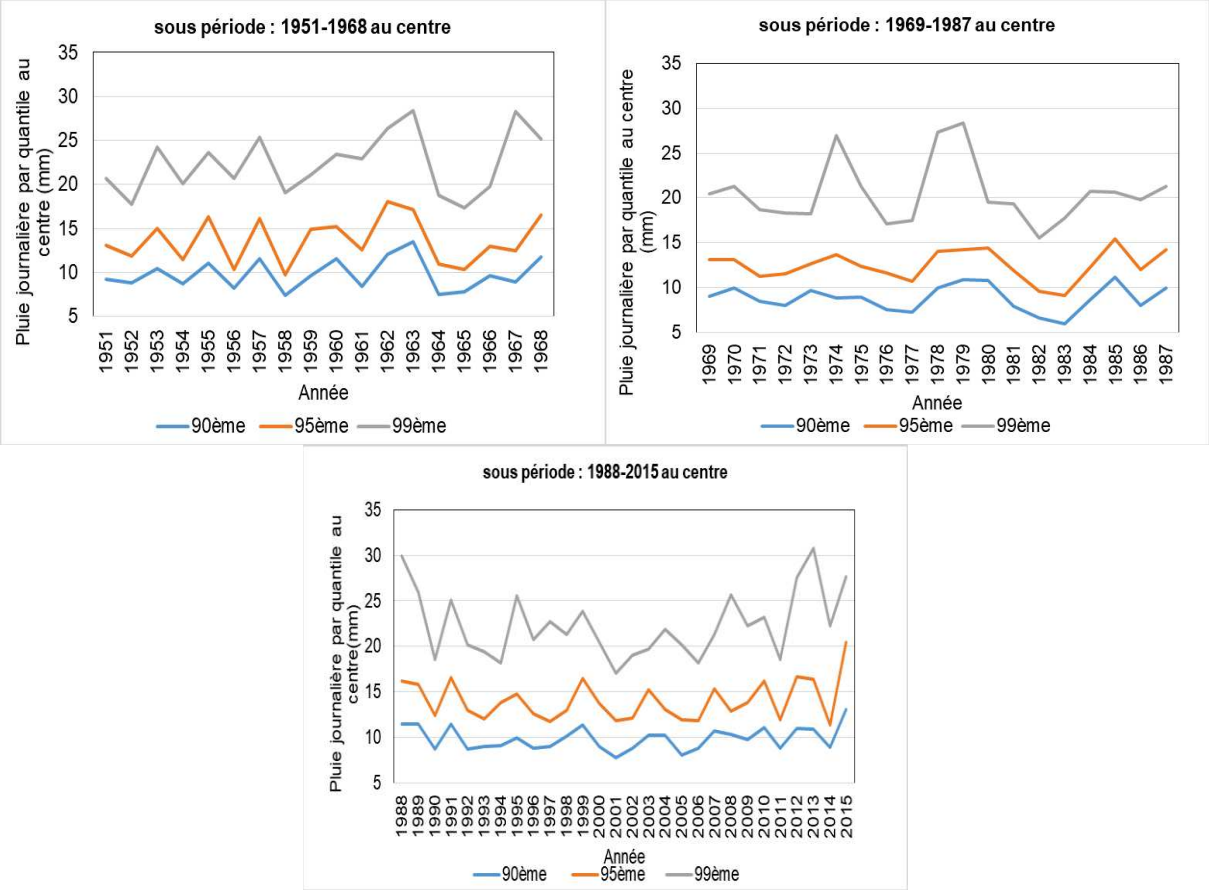


Figure 4. 5:Indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentile au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou pendant les sous-périodes

L'analyse de la figure 4.5, révèle que les pluies associées au 99ème percentile (évènements extrêmement pluvieux) de la sous-période 1951-1968 varient de 16 à 28 mm contre 15 à 27 mm de 1969-1987 alors qu'elles sont de 16 à 30 mm pour la sous-période 1988-2015. Quant aux pluies associées au 95ème percentile (très forte pluie), elles varient de 10 mm à 18 mm sur la période 1951-1968, de 9 à 15 mm pour la sous-période 1969-1987 contre 12 à 20 mm sur la période de 1988-2015.

S'agissant des pluies associées au 90ème percentile (forte pluie), les hauteurs de pluies varient de 7 à 13 mm contre 6 à 11 mm sur la période de 1969-1987 et de 7 à 13 mm pendant 1988 à 2015. De même, les hauteurs de pluies associées au 90ème percentile de la sous-période 1969-1987 ont également diminué.

La figure 4.6, présente l'évolution des quantiles des hauteurs de pluie journalières au nord du bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

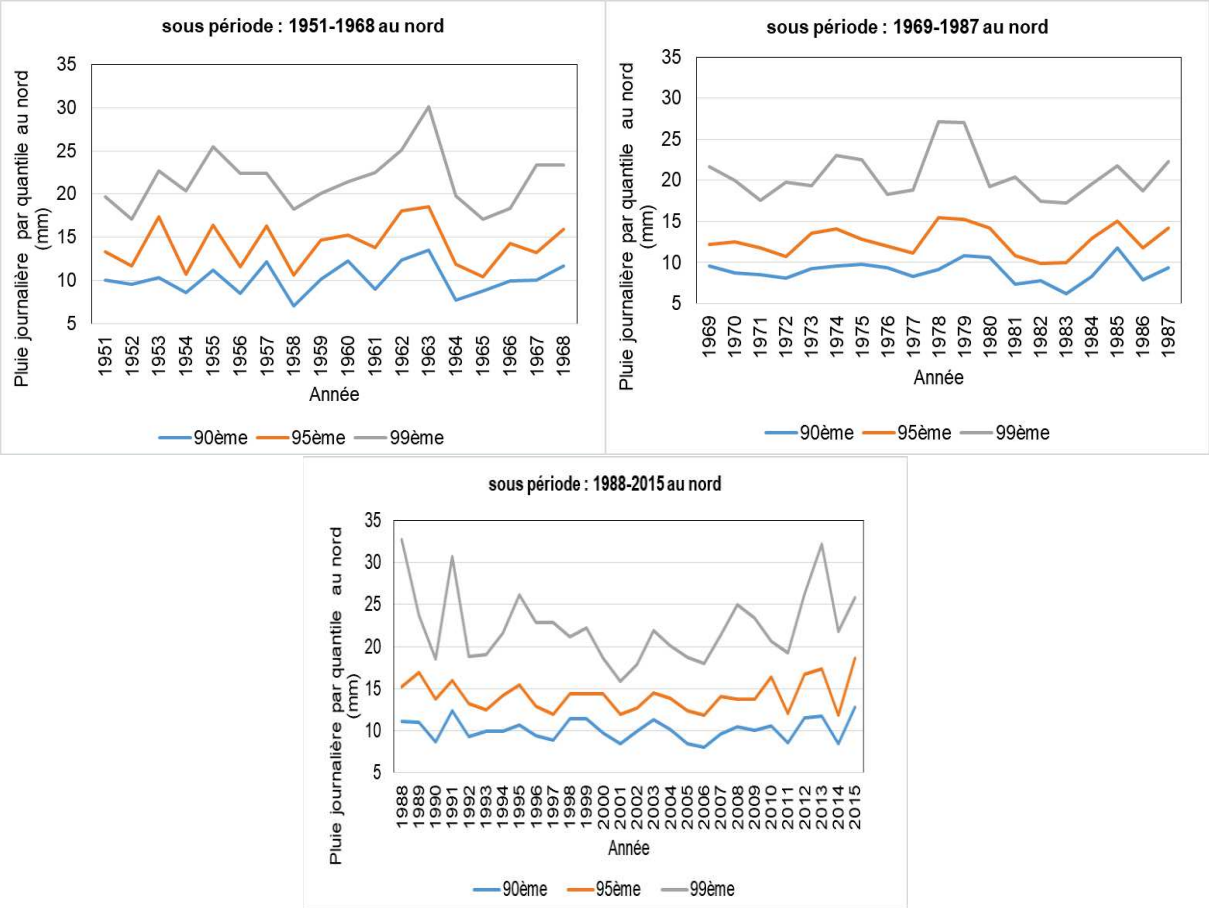


Figure 4. 6:Indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentile au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

Il faut retenir de l'analyse de la figure 4.6 que les pluies associées au 90ème, 95ème et 99ème percentile des hauteurs de pluie au nord du bassin varient selon les sous-périodes. Les pluies associées au 99ème percentile sont au-dessus des pluies de 95ème et 90ème percentile. Sur la période de 1951-1968, les pluies relatives aux pluies extrêmement fortes associées au 99ème percentile varient de 17 à 30 mm, de 17 à 27 mm sur la période de 1969-1987 contre 16 à 33 mm pendant la sous-période de 1988-2015. Par contre les pluies associées au 95ème percentile indiquant les pluies très fortes, varient de 11 à 18 mm de 1951 à 1968, contre 10 à 15 mm sur la sous-période de 1969-1987 et de 12 à 18 mm pendant la sous-période 1988-2015.

Pour le 90ème percentile, les fortes pluies varient de 7 à 13 mm de 1951-1968, de 6 à 12 mm sur la période de 1969-1987 contre 7 à 13 mm sur la dernière sous-période (1988-2015). En somme, il ressort de cette analyse que le secteur d'étude est confronté à des évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts. De même, la concentration de ses abats pluviométriques en 24 heures est susceptible surtout au cœur de la saison pluvieuse d'occasionner des inondations qui ne seraient pas sans conséquences sur les systèmes humains et environnementaux dans bassin-versant.

Le tableau 4.1, présente en pourcentage les écarts entre l'évolution des indicateurs pluviométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile au sud, au centre et au nord dans le secteur d'étude suivant les trois sous-périodes.

Tableau 4. 1:Récapitulatifs des écarts (en %) entre l'évolution des indicateurs pluviométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile suivant les trois sous-périodes

	Écarts en pourcentage (%) entre les sous-périodes		
Percentile	**1951-1968 et 1969-1987**	**1969-1987 et 1988-2015**	**1951-1968 et 1988-2015**
Sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
90ème	-17	13	-6
95ème	-14,8	14,6	-2,3
99ème	-12,6	16,6	1,9
Centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
90ème	-10,08	12,5	1,2
95ème	-8,4	12,6	3,15
99ème	-8,3	9,07	0,03
Centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
90ème	-11,5	12,8	-0,2
95ème	-10,4	12,03	0,4
99ème	-4,7	8,6	3,5
Écarts négatifs = Régression ou diminution et Écarts positifs = Augmentation			

L'analyse du tableau 4.1, indique globalement que sur la série, les indicateurs des évènements pluviométriquement forts, très forts et extrêmement forts associés au 90ème percentile sont en

régression entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période d'après du sud au nord en passant par le centre du secteur d'étude. Cela se justifie par les valeurs négatives des différents écarts et montre que le secteur d'étude a enregistré plus d'évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts pendant la sous-période 1951-1968 que la sous-période 1969-1987. Par contre ces indicateurs (90ème, 95ème et 99ème percentile) ont connu une augmentation entre la dernière sous-période 1988-2015 et la sous-période d'avant (1969-1987) sur l'ensemble du bassin. Ce constat est illustré par les écarts positifs observés et permet de dire que la sous-période 1969-1987 a été moins marquée par les évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts par rapport à la sous-période 1988-2015. Entre la première sous-période (1951-1968) et la dernière sous-période (1988-2015), seuls les indicateurs (90ème et 95ème percentile au sud) et (90ème percentile au nord) ont révélé que la sous-période 1988-2015 est moins humide et a connu moins d'évènements pluviométriquement forts et très forts dans le secteur d'étude.

De plus, il ressort de l'analyse de ce tableau que l'écart entre les évènements pluvieux extrêmement forts (99ème percentile au sud), évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts (90ème, 95ème et 99ème percentile au centre) et les évènements pluvieux très forts et extrêmement forts (95ème et 99ème percentile au nord) sont en augmentation dans le secteur d'étude entre la première sous-période (1951-1968) et la dernière sous-période (1988-2015). Cependant, l'augmentation des quantiles de pluie constatée sur la dernière sous-période (1988-2015) justifie les constats de la reprise pluviométrique observée depuis les années 1990 et déjà signalée par (Amoussou *et al.,* 2014).

Selon Crétat *et al. (*2012), Totin *et al.* (2016), cette période est marquée par de fortes intensités de pluies et la récurrence plus fréquente d'événements extrêmes suscitant des inquiétudes par rapport à la gravité des inondations, comme le cas dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

4.1.1.3. Variabilité des indicateurs pluviométriques à partir des classes de pluie au sud, au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

L'évolution du nombre de jours de pluie par classe de pluie au sud, du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes est illustrée par la figure 4.7. Son analyse révèle qu'au sud du secteur d'étude le nombre de jours de pluie par classe varie d'une sous-période à une autre. Pendant la sous-période 1951-1968, le nombre de jours de pluie de 1

à 5 mm varie de 95 à 131, pour 5 à 10 mm varient de 40 à 62, de 10 à 49 pour les pluies de 10 à 20 mm, de 0 à 9 pour les pluies de 20 à 50 mm alors que les pluies supérieures à 50 mm sont de 0 à 1 voire rares dans le secteur d'étude.

Pour la deuxième sous-période (1969-1987) les fréquences sont de 92 à 138, de 38 à 70, de 16 à 46, de 1 à 13 et de 0 à 1 et elles correspondent respectivement aux classes de pluies de 1 à 5 mm, de 5 à 10 mm, de 10 à 20 mm, de 20 à 50 mm et les pluies supérieures à 50 mm.

Quant à la dernière sous-période (1988-2015), les classes de pluies comprises entre 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm, 20 à 50 mm et les pluies supérieures à 50 mm ont dans l'ordre une fréquence de 71 à 131, de 30 à 69, de 13 à 48, de 0 à 13 et de 0 à 1 au sud du secteur d'étude.

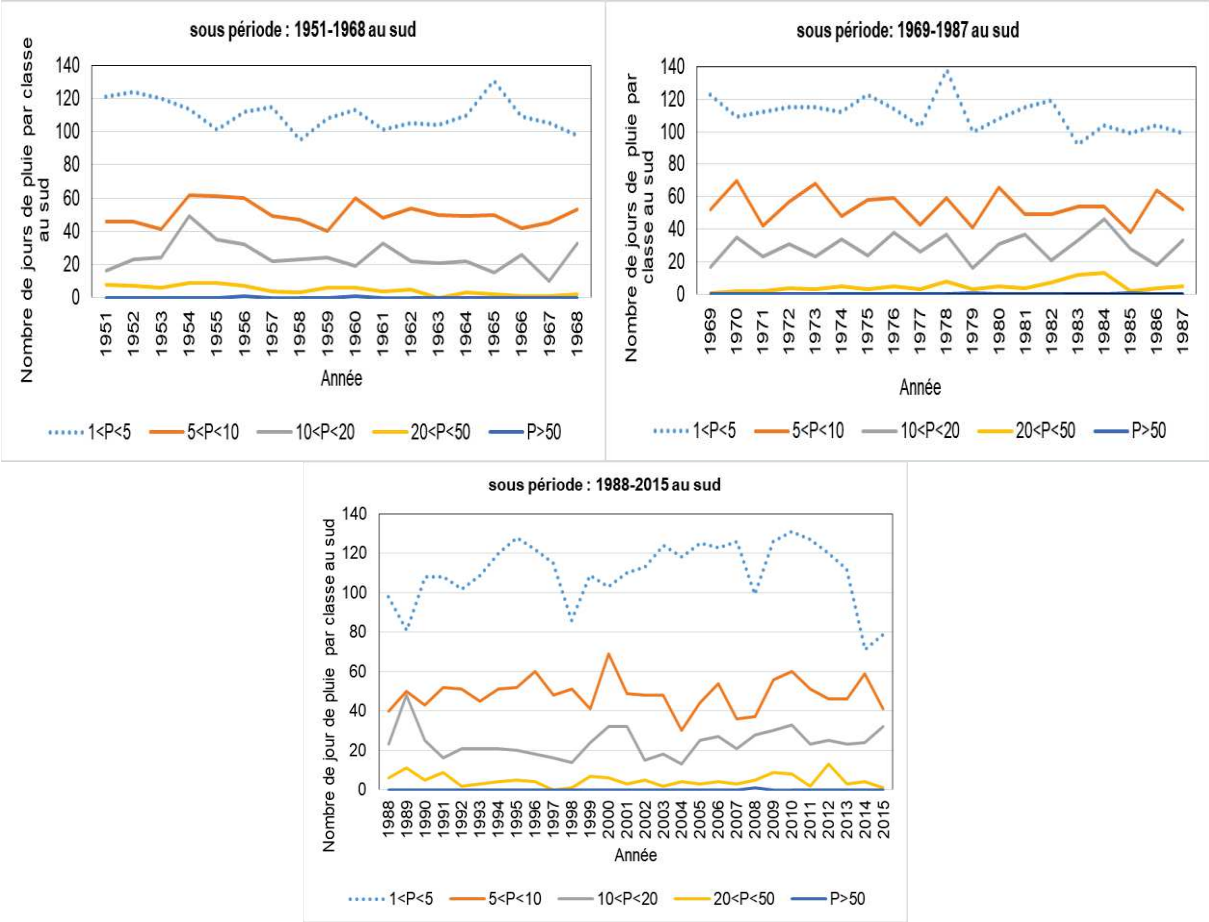


Figure 4. 7:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

L'évolution du nombre de jours de pluie par classes de pluie dans la région centrale du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou (figure 4.8) indique que les classes de pluie 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm, 20 à 50 mm de la sous-période (1951-1968) ont respectivement

une fréquence de 94 à 117, d e 36 à 67, de 14 à 50, de 2 à 13 et une fréquence inexistante pour les classes de pluie supérieures à 50 mm au centre du secteur d'étude.

Durant la sous-période (1969-1987), les fréquences sont respectivement de 89 à 126, de 29 à 52, de 14 à 41, de 1 à 10 pour les classes de pluie 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm, 20 à 50 mm et de fréquence nulle pour les pluies supérieures à 50 mm. Concernant, la sous-période, 1988-2015, les classes de pluie de 1 à 5 mm ont une fréquence de 78 à 132.

Elle est de 38 à 59 pour les classes de pluie de 5 à 10 mm, de 21 à 41 pour les classes de pluie de 10 à 20 mm, de 1 à 19 pour les pluies de 20 à 50 mm et de fréquence nulle pour les classes de pluie correspondantes aux pluies supérieures à 50 mm au centre du secteur d'étude.

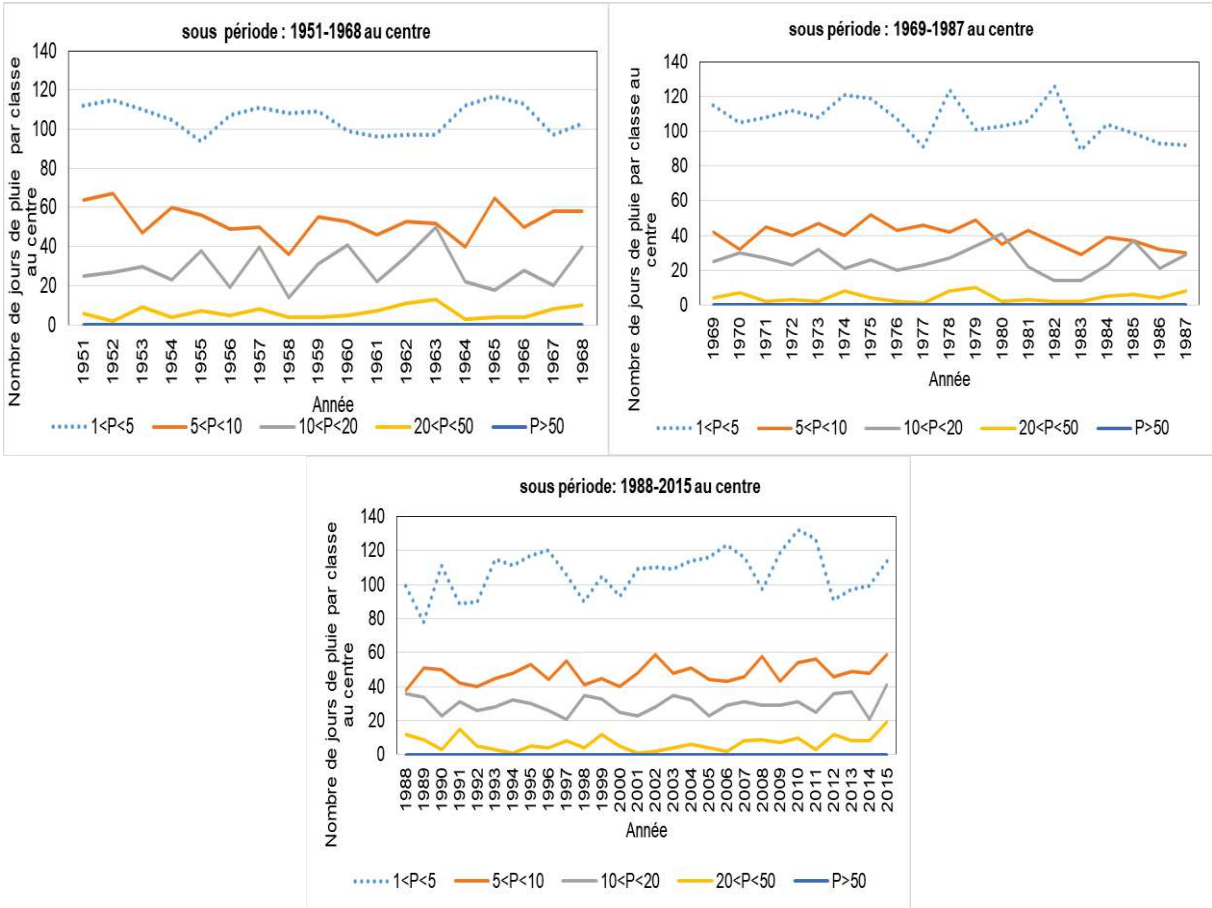


Figure 4. 8:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

La figure 4.9, présente l'évolution du nombre de jours de pluie par classes de pluie dans au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Il ressort de son que le nombre de jours de pluie varie aussi bien d'une classe à une autre et d'une sous-période à une autre. En effet, pendant la sous-période 1951-1968, les classes de pluie de 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm,

20 à 50 mm ont respectivement une fréquence de 92 à 121, de 37 à 61, de 17 à 47 de 2 à 17 et de fréquence nulle pour les pluies supérieures à 50 mm.

La fréquence varie respectivement de 84 à 115, de 24 à 52, 16 à 41, 0 à 8 et nulle pour les classes de pluie de 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm, 20 à 50 mm et plus de 50 mm sur la sous-période 1969-1987. Sur la dernière sous-période (1988-2015) et pour les classes de pluie de 1 à 5 mm, 5 à 10 mm, 10 à 20 mm, 20 à 50 mm, les fréquences sont respectivement de 79 à 124, 35 à 59, 21 à 40, de 1 à 15 et fréquences nulles pour les pluies supérieures à 50 mm au nord du secteur d'étude.

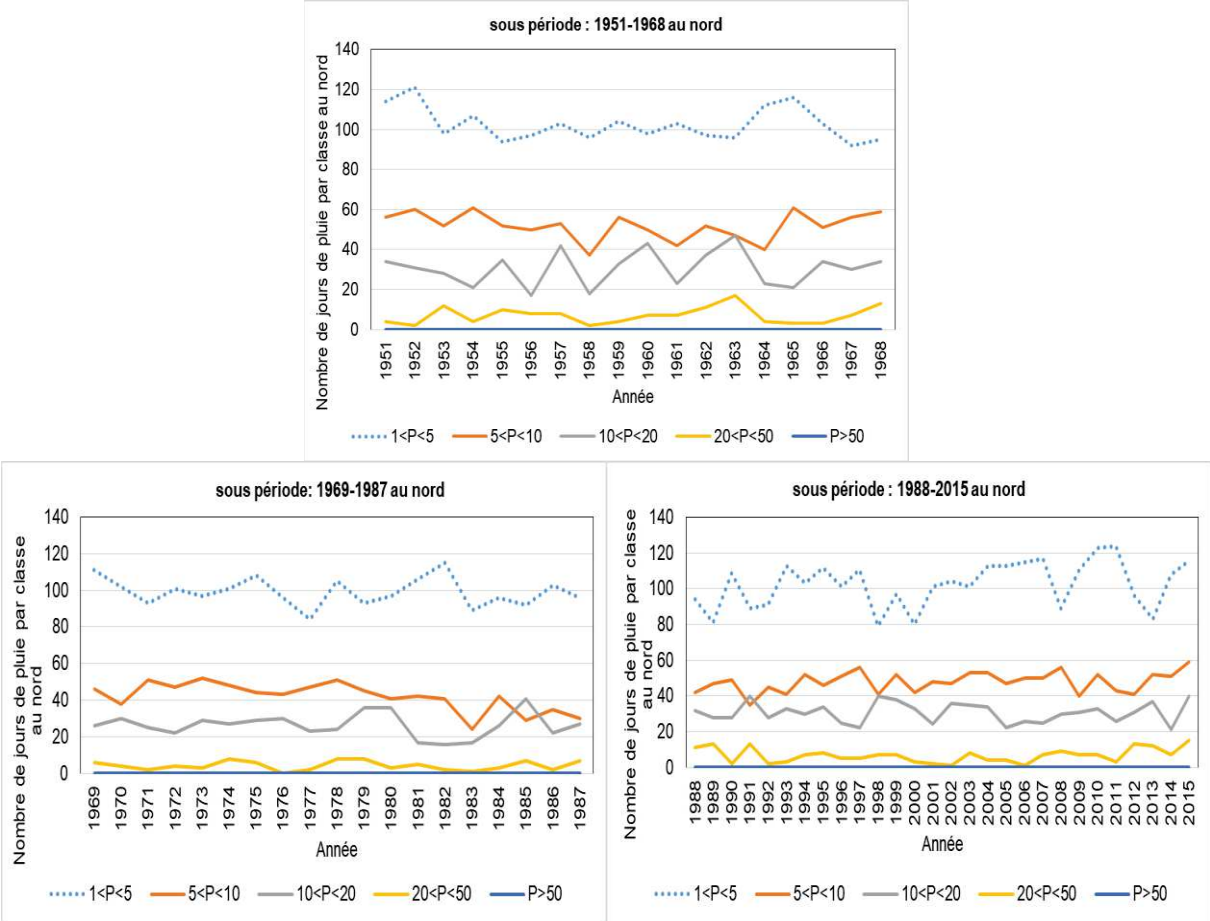


Figure 4. 9:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

Il convient de dire de l'analyse de la figure 4.7, 4.8 et 4.9, que la fréquence des pluies de 1 à 5 mm est au-dessus de la fréquence des autres classes de pluies du sud au nord en passant par le centre du secteur d'étude. Elle est suivie respectivement des classes de pluie comprises entre de 5-10 mm, de 10-20 mm, de 20-50 mm et plus de 50 mm. De plus, les classes de pluie de 1-5 mm, 5-10 mm, de 10-20 mm sont les classes de pluie moyennement régulières pendant les saisons de pluies sur le secteur d'étude alors que les pluies de 20-50 mm ont globalement une

fréquence inférieure à 20 sur la série. Les classes de pluies supérieures à 50 mm sont des pluies rares et exceptionnelles au sud du secteur d'étude alors qu'elles sont inexistantes au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

En effet, dans une analyse sur la typologie de la variabilité des pluies en Afrique de l'Ouest (Carbonnel *et al.,*1987) et au nord-ouest du Bénin, dans la région soudanienne (Houndénou *et al.,* 1998) avaient déjà indiqué que les pluies compris entre 1 et 20 mm sont des pluies fines et continues de mousson et que les pluies de 20 à 40 mm sont des pluies modérées liées également à la mousson. Ces chercheurs ont ajouté que les pluies de 40 mm et plus sont liées aux phénomènes pluviogéniques des lignes de grains (Mugnier, 1995). Dans la même perspective, cette étude toute comme d'autres (Afouda, 1990 ; Houndénou *et al.,* 1998) ont montré que la pluviométrie du Bénin en particulier celle du bassin-versant de l'Ou

émé est sous l'influence du flux de mousson venant du sud-ouest, et du flux d'est qui est surtout dominé par les lignes de grains, génératrices d'averses et d'orages.

Or selon Amoussou *et al.* (2015), Chabi (2015), ces types de pluies peuvent induire des évènements pluvieux extrêmes associés aux inondations. Les résultats de ces chercheurs amènent à dire dans le cadre de cette étude que les classes de pluie de 1-5 mm ; 5-10 mm et de 10-20 mm peuvent être aussi considérées comme des pluies fines continues liés à la mousson. Quant aux classes de pluie de 20 à 50 mm considérées dans cette étude, elles intègrent les 40 mm et plus de la typologie de (Carbonnel *et al.,* 1987 ; Houndénou *et al.,* 1998) et ne sont pas isolées de la classe des pluies responsables d'averses et d'orages susceptibles d'induire des inondations dans le secteur d'étude.

Le calcul des écarts entre les classes de pluie des différentes sous-périodes (tableau 4.2) ont permis d'apprécier la diminution ou l'augmentation de la fréquence de ces classes de pluie au sud, au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou.

Il ressort de l'analyse du tableau 4.2, qu'au sud du secteur d'étude et avec toutes les classes de pluie, seul le nombre de jours de pluie supérieur à 50 mm a connu une diminution de 5,3 % entre la sous-période 1951-1968 et la sous-période 1969-1987. Par contre entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987, les nombres de jours de pluie des classes de pluie de 1-5 mm, 5-10 mm, 10-20 mm et 20-50 mm de pluie ont connu respectivement une augmentation de 0,37 %, 7,3 %, 16,3 % et 3,9 %.

Tableau 4. 2:Récapitulatifs des écarts de la fréquence des classes de pluie dans le secteur d'étude

	Écarts en pourcentage (%) du nombre de jours de pluie entre les sous-périodes des classes de pluie		
Percentile	**1951-1968 et 1969-1987**	**1969-1987 et 1988-2015**	**1951-1968 et 1988-2015**
Sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
1<P<5	0,37	-0,25	0,12
5<P<10	7,3	-9,8	-3,3
10<P<20	16,3	-17,7	-4,4
20<P<50	3,9	-1,6	2,2
P>50	-5,3	-66,1	-67,9
Centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
1<P<5	0,76	0,53	1,3
5<P<10	-25,02	20,16	-9,9
10<P<20	-11,42	15,18	2,02
20<P<50	-31,02	54,52	6,58
P>50	***	***	***
Nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou			
1<P<5	-3,26	3,46	0,09
5<P<10	-19,35	14,32	-7,80
10<P<20	-13,52	16,29	0,57
20<P<50	-39,1	55,82	-5,1
P>50	***	***	***
*Écarts négatifs : Régression ; Écarts positifs : Augmentation ; ***Pluie quasi inexistante*			

Entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015, il est remarqué une régression du nombre de jours de pluie sur toutes les classes de pluie utilisées dans cette étude. Cela est illustré par les écarts négatifs observés. Concernant les sous-périodes, 1951-1968 et 1988-2015, il est constaté qu'une régression du nombre de jours de pluie des classes de 5-10 mm, 10-20 mm, 50 mm et plus. Ce constat s'illustré par les écarts négatifs confirme que la première sous-période 1951-1968 est pluviométriquement plus humide que la dernière sous-période (1988-2015). Toutefois, les écarts positifs de 0,12 % et 2,2 %, observés respectivement dans le nombre de jours de pluie des classes de 1-5 mm et 20-50 mm entre la première sous-période et la dernière sous-période , montrent que le nombre de jours de pluie sur ces classes est en augmentation. Ce qui amène à imputer cette situation à l'effet de la reprise pluviométrique de cette dernière décennie signalée dans cette thèse et autres travaux sur le bassin de l'Ouémé (Amoussou *et al.,* 2015 ; Totin *et al.,* 2016).

De même l'écart positif du nombre de jours de pluie dans les classes de pluie de 20-50 mm, qui prend en compte les pluies de 40 mm et plus augure que pendant les dernières décennies le sud du secteur d'étude est confronté aux pluies averses et orageuses dues aux lignes de grains (Houndénou *et al.,* 1988).

S'agissant du centre du secteur d'étude, le nombre de jours de pluie dont la hauteur d'eau est supérieure à 50 mm est inexistant. Toutefois, le nombre de jours de pluie de 1-5 mm est en augmentation entre 1951-1968 et 1969-1987. Par contre le nombre de jours de pluie est en régression entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987 en particulier sur les classes de pluie de 5-10 mm, 10-20 mm et 20-50 mm. Ce qui justifie globalement que sur ces classes de pluie, la sous-période 1969-1987 est pluviométriquement déficitaire par rapport à la sous-période 1951-1968. Il est aussi remarqué une augmentation du nombre de jours de pluie de 1-5 mm, 5-10 mm, 10-20 mm, 20-50 mm ce qui est illustré par les écarts de 0,5 %, de 20,2 %, de 15,2 % et de 54,5 % entre la sous-période 1969-1987 et 1988-2015. Ces résultats prouvent que la sous-période 1988-2015 est non seulement plus humide que la sous-période d'avant (1969-1987), mais aussi le secteur d'étude a connu plus de jours de pluie orageuse et d'averse (pluie comprise entre 40 mm et plus).

De même entre les sous-périodes 1951-1968 et 1988-2015, il y a une régression du nombre de jours de pluie des classes de 5-10 mm soit un écart de 9,9 % alors qu'il est constaté une augmentation des jours de pluie de 1-5 mm, 10-20 mm, 20-50 mm avec respectivement des écarts de 1,3 %, 2 % et 6,6 %, ce qui laisse présager que cette augmentation est liée à la reprise pluviométrique des dernières décennies indiquée dans beaucoup de travaux (Amoussou *et al.,* 2015).

Concernant le nord du secteur d'étude, il n'existe pas de jours de pluie dont la hauteur d'eau est supérieure à 50 mm. Mais il est également constaté une régression du nombre de jours de pluie sur toutes les classes de pluie comme au centre du secteur d'étude entre la sous-période 1951-1968 et 1969-1987. Ce qui justifie que la sous-période 1951-1968 est pluviométrique plus humide que la sous-période d'après (1969-1987). De plus il est observé une augmentation du nombre de jours de pluie des classes de pluie entre la sous-période 1969-1987 et la sous-période 1988-2015 soit respectivement des écarts de 3,5 %, 14,3 %, 16,3 % et 55,8 %. Ce constat témoigne que la sous-période 1988-2015 est plus humide que la sous-période 1969-1987. Enfin entre 1951-1968 et 1988-2015, il est remarqué une régression du nombre de jours de pluie de 5-10 mm et 20-50 mm soit des écarts respectifs de 7,8 % et 5,1 %. Certes, il est observé entre les sous-périodes 1951-1968 et 1988-2015, une augmentation des nombres de jours de pluie de 1-5 mm et 10 – 20 mm dans le nord, région sub-soudanienne du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Or Houndénou *et al.* (1998) avaient déjà classé cette classe de pluie (pluie comprise entre 1-20 mm) comme les pluies du flux de mousson de direction sud-ouest. Ce qui amène à dire que la pluviométrie du nord du secteur d'étude est influencée par le flux de mousson auquel s'associent les lignes de grains de sud-est, responsables des pluies orageuses et d'averses susceptibles d'occasionner les inondations dans le secteur d'étude.

4.1.1.4. Variabilité des indicateurs des événements hydrométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes

Les débits du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou sont confrontés à une variabilité durant les différentes sous-périodes. Cette variabilité présente quasiment les mêmes rythmes et que les débits extrêmement très forts associés au 99ème percentile sont au-dessus des débits très forts de 95ème percentile et ceux de 90ème percentile suivant les sous-périodes 1951-1968, 1969-1987 et 1988-2015 (figure 4.10).

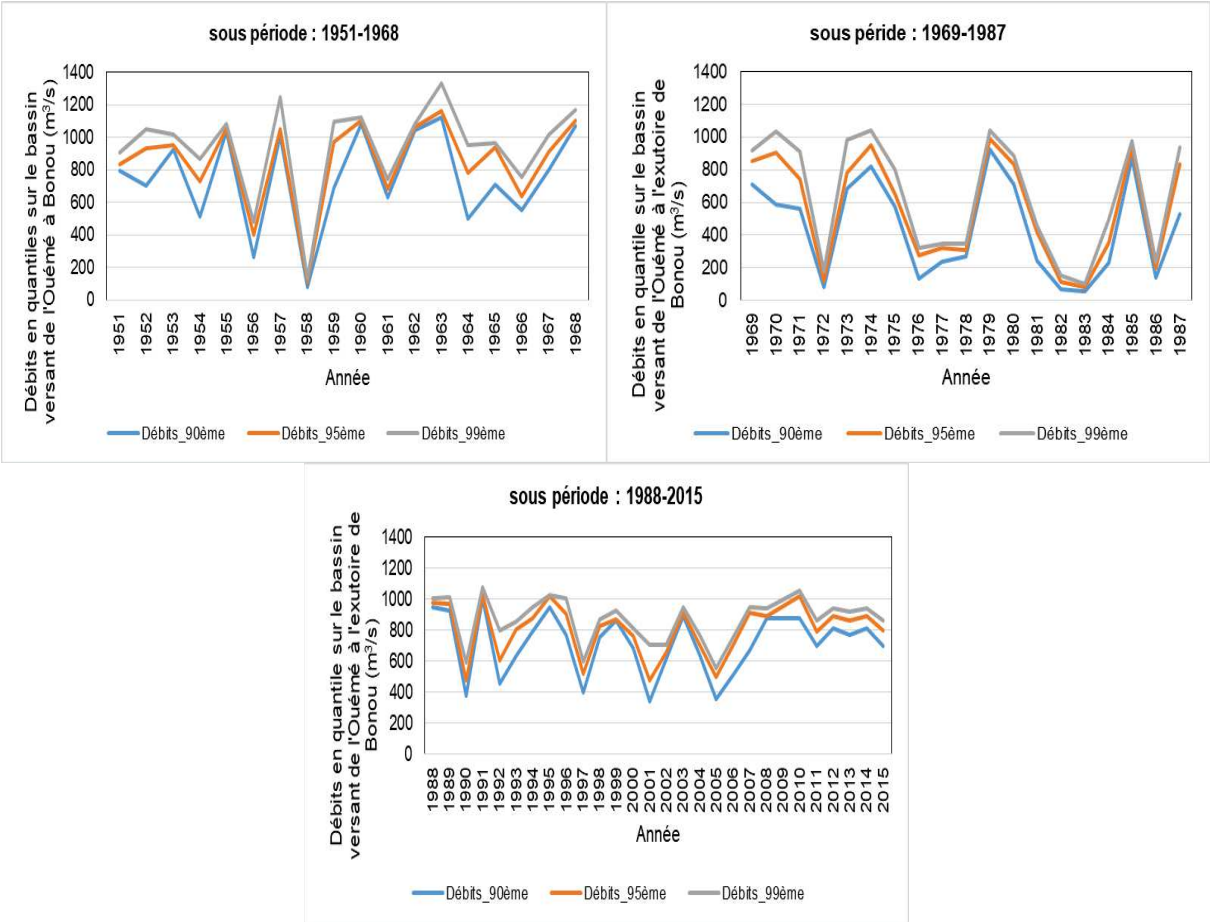


Figure 4. 10:Quantiles des débits sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Sur la sous-période 1951-1968, les débits de 99ème percentile varient de 133 à 1330 m^3/s contre 111 à 1160 m^3/s pour les débits de 95ème percentile et 77 à 1123 m^3/s concernant les 90ème.

Quant à la sous-période 1969-1987, les débits de 99ème percentile sont de 104 à 1041 m^3/s. Sur cette sous-période, les débits de 95ème percentile varient de 81 à 989 m^3/s contre 59 à 921 m^3/s pour le 90ème percentile. Concernant la dernière sous-période de 1988-2015, les débits de 99ème, 95ème et 90ème percentile varient respectivement de 705 à 1078 m^3/s, de 477 à 1026 m^3/s et de 345 à 1004 m^3/s.

De ce fait, il ressort que les indicateurs des évènements hydrométriques (extrêmement forts, très forts et forts) de la première sous-période (1951-1968) sont supérieurs à ceux de la sous-période d'après (1969-1987) tandis que les débits de la dernière sous-période (1988-2015) sont aussi au-dessus de ceux de la sous-période 1969-1987.

Le tableau 4.3, récapitule en pourcentage (%) les écarts entre l'évolution des débits associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile suivant les trois sous-périodes (1951-1968, 1969-1987 et 1988-2015) dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Tableau 4. 3:Récapitulatifs des écarts (en %) entre l'évolution des indicateurs hydrométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile suivant les trois sous-périodes

	Écarts en pourcentage (%) entre les sous-périodes de débits		
Percentiles	**1951-1968 et 1969-1987**	**1969-1987 et 1988-2015**	**1951-1968 et 1988-2015**
90ème	-40,8	61	-4,7
95ème	-34,3	43,7	-5,6
99ème	-32,2	36,4	-7,5
Écarts négatifs : Régression et Écarts positifs : Augmentation			

De l'analyse du tableau 4.3, il ressort respectivement une régression de 40,8 %, 34,3 % et 32,2 % des débits associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987. Cela démontre que la sous-période 1951-1968 a connu des évènements hydrologiquement humides, très humides et extrêmement humides de plus que la sous-période d'après (1969-1987). De plus la sous-période 1988-2015 est marquée également par des débits forts, très forts et extrêmement forts de plus que la sous-période d'avant (1969-1987. Ce constat se justifie par l'augmentation des écarts soit 61 % ; 43,7 % et 36,4 % respectivement pour les débits de 90ème, 95ème et 99ème percentile entre la sous-période 1988-2015 et 1969-1987.

Par ailleurs, il est remarqué une régression entre les débits associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile entre les sous-périodes 1951-1968 et 1988-2015, soit des écarts de 4,7 % ; 5,6 % et 7,5 %. Cette analyse confirme que la sous-période 1951-1968 est hydrologiquement moins humide que la première sous-période (1951-1968) de la série. Ainsi, l'augmentation des débits observés pendant la sous-période 1988-2015, peut être attribuée à la répercussion de la reprise

pluviométrique constatée dans cette thèse sur la dynamique hydrologique du bassin. Cette situation a été déjà relevée par des études antérieures qui ont indiqué que les années 1960 ont été plus humides que les décennies 1970 et 1980 marquées par une longue période de sécheresse qui a eu de répercussions sur les ressources en eau des bassins fluviaux au bénin et en particulier sur le bassin de l'Ouémé (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Totin, 2012 ; Amoussou *et al.,* 2014 ; Donou, 2015).

Amoussou *et al.* (2015) et Totin *et al. (*2016), ont ajouté que les dernières décennies quant à elles sont en proie à une légère reprise pluviométrique et la récurrence des inondations ont causé beaucoup de dommages aux plans humains, socioéconomiques et environnementaux. De ce point vue et au regard des résultats de cette analyse, les 90ème, 95ème et 99ème peuvent faire l'objet d'indicateurs d'analyse des évènements hydroclimatiques suivis d'inondation dans le secteur d'étude.

4.1.1.5. Évolution de la pluie maximale journalière annuelle dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Les pluies maximales annuelles en 24 heures sont prises en compte dans cette étude pour renforcer l'analyse des évènements pluviométriques extrêmes. Le tableau 4.4, présente les tests d'homogénéité et de tendance des pluies maximales journalières.

Tableau 4. 4:Test d'homogénéité et de tendance des précipitations maximales annuelle en 24 heures dans le secteur d'étude de 1951 à 2015

	Tendance		**Homogénéité**	
	Test de Man Kendall		**Test de Pettitt**	
	p-value	**alpha**	**p-value**	**alpha**
Sud du bassin				
Pmax en 24h	0.94	0.05	0.75	0.05
Centre du bassin				
Pmax en 24h	0.86	0.05	0.86	0.05
Nord du bassin				
Pmax en 24h	0.57	0.05	0.36	0.05

Pmax en 24h = Pluie maximale journalière

Il faut retenir de l'analyse du tableau 4.4, que les p-values calculées sont supérieures au niveau de significativité au seuil de valeur d'alpha égale à 0.05. Avec le test de tendance de Mann Kendall, il est constaté une absence de rupture dans les chroniques des pluies maximales journalières et que ces dernières sont également homogènes avec le test non paramétrique de

Pettitt. Ce constat amène à dire que les pluies maximales journalières ne présentent aucune rupture de stationnarité dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Les pluies maximales journalières présentent une variabilité sur toute la série (figure 4.11). Au sud du bassin on observe une légère augmentation des pluies maximales en 24 heures, illustrée par le coefficient de la droite de régression qui est positif soit 0,002 alors qu'il est observé une baisse des pluies maximales journalières diminution dans la partie centrale et au nord du secteur d'étude avec des régressions respectives de -0,0075 et -0,0033.

De plus il est remarqué que sur la série le pic de la pluie maximale journalière est de 53 mm au sud, 49 mm au centre et 47 mm au nord). Ce qui amène à indiquer que les pluies maximales journalières diminuent progressivement du sud vers le nord du secteur d'étude. Bacharou *et al. (*2013) avaient déjà démontré que les pluies maximales journalières, voire exceptionnelles, des stations et postes pluviométriques du bassin de l'Ouémé ont un gradient décroissant sud-nord et le plus élevé s'observe dans les régions du sud et de l'ouest.

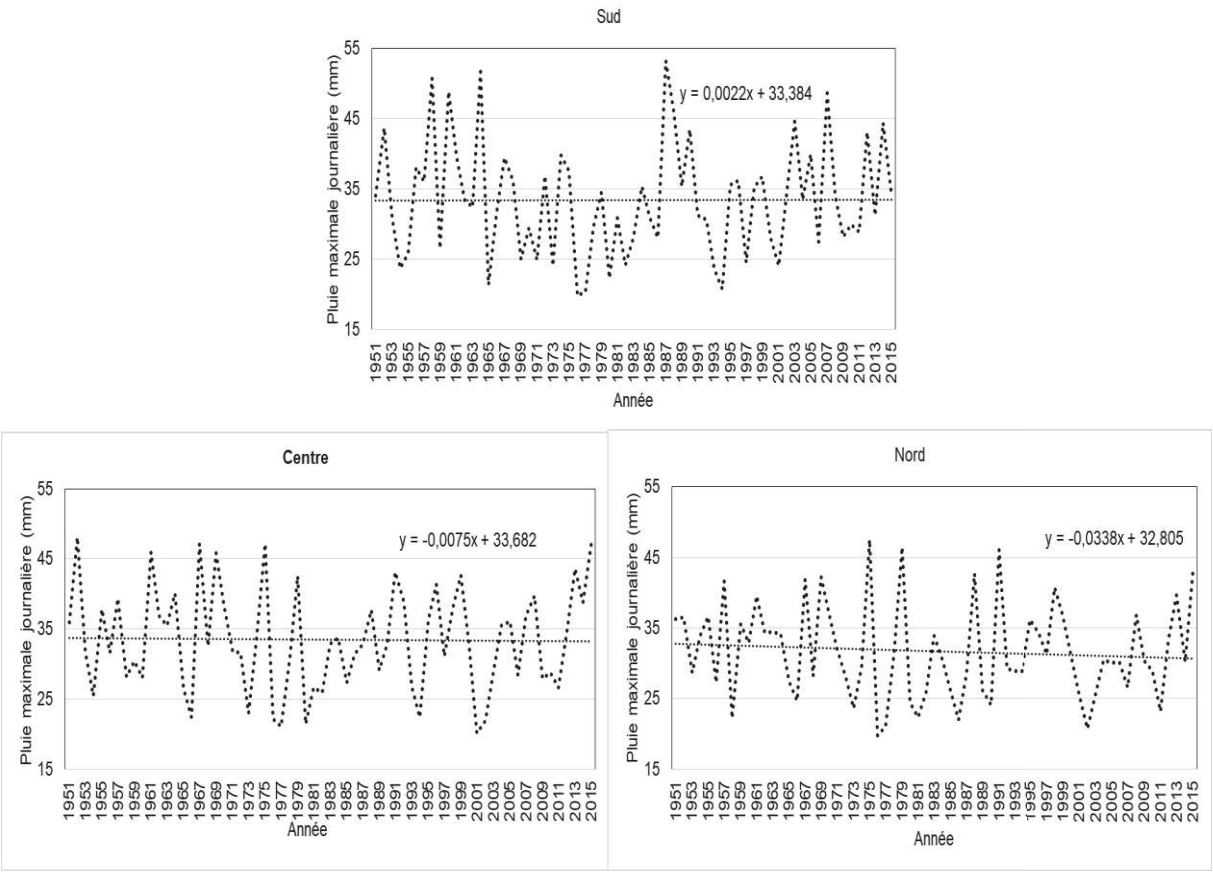


Figure 4. 11:Évolution de la pluie maximale annuelle en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Toutefois, c'est le cumul des maximas pluviométriques qui amplifie les évènements pluvieux extrêmes et dont les conséquents sont les forts écoulements observés (Totin *et al.,* 2016). Ceci corrobore les travaux de Amoussou *et al.* (2012 ; 2015), en ce sens que les pluies maximales journalières au cœur de la saison pluvieuse constituent de bons indicateurs pour caractériser les aléas pluviométriques, responsables des crues du fleuve Mono à Athiémé.

En outre, pour mieux apprécier leurs effets sur l'hydrologie, les données de pluies maximales journalières sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, ont faire l'objet d'une analyse fréquentielle.

4.2. Analyse fréquentielle des évènements pluvieux extrêmes associés aux inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Face à la récurrence des inondations et ses corollaires, l'estimation des périodes de retour des valeurs extrêmes est l'un des problèmes majeurs auxquels sont confrontés les concepteurs, d'aménagements, les acteurs impliqués dans le dimensionnement des ouvrages d'assainissement et de la gestion des inondations.

Pour cela, cette étude a procédé à l'analyse fréquentielle des évènements pluvieux extrêmes afin de mettre en évidence les évènements pluvieux extrêmes associés aux inondations dans le secteur d'étude. Elle est basée sur l'analyse statistique des chroniques d'observation des pluies maximales et des débits journaliers en se fondant également sur des lois pour mieux ajuster la distribution statistique des pluies maximales journalières qui vérifient des hypothèses d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité (Musy, 1999).

4.2.1. Fréquence d'apparition des hauteurs maximales de pluies sur le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Les fréquences d'apparition des pluies maximales en 24 heures ne sont pas univoques sur tout le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou (figure 4.12). Dans le domaine tropical humide unimodal au nord, les hauteurs de pluies maximales les plus élevées sont de 42 à 48 mm. Elles apparaissent 8 fois soit 12 % sur la série contre les hauteurs pluie de 12 à 18 mm soit 7 fois, ce qui correspond à 10,8 %. Il est remarqué que les pluies de 24 à 30 mm (apparaissent 21 fois), de 30 à 36 mm (apparaissent 18 fois) et de 36 mm à 42 mm (apparaissent 11 fois) ont respectivement une fréquence d'apparition de 32 %, de 27,7 % et de 16,9 % sur la série.

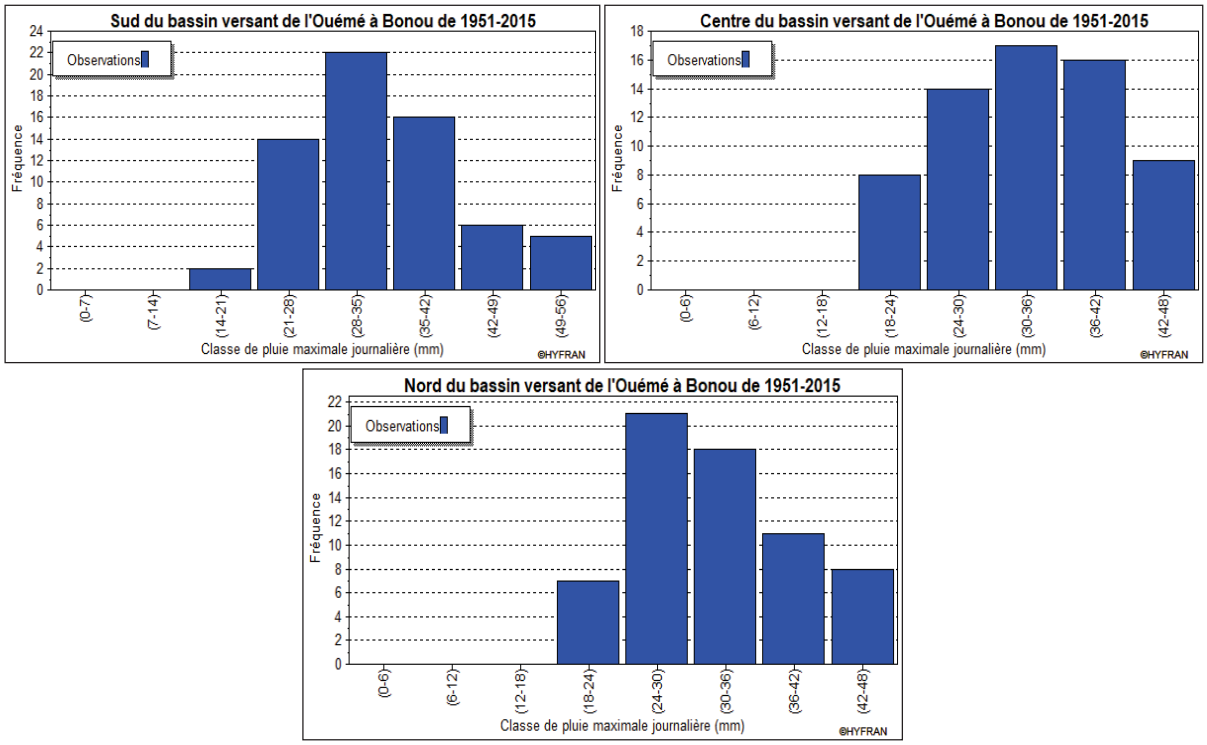


Figure 4. 12:Fréquence d'apparition des hauteurs de pluies maximales journalières dans le secteur d'étude de 1951-2015

Quant au domaine de transition qui est le centre du bassin, les mêmes classes de hauteurs de pluies maximales en 24 heures sont observées à la différence des fréquences d'apparition. Ainsi, les pluies maximales les pluies élevées (42-48 mm) sont enregistrées 9 fois, soit 13,84 % sur la série alors que les pluies de faibles hauteurs (18-24 mm) sont apparues 8 fois soit 12,3 %. Par contre les pluies comprises entre 24 à 30 mm (apparaissent 14 fois), 30 à 36 mm (apparaissent 17 fois), et de 36 mm à 42 mm (apparaissent 16 fois) avec respectivement des fréquences d'apparition de 21,53 % ; de 26,15 % et de 24,61 %.

Au sud du secteur d'étude, les hauteurs de pluie en 24 heures et les plus maximales (49 à 56 mm) apparaîssent 5 fois soit une fréquence de 7,69 % alors que les pluies plus faibles (14 à 21 mm) ont une fréquence d'apparition de 3,07 % soit 2 fois sur la série. Dans ce secteur, les pluies de 21 à 28 mm, de 28 à 35 mm, de 35 à 42 mm et de 42 à 49 mm ont dans cet ordre une fréquence de 21,5 % (apparaissent 14 fois), 33,8 % (apparaissent 22 fois), 24,6 % (apparaissent 16 fois) et 9,23 % (apparaissent 6 fois). Avec ces résultats, il y a lieu de dire que les classes de pluies sont constantes au centre et au nord avec un maximum pluviométrique de 48 mm contre 56 mm au sud. Ce qui est en phase avec les analyses sur l'évolution des pluies maximales en 24 heures dans cette étude. Cela conforte aussi la décroissance des pluies maximales du sud vers le nord indiquée par Bacharou et *al.* (2013) dans le secteur d'étude.

Au regard de ces résultats, il faut ajouter que les différentes classes de pluie du sud au nord intègrent des classes de pluie de 1-20 mm, de 20-40 mm et plus de 40 mm, définies par Carbonel *et al.* (1987), Mugnier (1995) ont déjà fait l'objet d'une typologie de pluie au Bénin (Houndénou *et al.*, 1998). Avec cette typologie, ces chercheurs ont indiqué que les hauteurs de pluie comprise entre 1-20 mm sont les pluies fines et continues de mousson et que les pluies de 20-40 mm sont les pluies modérées liées à la mousson. Ils ont ajouté que les pluies de 40 mm et plus sont liées aux phénomènes pluviogéniques des lignes de grains.

Cependant, on peut dire que le secteur d'étude reçoit les pluies de mousson et les pluies liées aux lignes de grains de sud-est, responsables des pluies orageuses et d'averses dont leur cumul et leur occurrence peuvent induire des évènements extrêmes suivis des inondations dans le secteur d'étude.

4.2.1.1. Ajustement des pluies maximales journalières par les lois statistiques

Les figures 4.13, 4.14 et 4.15, présentent les ajustements des pluies maximales annuelles en 24 heures par rapport au non-dépassement avec le maximum de vraisemblance pour les lois de Pearson III, de GEV et de Gumbel selon les trois domaines climatiques identifiés dans le bassin.

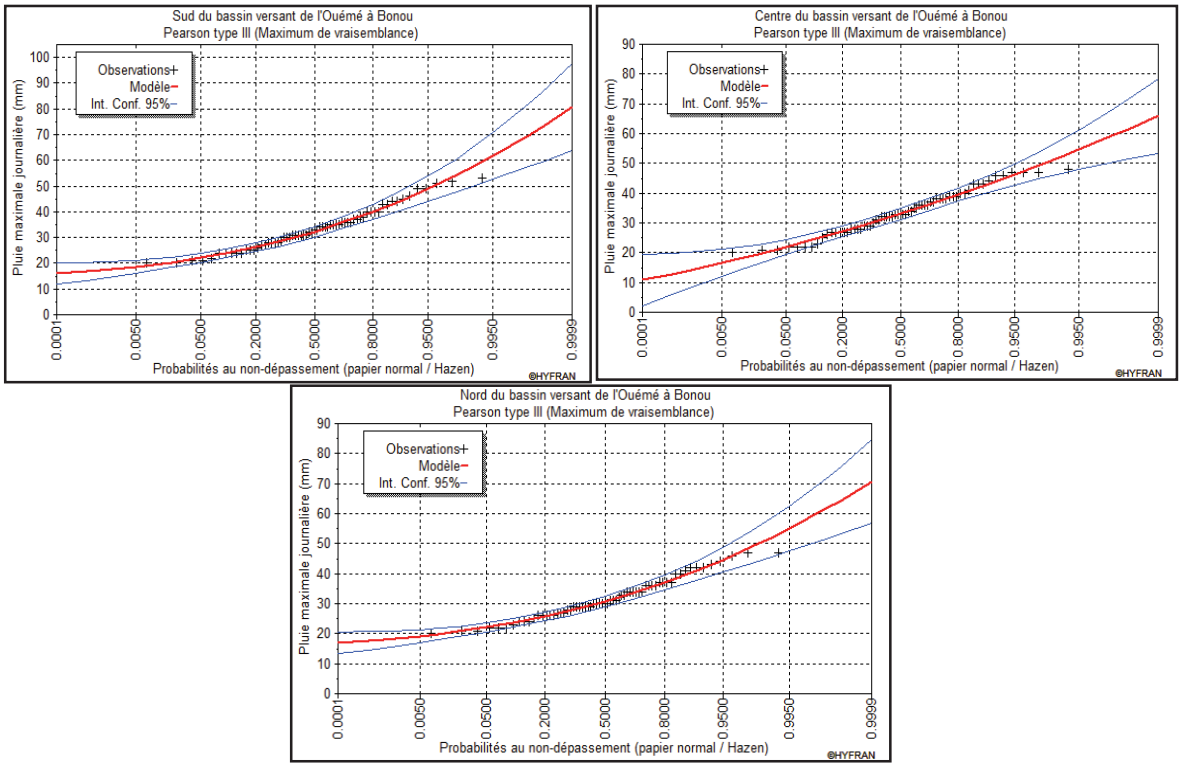


Figure 4. 13:Ajustement graphique des pluies maximales annuelles journalières avec Pearson III

De l'analyse de la figure 4.13, qui présente les probabilités empiriques et théoriques des distributions avec la loi de Pearson III, il convient de dire que du sud au nord les pluies maximales journalières suivent le modèle dans l'intervalle de confiance avec une probabilité au non-dépassement de 95 % voir 99 %. Ce constat permet de dire que la loi de Pearson III, présente un meilleur ajustement avec le maximum de vraisemblance pour les pluies maximales journalières.

De plus avec l'ajustement des pluies maximales journalières avec le maximum de vraisemblance pour la loi GEV (figure 4.14), il est constaté que les pluies maximales journalières suivent de près le modèle dans un intervalle de confiance avec une probabilité au non-dépassement de 95 % voir 99 %. Ce constat permet de dire que la loi GEV présente aussi des ajustements avec le maximum de vraisemblance qui semble être meilleurs pour les pluies maximales journalières dans le secteur d'étude.

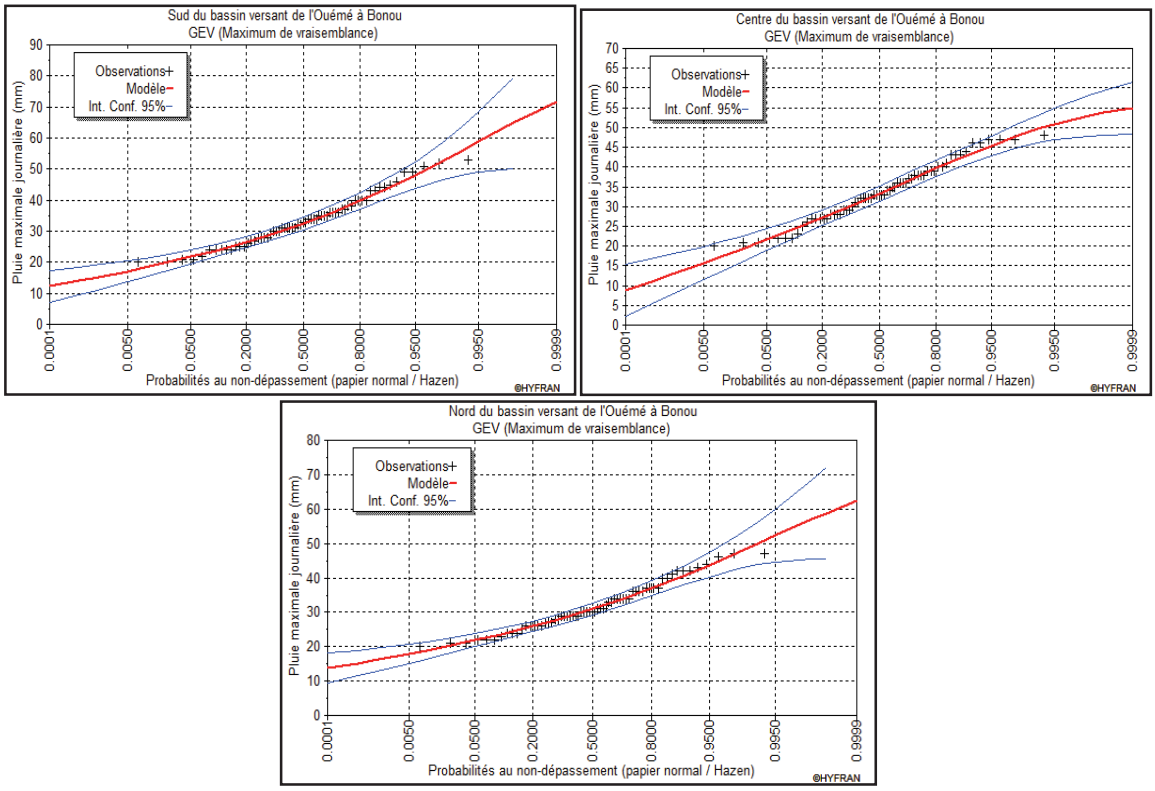


Figure 4. 14:Ajustement graphique des pluies maximales en 24 heures avec la loi de GEV

Par contre de l'analyse de la figure 4.15, qui présente l'ajustement des pluies maximales journalières par rapport au non-dépassement avec le maximum de vraisemblance pour la loi de Gumbel, il ressort que l'intervalle de confiance est très serré et que les observations s'écartent du modèle au point où au-delà de 95 %, pour une probabilité au non-dépassement, les observations sortent de l'intervalle de confiance. De ce fait, la loi de Gumbel ne présente par

un meilleur ajustement avec le maximum de vraisemblance des hauteurs de pluies maximales en 24 heures du sud au nord dans le secteur d'étude.

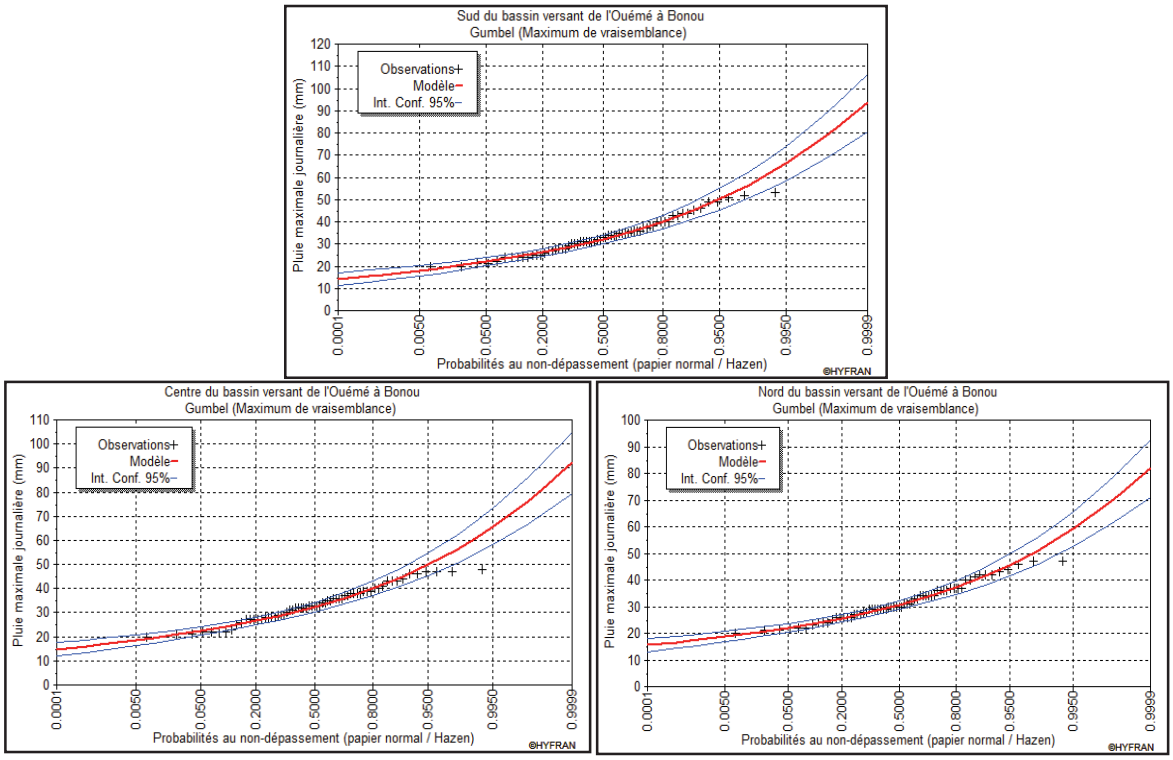


Figure 4. 15:Ajustement graphique des pluies maximales journalières avec la loi de Gumbel

De l'analyse des figures 4.13, 4.14 et 4.15, il faut retenir que le meilleur ajustement est la loi de GEV, suivi de la loi Pearson III. Cela se justifie par le fait que la probabilité au non-dépassement est allée au-delà de 95 % voire 99 % contrairement à l'ajustement avec Gumbel qui à partir de 95 %, affiche un dépassement ne donnant pas un meilleur l'ajustement dans l'intervalle de confiance.

De plus ces résultats sont confortés par les indications des travaux antérieurs pour la détermination de la zone d'applicabilité d'ajustement des lois en analyse fréquentielle des pluies au Bénin. Lawin *et al. (*2011), Bacharou *et al. (*2013, 2015) ont déjà prouvé que la loi de Gumbel ne peut pas être exclusivement utilisée sur l'ensemble du bassin-versant de l'Ouémé. Ces chercheurs ont montré que la loi GEV convient le mieux aux séries du sud et une partie du centre dans la zone subsoudanienne tandis que celle de Gumbel paraît bien être adaptée aux régimes de hautes altitudes comme les régions de montagne et plus précisément dans la zone soudanienne.

Amoussou *et al.* (2014) ont aussi indiqué dans une étude sur l'évolution des précipitations extrêmes que l'ajustement de la loi GEV est bien adapté pour la simulation des évènements

pluvieux extrêmes sur le bassin-versant du Mono, situé dans la même trame climatique que le bassin-versant de l'Ouémé.

Pour Le Barbé *et al.* (1993) et Koumassi *et al.* (2014), la loi de Pearson III est plus adaptée pour un meilleur ajustement dans les chroniques de pluies maximales journalières dans le domaine nord-soudanien dans le bassin de la Sota au Bénin. Cela corrobore les résultats de cette étude, en ce sens que l'ajustement des pluies maximales en 24 heures avec la loi de Pearson III est parfait sur la zone de transition et la zone sud-soudanienne qui gouverne les écoulements de surface dans le bassin de l'Ouémé à Bonou.

4.2.1.2. Critères d'ajustement de la loi la mieux adaptée

De l'analyse présente les critères basés sur la statistique descriptive (tableau 4.5) ayant permis d'opter pour l'ajustement de ces différentes lois (Pearson III et GEV), il est remarqué que les pluies maximales en 24 heures de chaque partie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou présentent quasiment les mêmes moyennes et à peu près la même valeur d'Écart-type avec une légère variation qu'illustre l'homogénéité des données utilisées.

Cette description statistique conforte les analyses des ajustements graphiques, ce qui permet de dire que les lois les mieux adaptées pour l'estimation des précipitations maximales en 24 heures et qui sont susceptibles d'occasionner des inondations dans le secteur d'étude sont la loi GEV (au sud du bassin) comme l'ont signalé (Lawin *et al.,*2011 ; Bacharou et *al.,* 2013, 2015 ; Amoussou *et al.,* 2014) et la loi Pearson III (au centre et au nord du bassin) indiqué par (Le Barbé *et al.*, 1993 ; Koumassi *et al.,* 2014) pour le climat sub-soudannien et soudannien.

Tableau 4. 5:Statistiques descriptives pour les critères d'ajustement de la loi adaptée pour l'estimation des précipitations maximales journalières

	Loi Pearson III		**Loi GEV**		**Loi Gumbel**	
	Caractéristique de la loi	**Caractéristique de la pluie maximale observée**	**Caractéristique de la loi**	**Caractéristique de la pluie maximale observée**	**Caractéristique de la loi**	**Caractéristique de la pluie maximale observée**
Sud du bassin						
Minimum	14.1	20	Aucun	20	Aucun	20
Maximaux	aucun	53	97.4	53	Aucun	53
Moyenne	33.5	33.5	33.4	33.5	33.6	33.5
Écart type	8.4	8.2	8.1	8.2	8.9	8.2
Médiane	32.3	33	32.5	33	32.1	33
Coefficient de variation (Cv)	0.25	0.25	0.24	0.24	0.27	0.25
Centre du bassin						
Minimum	-14.9	20	Aucun	20	Aucun	20
Maximaux	Aucun	48	57	48	Aucun	48
Moyenne	33.5	33.5	33.4	33.5	33.7	33.5
Écart type	7.4	7.4	7.2	7.41	8.68	7.41
Médiane	33.1	33	33.3	33	32.3	33
Coefficient de variation (Cv)	0.22	0.22	0.21	0.22	0.25	0.22
Nord du bassin						
Minimum	15.1	20	Aucun	20	Aucun	20
Maximaux	Aucun	47	79.9	47	Aucun	47
Moyenne	31.7	31.7	31.6	31.7	31.8	31.7
Écart type	6.97	6.83	6.7	6.83	7.45	6.83
Médiane	30.7	30	30.9	30	30.5	30
Coefficient de variation (Cv)	0.22	0.22	0.21	0.20	0.23	0.21

Caractéristiques obtenues avec maximum de vraisemblance et un intervalle de confiance de 95 %

Par ailleurs, le tableau 4.6, présente les résultats les tests d'indépendance de Wald et Wolfotwitz, (1943) et le test d'adéquation de Khi^2 pour l'ajustement des pluies maximales avec la loi GEV (au sud) et Pearson III (au centre et au nord) du secteur d'étude.

Tableau 4. 6:Test d'indépendance et d'adéquation de Khi2 pour l'ajustement des pluies maximales avec la loi GEV (au sud) et Pearson III (au centre et au nord) du secteur d'étude

Pluie maximale en 24 heures (mm)	**Test d'indépendance (Wald-Wolfowitz)**		**Test d'adéquation et d'ajustement de Khi^2**	
	U	**P**	**X2**	**p-value**
Sud du bassin (loi GEV)	2,9	0,002	4,08	0,66
Centre du bassin (loi Pearson III)	1,20	0,23	5,62	0,46
Nord du bassin (loi Pearson III)	0,76	0,44	2,85	0,82

Niveau de signification de 5 %

Il ressort de l'analyse du tableau 4.6, que les pluies maximales aussi bien du sud, du centre que du nord du secteur d'étude, sont indépendantes. Cette hypothèse d'indépendance a été validée par le test de Wald et Wolfowitz (1943) au niveau de signification de 5 %.

La vérification de cette indépendance, ajoutée aux tests de stationnarité de Kendall (1975) et d'homogénéité de Pettitt présentés au tableau 4.4, ont permis de mieux ajuster les pluies maximales journalières avec le test de Khi^2 avec la loi GEV (au sud) et la loi Pearson III (au centre et nord) dans le secteur d'étude. L'ajustement des pluies maximales a par ailleurs, permis d'obtenir les quantiles de pluies maximales estimées en 24 heures pour les différentes périodes de retour dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

4.2.1.3. Estimation de la période de retour des pluies maximales journalières dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'ajustement des pluies maximales journalières grâce aux tests statistiques a donné une estimation des quantiles pour des périodes de retour de (2, 10, 20, 50, 100). Le tableau 4.7, récapitule les quantiles de pluie avec les périodes de retour dans le secteur d'étude.

Tableau 4. 7:Période de retour des pluies maximales annuelles en 24 heures

Période de retour (années)	**Quantiles**	**Pluies maximales journalières (mm)**		
		Au sud du bassin	**Au centre du bassin**	**Au nord du bassin**
		GEV	**Pearson III**	
2	0,5	30,5 à 34,6	31,2 à 35	29 à 32,4
5	0,8	37,2 à 42,5	37,3 à 41,8	34,7 à 39,5
10	0,9	40,9 à 47,5	40,3 à 45,9	37,8 à 44,2
20	0,95	43,8 à 52,4	42,7 à 49,7	40,5 à 48,6
50	0,98	46,6 à 58,8	45,1 à 54,5	42,5 à 54,3
100	0,99	48,1 à 63,6	46,7 à 57,9	45,6 à 58,4

Source : Traitement des données avec le Logiciel Hyfran pour la probabilité au non-dépassement

L'analyse du tableau 4.7 indique que les quantiles de pluies varient de 30,5 à 63,6 mm dans le sud, de 31,2 à 57,9 mm au centre et de 29 à 58,4 mm au nord du secteur d'étude. De plus, les indicateurs d'évènements pluvieux forts (90ème percentile), très forts (95ème percentile) et extrêmement forts (99ème percentile) sont respectivement de 40,9 à 47,5 mm , de 43,8 à 52,4 et de 48,1 à 63,6 mm au sud, de 40,3 à 45,9 mm, de 42,7 à 49,7 mm et de 46,7 à 57,9 mm au centre. Au nord, les évènements pluvieux de 90ème, 95ème et 99ème percentile varient respectivement de 37,8 à 44,2 mm, de 40,5 à 48,6 mm et de 45,6 à 58,4 mm . A cela, il faut ajouter qu' au sud du bassin la moyenne de ces évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement fort correspond respectivement à 44,2 mm ; 48,1mm et 55,8 mm. Au centre, la moyenne est respectivement de 43,1 mm ; 46,2 mm et 52,3 mm pour les évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts.

Quant au nord du secteur d'étude, les pluies de 90ème, 95ème et 99ème percentile correspondent respectivement à 41 mm ; 44,5 mm et 52 mm. Cela amène à dire que les pluies associées au 90ème, 95ème et 99ème percentile décroissent du sud vers le nord. C'est-à-dire que les pluies maximales journalières diminuent progressivement du domaine subéquatorial bimodal au domaine sud-soudanien (tropical humide) en passant par le domaine de transition (subéquatorial intérieur).

Il convient de dire que ce constat, conforte les travaux de Bacharou *et al.* (2013) qui avaient déjà indiqué le gradient décroissant du sud au nord des pluies maximales journalières sur tout le bassin de l'Ouémé. Toutefois, la concentration des quantiles de pluies (fortes, très fortes et extrêmement fortes) pourrait contribuer en grande partie aux évènements extrêmes, dont les inondations qui ne sont pas sans conséquences sur la dynamique du bassin et sur la vie socio-économique des populations qui y vivent (Amoussou, *et al.,* 2015).

Les résultats de la recherche ont révélé qu'au fur et à mesure que la période de retour augmente, l'intensité de pluie maximale journalière aussi augmente et varie en fonction des périodes de retour (figure 4.16). Certes, il y est observé une légère diminution des pluies maximales du sud au nord. Ce constat est observé dans les analyses du (tableau 4.6) et déjà signalé par (Bacharou *et al.,* 2013).

De plus, il ressort donc de cette analyse en plus de l'analyse du tableau 4.6 que les pluies maximales journalières ont une occurrence de 2 ans, 5 ans, 10 ans pour les événements pluvieux forts ; 20 ans, pour les événements pluvieux très forts ; 50 ans et + pour les événements

pluvieux extrêmement forts dans le secteur d'étude avec l'ajustement des lois GEV (au sud) et Pearson III (au centre et au nord). Houessou (2016) avait déjà signalé cette fréquence pour les évènements pluvieux forts, très forts et extrêmement forts sur le bassin-versant du Mono à Athiémé, au sud-ouest du Bénin. Des résultats similaires ont été obtenus sur le bassin du Niger au Bénin (Koumassi *et al.,* 2014).

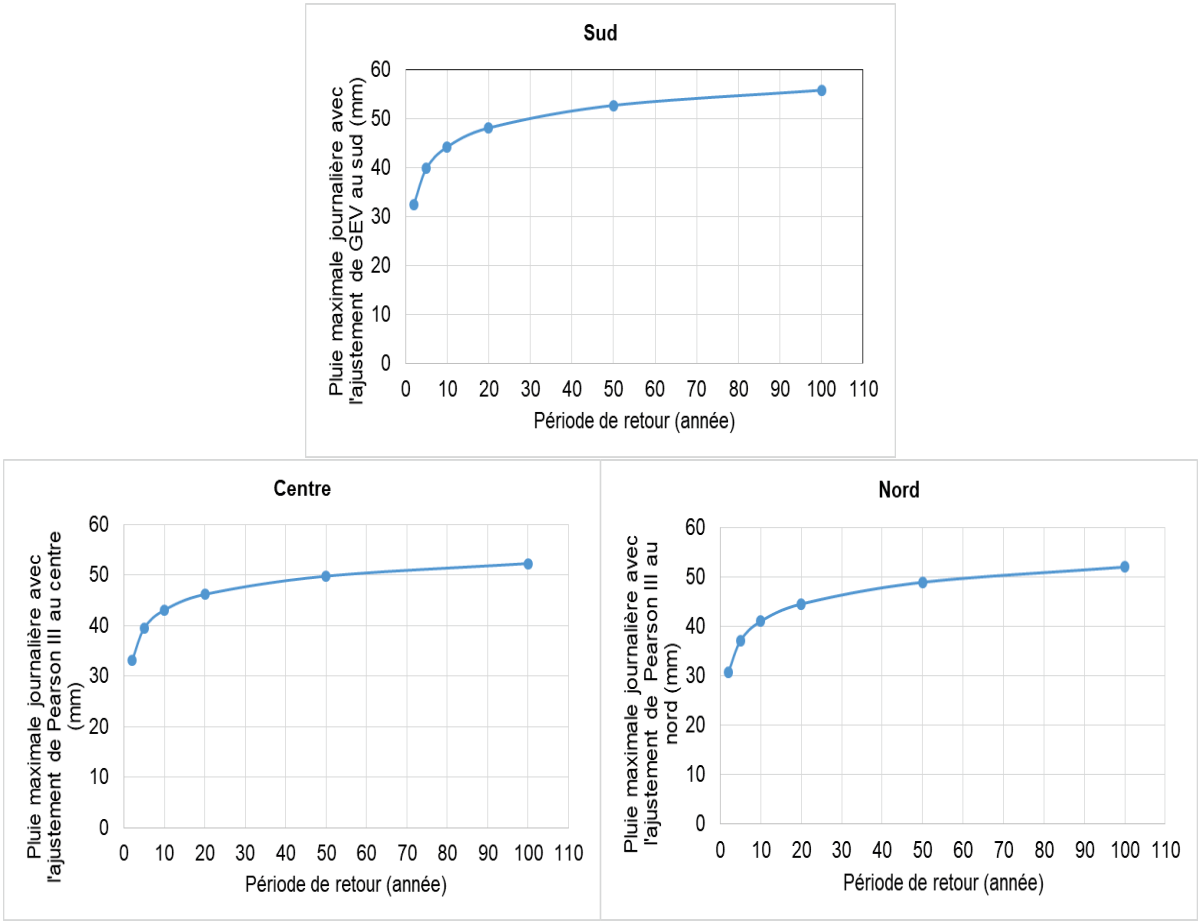


Figure 4. 16:Période de retour des quantiles de pluies maximales en 24 heures dans le secteur d'étude

Du reste, ces différentes analyses décrivent l'intensité des pluies maximales journalières suivant une périodicité annuelle et peuvent conduire à une récurrence des hautes eaux dans le bassin.

4.3. Caractérisation des indicateurs hydrologiques à partir des débits associés aux inondations dans le secteur d'étude.

Tout comme les pluies maximales annuelles en 24 heures, les débits maximaux journaliers ont été soumis aux tests de stationnarité de Kendall (Kendall *et al.,* 1943) ; et au test non paramétrique de Pettitt (1979). Cela vise à vérifier le caractère stationnaire, d'indépendance et d'homogénéité des débits maximaux en 24 heures dans le secteur d'étude. Le tableau 4.8, présente les résultats des tests de tendance et d'homogénéité sur la période de 1951 à 2015.

Tableau 4. 8:Test d'indépendance, de stationnarité et d'homogénéité

	Tendance		Homogénéité	
	Test de Mann Kendall		Test non paramétrique de Pettitt	
	p-value	alpha	p-value	alpha
Qjrs_max	0.041	0.05	0.03	0.05

L'analyse du tableau 4.8, révèle que la série des débits maximaux journaliers sur la période d'étude n'est pas homogène. Cela se justifie par le fait que les valeurs de p-value du test de tendance Mann Kendall et du test non paramétrique de Pettitt relative à l'homogénéité sont inférieures au niveau de signification alpha égale à 0.05. Cependant, les débits maximaux journaliers annuels sont soumis à une analyse de rupture de stationnarité afin de détecter les différents groupes homogènes. Le tableau 4.9, montre les résultats du test non paramétrique de Pettitt au seuil de 95 %.

Tableau 4. 9:Résultats du test de rupture de stationnarité des débits maximaux journaliers

Début	Fin	Moyenne	Écart type	Observations
Débits maximaux journaliers				
1951	1974	935	299	
1975	1986	529	332	1951-1974 > 1975-1986
1987	2015	863	179	1975-1986 < 1987-2015

Test non paramétrique de Pettitt au seuil de 95 %

De l'analyse du tableau 4.9, il ressort que la sous-période 1951-1974 est plus humide que la sous-période 1975-1986, soit respectivement des débits maximaux moyens de 935 m^3/s et de 529 m^3/s. Quant à la sous-période 1975-1987, il est observé qu'elle est hydrologiquement déficitaire par rapport à la sous-période d'après (1987-2015) soit une moyenne de 529 m^3/s contre 863 m^3/s. Par ailleurs, bien que la sous-période 1987-2015 soit humide elle ne l'est pas autant plus que la première sous-période (1951-1974). La figure 4.17, affiche l'évolution des débits maximaux journaliers pendant ces différentes sous-périodes dans le secteur d'étude.

Les débits maximaux en 24 heures varient de 140 à 1399 m^3/s, de 109 à 1048 m^3/s de 1975 à 1986, contre 566 à 1306 m^3/s pendant la dernière sous-période de 1987 à 2015 (figure 4.17). Le faible débit de 140 m^3/s observé pendant la première sous-période (1951-1974), correspond à l'année 1958. Or, Le Barbé *et al.* (1993), avaient déjà déclaré l'année 1958 comme une année exceptionnellement déficitaire dans le contexte pluviométrique du secteur d'étude. Malgré cette situation, la sous-période 1951-1974 est moyennement plus humide.

Aussi il est observé sur les trois sous-périodes, une baisse des débits maximaux annuels en 24 heures, mais non significative sur l'ensemble du bassin, à l'exception de la sous 1975-1986, où ils sont très marqués.

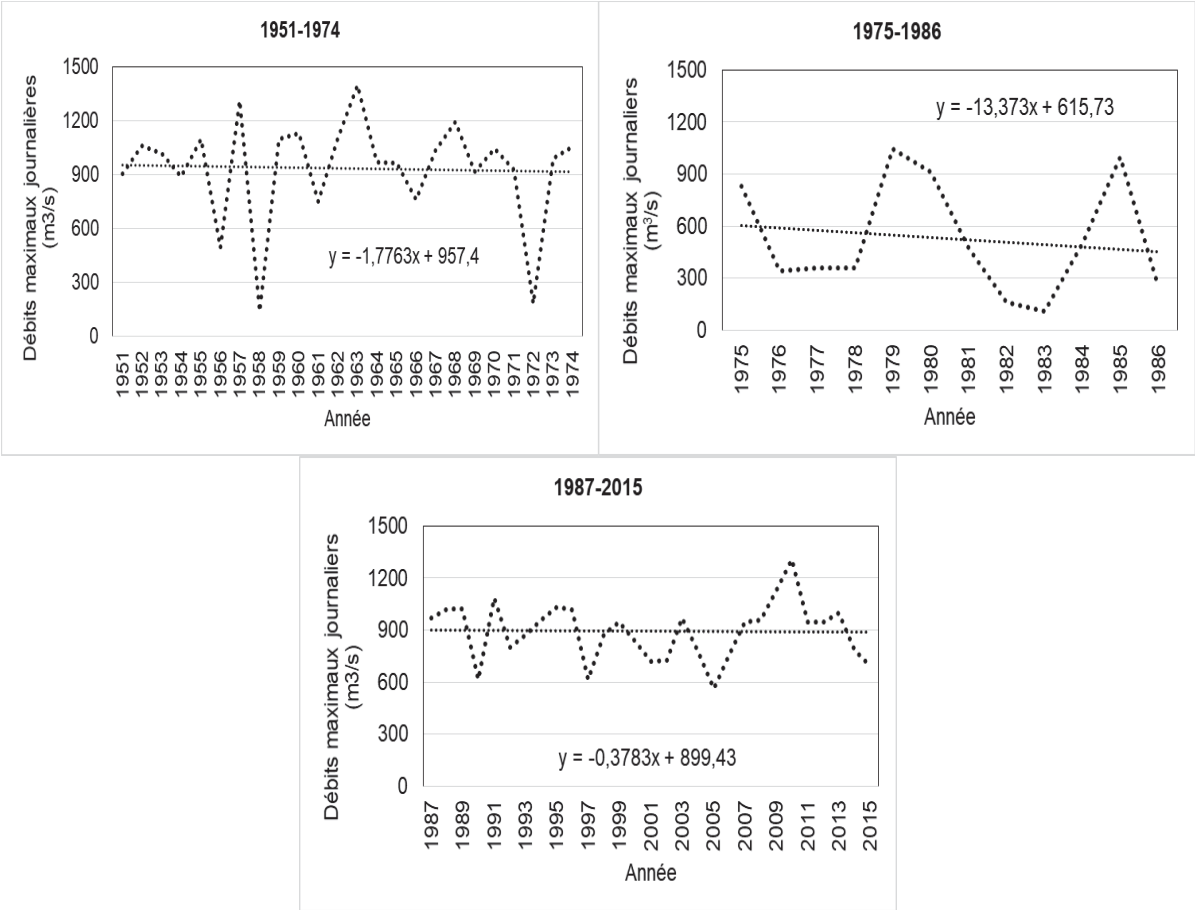


Figure 4. 17:Évolution des Débits maximaux journaliers annuels pendant les différentes sous-périodes sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

De plus il est constaté une régression des débits maximaux de 43 % qu'entre la sous-période 1951-1974 et 1975-1986, ce qui montre que la sous-période 1975-1987 est hydrologiquement déficitaire. De même, la sous-période 1987-2015 est hydrologiquement plus humide que la sous-période d'avant (1975-1986), soit une augmentation de 63 %.

Quant aux sous-périodes 1951-1974 et 1987-2015, il est constaté une régression de 8 % ce qui amène à dire que la dernière sous-période (1987-2015) n'est pas plus humide que la première sous-période (1951-1974). Toutefois, l'augmentation des débits maximaux observés entre la sous-période 1987-2015 et 1975-1986, peut est liée à la réponse hydrologique du bassin suite à la reprise pluviométrique observée dans le bassin-versant de l'Ouémé et signalée par Amoussou *et al. (*2014) , Totin *et al.(*2016).

4.3.1. Analyse fréquentielle des débits maximaux annuels en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'analyse fréquentielle des débits maximaux annuels en 24 heures dans cette recherche permet d'analyser la fréquence d'apparition des débits maximaux journaliers susceptibles d'occasionner des inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Elle se fonde sur l'analyse statistique des valeurs extrêmes.

4.3.1.1. Fréquence d'apparition des débits maximaux en 24 heures sur le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 4.18, montre la fréquence d'apparition des débits maximums journaliers dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

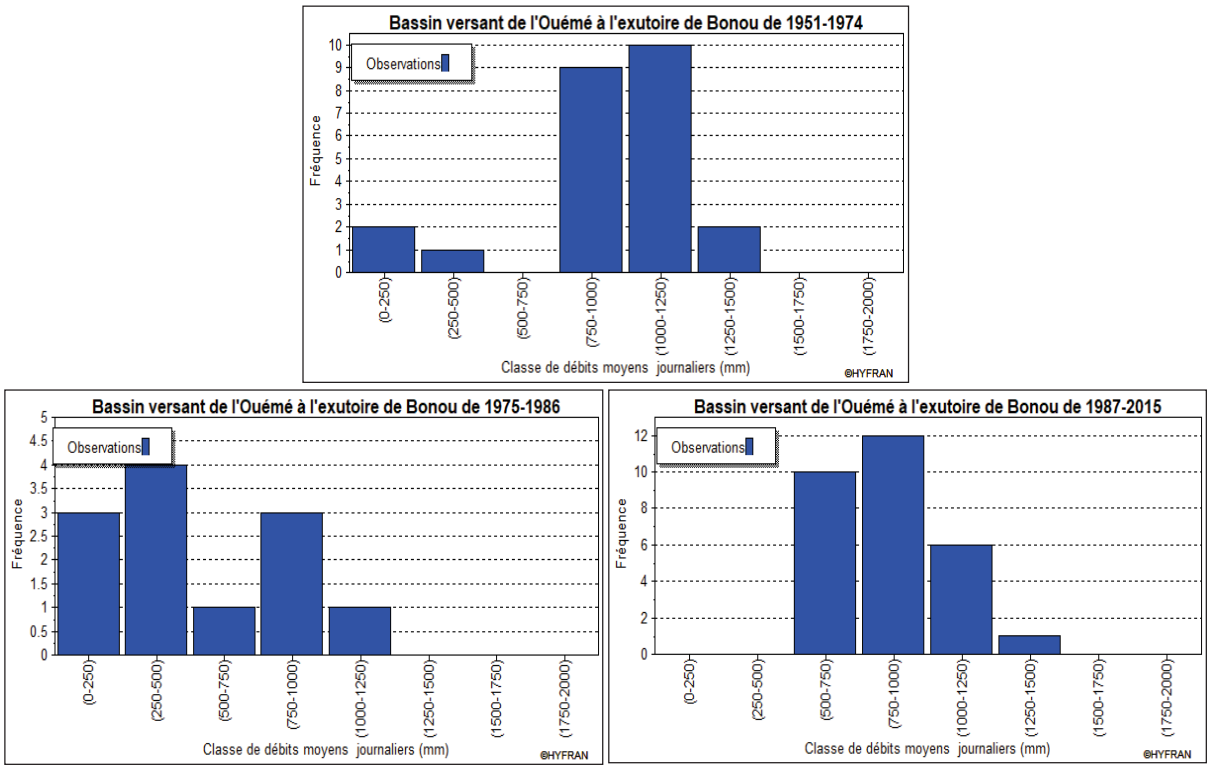


Figure 4. 18:Fréquence d'apparition des classes de débits maximaux annuels en 24 heures dans le secteur d'étude

Il est remarqué dans l'analyse de la figure 4.18, que pour la sous-période 1951-1974, les débits varient de 0 à 250 m^3/s, de 250 à 500 m^3/s, de 750 à 1000 m^3/s, de 1000 à 1250 m^3/s et de 1250 à 1500 m^3/s. La forte fréquence d'apparition correspond aux débits de 1000 à 1250 m^3/s soit 41,66 % (10 fois). Elle est suivie des débits de 750 à 1000 m^3/s soit 37,5 % (9 fois). Les débits de 0 à 250 m^3/s et de 1250 à 1500 m^3/s ont une fréquence de 8,33 % soit 2 fois alors que les débits de 250 à 500 m^3/s ont une fréquence de 4,16 % (1 fois).

Quant à la sous-période 1975-1986, la forte fréquence d'apparition est de 33,33 % (4 fois) et concerne les débits de 250 à 500 m^3/s alors que les débits élevés sont de 1000 à 1250 m^3/s pour une fréquence d'apparition de 8,33 % (1 fois). Les autres fréquences sont de 25 % (3 fois) et correspondent aux débits de 0 à 250 m^3/s, et les débits de 750 à 1000 m^3/s. De plus, de 1987-2015, les débits maximums journaliers varient de 500 à 750 m^3/s soit 34,48 % (10 fois d'apparition), de 750 à 1000 m^3/s correspondent à 41,4 % (12 fois), alors que 1000 à 1250 m^3/s ont une apparition de 20,7 % (6 fois) et 3,4 % (1 fois) pour les débits maximums de 1250 à 1500 m^3/s.

4.3.1.2. Ajustement graphique des débits maximaux en 24 heures

La figure 4.19, présente l'ajustement des débits maximaux en 24 heures avec la loi GEV sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

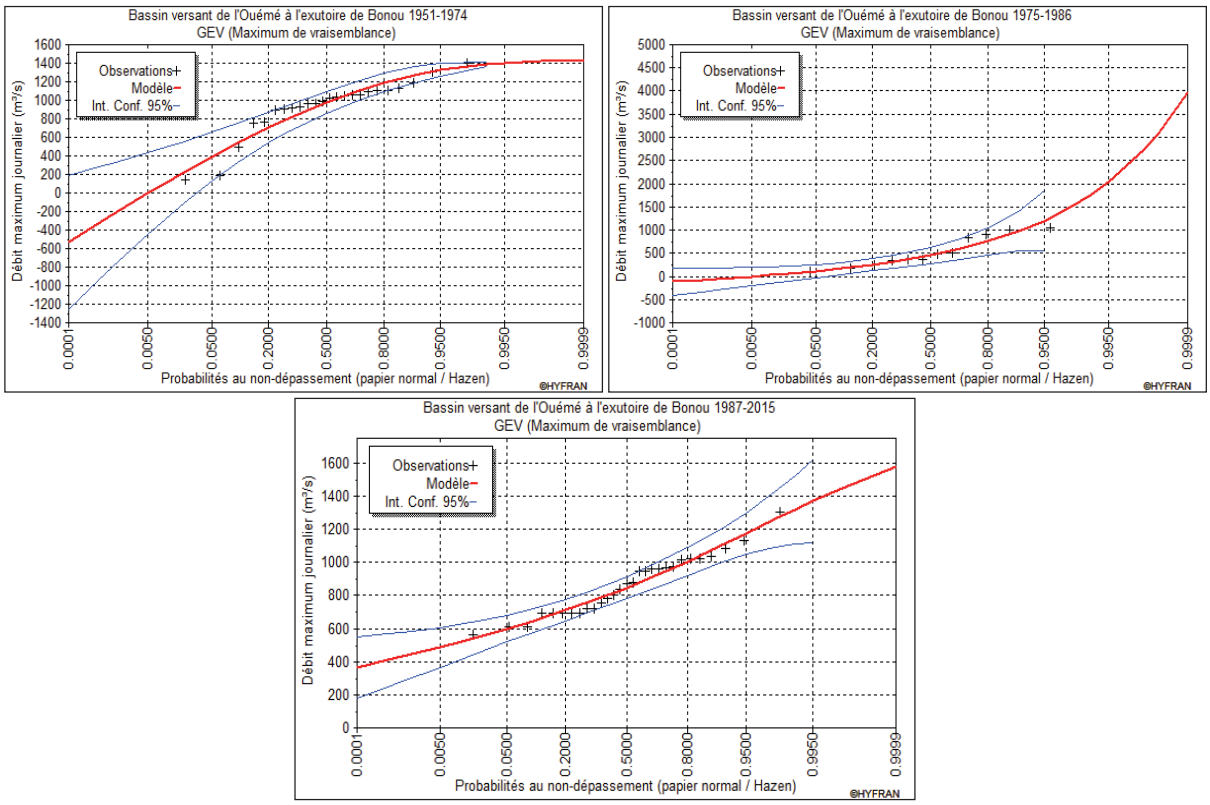


Figure 4. 19:Ajustement graphique des débits maximaux journaliers avec loi GEV et le maximum de vraisemblance

La figure 4.19 montre que pour la probabilité au non-dépassement, les débits maximaux journaliers suivent non seulement le modèle, mais aussi ils sont bien ajustés avec la loi GEV et le maximum de vraisemblance dans l'intervalle de confiance et même au-delà de 95 %.

Quant à la figure 4.20, il ressort de son analyse que les débits maximaux annuels journaliers observés présentent à 95 % un mauvais ajustement graphique avec la loi de Gumbel. Cela se justifie par l'éloignement des observations du modèle et de leur sortie de l'intervalle de confiance surtout pendant les sous-périodes de 1951-1974 et 1987-2015 qui sont les sous-périodes humides.

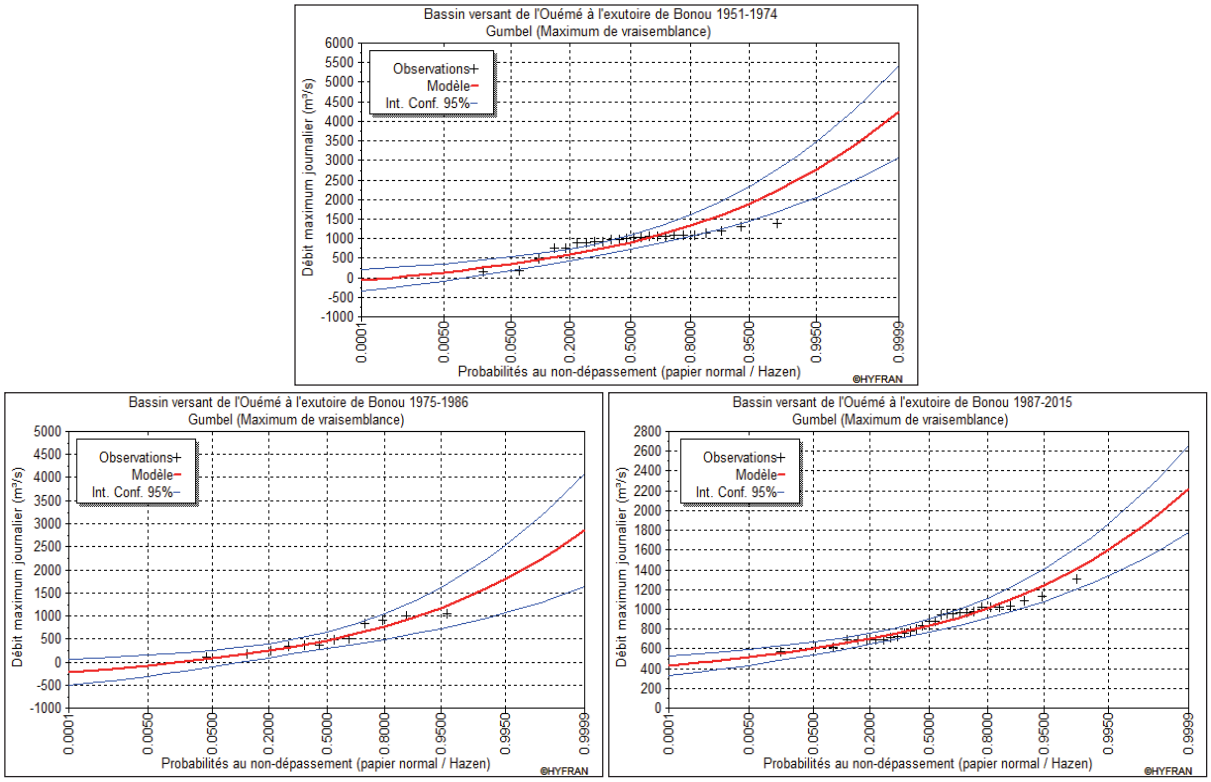


Figure 4. 20:Ajustement graphique des débits maximaux journaliers avec la loi de Gumbel et le maximum de vraisemblance

De l'analyse des figures 4.19 et 4.20, il revient de retenir que la loi GEV présente un meilleur ajustement graphique avec le maximum de vraisemblance pour les débits maximaux journaliers observés par rapport à la loi Gumbel qui semble être inadaptée à l'ajustement des débits maximaux journaliers dans le secteur d'étude. De plus, la loi GEV a déjà fait l'objet des travaux de recherche sur la dynamique hydrométéorologique au Bénin. Amoussou *et al.* (2014, 2015), ont dans une étude sur l'analyse hydrométéorologique des crues dans le bassin-versant du Mono, indiqué que les débits maximaux journaliers peuvent être modélisés par une distribution des valeurs extrêmes (GEV). Bacharou *et al.* (2015) ont également mentionné que les distributions Log-normale, Gumbel pour l'ajustement de débits maximaux annuels et la distribution exponentielle pour les débits supérieurs à un seuil donné à la station de Bonou au Bénin ne sont pas adéquates. Ces chercheurs ont indiqué que les distributions des valeurs

extrêmes généralisées (GEV) permettent une meilleure reproduction des caractéristiques statistiques des débits maximums annuels dans le bassin de l'Ouémé à Bonou.

Ces analyses confortent les résultats de cette recherche et amènent à conclure que la loi GEV est plus adaptée à une meilleure reproduction des caractéristiques statistiques des débits maximaux dans le secteur d'étude.

4.3.1.3. Critères d'ajustement de la loi la mieux adaptée

Le tableau 4.10, vise à comparer les critères statistiques ayant permis de conclure que la loi GEV est la mieux adaptée pour l'estimation des débits maximaux annuels en 24 heures dans le secteur d'étude.

Tableau 4. 10:Statistiques descriptives des débits maximaux journaliers

	Loi GEV		**Loi Gumbel**	
	Caractéristique de la loi	**Caractéristique des débits maximaux observés**	**Caractéristique de la loi**	**Caractéristique des débits maximaux observés**
Sous-période 1951-1974				
Minimum	Aucun	140	Aucun	140
Maximaux	1430	1400	Aucun	1400
Moyenne	936	935	985	935
Écart type	291	299	485	299
Médiane	979	1010	906	1010
Coefficient de variation (Cv)	0.31	0.32	0.49	0.32
Sous-période 1975-1986				
Minimum	- 2060	109	Aucun	109
Maximaux	Aucun	1050	Aucun	1050
Moyenne	530	529	525	529
Écart type	357	332	345	332
Médiane	455	415	469	415
Coefficient de variation (Cv)	0.67	0.62	0.65	0.62
Sous-période 1987-2015				
Minimum	Aucun	566	Aucun	566
Maximaux	1820	1310	Aucun	1310
Moyenne	861	863	866	863
Écart type	174	179	201	179
Médiane	847	874	833	874
Coefficient de variation (Cv)	0.20	0.20	0.23	0.20

Il ressort de l'analyse du tableau 4.10 qu'en considérant les caractéristiques des différentes lois et des débits maximaux en 24 heures observés, la loi la mieux adaptée pour l'analyse

fréquentielle des débits maximaux dans le secteur d'étude est la distribution des valeurs extrêmes généralisées (GEV). Ce choix est justifié par le fait que les caractéristiques de la distribution telles que la moyenne, l'Écart type et le coefficient de variation donnent des résultats statistiques presque identiques aux caractéristiques des débits maximaux journaliers observés. Mieux le tableau 4.11, présente les résultats des tests d'indépendance de Wald et Wolfotwitz, (1943) et d'adéquation de Khi^2 ayant permis d'ajuster les débits maximaux en 24 heures avec la loi GEV dans le secteur d'étude.

Tableau 4. 11:Test d'indépendance et d'adéquation de Khi2 pour l'ajustement des débits maximaux journaliers dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Débits maximaux en 24 heures par sous-période	**Test d'indépendance (Wald-Wolfowitz)**		**Test d'adéquation et d'ajustement de Khi^2**	
	U	**P**	**X2**	**p-value**
1951-1974	0,86	0,38	1	0,02
1975-1986	0,58	0,55	0,67	0,05
1987-2015	0,50	0,61	0,82	0,020

Niveau de signification de 5 %

L'analyse du tableau 4.11 révèle qu'à partir des tests d'indépendance de Wald-Wolfowitz, que les débits maximaux journaliers sont indépendants, voire homogènes et stationnaires (tableau 4.8) au niveau de signification de 5 %. De plus, le test de khi^2 a permis de mieux ajuster les débits maximaux en 24 heures et les éventuelles périodes de retour de ces débits maximaux sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

4.3.1.4. Analyse de la période de retour des débits maximaux en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou

Le tableau 4.12, présente les quantiles de débits maximaux journaliers dans le secteur d'étude avec l'ajustement de GEV suivant les trois sous-périodes (1951-1974 ; 1975-1986 et 1987-2015).

Tableau 4. 12:Période de retour par quantiles des débits maximaux journaliers et annuels

Période de retour (années)	**Quantiles**	**Valeurs seuils des débits maximaux (m^3/s)**		
		1951-1974	**1975-1986**	**1987-2015**
2	0.5	979	455	847
5	0.8	1190	753	1000
10	0.9	1280	970	1090
20	0.95	1330	1090	1170
50	0.98	1370	1110	1260
100	0.99	1390	1260	1320

De l'analyse du tableau 4.12, il ressort que les valeurs seuils des quantiles des débits maximaux en 24 heures ont une périodicité de retour de 2 ans, 5 ans, 10 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans dans le bassin. De plus, le tableau 4.13, présente les écarts entre les quantiles de débits suivant les différentes sous-périodes.

Tableau 4. 13:Écarts entre les quantiles de débits suivant les différentes sous-périodes

Période de retour (années)	**Quantiles**	**Ecarts entre les valeurs seuils des débits maximaux (%)**		
		(1951-1974) et (1975-1986)	**(1975-1986) et (1987-2015)**	**(1987-2015) et (1951-1974)**
2	0.5	-53,5	86,2	-13,5
5	0.8	-36,7	32,8	-16
10	0.9	-25,2	12,4	-14,8
20	0.95	-18	7,3	-12
50	0.98	-19	13,5	-8
100	0.99	-9,4	4,8	-5

L'analyse des écarts entre les quantiles des débits suivant les sous-périodes, amène à dire qu'il y a une régression de tous les quantiles de débits entre la sous-période 1951-1974 et la sous-période 1975-1986. Ce constat illustre que la sous-période 1975-1986 est hydrologiquement déficitaire par rapport à la sous-période d'avant (1951-1974). Par contre il est observé une augmentation des quantiles de débits entre la sous-période 1975-1986 et 1987-2015. Cela se justifie par les valeurs positives des écarts. Ainsi donc, la sous-période 1975-1986 est moins humide par rapport à la sous-période d'après (1987-2015). De plus, il est aussi remarqué une régression des quantiles de débits entre la sous-période 1951-1974 et 1987-2015. Il convient de dire que la sous-période 1951-1974 est hydrologiquement plus humide que les deux autres et que l'augmentation des quantiles de débits observés au cours de la sous-période 1987-2015, est assujettie à l'augmentation des hauteurs de pluies de ces dernières décennies (Amoussou, *et al.,* 2014, 2015 ; Totin *et al.* 2016 ; Houessou, 2016)

La figure 4.21, indique l'évolution des quantiles de débits par rapport à une périodicité de 2 ans, 5 ans, 10 ans, 20 ans, 50 ans et 100 ans dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Il est constaté que les débits maximaux en 24 heures augmentent en même temps que les périodes de retour. Il est aussi remarqué que les quantiles de débits maximaux en 24 heures varient d'une sous-période à une autre et confirme que les sous-périodes 1951-1974 et 1987-2015 sont hydrologiquement plus humides que la sous-période 1975-1986. De même la sous-période 1951-1974 est plus humide que la dernière sous-période (1987-2015). Ainsi les débits maximaux de 50ème quantile surviennent chaque deux (02 ans) et correspondent à 979

m^3/s sur la sous-période (1951-1974), à 455 m^3/s pour la sous-période (1975-1986) et à 847 m^3/s pour la sous-période (1987-2015).

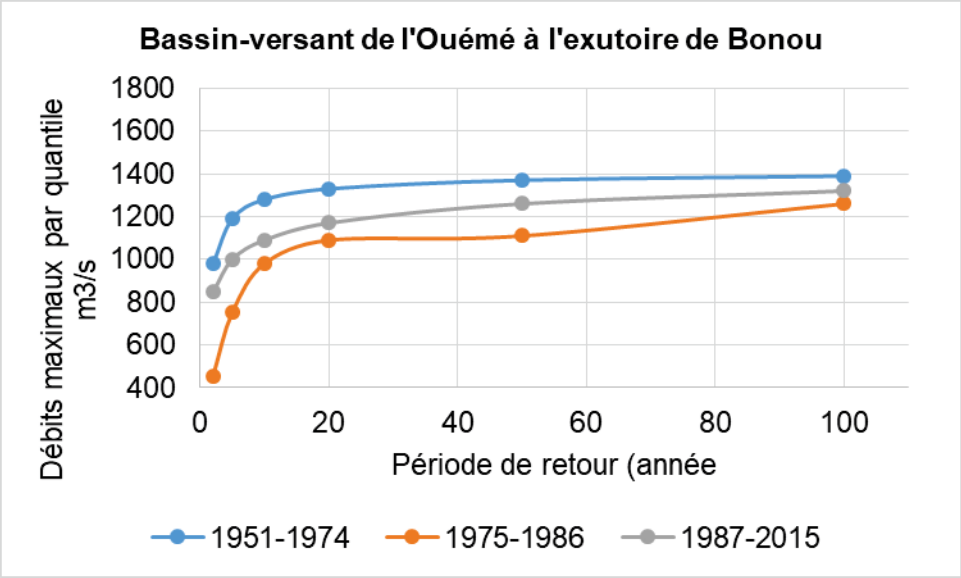


Figure 4. 21:Quantiles des débits maximaux en 24 heures par rapport aux périodes de retour dans le secteur d'étude

De plus, les débits maximaux pour les évènements hydrologiquement forts (90ème quantile) ont une fréquence de 10 ans avec des seuils respectifs de 1280 m^3/s sur la période de 1951-1974, de 970 m^3/s pour la sous-période 1975-1986 et de 1090 m^3/s pour la sous-période 1987-2015. Ces débits d'indicateurs d'évènements hydrologiquement forts correspondent respectivement aux seuils de 1223 cm, de 1076 cm et 1136 cm dans le lit du cours d'eau. Les débits maximaux des évènements hydrologiquement très forts (95ème quantile) ont une occurrence de 20 ans et pour chaque sous-période, ils correspondent à 1330 m^3/s, soit un seuil de 1245 cm pour la sous-période 1951-1974, à 1090 m^3/s (1136 cm) pour la sous-période 1975-1986 contre 1170 m^3/s, soit 1173 cm pour la sous-période 1987-2015. Quant aux débits extrêmement forts (99ème quantile), ils ont une occurrence centennale avec des seuils variables selon les sous-périodes. Ils sont de 1390 m^3/s, soit une hauteur de 1271 cm, de 1260 m^3/s pour un seuil de 1214 cm et de 1241 cm pour un débit de 1320 m^3/s et correspondent respectivement aux sous-périodes de 1951-1974, 1975-1986 et 1987-2015. Or selon le Projet du Système d'Alerte Précoce pour les Inondations au Bénin, et en particulier sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, l'alerte rouge aux inondations est signalée à partir d'un seuil moyen de 800 cm et plus (Projet SAP-Bénin, 2016).

Par ailleurs, les résultats obtenus sur les périodes humides sont proches des constats de Le Barbé *et al. (1*993) sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou. Ils ont signalé que pendant les années humides, les débits maximaux de 1260 m^3/s et de 1350 m^3/s ont respectivement une récurrence de 10 ans et de 20 ans. Les légères variations constatées dans ces valeurs et celles obtenues dans cette recherche peuvent être attribuées aux effets du comblement ou l'ensablement du lit mineur du cours d'eau, ce qui fait que le phénomène d'inondation est aussi plus récurrent dans le secteur d'étude que par le passé.

Du reste, il convient de dire que ces indicateurs peuvent faire l'objet d'analyse des évènements hydroclimatiques extrêmes qui génèrent des inondations et occasionnent des dégâts aux plans socioéconomiques, humains et environnementaux dans le secteur d'étude. Ils doivent être mis en contribution pour les outils d'aide à la décision pour tous les travaux d'aménagement hydroagricole, de génie civil, d'hydraulique pour une gestion intégrée et durable du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou face aux inondations.

4.3.1.5. Corrélation entre les maximas de débits et les débits moyens interannuels dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 4.22, met en évidence la corrélation entre les débits maximaux et les débits moyens du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

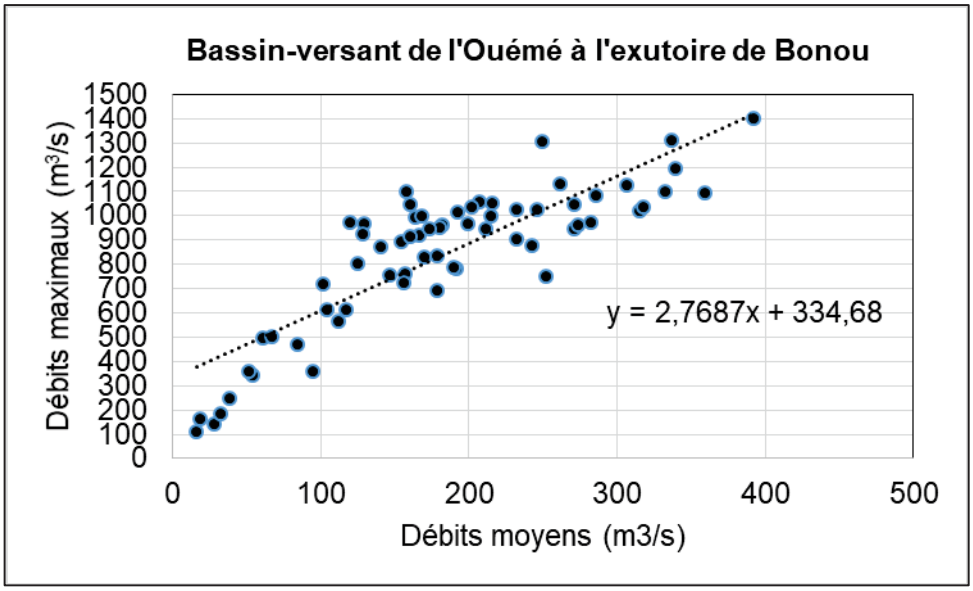


Figure 4. 22:Relation débits maximas et débits moyens dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 4.22, révèle que les débits maximas évoluent en fonction des débits moyens interannuels dans le bassin. Il est remarqué que lorsque le débit maxima augmente au fur et à

mesure que le débit moyen augmente dans le secteur d'étude comme par exemple lorsque le débit moyen a atteint 200 m^3/s, le débit maximal correspondant est 900 m^3/s et lorsque les débits maximaux sont à 1200 m^3/s, le débit moyen est égal à 300 m^3/s). Ce qui augure que les crues peuvent être provoquées par une montée lente ou rapide des eaux après saturation du sol (Amoussou *et al.,* 2012). De plus la corrélation de Pearson entre les débits maximaux et les débits moyens est de 84 %. Ce qui montre que le niveau du débit moyen est déterminant dans l'analyse des débits maximaux où extrêmes dans le secteur d'étude.

Par ailleurs, la dynamique de l'occupation des terres constitue l'un des facteurs, qui accentue les phénomènes de ruissellement et par conséquent aggrave les inondations (Vinet, 2007) en ce sens que les déforestations, les remembrements agricoles, etc. entraînent l'imperméabilisation des sols (Amoussou, 2010)

4.4. Analyse de la dynamique de l'occupation du sol dans le secteur d'étude

L'analyse des différentes unités de l'occupation du sol permet d'évaluer la pression humaine sur les écosystèmes du secteur d'étude et ces conséquences sur la dynamique hydrologique du bassin-versant (Amoussou, 2010 ; Houessou, 2016). Dans le cadre de cette recherche, l'occupation des terres est décrite à partir de l'observation de terrain et de l'analyse de l'évolution des unités paysagiques des années 1986, 2000 et 2015 dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

En effet, le secteur d'étude est confronté à une dynamique très marquée par une régression des unités paysagiques, dont les forêts-galeries, les forêts denses, les forêts claires et savanes au profit des habitations, des agglomérations humaines, des mosaïques de cultures et de jachères ainsi que l'encombrement des cours d'eau entre 1986, 2000 et 2015 (figure 4.23). Ce qui n'est pas sans conséquences dans l'amplification des effets des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin. D'après Chauviteau *et al.* (2006), Vinet (2007), Amoussou (2010), Vinet *et al.* (2012), la régression des unités paysagiques en particulier dans un bassin-versant, constitue des indicateurs qui amplifient le risque d'inondation et surtout dans un contexte ou le système d'assainissement est obsolète ou inexistant.

Il convient de dire que les formes d'occupation du sol ont une part de responsabilité et par conséquent, constitue l'un des indicateurs de la manifestation des inondations dans le secteur d'étude.

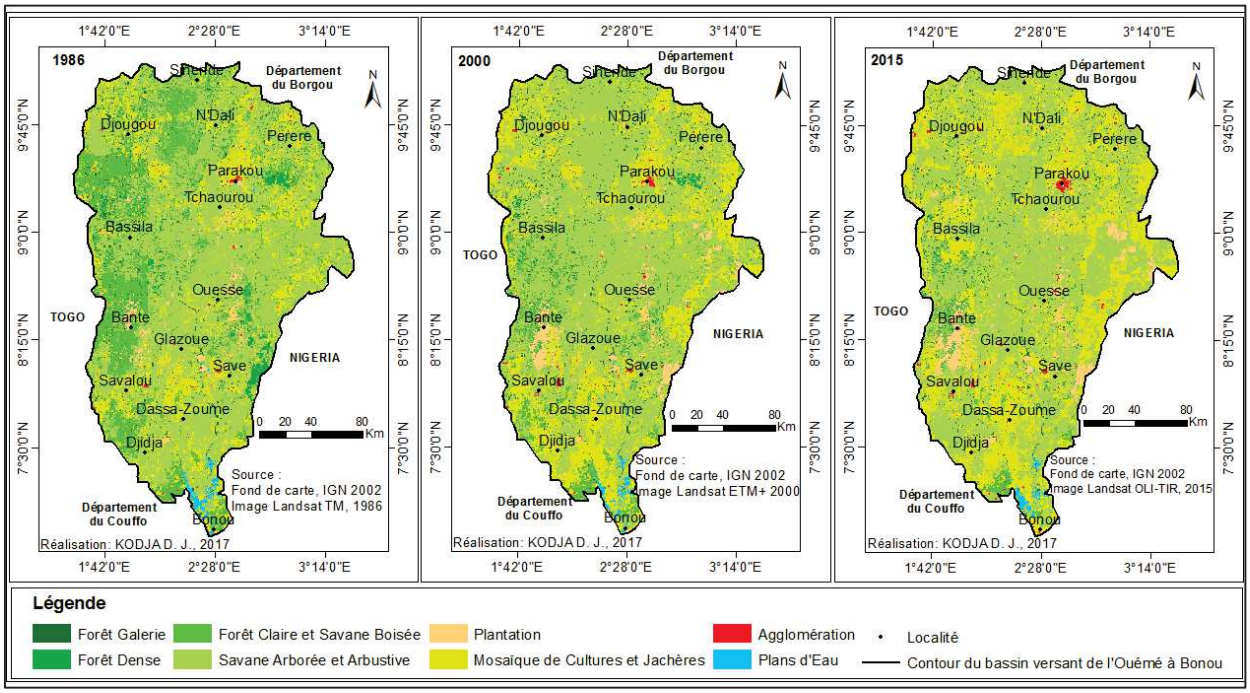


Figure 4. 23:Evolution des unités paysagiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en 1986, 2000, 2015

La figure 4.24, illustre les écarts des changements observés entre les unités d'occupation des terres dans le secteur d'étude.

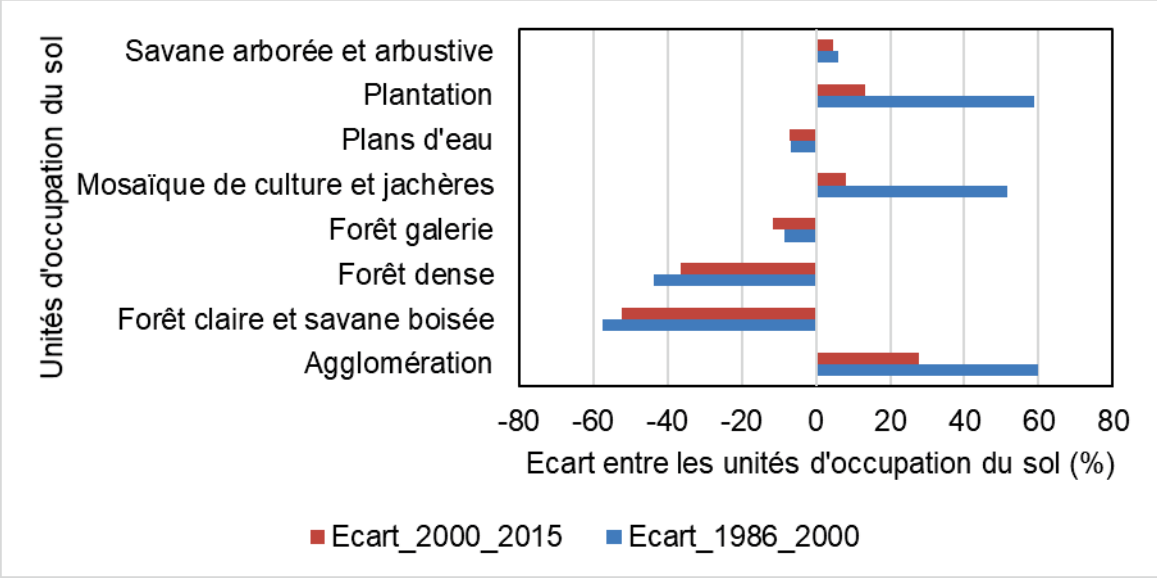


Figure 4. 24:Écarts entre les unités paysagiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en 1986, 2000, 2015

L'analyse de la figure 4.24 indique que les forêts denses, forêts galeries, les forêts claires et savanes boisées ainsi que les étendues des cours d'eau ont connu une diminution soit une régression dans le secteur d'étude. De 1986 à 2000, il est observé une régression de 57,6 %, de 43,5 %, de 8,5 % et de 6,8 %respectivement pour les forêts claires et savane boisée, les forêts

denses, les forêts-galeries et les plans d'eau. De même, entre 2000 à 2015, ces différentes unités sont passées respectivement à une régression de 52,2 %, de 36,3 %, de 11,5 % et de 7,2 %. Cette diminution des unités de forêts claires, de savanes boisées, de forêts denses, de forêts-galeries, serait en particulier imputée à la culture du coton fortement encouragée par les politiques et qui occupe de vastes superficies. Une activité qui nécessite le déboisement et le dessouchage systématique pour la quête de nouvelles parcelles en plus des activités de la production de charbon et de bois d'œuvre (Yabi, 2008 ; Atchadé, 2014). D'après Boko *et al.* (1997), cette régression des unités d'occupations des terres serait aussi liée à la récession pluviométrique des années 1970 et 1980.

De plus au profit de cette régression, les autres unités d'occupation du sol, comme l'agglomération, les mosaïques de culture et de jachères, les plantations et les savanes arborées et arbustives ont connu une augmentation au fil des années dans le bassin. Entre 1986 et 2000, les agglomérations, les mosaïques de culture et de jachères, les plantations et les savanes arborées et arbustives ont connu respectivement une augmentation de 59,9 %, de 51,4 %, de 58,7 % et de 5,9 %, alors que de 2000 et 2015 cette augmentation est dans cet ordre, passée de 27,7 %, de 8 %, de 13,3 % et de 4,7 % dans le bassin. Cette extension amène à dire que les formations végétales sont détruites aux profits des activités agricoles (Atchadé, 2014).

Au regard de cette analyse supra, il convient de dire que les agglomérations le couvert végétal est sous l'emprise des activités humaines dans le secteur d'étude et que les ressources en eau sont menacées dans le bassin. Ce constat est déjà signalé par Yabi (2008) et Akognongbé (2014). Par ailleurs, la régression du couvert végétal globalement observée constitue un indicateur pour l'accélération de l'érosion qui peut induire le comblement des cours et plans d'eau en drainant des versants vers ceux-ci, toutes sortes de matériaux (Amoussou, 2010). Ce qui favorise les inondations pendant les crues occasionnant d'énormes dégâts et accroissent la vulnérabilité des systèmes humains et environnementaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

4.5. Analyse du régime pluviométrique et de l'écoulement dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Le débit du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou est influencé par le rythme de la pluie avec un maximum de débit en octobre 700 m^3/s qui suit de peu le maximum pluviométrique du mois de septembre (figure 4.25).

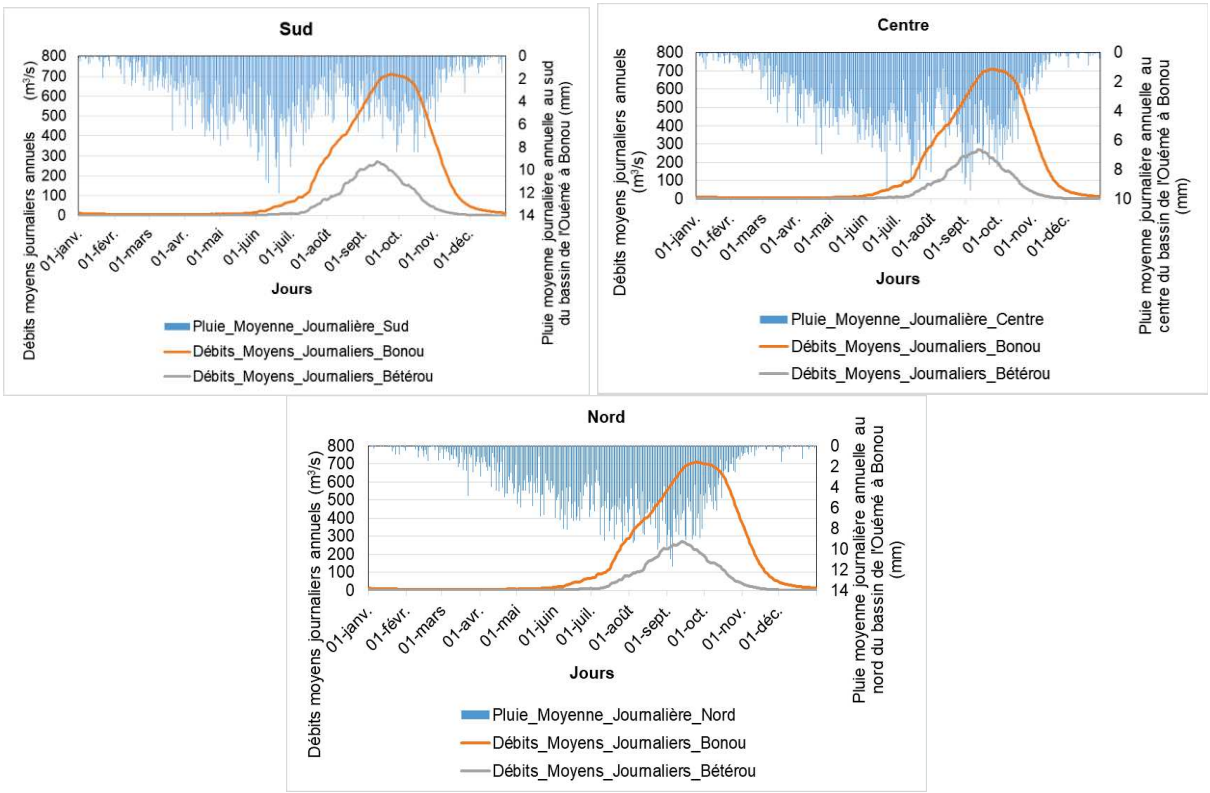


Figure 4. 25:Relation pluie/débit dans le secteur d'étude de 1951-2015

Il est remarqué que le débit est quasi nul de décembre à mai malgré que la pluie commence légèrement en avril. Cette situation peut s'expliquer par le phénomène de saturation des premiers horizons du sol avec les premières pluies qui n'arrivent pas à induire automatiquement l'écoulement, inversement à la pluie du mois de juin. Ce résultat confirme que tout comme dans les bassins fluviaux des pays tropicaux (Mahé, 2006 ; Vissin, 2007), le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou a un régime tropical qui est très lié à la pluviosité (Amoussou, 2010 ; 2015).

De surcroît, faut-il noter que, la relation entre les débits moyens à Bonou avec la pluie du sud, du centre et du nord, a donné respectivement des coefficients de corrélation de 27 %, de 43 % et de 52 %. Il convient de dire que le régime hydrologique unimodal de Bonou est plus tributaire du régime pluviométrique unimodal de type soudanien du nord qu'au régime bimodal de type subéquatorial au sud du bassin. Ce constat est en phase avec les résultats des travaux de Le Barbé *et al.* (1993), Donou (2015) et Totin *et al.* (2016) sur l'Ouémé. Ces auteurs ont déjà montré qu'il y a une dépendance entre les rythmes pluviométriques et hydrologiques. De plus ils ont indiqué que la différence entre les régimes de pluie et de débits dans la vallée de l'Ouémé est la preuve que l'importance des écoulements du fleuve Ouémé à la station de Bonou

et surtout en période de crue (septembre à octobre) ne sont uniquement pas le fait des pluies de la partie méridionale, mais en particulier de celles du bassin supérieur.

Ces résultats sont donc édifiants pour mener à bien une analyse sur la reproduction des écoulements en 24 heures, en particulier les débits de crues dans le secteur d'étude à partir du modèle GR4J, qui est un modèle hydrologique global conceptuel présenté dans le chapitre V.

Synthèse

Ce chapitre a permis de mettre en évidence les indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes qui caractérisent les inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. L'étude a montré que l'indice de l'intensité journalière de pluie varie du nord au sud et suivant les sous-périodes dans le secteur d'étude. Les résultats dans ce sens ont montré une régression de 11 % de l'intensité journalière de pluie entre 1951-1968 et 1969-1987 alors qu'il y a une augmentation de 9,3 % entre 1969-1987 et 1988-2015 au sud du secteur d'étude. Concernant la partie centrale du bassin, il y a une régression de 6,8 % entre 1951-1968 et 1969-1987 contre une augmentation de 7,4 % entre 1969-1987 et 1988-2015. Quant au nord du bassin, l'étude a aussi révélé une régression de 5,8 % entre les deux premières sous-périodes (1951-1968 et 1969-1987) et une augmentation de 6,31 % entre les deux 1969-1987 et 1988-2015. Toutefois, du sud au nord, il est montré que la sous-période 1951-1961 a connu plus d'intensité pluviométrique que la dernière sous-période (1988-2015) soit une régression de 2,4 % (au sud), de 0,05 %, (au centre) et de 0,04 % (au nord). Cependant, l'augmentation constatée entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015 est l'effet de la reprise pluviométrique de ces dernières années constatées dans les pays de l'Afrique de l'Ouest dont le Bénin. Les mêmes constats sont globalement faits avec les indicateurs de pluies associés aux évènements pluvieux forts (90ème, percentile), très forts (95ème percentile) et extrêmement forts (99ème percentile). De plus, l'effet de la reprise pluviométrique signalée dans cette recherche est aussi constaté dans les classes de pluie et que le secteur d'étude est influencé par le flux de mousson désigné par les pluies de 1-5 mm et de 1-20 mm, auquel s'associent les lignes de grains de sud-est, caractérisées par les pluies de 20-50 mm, responsables des pluies orageuses et d'averses susceptibles d'occasionner les inondations dans le secteur d'étude. L'étude a décrit que les évènements pluvieux extrêmes ont eu de répercussions sur la dynamique hydrologique dans le bassin. L'étude a révélé que la sous-période 1988-2015 est marquée par des débits forts, très forts et extrêmement forts de plus que la sous-période d'avant (1969-1987) soit une augmentation de 61 % ; 43,7 % et 36,4 % respectivement pour les débits associés aux 90ème,

95ème et 99ème percentile entre la sous-période 1988-2015 et 1969-1987. De même, les indices de 90ème, 95ème et 99ème peuvent faire l'objet d'indicateurs d'analyse des évènements hydroclimatiques suivis d'inondations dans le secteur d'étude.

Par ailleurs, les pluies maximales journalières ont une occurrence de 2 ans, 5 ans, 10 ans pour les événements pluvieux forts ; 20 ans, pour les événements pluvieux très forts ; 50 ans et + pour les événements pluvieux extrêmement forts dans le secteur d'étude avec l'ajustement des lois GEV (au sud) et Pearson III (au centre et au nord). Les débits maximaux quant à eux présentent un meilleur ajustement avec la loi GEV. De plus, les débits de 50ème quantile surviennent chaque deux (02 ans). Les débits extrêmes relatifs aux évènements hydrologiquement forts, très forts et extrêmement forts ont respectivement une occurrence de 10 ans (90ème percentile) de 20 ans (95ème percentile) et centennale pour le 99ème percentile. En plus, il est remarqué que les débits maximaux évoluent en fonction des débits moyens interannuels avec une corrélation de 84 %. Ce qui amène à dire que les crues peuvent être provoquées par une montée lente ou rapide des eaux après saturation du sol et que par conséquent, le niveau du débit moyen est déterminant dans l'analyse des débits maximaux dans le bassin. L'étude a ajouté que la dynamique de l'occupation des terres constitue l'un des facteurs qui accentue les phénomènes de ruissellement et par conséquent aggrave les inondations dans le secteur d'étude.

En somme, les résultats de ce chapitre constituent des indicateurs pour l'étude des évènements hydroclimatiques extrêmes dans un contexte de changement climatique global, potentiellement amplificateur de la fréquence et de l'intensité des évènements pluviométriques et hydrologiques extrêmes. Les indicateurs mis en exergue peuvent cependant faire l'objet des outils d'aide à la décision pour la gestion des évènements extrêmes et pour la mise en place des nouvelles normes hydrologiques dans le secteur d'étude.

CHAPITRE V

REPRODUCTION DES DÉBITS EXTREMES DE HAUTES EAUX AVEC LE MODELE GR4J ET ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX POUR LES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUÉMÉ À L'EXUTOIRE DE BONOU

CHAPITRE V : REPRODUCTION DES DÉBITS EXTREMES DE HAUTES EAUX AVEC LE MODELE GR4J ET ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX POUR LES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUÉMÉ À L'EXUTOIRE DE BONOU

Ce chapitre présente l'évolution des débits avec le modèle conceptuel du génie rural à 4 paramètres au pas de temps journaliers. Il a abordé l'utilité du modèle GR4J, la variabilité des pluies/ débits observés et la reproduction des débits de hautes eaux, caractéristiques des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes pouvant générer des inondations dans le secteur d'étude. Ce chapitre a mis en évidence les critères d'efficacité qui confèrent au modèle GR4J, la robustesse et la performance à reproduire les débits extrêmes de hautes eaux dans le secteur d'étude. Ce chapitre a par ailleurs abordé l'évaluation de la performance des modèles climatiques régionaux du projet CORDEX Afrique. Les sorties des dits modèles ainsi que les scénarii rcp4.5 et rcp8.5, ont fait l'objet d'analyse des évènements pluvieux extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

5.1. Utilité du modèle conceptuel GR4J dans la détermination des événements hydroclimatiques extrêmes

Le modèle a été largement testé sur un grand nombre de bassins versants en France, en Australie, au Brésil et aux Etats-Unis (Perrin *et al.*, 2001), en Côte d'Ivoire (Servat et Dezetter 1992) ainsi qu'au Bénin (Le Lay, 2006 ; Vissin, 2007 ; Amoussou *et al.*, 2014) et sa relative robustesse a été clairement établie. Des études comparatives ont prise en compte de la neige au sein d'un modèle pluie-débit et montré qu'il pouvait être aussi efficace que des modèles possédant un nombre bien plus important de paramètres ajustables (Perrin *et al.,* 2001).

Le modèle a été utilisé pour la mise en évidence d'effets de changements environnementaux (Nascimento 1995). Il a également été appliqué pour la gestion de barrages-réservoirs (Yang, *et al*., 1993) et a servi à la mise au point d'une méthode variationnelle de prévision des débits de crue (Yang et Michel 2000). Il a aussi été utilisé dans un contexte de variabilité climatique sur le bassin de l'Ouémé supérieur (Le Lay, 2006), sur le bassin béninois du fleuve Niger (Vissin, 2007) et sur le bassin-versant du Mono à Nangbéto (Amoussou *et al.*, 2014). Le modèle GR4J permet d'obtenir la simulation des débits journaliers dans un bassin hydrologique, de réaliser la prévision des crues, des débits moyens et des étiages, de reproduire le fonctionnement du bassin en hautes et basses eaux et d'obtenir l'interpolation et l'extrapolation des conditions climatiques du bassin. Selon Mounirou *et al.* (2005), un modèle pluie-débit est particulièrement

intéressant dans les pays en développement puisqu'il peut permettre d'estimer ou de représenter la ressource disponible en vue d'un aménagement, mais aussi prévoir l'évolution de cette ressource dans les années ou décennies à venir dans le contexte des changements climatiques.

5.1.1. Variabilité des pluies/ débits observés et simulés sur les sous-périodes humides et sèches en calage et en validation avec le modèle GR4J

Les figures 5.1 et 5.2, présentent respectivement la variabilité des pluies, des débits observés et simulés ainsi que les probabilités de non-dépassement avec le modèle GR4J dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

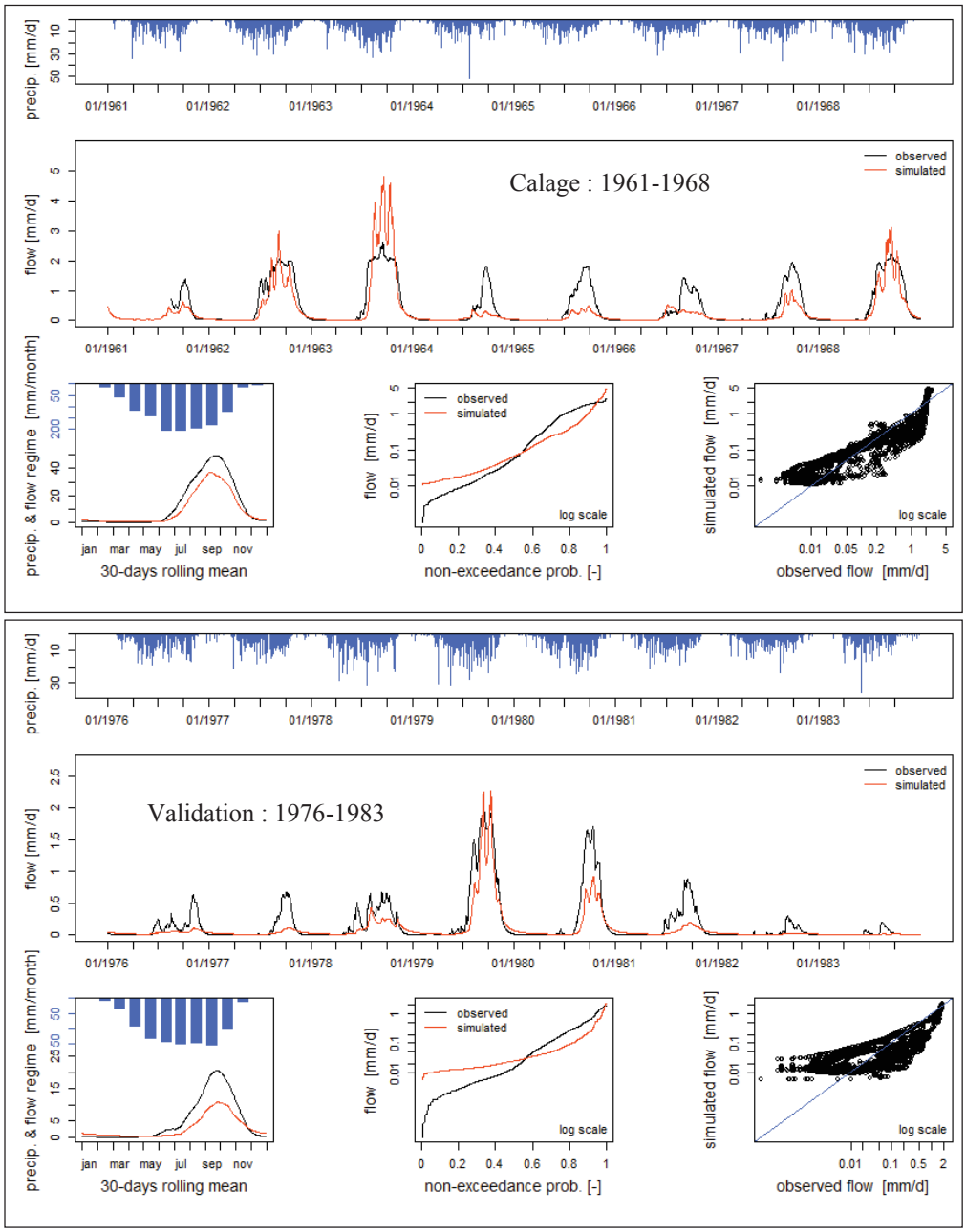


Figure 5. 1:Variabilité des pluies, débits observés et simulés sur les sous-périodes humides en calage (1961-1968) et sèches en validation (1976-1983) avec le modèle GR4J

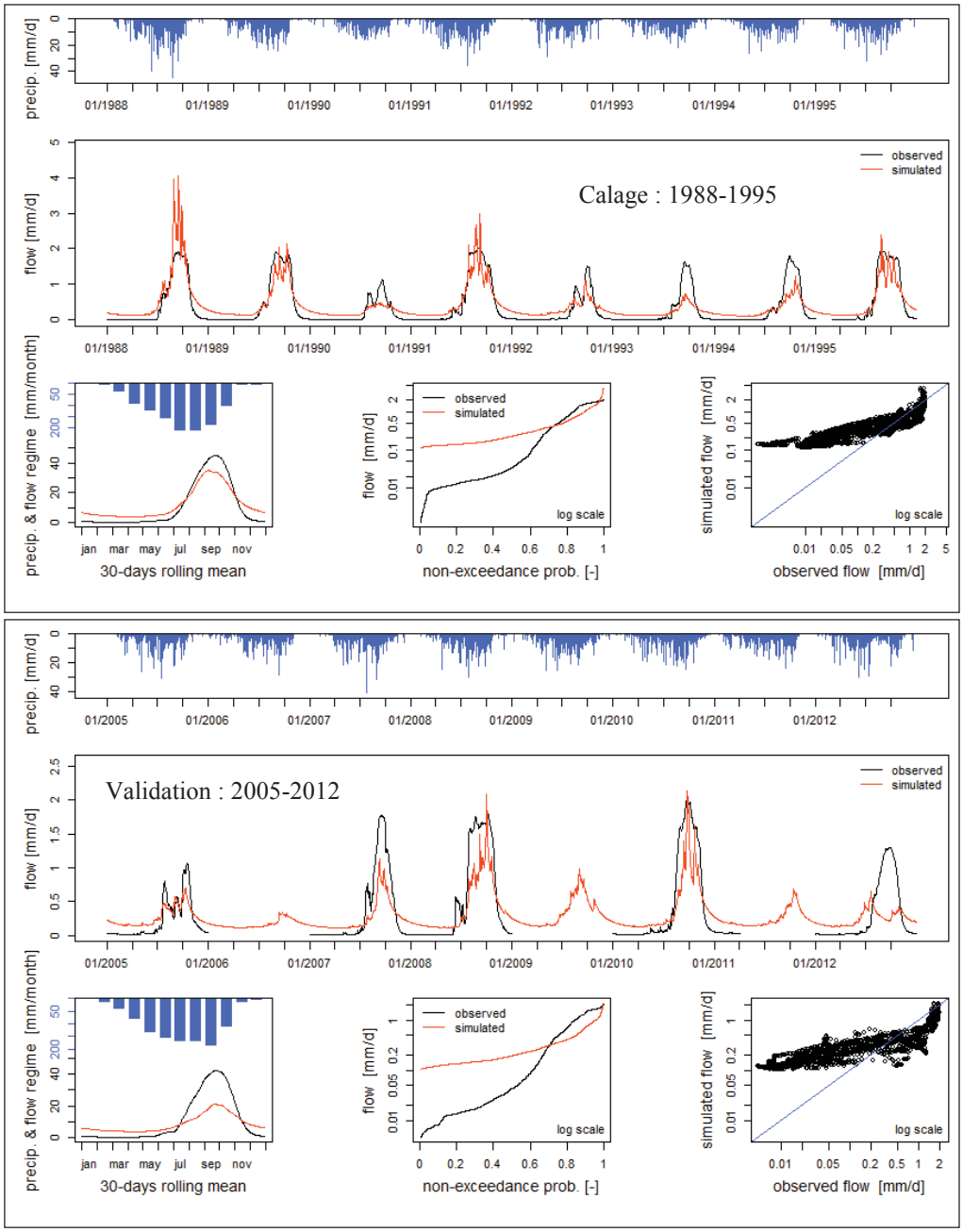


Figure 5. 2:Variabilité des pluies, débits observés et simulés sur les sous-périodes sèches en calage (1988-1995) et en validation (2005-2012) avec le modèle GR4J

L'analyse des figures 5.1 et 5.2, indique les débits observés et simulés présentent une variabilité au rythme de la pluviométrie dans le bassin. Toutefois, il y a un léger décalage entre les débits observés et simulés, ce qui peut être attribué au temps de réponse du bassin-versant aux évènements pluvieux.

De même, il est constaté que les débits simulés surestiment les débits observés en période de basse eau, soit de novembre à mai avec une probabilité de 0 à 70 % et les sous-estiment entre 70 et 95 % en période de hautes eaux, ce qui est l'effet des cumuls pluviométriques des mois

de juin, juillet, août septembre et octobre dans le secteur d'étude. Il est remarqué que les débits observés et simulés atteignent le maximum dans les mois de septembre ou octobre. Or, les évènements pluviohydrologiques extrêmes qui occasionnent les inondations dans le milieu se manifestent au cours de ces mois selon les saisons dans le secteur d'étude (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Totin *et al.,* 2016).

Fort de ces constats, on peut dire que le modèle GR4J, permet de représenter les débits de crues sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Toutefois, l'analyse des critères d'optimisation du modèle est aussi un indicateur pour mieux apprécier la performance du modèle à simuler les débits de crues dans le secteur d'étude.

5.1.2. Valeurs des critères d'optimisation en calage et en validation dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La réussite de l'utilisation de modèles informatiques pour simuler des variables et des processus environnementaux nécessite des procédures objectives d'étalonnage et de vérification du modèle. Plusieurs méthodes ont été proposées pour quantifier le bien-fondé des observations par rapport aux valeurs calculées par le modèle, mais aucune d'entre elles n'est exempte de limitations et est souvent ambiguë (Ritter *et al*., 2013). Ainsi une combinaison de résultats graphiques, de statistiques d'erreur de valeur absolue c'est-à-dire erreur quadratique moyenne (Gupta *et al.,* 2009) et de statistiques de qualité d'ajustement normalisées (c'est-à-dire coefficient d'efficacité Nash-Sutcliffe, NSE) est actuellement recommandée. L'interprétation des valeurs NSE est souvent subjective et peut être biaisée par l'ampleur et le nombre de points de données, de données aberrantes et répétées. La significativité des statistiques de performance est un aspect généralement ignoré qui aide à réduire la subjectivité dans l'interprétation correcte de la performance du modèle (Ritter *et al.,* 2013).

L'erreur quadratique moyenne (RMSE) associée à l'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) sont utilisées dans cette étude pour l'évaluation de la performance du modèle GR4J à simuler les écoulements journaliers extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Ces deux critères ont déjà fait l'objet d'une étude sur la modélisation hydrologique avec le GR4J (Amoussou *et al.,* 2014).

Dans le même contexte, le critère de KGE (Kling-Gupta Efficiency) est aussi mis en évidence. Cela vise à trouver le critère qui correspond au mieux au modèle GR4J à reproduire les débits de hautes eaux dans le secteur d'étude. Cela s'inscrit également du fait que Gupta *et al.* (2009),

Kling *et al*. (2012) recommandent que le KGE est une mesure de qualité d'ajustement développée pour fournir une décomposition diagnostique intéressante de l'efficacité de Nash-Sutcliffe (et donc MSE), ce qui facilite l'analyse de l'importance relative de ses différentes composantes (corrélation, biais et variabilité) dans le contexte de la modélisation hydrologique.

Le modèle GR4J est calé sous-période par sous-période, les valeurs optimisées des paramètres sont très variables d'une sous-période à l'autre et elles sont des sous-périodes homogènes. Le tableau 5.1, présente les valeurs optimisées du Nash, du RMSE et du KGE en calage et en validation avec le modèle GR4J.

Tableau 5. 1:Valeurs des critères d'optimisation et performance du modèle GR4J à simuler les écoulements

	NSE (Q)	KGE(Q)	RMSE (Q)
Cal_1961-1968	0,55	0,83	0,45
Val_1976-1983	0,70	0,68	0,20
Cal_1988-1995	0,74	0,85	0,30
Val_2005-2012	0,63	0,56	0,33
Vert : sous-période humide			
Gris : sous-période sèche			
NSE : Nash-Sutcliffe			
RMSE : Erreur quadratique moyenne			
KGE : Efficacité de Kling-Gupta			

Source : Résultats du traitement des données

L'analyse du tableau 5.1, révèle que les valeurs du Nash sont supérieures à 50 % et varient d'une sous-période à une autre aussi bien en calage qu'en validation. En calage, elles sont de 55 à 74 % et de 63 à 70 % en validation. Il est remarqué que les fortes valeurs du Nash en sous-période humide sont de 74 %, obtenues en calage tandis qu'elles sont de 70 % en sous-période sèche et en validation. Or en utilisant le critère du NSE sur le bassin-versant du Niger, Vissin (2007) a obtenu des valeurs de Nash supérieures à 50 %, ce qui lui a permis de valider la performance du modèle GR4J à simuler les écoulements.

Il convient de dire que le critère d'optimisation utilisé, NSE (Q) à partir du modèle GR4J donne une bonne performance dans la représentation des débits de hautes eaux en calage pendant les sous-périodes humides et pendant la validation pour les sous- périodes sèches.

En plus du critère d'efficacité de Nash, l'étude a utilisé un autre critère dont l'intérêt vise à mieux apprécier la performance du modèle GR4J à simuler les écoulements. Il s'agit du RMSE, basé sur le biais statistique (Gupta *et al.,* 2009 ; Amoussou *et al.,* 2014). Ainsi, dans le cas de cette analyse cela amène à mentionner que les valeurs des RMSE, en calage comme en validation varient également d'une sous-période à une autre. Sur la sous-période sèche de 1976-

1983, elle est de 20 % en validation contre 45 % pour la sous-période humide 1961-1968, en calage.

De plus, pour la sous-période humide 1988-1995, elle est de 30 % en calage alors qu'elle est de 33 % en validation pour la sous-période sèche 2005-2012. Ces résultats amènent à dire que le critère basé sur le RMSE confère d'une part au modèle GR4J, une efficacité à mieux simuler les écoulements pendant la validation sur les périodes sèches et en calage pendant les sous-périodes humides, en minimisant les biais. Ce constat corrobore les résultats de l'analyse portant sur le critère de Nash abordé dans cette étude.

Par ailleurs, pour une évaluation objective d'un modèle hydrologique Gupta *et al.* (2009) ont indiqué que le critère KGE (critère d'efficacité de Kling-Gupta / Kling-Gupta Efficiency) est un bon indicateur pour la performance d'un modèle hydrologique sur un bassin-versant. Pour Gupta *et al.* (2009), Kling *et al.* (2012), le KGE est une mesure de qualité d'ajustement développée pour fournir une décomposition diagnostique intéressante de l'efficacité de Nash-Sutcliffe (et donc MSE), ce qui facilite l'analyse dans le contexte de la modélisation hydrologique. Fort de cela, cette recherche s'est davantage basée sur le critère de KGE pour mieux apprécier la performance du modèle GR4J à simuler les débits de hautes eaux à Bonou dans le secteur d'étude.

Cependant, Il est constaté que le critère de KGE en calage varie de 83 à 85 % alors qu'il est compris entre 56 et 68 % en validation. Le critère de KGE confirme les analyses ci-dessus, du fait de la dégradation du KGE en validation. Le critère du KGE conforte également les résultats et donne en calage des valeurs supérieures à 75 %, soit plus de 80 %. Ces résultats montrent que le KGE est le meilleur critère d'efficacité et convient mieux à évaluer la performance du modèle GR4J à reproduire les débits de hautes eaux. A cet effet, il est permis de dire que le modèle GR4J est performant, efficace et peut reproduire très convenablement et de façon robuste les débits de hautes eaux en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

5.1.3. Évolution des débits maximaux observés et simulés en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

La figure 5.3, montre la variabilité des débits maximaux annuels en 24 heures observés et simulés. Il s'agit des débits maximaux en mm/j, en 24 heures et qui sont extraits des données observées et des données simulées par le modèle GR4J.

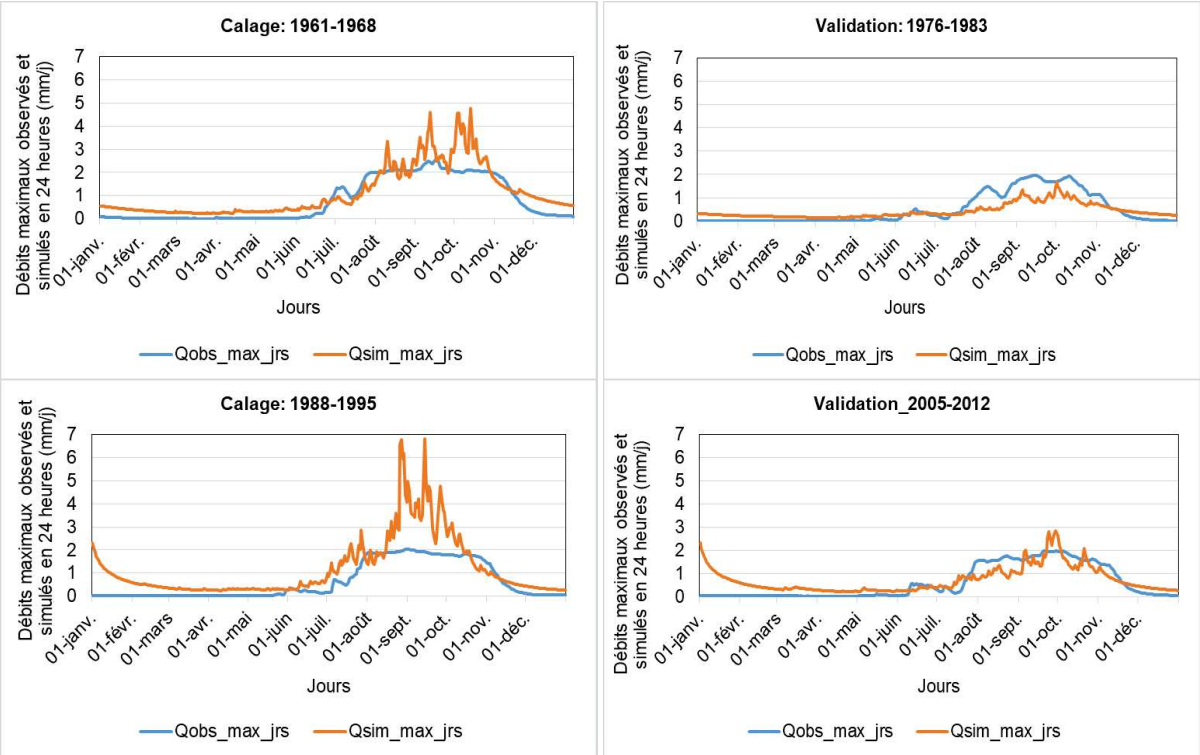


Figure 5. 3:Évolution des débits maximaux observés et simulés en 24 heures pendant le calage et la validation suivant les sous-périodes humides et sèches

De l'analyse de la figure 5.3, il est constaté que ce soit en calage ou en validation, les débits maximaux observés sous-estiment les débits maximaux simulés en 24 heures pendant les périodes de basse eau. Aussi, pendant les sous-périodes de calage, il est observé un pic de 2,61 mm/j (dans les débits maximaux observés) en septembre et un pic de 4,77 mm/j (dans les débits maximaumx simulés) en octobre au cours de la sous-période 1961-1968. Pour la sous-période 1988-1995, le pic des débits maximaux en 24 heures est observé en août soit 2,03 mm/s contre un pic de 6,8 mm/j en septembre pour les débits maximaux simulés. Quant aux sous-périodes de validation, les pics débits maximaux annuels en 24 heures tendant à générer des hautes eaux sont respectivement de 1,96 mm/j (débits maximaux observés) en septembre et de 1,7 mm/j (débits maximaux simulés) en octobre pendant la sous-période 1976-1983. S'agissant de la sous-période 2005-2012, les pics des débits maximaux en 24 heures sont observés en septembre et sont respectivement de 1,98 mm/j (débits maximaux observés) et de 2,84 mm/j (débits maximaux simulés).

De plus il est remarqué que pendant les périodes allant de juillet à octobre que les débits maximaux simulés en 24 heures sont bien représentés et surestiment les débits maximaux observés en calage et pendant les sous-périodes humides. Par contre, en validation, les débits maximaux simulés sont sous-estimés par les débits maximaux observés en 24 heures. Or la

période de manifestation des hautes eaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou s'étale de septembre à octobre, durant les saisons de pluies de mai à octobre sur tout le bassin (Le Barbé *et al.,* 1993 ; Totin *et al.,* 2016). Fort de ces analyses, il convient de dire qu'à partir des débits maximaux journaliers, le modèle GR4J donne une meilleure simulation des débits de hautes eaux en particulier pendant le calage qu'en validation. Ainsi, ces résultats sont des indicateurs, et amènent à conclure que le modèle GR4J peut non seulement permettre de faire la simulation des débits de hautes eaux, mais aussi servir comme un outil d'aide à la décision pour la mise en place des systèmes d'alerte précoce contre les inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

La figure 5.4, présente les corrélations entre les débits maximaux observés et simulés extraits des résultats du modèle GR4J pendant les sous-périodes humides et sèches en calage et validation.

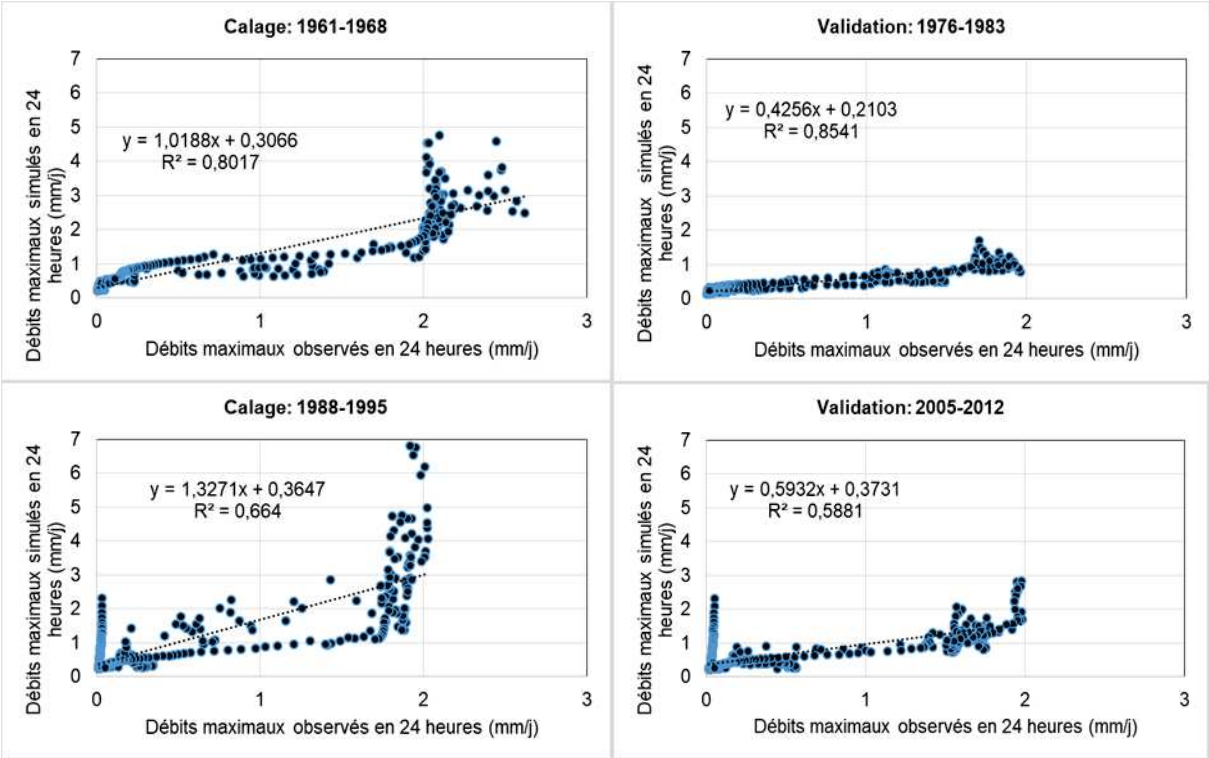


Figure 5. 4:Corrélation entre les débits maximaux observés et simulés en calage et en validation pendant les sous-périodes humides et sèches

L'analyse de la figure 5.4, indique que les débits maximaux simulés en 24 heures augmentent au fur et à mesure que les débits maximaux observés augmentent. De plus, les corrélations entre les débits maximaux journaliers observés et calculés à partir du modèle GR4J, sont supérieures à 0,50 et varient de 0,58 à 0,85. Il convient de dire que le modèle GR4J peut faire l'objet d'analyse de l'évolution des débits maximaux annuels journaliers simulés et observés. Ce qui

augure l'efficacité et la robustesse du modèle GR4J à être considéré comme l'un des outils d'aide à la décision pour le suivi des évènements hydrologiques extrêmes, dont les débits de hautes eaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou.

Le régime hydrologique, étant donné qu'il dépend en grande partie de la pluviosité du secteur d'étude, comme la plupart des bassins fluviaux d'Afrique, il convient dans en perspective de mieux étudier les évènements climatiques extrêmes futurs. Ainsi, cette étude s'est consacrée également à l'évaluation des données de projection de sorties des modèles climatiques régionaux. Cela concerne l'analyse des données de précipitations issues du Cordex africain sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou et qui pourraient être utilisées pour les projections hydrologiques dans les travaux futurs.

5.2. Projections climatiques régionales

Les projections climatiques ont été établies à partir d'expériences de modélisations climatiques régionales et mondiales (Jones *et al.,* 2010 ; Teichmann *et al.,* 2013 ; Mascaro *et al.,* 2015). Ces projections sont de plus en plus importantes dans le contexte des changements globaux et sont utilisées comme outil dans l'élaboration d'activités relatives à l'adaptation, aux politiques et aux prises de décisions au niveau local pour une meilleure gestion des écosystèmes (Hartley *et al.,* 2015 ; Janes *et al.,* 2015).

5.2.1. Brève historique des modèles climatiques régionaux et justification du Cordex africain

En effet, les besoins d'informations sur l'évolution du climat à l'échelle régionale et locale constituent l'une des préoccupations cruciales pour évaluer les répercussions des changements climatiques sur les systèmes humains, naturels et pour mettre au point de bonnes stratégies nationales d'adaptation et d'atténuation (Mitchell *et al.,* 2004 ; Christensen *et al.,* 2007 ; Giorgi *et al.,* 2008 ; Hartley *et al.,* 2015).

Pour ce faire, la plupart des données régionales proviennent de modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) exploités grâce au Programme Mondial de Recherche sur le Climat (Giorgi *et al.,* 2009). Ces modèles sont les outils les plus utiles pour comprendre les processus en jeu dans les réactions du système climatique aux forçages anthropiques, comme la hausse des concentrations de gaz à effet de serre, le changement d'affectation des terres et la modification de la charge en aérosols. Ils ont aussi fourni des renseignements de première importance sur l'évolution du climat de l'échelle mondiale et sous-régionale (GIEC, 2007). Une meilleure représentation des processus qui se déroulent dans

l'atmosphère et à la surface de la Terre ainsi que l'élargissement des capacités de calcul ont permis des améliorations certaines, notamment au cours de la dernière décennie. Mais, la plupart des modèles actuels offrent encore une résolution horizontale de quelques centaines de kilomètres et ne peuvent donc rendre compte des effets des forçages locaux (par exemple topographie complexe et caractéristiques de la surface) qui modulent le signal climatique aux échelles plus réduites (Meehl *et al.,* 2007).

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, 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 200 km par 300 km (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 bassins-versants. Mais, de telles résolutions spatiales ne permettent 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), (Yira *et al,* 2016 ; Nka, 2016). Du reste, en raison de leur faible pouvoir de résolution, les modèles mondiaux ne peuvent pas non plus permettre de décrire avec précision les phénomènes extrêmes, lesquels revêtent une importance primordiale pour l'information climatologique pouvant permettre de mieux évaluer les répercussions régionales et locales de la variabilité et de l'évolution du climat (Busalacchi *et al.,* 2009). Autrement dit, il existe un écart d'échelle spatiale entre les données climatologiques fournies par les MCGAO et les renseignements nécessaires pour mesurer les impacts (Meehl *et al.,* 2007).

Pour produire des scénarios hydrologiques utilisables pour des stratégies d'adaptation régionales, nationales ou locales, il est recommandé 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 ; Amoussou *et al.,* 2014 ; Nka, 2016). C'est donc dans la perspective de combler cette lacune, et de réduire au mieux les incertitudes dans l'analyse des informations climatologiques que le cadre d'action ''Expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle des prévisions climatologiques au niveau régional / Coordinated Regional climate Downscaling Experiment (CORDEX) a été mis

sur pied. C'est un programme qui vise à 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 projet est de comprendre et analyser les incertitudes qui pèsent sur le climat futur (Giorgi *et al.,* 2009 ; Nikulin *et al.,* 2012).

Le projet 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 5ème rapport d'évaluation du GIEC (Giorgi *et al.,* 2009). Au nombre de quatre (rcp 2.6 ; rcp 4.5 ; rcp 6.0 ; rcp 8.5), les rcp sont des scénarios de référence de l'évolution du forçage dont le rcp 8.5 peut aboutir à un réchauffement global pouvant atteindre 12°C à l'horizon 2300 (Moss *et al.,* 2010). Ces scénarios peuvent correspondre à des efforts plus ou moins grands de réduction des émissions de GES au niveau mondial. Cependant les simulations prioritaires faites dans le cadre du projet CORDEX ne concernent que deux des RCPs définis, qui sont les scénarios rcp 4.5 et rcp 8.5. Ces scénarios particuliers correspondent aux scénarios B1 et A1B des anciens profils d'évolution des GES (SRES) (Ardoin-Bardin, 2004 ; Nka, 2016). Ils représentent respectivement des schémas plus optimistes et peu optimistes (pessimistes) de l'évolution du climat pour le 21ème siècle (Herbst *et al.,* 2016). Les données du programme CORDEX Africain ont déjà fait l'objet de beaucoup de travaux de recherche. Ils ont été utilisés au Burkina Faso par Bazyomo *et al.,* (2016 ; 2017) pour analyser les tendances saisonnières du rayonnement solaire à la surface de la terre, par Nka (2016) pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau. Au Niger par Mascaro *et al.* (2015) pour explorer la pénurie d'eau dans le bassin du Niger. Yira *et al.* (2016) ont également utilisé un ensemble de simulations climatiques du programme Cordex Africain, pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau des bassins fluviaux en Afrique de l'Ouest tropicale. Sur le bassin de l'Ouémé au Bénin, les données sorties de modèles du programme Cordex ont fait l'objet de la correction des biais de précipitation (Yékambessoun *et al.,* 2016). De même dans le bassin du Congo en Afrique Centrale par Haensler *et al. (*2013) ont aussi évalué la robustesse des précipitations sur l'Afrique centrale sur la base des projections climatiques mondiales et régionales avec le modèle régional RCA4 (*Rossby Centre Atmospheric*), du SMHI (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*).

5.2.2 Évolution interannuelle des pluies et régime pluviométrique simulées au sud (C1) du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2005

La figure 5.5 présene l'évolution interannuelle des pluies observées sur les stations de Bohicon, de Bonou, de Kétou et les pluies simulées à partir des données de sorties des RCM du Cordex africain au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

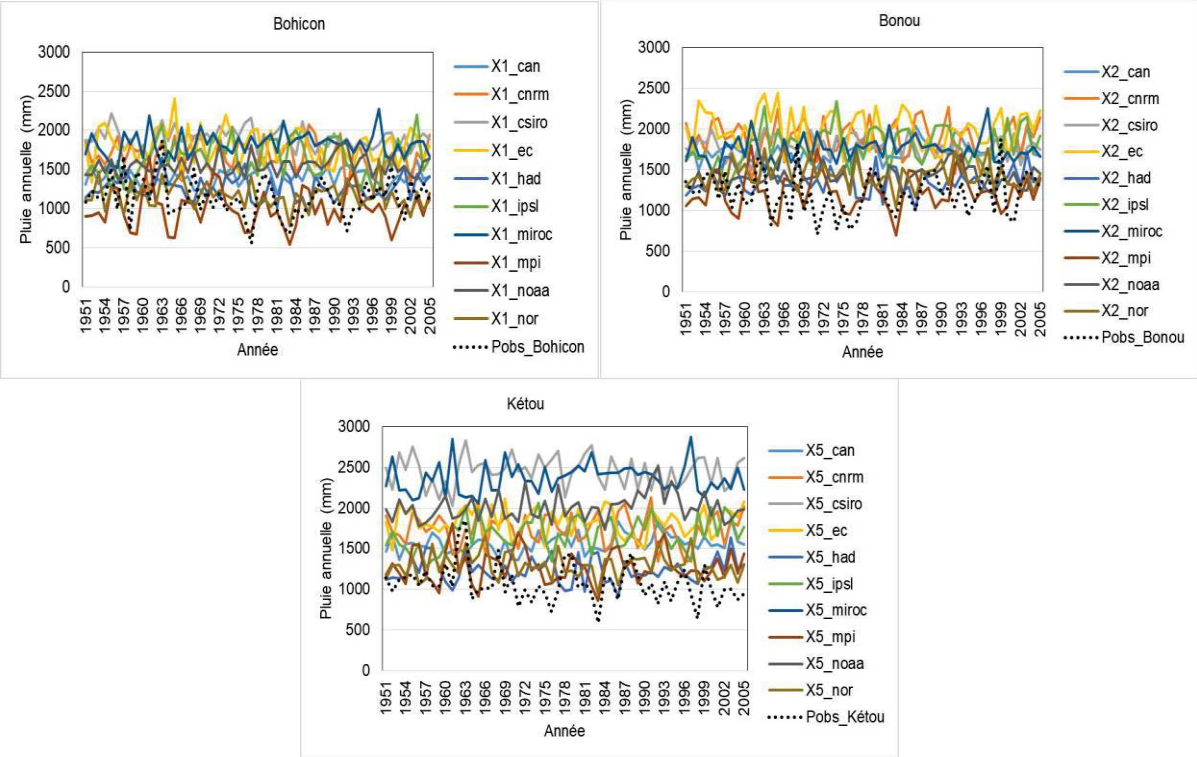


Figure 5. 5:Évolution interannuelle des pluies simulées au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

De l'analyse de la figure 5.5, relative à la comparaison entre les cumuls de pluies simulées annuelles par les modèles et les pluies observées, il est remarqué que les pluies observées et simulées présentent une variabilité identique. Il apparaît que les pluies annuelles observées sont dans l'ensemble en deçà de celles des modèles au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. A Bohicon et à Bonou, les cumuls de pluies annuelles des modèles MPI se talonnent et se rapprochent plus de l'observation qu'à Kétou où c'est le modèle had qui se rapproche plus de la réalité. Ce constat amène à dire que les Modèles de Circulation Régionaux (MCR) reproduisent différemment la variabilité interannuelle de la précipitation au sein d'un même secteur (Tramblay *et al.,* 2012). Certains modèles sous-estiment les observations alors que d'autres modèles les surestiment. En effet, se basant sur le principe du modèle qui surestime le moins et un autre qui sous-estime le moins (Mascaro *et al.,* 2015 ; Taïbi, 2016), il convient de déduire que les modèles MPI et had qui correspondent respectivement aux stations de Bohicon, Bonou et Kétou donnent les résultats les moins biaisés.

La figure 5.6 présente les régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées sur les stations de Bohicon, de Bonou, de Kétou et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au sud dans le secteur d'étude de 1951 à 2005.

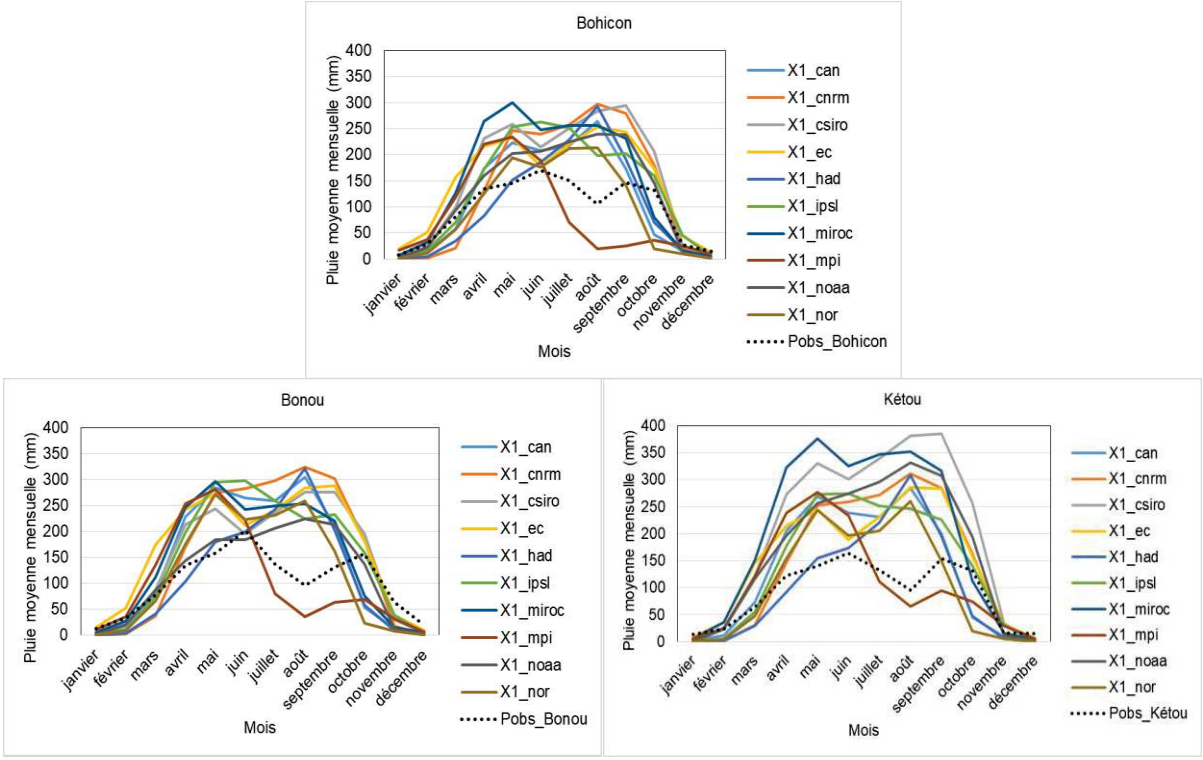


Figure 5. 6:Régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Il ressort de l'analyse de la figure 5.6, que la plupart des modèles présentent quasiment un rythme pluviométrique bimodal caractéristique du rythme pluviométrique du sud du secteur d'étude. Ce constat est en phase avec le régime climatique bimodal du sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. De même, il est observé que les moyennes pluviométriques mensuelles observées sont globalement inférieures à celles des modèles sauf le modèle MPI qui présente une nuance. Ainsi, à Bohicon, Bonou et Kétou, le modèle MPI surestime la première saison pluvieuse (grande saison des pluies) d'avril à juin et sous-estime la deuxième saison des pluies (petite saison des pluies) de septembre à novembre (période de la manifestation des hautes eaux dans le bassin. Par ailleurs certains modèles comme le had, le cnrm et le noaa, présentent un régime unimodal caractéristique de l'effacement progressif de la petite saison pluvieuse, ce qui contrarie la réalité au sud du secteur d'étude. Il convient de dire que les modèles had, le cnrm et le noaa ne sont pas adaptés pour une analyse saisonnière de la précipitation au sud du secteur d'étude.

5.2.3. Évolution interannuelle des pluies et régimes pluviométriques simulées au centre (C2) du bassin-versant de l'Ouémé de 1951 à 2005

La figure 5.7, présente l'évolution interannuelle des pluies observées sur les stations de Savalou, de Savè, de Bantè, de Shaki-School et simulées à partir des sorties des modèles de circulation régionale (RCM) du Cordex africain au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

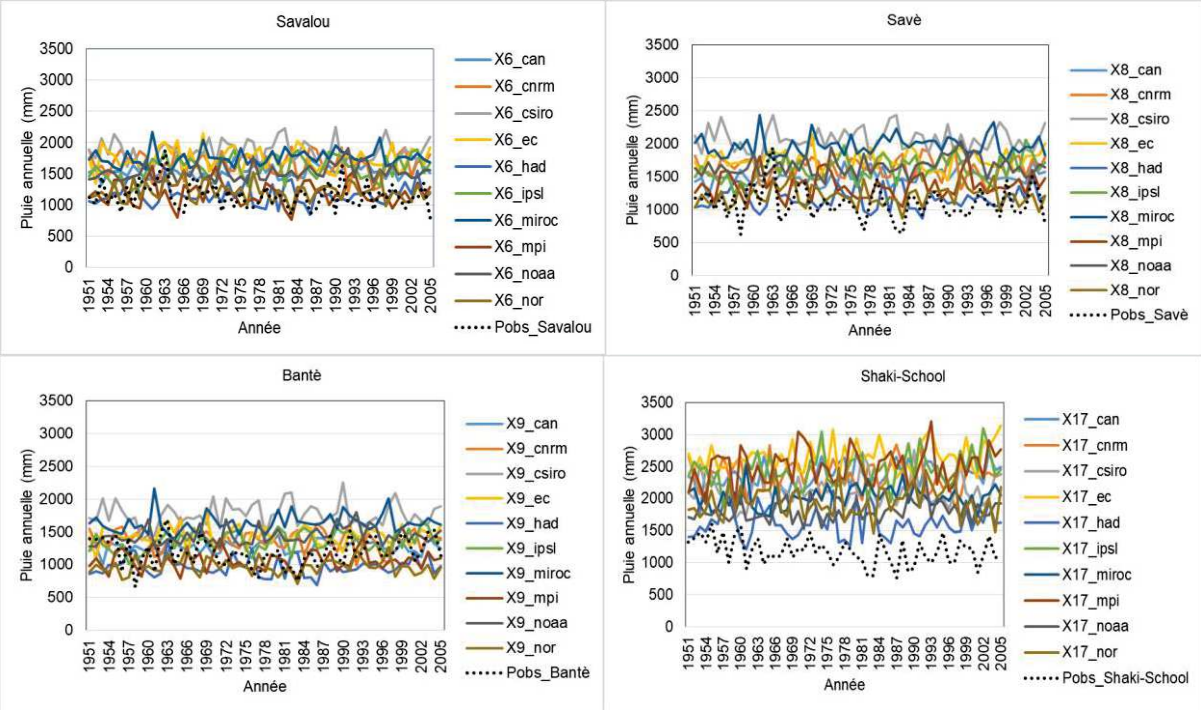


Figure 5. 7:Évolution interannuelle des pluies simulées par les modèles de circulation régionaux (MCR) au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2005

Les résultats de l'analyse de la figure 5.7, indiquent que les pluies simulées à partir des MCR présentent la même variabilité interannuelle par rapport à la réalité. Aussi est-t-il remarqué que certains modèles sous-estiment les pluies observées alors que d'autres modèles les surestiment. Cependant, en dehors de la station de Shaki-School, où la surestimation des modèles est clairement démarquée, il est constaté qu'à Savalou, Savè et Bantè, les modèles MPI, had, nor, et can ne présentent par un grand écart et se talonnent avec les observations.

Il convient donc de dire que les modèles MPI (par rapport aux stations de Savalou et Shaki-School), had (par rapport aux stations de Bantè, Savalou, Savè), nor (pour les stations de Bantè, Savalou) et can (pour la station de Shaki-School), affichent une évolution qui se rapproche de l'observation.

La figure 5.8, présente les régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées sur les stations de Savalou, de Savè, de Bantè, de Shaki-School et simulées à partir des sorties des RCM du Cordex africain au centre dans le secteur d'étude de 1951 à 2005.

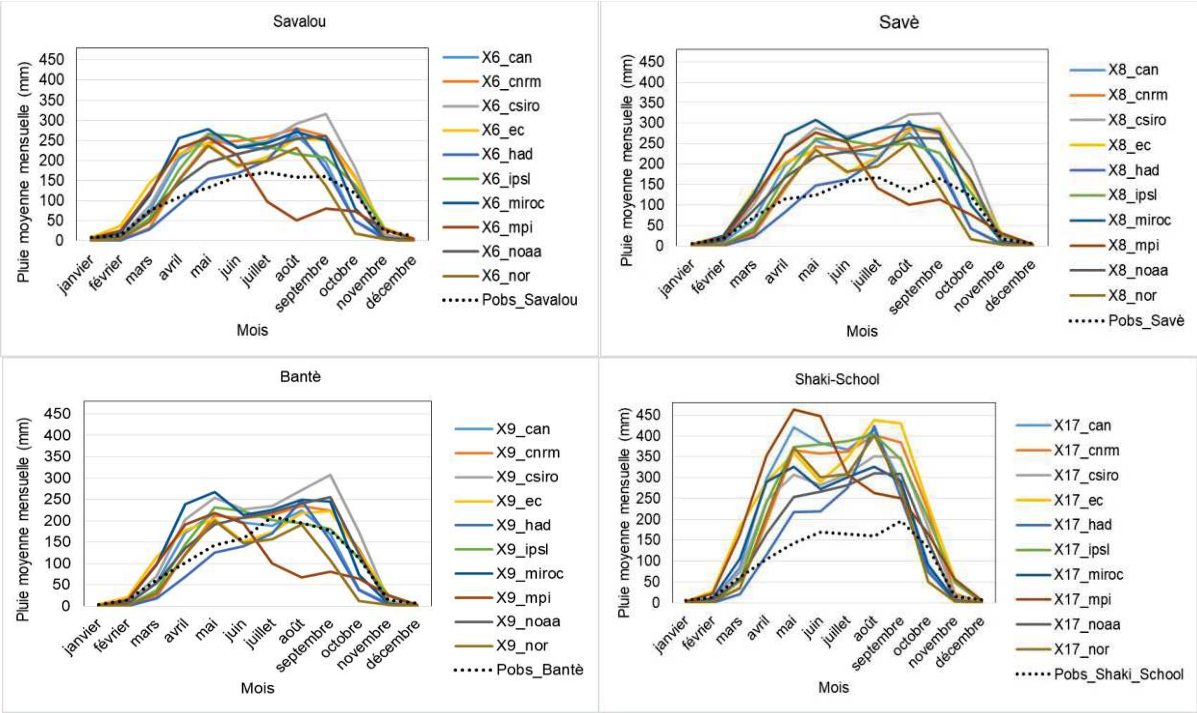


Figure 5. 8:Régimes pluiométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des sorties des RCM du Cordex africain au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'analyse de la figure 5.8, révèle que presque tous les modèles ont tendance à représenter le régime pluviométrique du centre relatif à l'effacement de la petite saison des pluies vers un régime pluviométrique unimodal des pluies observées au centre du secteur d'étude. De même, il est également observé une apparition de régime bimodal sur certains modèles (MPI, ec, csiro, nor) sur les sorties des modèles.

Par ailleurs, il est remarqué qu'à Savalou, Savè et Bantè, les modèles MPI surestiment les observations pendant les mois de juin à novembre alors qu'à Shaki-School, tous les modèles sous-estiment les observations en particulier pendant la période allant d'avril octobre. Toutefois les modèles qui se rapprochent de la réalité à Savalou, Savè, Bantè, Shaki-School sont les modèles had, miroc et nor.

5.2.4. Évolution interannuelle des pluies et régimes pluviométriques simulés au nord (C3) du bassin-versant de l'Ouémé de 1951 à 2005

La variabilité interannuelle de la pluie est quasiment la même aussi bien pour les modèles que pour les pluies observées sur les stations de Tchaourou, Bétérou, Parakou et Djougou (figure

5.9). Toutefois, à Tchaourou, Bétérou, et Parakou, les modèles comme les modèles had, nor, mpi, noaa, miroc, ...) surestiment les observations, mais ne sont pas clairement démarquées et semblent être plus rapprochés de la réalité.

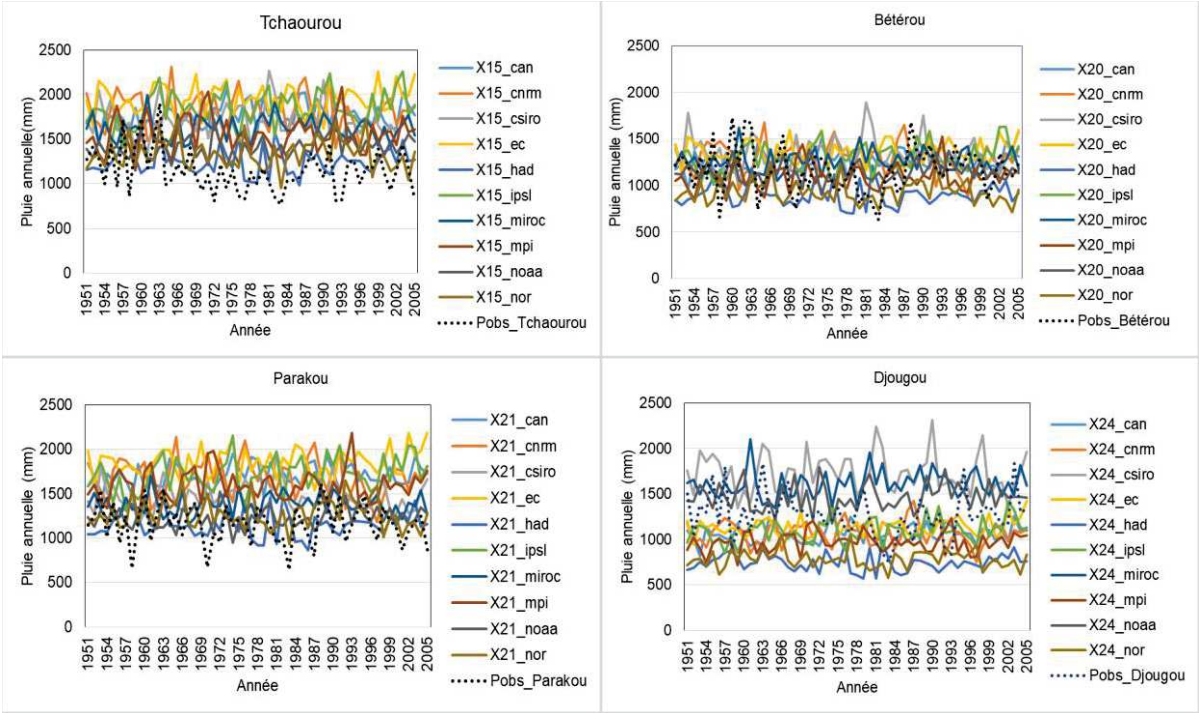


Figure 5. 9:Évolution interannuelle des pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

Les régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des sorties des RCM du Cordex africain au nord dans le secteur d'étude de 1951 à 2005 sont illustrés par la figure 5.10. Elle indique que bien que le nord du secteur d'étude soit du régime pluviométrique unimodal du climat soudanien, il apparaît que certains modèles affichent un régime bimodal, contrairement aux observations. Il s'agit par exemple des modèles comme MPI, csiro, nor, ec, cnrm, had. Ce qui montre qu'il y a des modèles qui présentent différemment les régimes pluviométriques ne reflétant pas la réalité à Tchaourou, Bétérou, Parakou et Djougou. De même, il est remarqué que les modèles MPI, nor, ipsl, ec, had, miroc, cnrm, surestiment globalement les observations pendant les mois de pluie et en particulier les mois de septembre à octobre où se manifestent les hautes eaux dans le secteur d'étude.

Les résultats ont montré que les MCR reproduisent différemment la variabilité saisonnière des précipitations au sein d'une même région dans le même secteur, ce qui est susceptible d'influencer la variabilité des cumuls pluviométriques ainsi que le choix du modèle adéquat (Taïbi, 2016 ; Yira *et al.,* 2018).

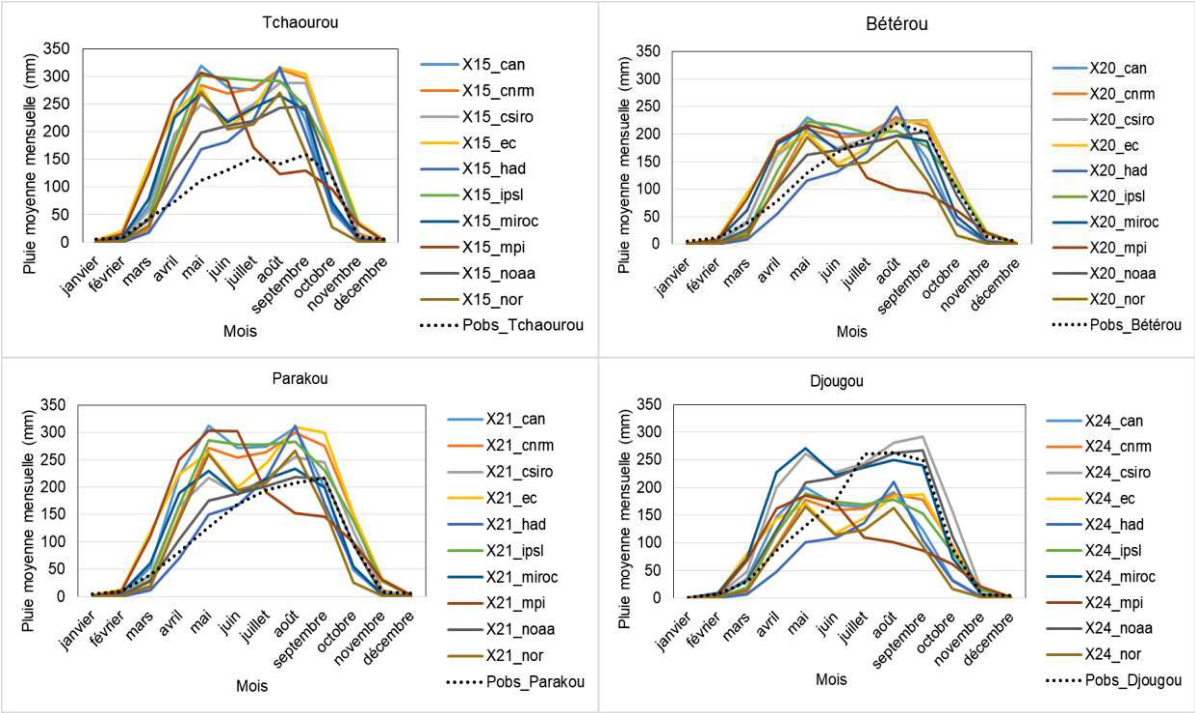


Figure 5. 10:Régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au nord (C3) du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

En effet, le calcul du biais statistique permet de mieux identifier les modèles qui surestiment et/ou sous-estiment le moins afin de minimiser les biais (Salack *et al.,* 2012 ; Yékambessoun *et al.,* 2016).

Il est remarqué que la plupart des modèles produisent des biais à l'échelle interannuelle dans le secteur d'étude (tableau 5.2). De même, il faut noter qu'au sud le modèle MPI surestime le moins les observations à Bonou alors qu'il les sous-estime le moins à Bohicon. De plus le modèle had et nor surestiment moins respectivement les observations à Bohicon et à Kétou.

Au centre du bassin, et sur trois (Savalou, Bantè, Savè) stations sur quatre, les modèles had, surestiment le moins contre le modèle can qui surestime les réalités à Shaki-School. Savalou, Savè, et Shaki-School, et can pour la station de Bantè. A Shaki-School, il est remarqué que le modèle sous-estime aussi le moins les observations.

S'agissant du nord du secteur d'étude, les modèles noaa surestiment moins les observations à Parakou et Djougou et que les modèles had et miroc surestiment aussi le moins les observations respectivement à Tchaourou et à Bétérou. Quant aux modèles qui sous-estiment le moins, il y a les modèles noaa, had et ec qui correspondent respectivement aux observations de Bétérou, Parakou et Djougou.

Tableau 5. 2:Résultats du calcul du biais entre les pluies simulées à partir des MCR et les pluies observées

Modèles / Stations	pr_can	pr_cnrm	pr_csiro	pr_ec	pr_had	pr_ipsl	pr_miroc	pr_mpi	pr_noaa	pr_nor
Sud du bassin (Climat subéquatorial maritime : C1)										
Bohicon_	22,5	47,0	66,3	58,0	10,9	44,2	59,7	-12,3	35,9	2,1
Bonou_	42,5	56,6	47,4	66,3	12,7	48,6	44,6	1,3	17,0	18,4
Kétou_	46,7	62,3	129,2	71,2	15,0	57,2	121,0	19,9	87,8	20,5
Centre du bassin (Climat subéquatorial intérieur / : C2)										
Savalou	33,3	43,9	62,5	51,7	0,8	38,9	52,5	3,3	32,1	6,0
Bantè	36,1	47,9	87,5	59,2	5,9	46,8	78,7	23,5	50,1	9,4
Shaki-School	7,0	15,8	47,9	21,1	-18,9	13,5	36,9	-10,9	20,5	-18,5
Savè	100,1	99,6	80,6	126,5	36,8	107,2	72,3	112,9	53,4	66,6
Nord du bassin (Climat sud-soudanien / : C3)										
Tchaourou	54,1	57,7	49,8	69,9	9,1	60,5	41,4	35,3	23,2	16,4
Bétérou	8,4	11,2	16,0	17,9	-22,8	11,9	7,7	-6,1	-2,2	-20,3
Parakou	46,1	45,3	25,6	60,0	-0,6	48,3	18,8	37,7	5,9	9,9
Djougou	-16,1	-15,6	36,2	-10,0	-41,1	-13,5	26,6	-23,4	15,6	-38,2

Orange : Biais (en %) surestime le moins ; Gris : Biais (en %) sous-estime le moins

Au regard des biais calculés, il convient de dire que les modèles représentatifs, qui comportent moins de biais sont les modèles MPI, had, noaa. Ces modèles correspondent respectivement pour le sud, le centre, le nord et peuvent faire l'objet de l'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Par ailleurs, de l'analyse du régime pluviométrique moyen mensuel supra, il convient de dire que du sud, au nord en passant par le centre du secteur d'étude que les pluies simulées par la plupart des modèles climatiques régionaux (MCR) sous-estiment les observations pendant les périodes de récession pluviométrique et que certains MCR surestiment les observations pendant les saisons pluvieuses ou humides. Ce constat est déjà signalé par d'autres chercheurs (Zanis *et al.,* 2010 ; Coppola et Giorgi, 2010 ; Bargaoui *et al.,* 2014 ; Ceglar *et al.,*2014 et Sarr *et al.,* 2017 ;).

5.3. Analyse des pluies extrêmes simulées de 1951 à 2005

Elle se fonde sur des critères permettant de faire l'analyse comparée du nombre d'évènements pluvieux et simulés sur la période de 1951 à 2005 aux indices de 90ème ; 95ème et 99ème percentiles dans le secteur d'étude.

Le choix de ces indices ou critères vise à obtenir un échantillon avec un nombre d'évènements suffisant pour une comparaison statistiquement significative.

5.3.1. Evolution des hauteurs de pluie de 90ème percentile au sud, au centre et au nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005

La figure 5.11, présente l'évolution des hauteurs de pluie associées au 90ème percentile au sud, au centre et nord du bassin-versant avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005.

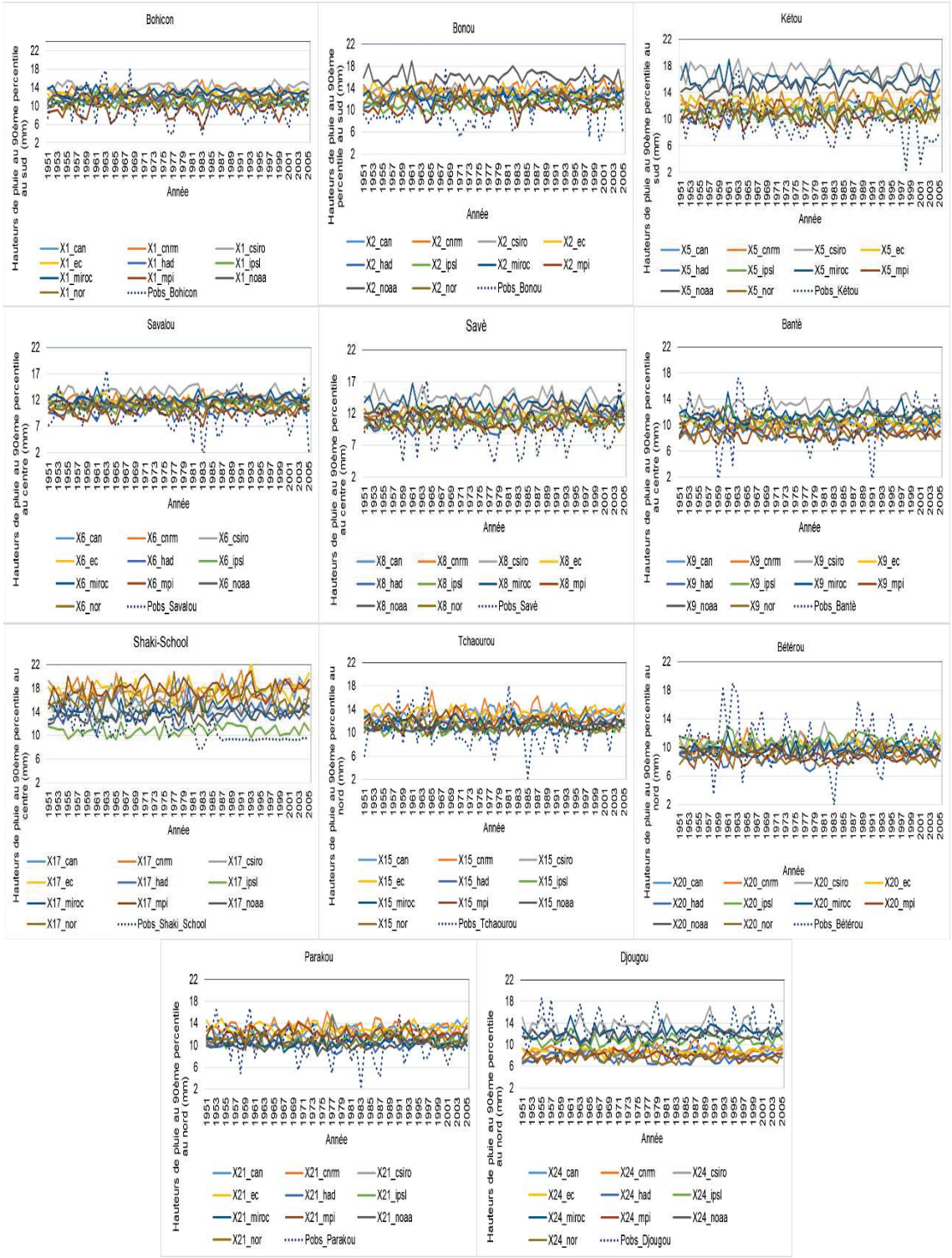


Figure 5. 11:Hauteurs de pluie au 90ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain

L'analyse de la figure 5.11, indique que du sud au nord, l'évolution de la pluie simulée associée au 90ème percentile présente une variabilité quasi identique avec les pluies observées. Il est remarqué qu'il y a des sorties de modèles (MCR) qui sont au-dessus de la réalité et les surestiment tandis que d'autres modèles sous-estiment les observations, par exemple à la station de Djougou.

Pour mieux apprécier cette situation, les indices de pluies extrêmes simulées par les Modèles de Circulation Régionale (MCR) sont comparés aux pluies observées par le calcul du biais (%) sur la période de 1951-2005. Le tableau 5.3, récapitule les valeurs des biais au 90ème percentile entre les pluies simulées et observées de 1951-2005.

Tableau 5. 3:Biais entre les hauteurs moyennes de pluies observées et simulées correspondant au 90ème percentile pendant la période 1951-2005

	Sud du bassin			Centre du bassin				Nord du bassin			
Stations / Modèles	**Bohicon**	**Bonou**	**Kétou**	**Salavou**	**Savè**	**Bantè**	**Shaki_School**	**Tchaourou**	**Bétérou**	**Parakou**	**Djougou**
can	18,7	27,4	26,2	19,4	19,6	-4,5	53,4	25,2	-7,0	27,2	-29,3
cnrm	35,0	36,0	36,6	26,8	29,2	2,0	54,2	27,5	-5,3	27,2	-29,4
csiro	49,9	34,8	81,8	40,8	53,3	25,3	34,1	20,8	-1,9	10,9	4,7
ec	31,8	33,3	32,6	23,2	28,4	-0,5	59,6	27,2	-5,8	28,1	-29,8
had	15,5	16,5	15,5	7,1	11,4	-13,1	24,0	5,0	-19,6	4,4	-40,1
ipsl	15,7	9,3	16,7	14,3	15,7	6,0	-3,3	3,6	0,8	6,9	-13,5
miroc	38,1	26,1	71,3	29,4	43,0	13,8	27,1	12,7	-9,4	2,2	-2,3
mpi	-1,1	7,1	12,6	3,3	15,1	-15,0	57,9	12,5	-19,1	18,5	-36,8
noaa	30,4	59,8	59,7	21,2	30,6	8,1	18,6	4,9	-12,4	-2,4	-7,6
nor	12,9	21,4	18,0	9,6	11,7	-15,0	43,2	8,5	-20,1	10,1	-39,8

Orange : Biais (en %) surestime le moins ; Gris : Biais (en %) sous-estime le moins

Le tableau 5.3, présente les résultats des biais associés au 90ème percentile entre les pluies observées et simulées. Il montre que les valeurs des biais calculés varient d'un modèle de circulation (MCR) à un autre sur le bassin.

Au sud, il est remarqué que le modèle nor surestime moins les observations à Bohicon. Mais il est aussi observé que le MPI surestime moins les observations à Bonou et à Kétou et il sous-estime moins la réalité à Bohicon. De cette analyse, il convient de dire que le modèle MPI est plus représentatif au sud du bassin et est plus adapté pour l'analyse des pluies associées au 90ème percentile. Ce constat est similaire aux résultats de Amoussou *et al*. (2014) qui avaient

déjà signalé que le modèle MPI simule les fortes pluies dans le bassin du Mono au sud-ouest du Bénin.

Quant au centre du secteur d'étude, l'analyse des biais révèle que les modèles MPI, had, cnrm et noaa, surestiment le moins les observations respectivement à Savalou, à Savè, à Bantè et à Shaki-School. Cela témoigne que les pluies de ces modèles sont supérieures aux observations. En effet, l'augmentation de la précipitation avec le modèle cnrm a été révélée par (Dufresne *et al.,* 2006). Ces auteurs ont indiqué que le modèle cnrm simule une augmentation des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest.

De plus, l'analyse montre que les modèles ec et ipsl sous-estiment moins les réalités respectivement à Bantè et Shaki-School. Cette analyse amène à dire qu'il n'y a pas un modèle globalement représentatif et il serait hasardeux de généraliser un MCR pour calculer les pluies associées au 90ème percentile dans au centre du secteur d'étude.

S'agissant du nord du bassin, les modèles ipsl surestiment le moins les observations à Tchaourou et à Bétérou. De même, il est observé que les modèles miroc, csiro surestiment respectivement les observations à Parakou et à Djougou. Il est aussi remarqué que les modèle csiro, noaa et miroc sous-estiment les pluies observées à Bétérou, à Parakou et à Djougou.

Cette analyse permet de constater que le modèle ipsl est commun à Tchaourou et Bétérou, le modèle csiro, est aussi commun à Bétérou et Djougou et le modèle miroc pour Parakou et Djougou pour les pluies associées au 90ème percentile au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

5.3.2. Évolution des hauteurs de pluie au 95ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005

Les pluies simulées et observées associées au 95ème percentile présentent une variabilité interannuelle et illustrent que les pluies des sorties des modèles sont presque toutes en deçà des observations, du sud au nord en passant par le centre du secteur d'étude (figure 5.12). Ce constat amène à dire que la plupart des modèles semblent sous-estimer les observations pour les pluies de 95ème percentile dans le bassin. Toutefois, cette démarcation n'est pas bien tranchée sur les stations de Kétou et de Shaki-School.

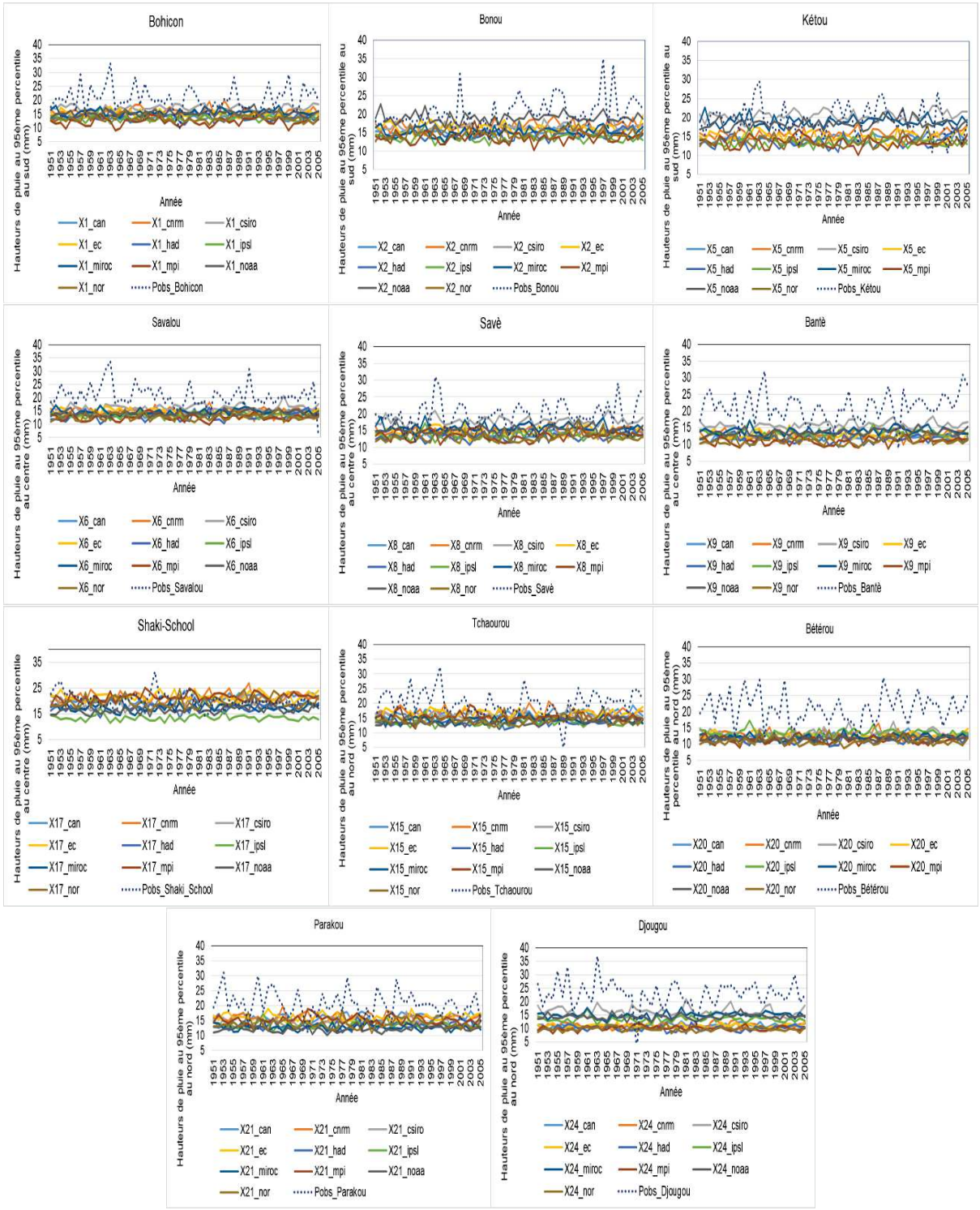


Figure 5. 12:Hauteurs de pluie au 95ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain

Le tableau 5.4, présente les résultats des biais entre les hauteurs moyennes de pluies observées et simulées associées au 95ème percentile de 1951-2005 afin de bien apprécier les modèles.

Tableau 5. 4:Résultats biais (en pourcentage) entre les pluies observées et simulées associées au 95ème percentile pendant la période 1951-2005

	Sud du bassin (C1)			Centre du bassin (C2)				Nord du bassin (C3)			
Stations / Modèles	Bohicon	Bonou	Kétou	Salavou	Savè	Bantè	Shaki_School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
can	-32,7	-25,2	-25,3	-32,7	-29,0	-42,6	3,5	-18,9	-41,1	-21,1	-51,4
cnrm	-23,0	-18,9	-19,5	-27,9	-24,3	-38,8	5,6	-17,2	-39,8	-22,5	-51,4
csiro	-16,6	-20,5	5,4	-20,8	-9,9	-25,7	-8,3	-22,9	-36,9	-32,1	-28,4
ec	-27,4	-21,1	-22,2	-30,5	-25,4	-40,9	7,3	-18,8	-40,3	-22,3	-51,9
had	-33,2	-29,8	-29,8	-36,9	-32,3	-45,2	-11,9	-31,2	-46,9	-35,2	-56,1
ipsl	-34,2	-34,1	-30,3	-34,5	-31,5	-36,4	-33,4	-33,1	-35,7	-34,5	-40,9
miroc	-23,9	-26,2	-2,0	-28,6	-18,9	-34,0	-14,7	-29,0	-42,9	-37,8	-34,3
mpi	-40,3	-33,6	-30,5	-39,0	-31,4	-48,3	6,3	-24,8	-46,2	-25,9	-55,8
noaa	-25,3	-7,4	-5,0	-31,1	-23,5	-35,8	-18,1	-33,1	-44,3	-41,0	-37,1
nor	-34,1	-28,3	-29,7	-37,6	-33,6	-48,1	-3,4	-29,1	-48,5	-32,2	-57,0

Orange : Biais (en %) surestime le moins ; Gris : Biais (en %) sous-estime le moins

L'analyse du tableau 5.4, confirme que du sud au nord en passant par le centre que presque tous les biais sont négatifs. Au sud, les modèles MCR qui sous-estiment le moins sont cnrm, noaa, miroc respectivement à Bohicon, Bonou et Kétou. Il a été remarqué que le modèle csiro surestime aussi les observations à kétou.

Au centre, il y a le modèle csiro qui sous-estime le moins les données observées à Savalou, à Savè, à Bantè et le modèle nor qui sous-estiment le moins les observations à Shaki-School. Par contre le modèle can surestime les observations au centre à Shaki-School. S'agissant du nord du bassin, les MCR, comme cnrm, ipsl, can et csiro sous-estiment moins les observations respectivement sur les stations de Tchaourou, Bétérou, Parakou et Djougou.

Il convient de dire que la plupart des modèles de circulation régionale sous-estiment les observations et le choix des modèles ne peut être généralisé pour chaque région du secteur d'étude (Taïbi, 2016).

5.3.3. Évolution des hauteurs de pluie au 99ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005

La figure 5.13, présente l'évolution des hauteurs de pluie au 99ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005.

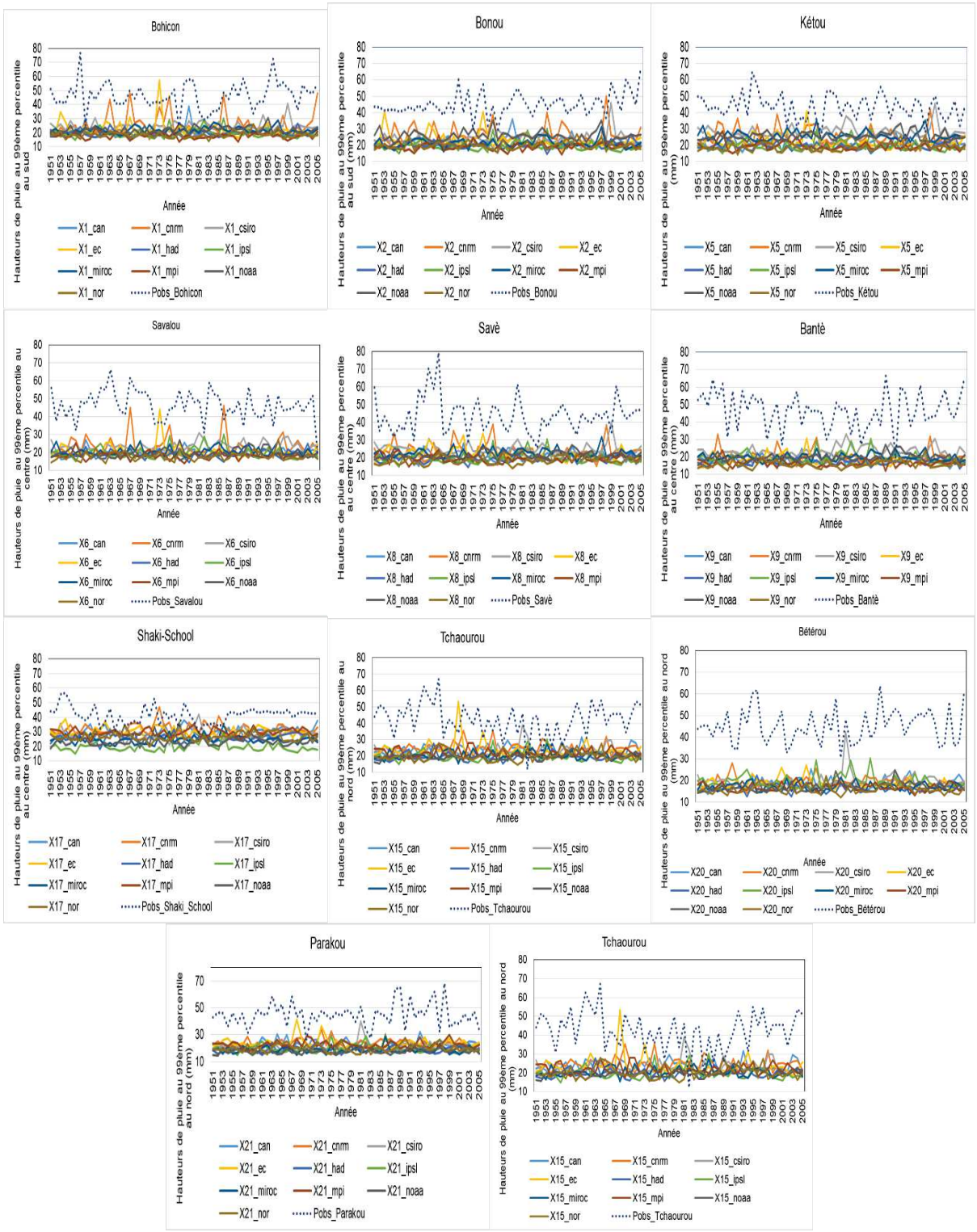


Figure 5. 13:Hauteurs de pluie au 99ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain

Globalement, il ressort de l'analyse de la figure 5.13, que les MCR présentent une évolution quasi identique avec les observations et ils sont en dessous des pluies observées associées au 99ème percentile dans le sud, dans le centre comme au nord du bassin. Ce constat amène à dire que les données sorties de modèles sous-estiment les observations du 99ème percentile du sud

au nord dans le bassin. L'appréciation de cette situation entre les pluies simulées par les modèles et les observations, nécessite le calcul des écarts. Ainsi, le tableau 5.5, présente les résultats des biais entre les pluies observées et simulées associées au 99ème percentile pendant la période 1951-2005.

Tableau 5. 5:Biais entre les hauteurs moyennes de pluies observées et simulées correspondant au 99ème percentile pendant la période 1951-2005

	Sud du bassin (C1)			Centre du bassin (C2)				Nord du bassin (C3)			
Stations / Modèles	**Bohicon**	**Bonou**	**Kétou**	**Salavou**	**Savè**	**Bantè**	**Shaki_School**	**Tchaourou**	**Bétérou**	**Parakou**	**Djougou**
can	-57,4	-51,6	-53,5	-57,5	-52,9	-61,4	-27,4	-44,5	-59,4	-48,6	-65,9
cnrm	-45,5	-41,8	-42,7	-50,1	-46,4	-57,0	-23,3	-41,6	-58,0	-47,3	-65,8
csiro	-47,1	-47,1	-34,9	-49,3	-43,5	-50,1	-33,5	-46,1	-56,7	-54,3	-49,1
ec	-51,5	-49,0	-49,4	-54,8	-50,4	-61,2	-28,1	-45,0	-59,4	-47,7	-66,5
had	-57,8	-55,3	-55,1	-59,4	-56,5	-63,7	-37,8	-53,5	-64,1	-57,0	-68,9
ipsl	-57,9	-56,6	-55,1	-57,7	-55,4	-58,2	-52,7	-53,9	-56,6	-56,3	-58,9
miroc	-53,1	-52,9	-40,5	-55,6	-48,9	-57,5	-40,4	-51,9	-62,2	-58,9	-54,9
mpi	-61,6	-57,3	-55,4	-60,8	-55,6	-64,8	-28,5	-48,1	-62,8	-49,6	-69,6
noaa	-52,6	-42,5	-41,0	-57,2	-51,1	-57,7	-43,6	-54,2	-63,0	-60,8	-56,7
nor	-60,2	-56,1	-56,9	-61,3	-58,3	-66,4	-35,5	-52,4	-65,1	-55,4	-70,7

Gris : Biais (en %) sous-estime le moins

Le tableau 5.5, indique que tous les modèles climatiques régionaux (MCR) sous-estiment les hauteurs de pluie associées au 99ème percentile dans le secteur d'étude. C'est ce qui justifie les valeurs négatives des biais calculés. Dans le même contexte, il est remarqué qu'il y a des modèles qui sous-estiment le moins plus que d'autres modèles. Au nombre de ces modèles, il y a lieu de retenir au sud le modèle cnrm pour Bohicon et Bonou, csiro à Kétou ; au centre il s'agit de csiro à Savalou, Savè, Bantè et de cnrm à Shaki-School et au nord, ces modèles concernent, le cnrm pour Tchaourou et Parakou ; le ipsl pour Bétérou et le csiro pour Djougou.

De plus il convient également d'ajouter que le modèle crnm est représentatif au sud (soit deux stations sur trois) alors qu'au centre il s'agit du modèle csiro (soit trois stations sur quatre) pour les pluies associées au 99ème percentile. Par contre au nord, il n'existe pas de représentativité pour les modèles. Ce qui amène à dire que les modèles correspondent différemment aux stations du nord.

Du reste, au regard des analyses supra, il est remarqué que les indicateurs d'évènements pluvieux forts à extrêmement forts, associés respectivement au 90ème, 95ème et 99ème percentile

montrent que les pluies simulées par les Modèles Climatiques régionaux utilisés dans cette étude, sont largement inférieures aux observations dans le secteur d'étude. Cela se justifie par l'importance des biais négatifs en particulier avec les 95ème et 99ème percentile. De plus ces biais négatifs sont plus marqués du centre au nord du secteur d'étude, justifiant en partie de l'effet non négligeable du relief (Taïbi, 2016). De même, durant les saisons pluvieuses du cycle saisonnier au cours des desquelles, il est observé des évènements extrêmes dans le bassin, les MCR comme le MPI (au sud) sous-estiment les observations.

Ce constat confirme que les sorties des modèles climatiques régionaux sont basées sur un protocole de forçage qui a ses limites et qui est associé à des gammes d'incertitudes pouvant s'avérer non négligeables (Oettli *et al.,* 2011 ; Crétat *et al.,* 2012).

5.4. Mise en évidence des performances des MCR

Au regard des résultats relatifs à la mise en évidence de la performance des MCR, il faut noter qu'un seul modèle climatique ne peut pas être performant, ni a priori être généralisé pour l'ensemble des stations du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Un constat déjà signalé par (Taïbi, 2016).

Cependant, le tableau 5.6, présente les modèles climatiques performants à chaque pas de temps (interannuel, mensuel, 90ème, 95ème et 99ème percentile). Ceci permet de valider les modèles susceptibles de faire objet d'une analyse de la projection climatique.

Tableau 5. 6:Liste des MCR qui sous-estiment et surestiment le moins pour chaque station

	Sud du bassin (C1)			**Centre du bassin (C2)**				**Nord du bassin (C3)**			
Echelle de temps et indices	Bohicon	Bonou	Kétou	Savalou	Savè	Bantè	Shaki-School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
Annuelle	mpi nor	mpi	had	had	had	had	can mpi	had	miroc noaa	had noaa	ec noaa
Mensuelle	mpi nor	mpi	had	had	had	can mpi	had	had	miroc noaa	had noaa	ec noaa
90ème percentile	mpi nor	mpi	mpi	mpi	had	cnrm ec	ipsl noaa	ipsl	csiro ipsl	miroc noaa	csiro miroc
95ème percentile	cnrm csiro	noaa	csiro miroc	csiro	csiro	csiro	can nor	cnrm	ipsl	can	csiro
99ème percentile	cnrm	cnrm	csiro	csiro	csiro	csiro	cnrm	cnrm	ipsl	cnrm	csiro

Le tableau, 5.6, récapitule, les modèles climatiques régionaux qui sous-estiment et/ou surestiment le moins au niveau de chaque station ou poste pluviométrique dans tout le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Du reste, le tableau 5.7, présente les modèles climatiques régionaux (MCR) les plus représentatifs ou dominants par région sur le bassin en fonction des stations qui ont fait l'objet des analyses de l'évolution future des évènements pluvieux extrêmes à partir des scénarii, rcp 4.5 et rcp 8.5 dans la suite de cette recherche.

Tableau 5. 7:Liste des MCR performants retenus pour chaque station, par échelle de temps et par indicateur

	Sud du bassin (C1)			**Centre du bassin (C2)**				**Nord du bassin (C3)**			
Echelle de temps et indices	Bohicon	Bonou	Kétou	Savalou	Savè	Bantè	Shaki-School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
Annuelle	mpi	mpi	had	had	had	had	can	had	miroc	noaa	noaa
90ème percentile	mpi	mpi	mpi	mpi	had	cnrm	noaa	ipsl	ipsl	miroc	csiro
95ème percentile	cnrm	noaa	csiro	csiro	csiro	csiro	can	cnrm	ipsl	can	csiro
99ème percentile	cnrm	cnrm	csiro	csiro	csiro	csiro	cnrm	cnrm	ipsl	cnrm	csiro

L'analyse du tableau 5.7, révèle qu'à l'échelle annuelle ainsi que les pluies associées au 90ème, 95ème et 99ème percentile, les modèles climatiques régionaux correspondent différemment aux stations. Ainsi au sud du Bassin, le mpi est plus adapté aux stations de Bohicon, de Bonou et le had pour la station de Kétou ; au centre, il s'agit des MCR, had pour les stations de Savalou, Savè, Bantè, et can pour la station de Shaki-School. Quant au nord, les MCR tels que had est adapté pour la station de Tchaourou, miroc pour Bétérou et noaa pour les stations de Parakou et de Djougou. S'agissant des hauteurs de pluies associées au 90ème percentile, le modèle MPI est commun à toutes les stations du sud.

Ces résultats corroborent avec celui de Amoussou *et al.* (2014). Ces chercheurs avaient déjà montré que les hauteurs de pluie estimées par le modèle MPI sont proches des observations dans le bassin du Mono à Athiémé. Au centre, il y est noté que les MCR mpi, had, cnrm et noaa correspondent respectivement pour Savalou, Savè, Bantè et Shaki-School. Au nord du secteur d'étude, les MCR csiro concernent la station de Djougou, ipsl pour les stations de Tchaourou et de Bétérou et miroc à Parakou.

Les modèles tels que cnrm, noaa et csiro conviennent le mieux pour les évènements pluvieux très forts (95ème percentile) et correspondent respectivement aux stations de Bohicon, Bonou et Kétou au sud du bassin. Tandis qu'au centre du secteur d'étude, les modèles qui se rapprochent de l'observation sont can pour Shaki-School et csiro pour les stations de Savalou, Savè et Bantè. Au nord du bassin, les modèles cnrm, ipsl, can et csiro sont adaptés respectivement à Tchaourou, Bétérou, Parakou et Djougou. Pour les pluies extrêmement fortes, caractérisées par les pluies de 99ème percentile, l'étude a montré que le cnrm est commun aux stations de Bohicon et de Bonou alors que c'est csiro qui s'adapte le mieux à Kétou. Au centre le modèle cnrm à Shaki-School et csiro pour les stations de Savalou, Savè et Bantè. Les modèles cnrm conviennent pour les stations de Tchaourou et de Parakou, et respectivement ipsl, et csiro pour Bétérou et Djougou.

Ces modèles climatiques régionaux sont considérés pour la suite de cette étude qui aborde l'analyse des évènements pluvieux extrêmes à partir des pluies futures des scénarii rcp45, rcp85 du Cordex africain et la pluie de la période de référence.

5.4.1. Projections des pluies extrêmes et intercomparaison des modèles associés aux scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5

Les données du Cordex africain proposent des sorties des modèles climatiques régionaux à l'horizon 2100. En effet, pour l'analyse des pluies futures sur le secteur d'étude, les modèles de pluies performants sur la période de référence 1951-2005, considérée pour l'évaluation de la performance desdits modèles et dont les projections sont disponibles à l'horizon 2100 sont sélectionnés. Cependant, dans cette recherche, l'analyse des évènements pluviométriques extrêmes indicateurs de fortes pluies, de très fortes pluies et de pluie extrêmement fortes est faite sur la période 2021 à 2075 avec les scénarios rcp 4.5 et rcp 8.5, sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Cette période couvre 55 ans et est en lien avec la période de référence 1951-2005 considérée dans l'évaluation des MCR.

5.4.1.2. Évolution interannuelle de la pluviométrie et intercomparaison des modèles associés aux scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 avec les pluies de la période de référence

Évolution interannuelle et intercomparaison des modèles de circulation régionale (scénarios du rcp 4.5, rcp 8.5 de 2021-2075) du Cordex Afrique avec les hauteurs de pluies de référence sur la période 1951-2005 (figure 5.14).

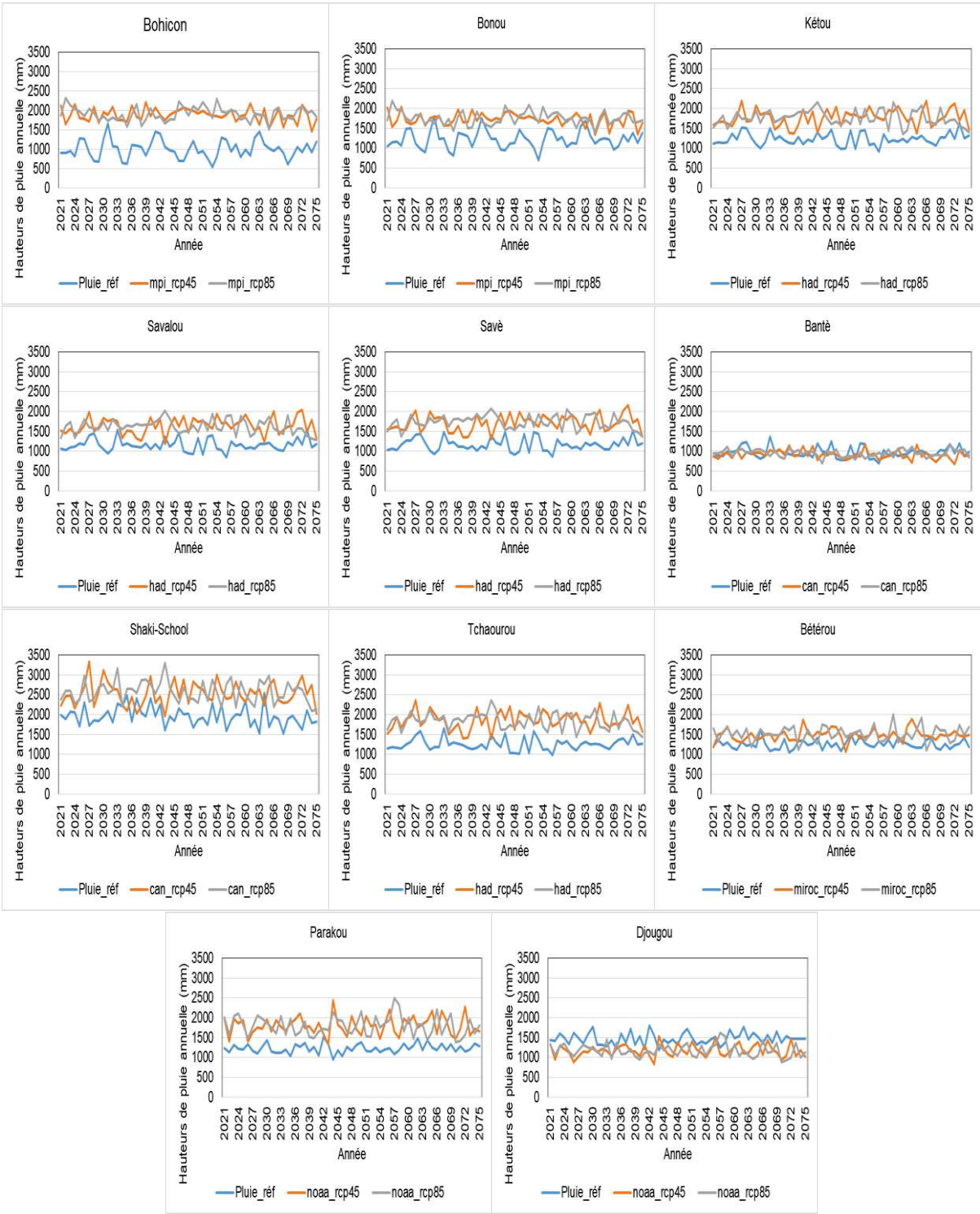


Figure 5. 14:Évolution intercomparaison des cumuls pluviométriques annuels de la pluie de la période de référence avec les scénarii du rcp4.5 et rcp8.5 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou

L'analyse de la figure 5.14, indique que les pluies futures des scénarii rcp4.5, rcp8.5 et la pluie de la période de référence présentent une variabilité sur la période de 2021 à l'horizon 2075. Mais à Bantè et à Djougou, il est observé que les scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment la pluie de référence. Par contre sur le reste des stations du sud au nord, les scénarii rcp 4.5 et rcp

8.5 surestiment la pluie de la période de référence. Ce dernier constat est en phase avec les travaux de Totin *et al.* (2009) qui ont montré une augmentation de la pluviométrie annuelle en particulier dans le Bénin méridional à partir du modèle PRECIS/ECHAM4-A2. Le tableau 5.8, présente les écarts entre les cumuls pluviométriques annuels de la période de référence et les sorties des scénarii rcp4.5 et rcp8.5 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

Tableau 5. 8:Biais entre les pluies de référence les scénarii rcp4.5 et rcp8.5 au pas de temps annuel de 2021-2075 et sur la période de référence 1951-2005

	Sud du bassin			**Centre du bassin**				**Nord du bassin**			
	Bohicon	Bonou	Kétou	Savalou	Savè	Bantè	Shaki-School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
rcp_4.5	65,2	41,1	43,7	41,6	46,4	-23,4	29,0	47,6	17,9	46,3	-20,1
rcp_8.5	67,5	43,2	43,2	40,0	48,6	-20,2	31,5	46,4	20,5	46,3	-20,2

Le tableau 5.8, révèle que malgré que les écarts soient élevés, les pluies futures des scénarii du rcp4.5 au sud du bassin sont plus proches de la pluie de référence du modèle MPI à Bohicon et Bonou que les scénarii rcp 8.5. Aussi faut-il noter que les rcp 8.5 surestiment les rcp 4.5 à Bohicon et à Bonou. Alors qu'à Kétou le rcp 4.5 surestime légèrement le rcp 8.5. En plus avec le modèle had, il est remarqué qu'à Kétou que les scénarii rcp 8.5 sont plus rapprochés de la pluie de référence que les rcp 4.5.

Au centre, il est observé que les pluies futures des scénarii rcp 8.5 sont plus proches de la pluie de la référence had à Savalou et à Bantè que les rcp 4.5. De plus, les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment la pluie de référence à Bantè et entre les deux scénarii, le rcp 4.5 surestime le rcp 8.5. A Savè, les scénarii rcp 4.5 sont plus proches de la pluie de référence du modèle had que le rcp 8.5. A Shaki-School, il est aussi constaté que le rcp 4.5 se rapproche plus de la pluie de référence can que le rcp 8.5.

Quant au nord du secteur d'étude, le calcul des biais montre que le rcp 8.5 est proche de la pluie de référence du modèle had à Tchaourou. A Bétérou le rcp 4.5 se révèle plus proche de la pluie de référence du modèle miroc que le rcp 8.5. A la station de Parakou, les rcp 4.5 et rcp8.5 sont presque identiques et observent les mêmes écarts par rapport à la pluie de référence du modèle noaa. A Djougou les rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment dans l'ensemble la pluie de référence du modèle noaa et que le rcp 4.5 semble être plus proche de la référence.

L'analyse de la figure 5.14 et le tableau 5.8, amène à retenir que les modèles MPI, had, can, miroc et noaa sont performants et adaptés pour l'évolution interannuelle des pluies futures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.

5.4.1.3. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du CORDEX Afrique associées au 90ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005)

L'analyse de la figure 5.15, montre une variabilité des pluies futures des scénarii rcp4.5, rcp8.5 et les pluies de référence à l'horizon 2075. En effet au sud du bassin, il est constaté que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence du modèle MPI à Bohicon, Bonou et Kétou. Ce constat été déjà révélé au sud du Bénin par Amoussou *et al.* (2014) sur le bassin de Mono dans un contexte de l'évolution des pluies extrêmes. Ces chercheurs ont indiqué que Le modèle MPI simule des extrêmes pluvieux beaucoup trop élevés par rapport à l'observation.

Concernant la région centrale du secteur d'étude, il aussi remarqué que les scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence des modèles MPI, had, cnrm et noaa respectivement à Savalou, Savè, Bantè et Shaki-School. Quant aux stations, du nord du secteur d'étude, il est également constaté qu'à Tchaourou et à Parakou que les rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence des modèles ipsl et miroc. Alors que, les pluies futures des rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment les pluies de référence des modèles ipsl et csiro respectivement à Bétérou et à Djougou.

Cette analyse permet de dire que les scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 peuvent faire l'objet d'analyse des évènements de fortes pluies associées au 90ème percentile. Toutefois, la sous-estimation des pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 dans les régions de Bétérou et de Djougou (région où le fleuve Ouémé prend sa source dans les monts Tanéka,) en particulier, amène à dire que le relief influence le forçage des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 au nord-ouest du bassin-versant de l'Ouémé.

De même au regard de cette analyse, il convient de dire qu'un seul modèle climatique ne peut pas être performant, ni a priori généralisé pour l'ensemble des stations du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Une telle situation en phase avec des travaux de Tramblay *et al*. (2012), Taïbi (2016) sur la performance des modèles climatiques régionaux.

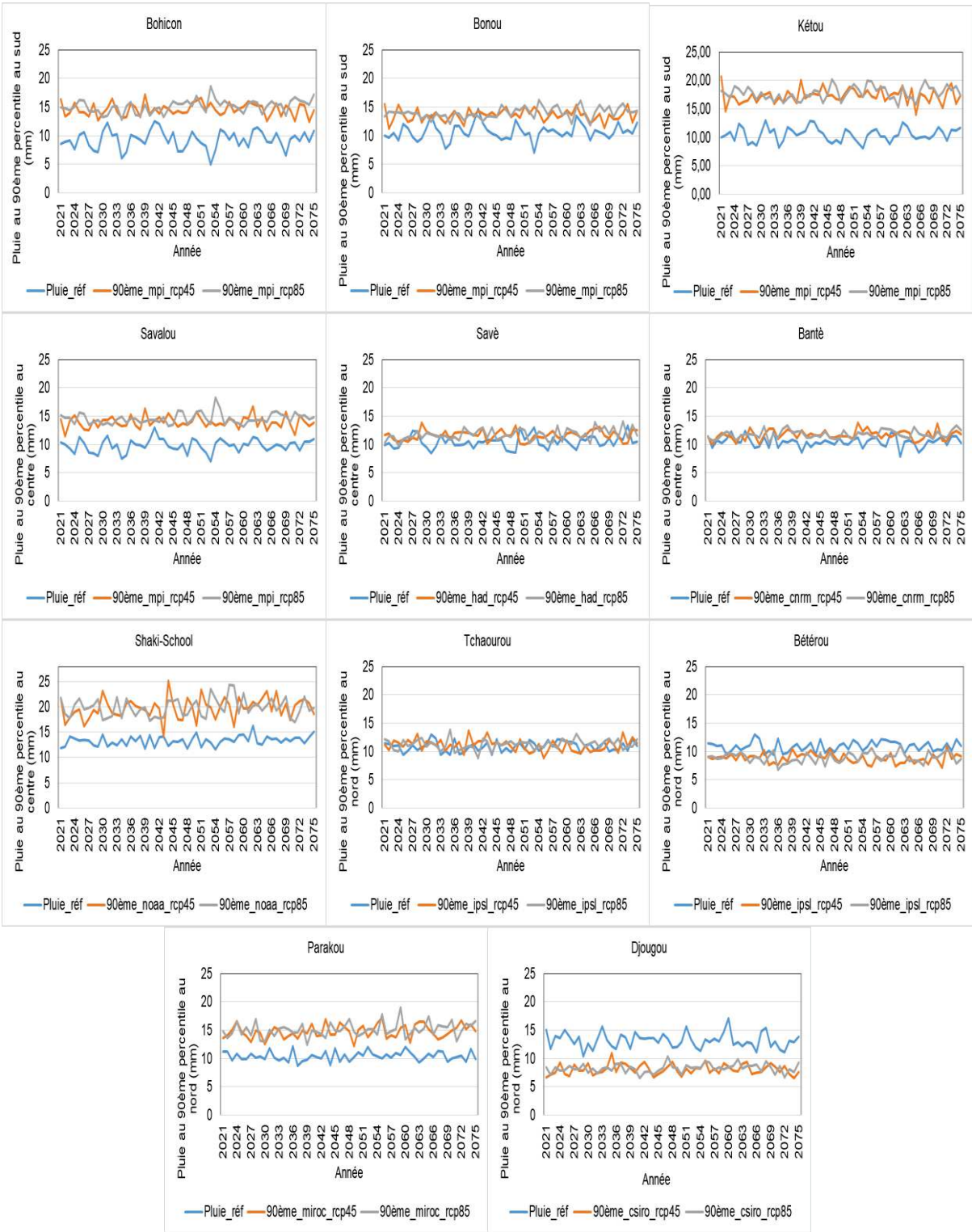


Figure 5. 15:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 90ème percentile

Le tableau 5.9, présente les résultats de biais (en %) entre les pluies futures des scénarii rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 90ème percentile.

Tableau 5. 9: Résultats de biais (en %) entre les pluies futures des scénarii rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 90ème percentile

	Bohicon	Bonou	Kétou	Savalou	Savè	Bantè	Shaki-School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
rcp_4.5	56,8	27,4	65,0	42,1	10,9	11,5	48,2	1,9	-19,0	42,0	-38,7
rcp_8.5	62,7	31,0	69,5	48,3	12,2	12,5	49,2	3,6	-17,9	44,9	-37,3

A l'analyse du tableau 5.9, il est remarqué au sud, que les pluies futures du rcp4.5 se rapprochent mieux de la pluie de référence du modèle MPI à Bohicon, Bonou et à Kétou que les rcp 8.5 associées au 90ème percentile, ce qui confirme les analyses de la figure 5.17 de cette recherche. De plus il est noté que les pluies futures du rcp 8.5 surestiment les rcp 4.5 au sud du secteur d'étude. S'agissant du centre du bassin, il est constaté que les pluies des rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence des modèles MPI (à Tchaourou), had (à Savè), cnrm (à Bantè) et noaa (à Shaki-School) et entre les deux scénarii, les écarts des pluies du rcp 8.5 sont supérieurs aux écarts des pluies du rcp 4.5, ce qui permet de dire que les rcp 8.5 surestiment les rcp 4.5 au centre du secteur d'étude. Par rapport au nord du bassin, les pluies futures des rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence des modèles ipsl et miroc respectivement à Tchaourou et à Parakou. Par contre sur ces deux stations (Tchaourou et Parakou), les rcp 8.5 surestiment les rcp 4.5. Avec les stations de Bétérou et de Djougou, l'analyse révèle que les pluies futures des rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment les pluies de référence des modèles ipsl et csiro. De même, il est observé que les scénarii rcp 8.5 sous-estiment les rcp 4.5. Il convient de dire que ces résultats confirment les analyses de la figure 5.15 et amène à dire que les scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 reproduisent différemment les fortes pluies de 90ème percentile dans le secteur d'étude.

Du reste, les résultats et analyses de la figure 5.15 et du tableau 5.9, permettent de retenir que les modèles MPI (complètement pour tout le sud), had, crnm, noaa, ipsl et miroc conviennent mieux pour l'analyse de l'évolution des pluies futures à l'horizon 2075 pour les pluies de 90ème percentile dans le secteur d'étude.

5.4.1.4. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du Cordex Afrique associés au 95ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005)

La figure 5.16 présente l'évolution des pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 avec les pluies de la période de référence.

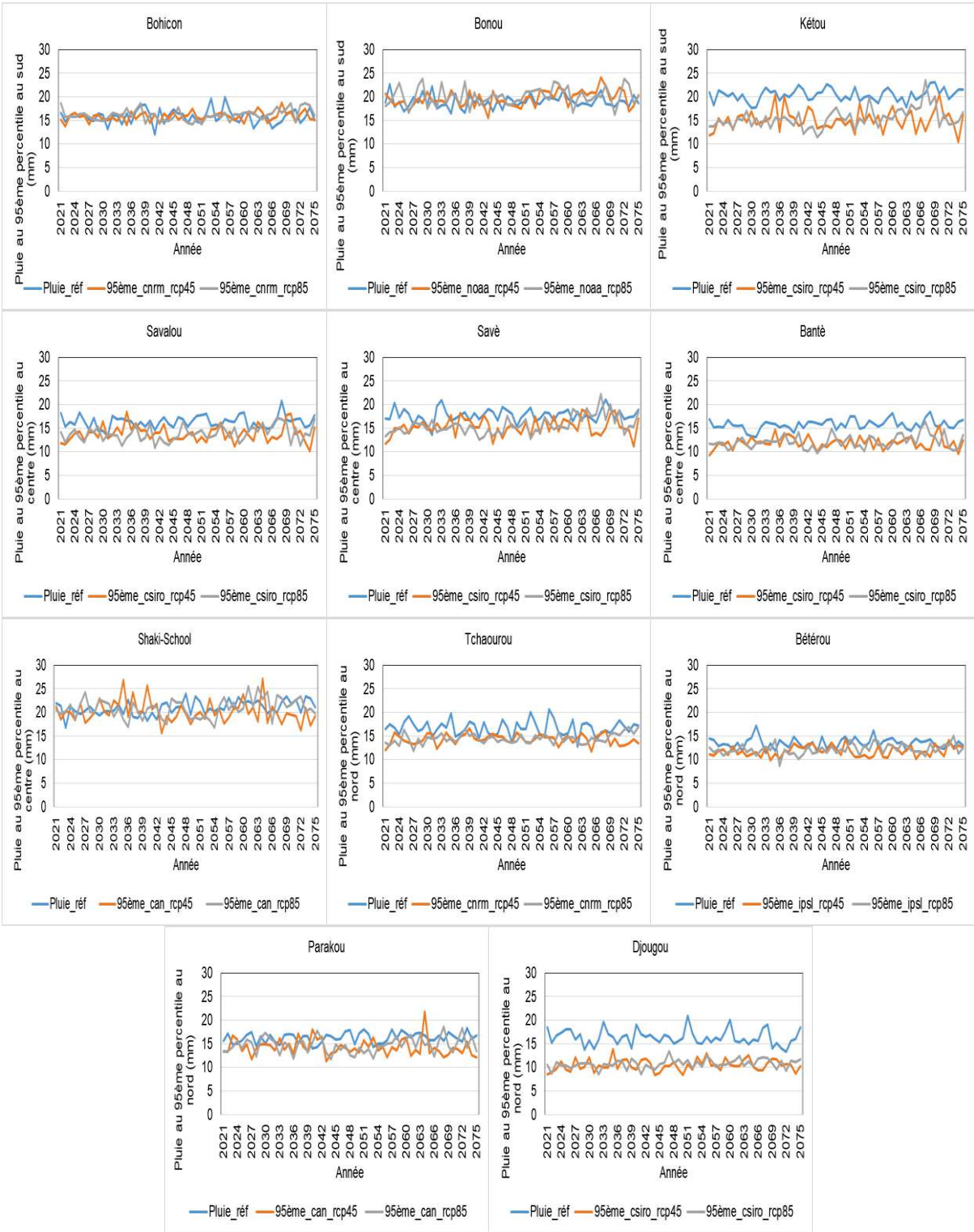


Figure 5. 16:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 95ème percentile

Il ressort de l'analyse de la figure 5.16 que les pluies de référence et les pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp 8.5 présentent une variabilité de 2021 à 2075. Certes, il est remarqué qu'à partir de la latitude de Kétou au sud jusq'au nord du secteur d'étude que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 ont sous-estimé les pluies de références associées au 95ème percentile

(indicateur de très fortes pluies). Cela démontre que les scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 prévoient une diminution des pluies futures associées aux 95ème percentiles dans le secteur d'étude. Cette situation est déjà décrite par Beniston *et al* (2007) Bargaoui *et al.* (2014) ; Taïbi (2016). Ces auteurs ont indiqué qu'il y aura une diminution des pluies extrêmes, voire futures, à partir du 90ème percentile.

De plus, cette sous-estimation des pluies de référence par les pluies futures des rcp 4.8 et rcp 8.5 amène à dire que les sorties des modèles climatiques régionaux sont basées sur un protocole de forçage qui a ses limites et qui ne prend pas en compte les pluies de fortes intensités (Taïbi, 2016). Par contre à Bohicon et à Bonou, les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 présentent une allure qui converge vers les pluies de référence avec une tendance montrant que les pluies futures de ces scénarii semblent être supérieures à la pluie de référence.

Ce qui permet de dire que dans le secteur d'étude, il y a une variabilité entre les différents modèles concernant les changements futurs entre les stations du sud, du centre et du nord du secteur d'étude, ce qui se rapproche des travaux de Tramblay *et al*. (2012) au Maroc.

Le tableau 5.10, présente les résultats de biais (en %) des données sorties de MRC sous scenarii rcp4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 95ème percentile.

Tableau 5. 10: Résultats de biais (en %) avec les données sorties des scénarii rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 95ème percentile

	Bohicon	**Bonou**	**Kétou**	**Savalou**	**Savè**	**Bantè**	**Shaki-School**	**Tchaourou**	**Bétérou**	**Parakou**	**Djougou**
rcp_4.5	0,2	3,5	-25,9	-15,2	-13,7	-24,5	-3,8	-14,4	-12,7	-12,2	-36,0
rcp_8.5	2,2	5,8	-24,2	-15,1	-11,9	-23,0	-0,5	-13,5	-9,9	-9,7	-34,2

Il ressort de l'analyse du tableau 5.10 que c'est seulement à Bohicon et à Bonou que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 surestiment les pluies de référence. De plus entre les deux scénarii, le rcp 8.5 surestime, le rcp 4.5 à Bohicon et à Bonou qui se rapprochent plus de la pluie de référence.

Par ailleurs, sur le reste des stations du sud au nord en passant par le centre, il est constaté que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment les pluies de référence des modèles csiro (à Kétou), csiro (à Savalou), csiro (à Savè) , csiro (à Bantè), can (à Shaki-School),

cnrm (à Tchaourou), ipsl (à Bétérou), can (à Parakou) et csiro à Djougou. Cette analyse corrobore les résultats de cette recherche et des travaux antérieurs de la diminution des pluies extrêmes et futures observées dans les modèles climatiques régionaux en Afrique (Bargaoui *et al.*, 2014 ; Sarr *et al.,* 2017). De même, il faut noter que les rcp 8.5 sous-estiment les rcp 4.5 à Kétou, Savalou, Savè, Bantè, Shaki-School, Tchaourou, Bétérou, Parakou et Djougou.

En considérant les résultats de l'analyse de la figure 5.16 et les résultats du tableau 5.10, il y a lieu de dire que les modèles performants adaptés pour l'analyse des pluies futures associées aux évènements pluvieux forts (95ème percentile) sont cnrm, noaa, csiro, can et ipsl dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou à l'horizon 2075.

5.4.1.5. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du Cordex Afrique associés au 99ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005)

Les analyses ont révélé du sud au nord en passant par le centre que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 présentent une variabilité des changements futurs entre les modèles et les pluies de références au 99ème percentile (figure 5.17). Toutefois, il est remarqué que les pluies des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 sont en deçà des pluies de référence avec le 99ème percentile sur toutes les stations.

Cette situation illustre une diminution des pluies futures extrêmement fortes (99ème percentile) par rapport aux pluies de référence dans le secteur d'étude. Ce qui, amène à dire que les pluies futures des rcp 4.5 et rcp 8.5 sous-estiment les pluies de référence dans le secteur d'étude pour les évènements pluvieux extrêmement forts correspondants au 99ème percentile.

Or dans une analyse sur l'évolution des indices pluviométriques extrêmes portant sur les modèles climatiques régionaux du programme Cordex, en Afrique de l'Ouest au Sénégal, Sarr *et al.* (2017) ont déjà signalé une régression des pluies futures. Au Bénin, Fandohan *et al*. (2013) ont également révélé qu'il y aurait une diminution des pluies futures en particulier avec le modèle csiro.

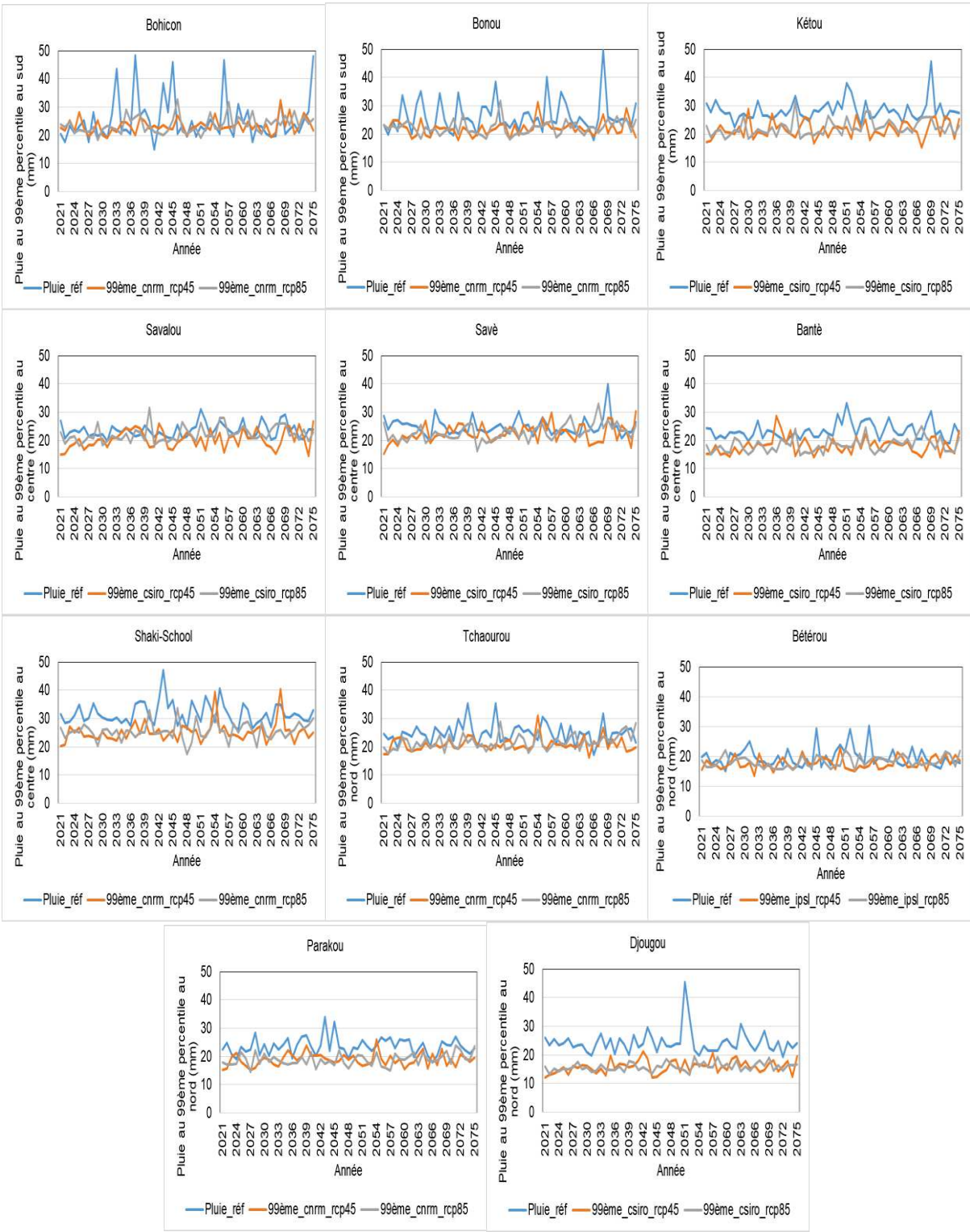


Figure 5. 17:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 99ème percentile

Le tableau 5.11 qui présente les résultats des biais (en %) entre les pluies futures des scénarii des rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 99ème percentile, permettent de mieux analyser cette situation.

Tableau 5. 11:Résultats de biais (en %) entre les pluies futures des scénarii des rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 99ème percentile

	Bohicon	Bonou	Kétou	Savalou	Savè	Bantè	Shaki-School	Tchaourou	Bétérou	Parakou	Djougou
rcp_4.5	-8,1	-16,3	-23,8	-13,3	-9,5	-22,4	-20,5	-16,3	-9,7	-20,4	-34,5
rcp_8.5	-6,4	-15,4	-22,0	-5,7	-7,9	-22,0	-19,7	-12,6	-7,2	-20,3	-34,9

Il ressort de l'analyse du tableau 5.11, qu'il y a une diminution des pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 du 99ème percentile par rapport à la période de référence, au sud, au centre et au nord du secteur d'étude. Cette situation se justifie par les biais négatifs obtenus entre les pluies des scénarii rcp 4.5, rcp 8.5 et les pluies de la période de référence. Cela conduit à dire que les pluies futures des scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 ont toutes sous-estimé les pluies de la référence au 99ème percentile dans le secteur d'étude. De surcroît, il est constaté que les pluies futures des rcp 8.5 sous-estiment les pluies futures du rcp 4.5 sur tout le bassin sauf à Djougou où les pluies futures des rcp 8.5 surestiment celles des rcp 4.5.

Il convient de retenir de l'analyse de la figure 5.17 et de l'analyse du tableau 5.11 qu'à l'horizon 2075 que les modèles qui peuvent faire l'objet de l'analyse des pluies extrêmement fortes sont les modèles cnrm, csiro et ipsl pour les pluies futures dans le secteur d'étude.

Synthèse

La modélisation hydrologique est un outil de gestion et d'aide à la décision. Elle est d'autant plus nécessaire dans le contexte des changements globaux, environnementaux et de la croissance démographique face aux phénomènes d'inondations qui sont récurrents dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Cependant, la modélisation hydrologique avec le modèle global et conceptuel, GR4J (Génie Rural à quatre paramètres au pas de temps journalier) mis au point par l'IRSTEA-d'Antony, qui est un modèle pluie-débit est utilisé suivant des sous-périodes. Il s'agit des sous-périodes homogènes 1961-1968, 1976-1983, 1988-1995 et 2005-2012, définies à partir des périodes de la rupture de stationnarité identifiée dans les chroniques de pluie du bassin. Les résultats ont montré que le modèle GR4J, surclasse les débits simulés en période de basses eaux et les sous-estime en période de hautes eaux par rapport aux débits observés. De plus, l'analyse de la performance du modèle GR4J à reproduire les débits de hautes eaux, a permis de mettre en évidence dans cette recherche, trois critères dont le NSE/Nash (critère d'efficacité de Nash-Sutcliffe), le RMSE (critère basé sur l'erreur

quadratique moyenne) et le KGE (critère d'efficacité Kling-Gupta). Ainsi avec le critère du NSE/Nash, les performances en calage varient de 55 à 74 % et de 63 à 70 % en validation avec une dégradation du NSE en validation au fur et à mesure que la période s'éloigne de la période de calage. Les fortes valeurs du NSE sont obtenues sur les sous-périodes de calage. Quant au critère du RMSE, les valeurs varient de 30 à 45 % en calage contre 20 à 33 % pendant la validation. Le RMSE est un estimateur qui permet de faire la comparaison de deux variables et stipule que si deux estimateurs à comparer sont sans biais, l'estimateur le plus efficace est simplement celui dont la variance est la plus petite. Alors que les données notamment du débit journalier du bassin-versant de l'Ouémé sont des données avec lacunes. Ce qui confère aux résultats de cette recherche que le critère de RMSE donne une bonne performance en calage qu'en validation. S'agissant du critère du KGE, les résultats donnent en calage des valeurs supérieures à 75 %, en calage soit de 83 à 85 % pendant que les valeurs sont de 56 à 68 % en validation. Ces résultats montrent que le KGE est le meilleur critère d'efficacité et convient mieux à évaluer la performance du modèle GR4J à reproduire les débits de hautes eaux dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Les données de débits maximums annuels de hautes eaux et des débits maximaux observés calculés par le modèle GR4J reproduisent bien non seulement la dynamique saisonnière des débits maximum en 24 heures, mais ceux-ci surclassent les débits observés. Les corrélations entre les débits maximaux journaliers observés et calculés sont supérieures à 50 % et varient de 58 à 85 %. Ce qui augure que le modèle GR4J peut être servir comme outils d'aide à la gestion des débits extrêmes dans le secteur d'étude.

Par ailleurs, pour mieux analyser les évènements hydroclimatiques extrêmes futurs, l'étude s'est consacrée également à l'évaluation des données de projection de sorties des modèles climatiques régionaux. Cela concerne l'analyse des données de précipitations issues du programme CORDEX africain sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou et qui pourraient être utilisées pour les projections hydrologiques dans les travaux futurs.

L'étude a montré par la mise en évidence de la performance des modèles de climatiques régionaux (MCR) que les sorties des modèles reproduisent différemment les pluies observées et qu'un MCR ne peut pas être performant, ni a priori généralisé pour l'ensemble des stations du secteur d'étude. L'étude a révélé, malgré les biais, qu'il y a des MCR, qui se rapprochent des observations, suggérant ainsi qu'ils sont adaptés pour l'étude du climat futur dans le secteur d'étude. A l'échelle interannuelle et mensuelle, il est noté que les modèles représentatifs, qui comportent moins de biais sont les modèles MPI (en particulier au sud), had, noaa. De même,

l'étude a noté que pendant que certains modèles comme le modèle MPI au sud du bassin, surestime la première saison pluvieuse d'avril à juin et sous-estime la deuxième saison des pluies de septembre à novembre (période de la manifestation des hautes eaux dans le bassin. Ce constat a amené à indiquer que l'origine des fortes pluies n'est pas uniquement liée à la circulation générale, mais aussi au relief, ce qui fait que les pluies de la période humide sont sous-estimées par les modèles comme le MPI. Aussi, dans un régime climatique bimodal comme au sud, des modèles comme le had, le cnrm et le noaa, présentent un régime unimodal caractéristique de l'effacement progressif de la petite saison pluvieuse déjà signalée, ce qui est contraire à la réalité. Ce constat confirme que les sorties des modèles climatiques régionaux sont basés sur un protocole de forçage qui a ses limites et qui est associé à des gammes d'incertitudes pouvant s'avérer non négligeables

Les résultats de l'intercomparaison de l'évolution des pluies futures des scénariis rcp 4.5 et rcp 8.5 d'avec les pluies de la période de référence a montré qu'à l'horizon 2075 dans le secteur d'étude, d'une part que modèles MPI, had, can, miroc et noaa sont performants et adaptés pour l'évolution interannuelle des pluies futures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. D'autre part les modèles mpi, had, cnrm, noaa, ipsl et miroc csiro sont adaptés à la pluie de 90ème percentile. Ensuite les modèles performants adaptés au 95ème percentile, sont les modèles de cnrm, noaa, csiro, can et ipsl. Enfin les modèles cnrm, csiro et ipsl peuvent faire l'objet de l'analyse des pluies extrêmement fortes correspondantes au 99ème percentile les modèles pour les pluies futures dans le secteur d'étude.

Aussi, l'écart des différents biais entre les sorties des modèles et les pluies de référence ont tendance à influencer les meilleurs résultats surtout avec les différents indices. A cet effet, la performance des dits modèles climatiques régionaux doit être approfondie afin de mieux les apprécier face aux impacts des changements climatiques futurs sur les ressources en eau et dans la manifestation des évènements extrêmes. Cela nécessite la correction des biais, qui fera l'objet de nos recherches futures.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

L'étude des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou est une étude qui s'inscrit dans le contexte des changements globaux ajoutés à la croissance démographique. Elle a permis de mettre en évidence les différents facteurs qui sont déterminants dans la manifestation des évènements pluviohydrologiques extrêmes dont les inondations et les outils d'aides à la décision y afférents.

Le secteur d'étude s'étale du sud au nord sur trois types de climat, dont le climat subéquatorial maritime au sud, le climat subéquatorial intérieur et le climat du régime sud-soudanien au nord. Les champs moyens mensuels de la pluie ont montré que les mois de novembre à mars sont caractérisés par une diminution des précipitations alors que d'avril à octobre les abats pluviométriques sont plus abondants avec une légère inflexion pendant le mois d'août au sud. Dans le secteur d'étude, les cumuls pluviométriques annuels ont un gradient décroissant ouest-est et un gradient nord-sud. Les fortes pluies sont enregistrées au nord-ouest dans les monts Tanéka, où le fleuve Ouémé prend sa source. Ce qui augure que les facteurs géographiques influencent les précipitations dans le secteur d'étude. Dans ce contexte, la pluviogénèse du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou découle de la combinaison de plusieurs facteurs humains et physiques. Au nombre de ces facteurs, il y a la position du secteur d'étude par rapport à la côte, les paramètres atmosphériques (pression atmosphérique, l'humidité relative, la vitesse du vent), les températures de surface océanique, dont l'upwelling côtier, la latitude et l'altitude. Les indices de Mousson Ouest Africain (WAMI) ont prouvé que le secteur d'étude est plus influencé au nord par les pluies liées au flux de mousson et orographique. A cela, s'ajoutent les pluies caractéristiques de lignes de grains de sud-est, responsables des pluies orageuses et d'averses qui peuvent occasionner des inondations.

La variabilité pluviométrique a montré du sud au nord que le secteur d'étude a été marqué par les effets de la récession pluviométrique au cours des années 1970 et celles de 1980. De plus, à l'instar des de la plupart des pays de l'Afrique subsaharienne, le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, est au cours de ces dernières décennies, confronté à une reprise pluviométrique. Cette augmentation pluviométrique est en régression par rapport à la moyenne interannuelle des hauteurs de pluie des années 1960. Toutefois, la variabilité pluviométrique a eu des répercussions sur le fonctionnement hydrologique du bassin en particulier avec la légère reprise pluviométrique suivie de la récurrence des évènements extrêmes, dont les inondations des dernières années dans le secteur d'étude.

Les formes d'occupation des terres sont également l'un des indicateurs qui amplifie l'occurrence des inondations dans le secteur d'étude suite au fort ruissellement au profit de la faible infiltration. Les unités paysagiques sont confrontées à une dégradation sous la forte emprise humaine. Elles sont en régression au détriment des habitations, des agglomérations humaines, pour la quête des espaces cultivables ce qui accentue les phénomènes de ruissellement, de l'érosion des berges et par conséquent aggrave les inondations.

Les débits maxima évoluent en fonction des débits moyens interannuels dans le bassin, ce qui présage que les crues peuvent être provoquées par une montée lente ou rapide des eaux après saturation du sol et par conséquent, le niveau du débit moyen est également déterminant dans l'analyse des débits maximaux où extrêmes dans le secteur d'étude. Les résultats indiquent que les pluies maximales en 24 heures présentent un meilleur ajustement avec la loi GEV au sud contre la loi de Pearson III, au centre et au nord du bassin. Quant aux débits maximaux journaliers, ils s'ajustent mieux avec la loi GEV à Bonou. Dans ce sens, les pluies maximales journalières ont une occurrence de 2 ans, 5 ans, 10 ans pour les événements pluvieux forts ; 20 ans, pour les événements pluvieux très forts ; 50 ans et + pour les événements pluvieux extrêmement forts dans le secteur d'étude. Les débits maximaux de 50ème quantile surviennent chaque 2 ans, les débits maximaux correspondants aux évènements hydrologiquement forts, très forts ont une fréquence d'apparition de 10 ans tandis que les débits extrêmement forts ont une occurrence centennale.

Face à la récurrence des inondations, les résultats ont montré que les outils antérieurement utilisés pour la caractérisation des évènements extrêmes dans le secteur sont davantage inadaptés. Ces outils voire méthodes sont obsolètes et ne répondent plus convenablement au contexte hydroclimatique actuel et la dynamique de l'occupation des terres qui exposent le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou aux évènements hydroclimatiques extrêmes dont les inondations. Cependant, de nouveaux indices sont mis en évidence dans cette recherche. Ainsi, les indicateurs caractéristiques des évènements extrêmes associés aux inondations tels que les évènements hydroclimatiques forts (90ème percentile), très forts (95ème percentile) et extrêmement forts (99ème percentile) sont en augmentation dans les chroniques de pluies et de débits de ces dernières années dans le secteur d'étude. La concentration des quantiles de pluies peut contribuer en grande partie aux évènements extrêmes, dont les inondations avec des conséquences sur la dynamique du bassin et sur la vie socio-économique des populations qui y vivent.

La modélisation des débits de hautes eaux a été également réalisée avec le modèle conceptuel pluie-débit, GR4J. C'est un modèle global qui a l'avantage de prendre en compte le pas de temps journalier et ne nécessite pas beaucoup de données. Les débits simulés avec le modèle, surestiment les débits observés en période de basse eau, soit de novembre à mai et les sous-estiment en période de hautes eaux. Une telle situation est imputée aux effets des cumuls pluviométriques des mois pluvieux. De plus, les débits observés et simulés atteignent le maximum dans les mois de septembre ou octobre qui sont des saisons au cours desquelles se manifestent les évènements pluviohydrologiques extrêmes qui occasionnent les inondations dans le secteur d'étude. La performance des critères d'efficacité tels que le NSE/Nash (Nash-Sutcliffe), le RMSE (Erreur quadratique moyenne) et le KGE (Efficacité de Kling-Gupta), a montré que le modèle GR4J est robuste, performant, et adapté à la reproduction des débits extrêmes de hautes eaux dans le secteur d'étude.

Au regard des résultats, il convient de dire que ces différents outils peuvent faire l'objet d'analyse des évènements hydroclimatiques extrêmes et pour la mise en place des systèmes d'alerte précoce face aux inondations aux fins d'une gestion durable des ressources en eau.

L'évaluation des modèles climatiques régionaux est une première sur le secteur d'étude et s'inscrit dans la perspective de mieux étudier les évènements pluvieux extrêmes et futurs, avec les données de projection des sorties de modèles climatiques régionaux issues du Programme CORDEX africain. Cette évaluation a révélé des biais entre les pluies simulées et les pluies de références ou les pluies observées. Toutefois, les résultats de l'intercomparaison de l'évolution des pluies futures des scénariis rcp 4.5 et rcp 8.5 d'avec les pluies de la période de référence ont montré qu'à l'horizon 2075, les données de pluies des modèles MPI, had, can, miroc et noaa sont performants et adaptés pour l'évolution interannuelle des pluies futures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Les modèles mpi, had, cnrm, noaa, ipsl et miroc csiro sont adaptés aux pluies de 90ème percentile. Quant aux indices de 95ème percentile, les modèles qui sont performants et adaptés sont les modèles de cnrm, noaa, csiro, can et ipsl. Les modèles cnrm, csiro et ipsl peuvent être aussi utilisés pour l'analyse des pluies extrêmement fortes et correspondantes au 99ème percentile pour les pluies futures dans le secteur d'étude.

Forts de ces différents résultats, cette thèse ouvre des perspectives pour les études futures dont :

❖ l'étude des facteurs qui influencent la pluviogènese dans le bassin et à l'échelle sous-régionale doit être approfondie afin de faire ressortir l'influence des grands bassins océaniques sur la répartition spatio-temporelle de la pluie.

❖ l'analyse des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes associés aux inondations sera mise en évidence sur d'autres bassins-versants du Bénin afin de dégager un outils commun de gestion des inondations. Des analyses comparatives seront faites avec des modèles pluie-débits et semis distribués qui peuvent prendre en compte les états de surface.

❖ pour l'étude des projections hydrologiques dans les travaux futurs sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou, les biais entre les données des sorties des modèles climatiques régionaux du programme CORDEX Africain et les observations nécessitent une correction pour mieux apprécier, la performance des dits modèles climatiques régionaux face aux impacts des changements climatiques futurs sur les ressources en eau et dans la manifestation des évènements extrêmes.

Par ailleurs l'occurrence des inondations n'a pas seulement des impacts négatifs. Elle participe à l'alluvionnement des plaines d'inondations qui constitue l'une des potentialités, qui attire les populations. Dans ce sens, les études futures seront consacrées l'analyse des impacts socioéconomiques, de la vulnérabilité des systèmes humains et environnementaux face aux inondations dans le secteur d'étude.

Bibliographie

1. Adam K. S., Boko M., 1993. Le Bénin. EDICEF, Paris, 96 pages.

2. Adjakpa T. T. 2016. Gestion des Risques Hydro-pluviométriques dans la Vallée du Niger au Bénin : Cas des Inondations des Années 2010, 2012 et 2013 dans les Communes de Mallanville et de Karimama. Thèse de doctorat unique, EDP/FLASH/UAC, 279p

3. Adjanohoun D., 1999. Les techniques de gestion des écosystèmes lacustres et péri lacustres : l'exemple des populations de pêcheurs du lac Ahémé au sud-Bénin. Mémoire de DEA/FLASH/UNB, 61 p.

4. Afouda F. 1990. L'eau et les cultures dans le Bénin Central et Septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu de la Savane Africaine. Thèse de doctorat nouveau régime, Paris IV, Sorbonne, 428 p.

5. Afouda, A., Aguè, A. I., & Lanhoussi, F. 2015. Etude comparative d'un modèle conceptuel global (GR4J) et d'un modèle semi-distribue (GEOSFM) sur le bassin-versant de l'Ouémé à Savè (Bénin, Afrique de l'Ouest). Revue LJEE, (24&25)

6. Agli H., 1995. Recherches sur la variabilité pluviométrique dans le bassin-versant du Niger au Bénin. Mémoire du DEA "climats et contraintes climatiques", Centre de Recherche de Climatologie, Dijon, 48 pages.

7. Aguiar, L. A. A., 2009. Impact de la variabilité climatique récente sur les écosystèmes des Niayes du Sénégal entre 1950 ET 2004, Thèse de Doctorat, Université du Québec à Montréal, 208p

8. Aguilar, A., Aziz Barry, A., Brunet, M., Ekang, L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., Do Nascimento, D.J., Peterson, T.C., Thamba Umba, O., Tomou, M. & Zhang, X., 2009. Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry and Zimbabwe, 1955-2006. Journal of geophysical research, 114, DO2115, doi:10.1029/2008JDO11010.

9. Ahouangan M. B. D., Djaby B., Ozer P., Hountondji Y-C., Thiry A., De Longueville F., 2014. Adaptation et resilience des populations Rurales face aux catastrophes naturelles en Afrique subsaharienne. Cas des inondation sde 2010 dans la commune de Zagnanado, Bénin

10. Aka A., Lubès H., Masson J.M., Servat E., Paturel J-E., Kouamé B., 1996."Analysis of the temporal trends of runoff in Ivory Coast - Statistical approach and phenomena characterization". Hydrological Sciences Journal - Vol. 41, N°6, 959-970.

11. Akognongbé A J. S., 2014. Influence de la variabilité climatique et les activités anthropiques sur les eaux de surface dans le bassin de l'Ouémé à Bétérou au Bénin. Thèse de doctorat Unique, Université d'Abomey-Calavi, 255p

12. Akognongbé A., Vissin E., Zannou A et Boko M., 2008, « Vulnérabilité des ressources en eau sur le bassin de l"Ouémé à Savè : étude climatique sur la période 1965 – 2002 ». In XXIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Montpellier 2008, pp 7985.

13. Akognongbé, A., Abdoulaye, D., Vissin, E. W., & Boko, M. 2016. Dynamique de l'occupation du sol dans le bassin-versant de l'Oueme à l'exutoire de Bétérou (Bénin). Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie, 10 (2).

14. Al Karkouri J., Laouina A., Roose E., Sabir M., 1999. Capacité d'infiltration et risques d'érosion des sols dans la vallée des Béni Boufrah-Rif central (Maroc). L'Homme et l'Erosion : Colloque International, Yaoundé (CMR), p. 342-356

15. Alamou, E. A., Obada, E., & Afouda, A. 2017. Assessment of Future Water Resources Availability under Climate Change Scenarios in the Mékrou Basin, Benin. Hydrology, 4(4), 51

16. Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., ... & Tagipour, A. 2006.. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D5)

17. Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., & Iden, K., 2000.. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. Climate Research, 14(1), 71-73;

18. Alhassane A, Salack S, Ly M, Lona I, Traor_e SB, Sarr B, 2013. Évolution des risques agroclimatiques associés aux tendances récentes du régime pluviométrique en Afrique de Sécheresse 24 : 282-93. doi : 10.1684/sec.2013.0400

19. Ali, A. , A. Amani , T. Lebel , et Ibrahima S. , 2006 .Utilisation optimale de l'informations des MCGA aux pluviométrique Échelles Hydrologiques au Sahel , en Variabilité et changements climatiques: impacts hydrologiques ,AISH Publ. , 308 , 430 – 435

20. Ali, A. , Lebel T. , et Amani A., 2003. Invariance dans la structure spatiale des champs de pluie sahéliens à des échelles climatologiques , J.Hydrometeorol. , 4 , 996 -1011 , doi: 10,1175 / 1525-7541 (2003) 004 <0996: IITSSO> 2.0.CO; 2 .

21. Ali, A. et Lebel T. . 2009. ,L'indice de précipitations normalisé du Sahel revisité , Int. . J. Climatol ,29 (12), 1705 - 1714 , doi:10.1002 / joc.1832 .

22. Ali, A., Lebel, T., & Amani, A., 2008. Signification et usage de l'indice pluviométrique au Sahel. Science et changements planétaires/Sécheresse, 19(4), 227-235.

23. Alila Y., 1999. A hierarchical approach for the regionalization of precipitation annual maxima in Canada. J. Geophys. Res., 104(D24), p.31645-31655.

24. Allan, J. C., & Komar, P. D., 2002. Extreme storms on the Pacific Northwest coast during the 1997-98 El Niño and 1998-99 La Niña. Journal of coastal Research, 175-193

25. Amani A, Nguetora M, 2002. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. In: Van Lannen H, Demuth S.. FRIEND 2002, Regional hydrology: bridging the gap between research and practice, Proceedings of the Friend Conference, Cape Town, South Africa, 18-22 March, 2002. IAHS Publ. Wallingford (UK) : IAHS. http://iahs.info/ redbooks/a274/iahs_274_449.pdf

26. Amani A., & Lebel T., 1998. Relationship between point rainfall, average sampled rainfall and ground truth at the event scale in the Sahel. Stochastic Hydrology and Hydraulics, 12(2), 141-154

27. Amani K. M., 2003. Apports des méthodes statistiques et géostatistiques à l'étude de la Variabilité hydroclimatique dans la région semi-montagneuse de Côte d'ivoire. Cas du bassin-versant du N'Zo. Mémoire de DEA des Sciences de la Terre, Université de Cocody, 65 p.

28. Amani, A., et T. Lebel. 1997. « Lagrangian kriging for the estimation of Sahelian rainfall at small time steps ». Journal of Hydrology 192 (1–4): 125-57. doi:10.1016/S0022-1694(96)03104-6.

29. Amoussou E. 2014. Analyse hydrométéorologique des crues dans le bassin-versant du Mono en Afrique de l'Ouest avec un modèle conceptuel pluie-débit. FMSH-WP-2015-90.

30. Amoussou E., 2010. Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvial lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest) Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 313 p.

31. Amoussou E., Totin V. S H., Houessou S., Tramblay Y., Camberlin P., Houndenou C., Boko M., Mahé G., & Paturel J-E. 2015. Application d'un modèle conceptuel à l'analyse de la dynamique hydrométéorologique des crues dans un bassin-versant en milieu tropical humide : cas du fleuve Mono, XXVIIIè Colloque de l'AIC, Liège, pp 17-24

32. Amoussou E., Tramblay Y., Totin V. S H., Mahé G., & Camberlin P. 2014. Dynamique et modélisation des crues dans le bassin du Mono à Nangbéto (Togo/Bénin), Hydrological Sciences Journal, 59:11, 2060-2071, DOI: 10.1080/02626667.2013.871015

33. Amoussou, E., Camberlin, P., & Mahé, G. 2012. Impact de la variabilité climatique et du barrage Nangbéto sur l'hydrologie du système Mono-Couffo (Afrique de l'Ouest). Hydrological Sciences Journal, 57(4), 805-817

34. Amoussou, E., Camberlin, P., Totin Vodounon, S. H., Tramblay, Y., Houndenou, C., Mahé, G., & Boko, M. 2014. Évolution des précipitations extrêmes dans le bassin-versant du Mono (Bénin-Togo) en contexte de variabilité/changement climatique. In Climat: Système & Interactions. 27ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie (pp. 331-337). Dijon, France

35. Andreassian, V., Bourgin F., Oudin L., Mathevet T., Perrin C., Lerat J., Coron L., and Berthet L. 2014. Seeking genericity in the selection of parameter sets: Impact on hydrological model efficiency, Water Resour. Res., 50, 8356–8366, doi:10.1002/ 2013WR014761.

36. Andréassian, V., Perrin, C., & Michel, C., 2004. Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. Journal of Hydrology, 286(1-4), 19-35

37. Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., & Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. Journal of Hydrology, 250(1-4), 206-223

38. Ardoin-Bardin S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 437 pages.

39. Ardoin-Bardin, S., Dezetter, A., Servat, E., Paturel, J. E., Mahe, 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(1), 77-89;

40. Arnaud, M., & Emery, X., 2000. Estimation and spatiale interpolation: déterministic méthods and geostatistics méthods. Hermès: Paris, France, 221.

41. Arora, M., Goel, N. K., & Singh, P., 2005. Evaluation of temperature trends over India/Evaluation de tendances de température en Inde. Hydrological sciences journal, 50(1)

42. Arouna A., Adegbola Y. P., Arodokoun U., Bankolé A., 2013. Stratégies et politiques d'adaptation aux changements climatiques en Afrique de l'Ouest et du centre: Etude de cas au Bénin, Agronomie Africane, Numéro Spécial (6) sur les changements climatiques , pp 41-55

43. Atchadé A. A G., Dossou-Yovo E. R., Kodja D. J., Vissin E. W., Boukari M., 2015. Dynamique de l'occupation des terres et ressources en eau du bassin-versant de la rivière du Zou à l'exutoire de Domè au Bénin., XXVIIIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège, 301-306

44. Atchadé A. A. G., 2014. Impacts de la dynamique du climat et de l'occupation des terres sur les ressources en eau du bassin-versant de la rivière zou dans le Bénin méridional, Thèse de Doctorat, EDP/FLASH, 235p

45. Atchadé G. A., Vissin E. W. Totin H. S. V., et Yabi I., 2013. Analyse fréquentielle des évènement hydroclimatiques dans le bassin-versant de la rivière Zou au Bénin. XXVIè Colloque de l'AIC, Cotonou, pp 75-80

46. Avakoudjo J., Mama A., Toko I., Kindomihou V., & Sinsin B., 2014. Dynamique de l'occupation du sol dans le Parc National du W et sa périphérie au nord-ouest du Bénin. International Journal of Biological and Chemical Sciences, 8(6), 2608-2625

47. Azontondé H. A., 1991. Propriétés physiques et hydrauliques des sols du Bénin. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone. IAHS, n° 199, pp 249-258.

48. Bacharou T. , Adjiboicha M., Gbaguidi G. A., Houinou G. , Orlova E. A., 2015. Caractérisation de la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé au Bénin : Etablissement des courbes Intensite-Duree-Frequence des précipitations, Structural Mechanics of Engineering Constructions and Buildings, N°4, pp 76-80

49. Bacharou T.,Adjiboicha M., et Dégan G., 2015. «Etude de lois de distribution pour l'analyse des fréquences de crue à la station hydrométrique de Bonou au Bénin». Afrique Science, Vol.11, N°6, http://www.afriquescience.info/document.php?id=5488. ISSN 1813-548X.

50. Bacharou, T., Houinou, G., Adjiboicha, M., Edmond, C. A., & Orlova, E., 2013. Estimation des pluies exceptionnelles journalières en zone tropicale: cas du bassin-versant de l'Ouémé au Bénin par comparaison des lois de Jenkinsson et de Gumbel. Structural Mechanics of Engineering Constructions and Buildings, (4), 63-71

51. Balme M., Lebel T., & Amani A., 2006. Années sèches et années humides au Sahel: quo vadimus?. Hydrological sciences journal, 51(2), 254-271

52. Barbier B., Yacouba H., Maiga, A. H., Mahé G., & Paturel J. E., 2009. Le retour des grands investissements hydrauliques en Afrique de l'Ouest: les perspectives et les enjeux. Géocarrefour, 84(1-2), 31-41

53. Bard E., 2012. L'océan et les changements climatiques : variations de la circulation océanique. La lettre du collège de France, DOI : 10.4000/lettre-cdf.2456

54. Bargaoui Z., Tramblay Y., Lawin E. A. and Servat E., 2014. Seasonal precipitation variability in regional climate simulations over Northern basins of Tunisia. Int. J. Climatol., 34, p.235–248

55. Barima Y. S. S., Barbier N., Bamba I., Traoré D., Lejoly J. & Bogaert J., 2009. Dynamique paysagère en milieu de transition forêt-savane ivoirienne. Bois et forêts des tropiques, 299 (1) : 15-25.

56. Bazyomo, S. D. Y. B., Agnidé Lawin, E., Coulibaly, O., & Ouedraogo, A. 2016. Forecasted Changes in West Africa Photovoltaic Energy Output by 2045. Climate, 4(4), 53

57. Bazyomo, S. D., Lawin, E. A., & Ouedraogo, A. 2017. Seasonal Trends in Solar Radiation Available at the Earth's Surface and Implication of Future Annual Power Outputs Changes on the Photovoltaic Systems with One and Two Tracking Axes. J Climatol Weather Forecasting, 5(201), 2, doi:10.4172/2332-2594.1000201

58. Beaudin, I., 2007. Potentiel de la télédétection pour le suivi et la caractérisation des conditions de sécheresse en milieu méditerranéen. rapport de Maîtrise en Sciences Géomatiques, Université Laval,133p

59. Becerra S., 2012. Vulnérabilité, risques et environnement: l'itinéraire chaotique d'un paradigme chaotique contemporain, [VertigO] La revue électronique en sciences de l'environnement, vol. 12, n° 1, ; DOI : 10.4000/vertigo.11988

60. Beltrando G. et Chémery C., 1995. Dictionnaire du Climat. Larousse-Références, 329 p

61. Ben Slimane, A., 2008. Vulnérabilité de l'agriculture pluviale dans le bassin de la Volta. Volta Basin Focal Project Report No 13. IRD, Montpellier, France, and CPWF, Colombo, Sri Lanka, 86 p.

62. Benhattab K., 2017. Approche régionale pour l´estimation des distributions ponctuelles des pluies journalières dans le bassin hydrographique - Chéliff –Algérie, Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie d'Oran-Med Boudiaf, 350p

63. Beniston M. et Sephenson D.B., 2004 . Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. Global and Planetary Change, vol. 44, p. 1-9.

64. Beniston, M., Rebetez, M., Giorgi, F., & Marinucci, M. R. 1994., An analysis of regional climate change in Switzerland. Theoretical and applied climatology, 49(3), 135-159

65. Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A., Frei, C., Goyette, S.,& Palutikof, J. 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. Climatic change, 81(1), 71-95

66. Bernard F., Roucou P., Camara M., Vigaud N., Konaré A., Sanda S. I., Diedhiou A., Janicot S., 2012. Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine, La Météorologie-Spécial AMMA, pp 41-48

67. Bi , V. H. N. G., Saley, B., Wade, S., Valere, D. E., Kouame, F., & Affian, K. 2014. Cartographie du risque d'inondation par une approche couplée de la télédétection et des Systèmes d'Informations

Géographiques (SIG) dans le département de Sinfra (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). European Scientific Journal, ESJ, 10(2)

68. Birkmann J., 2006. Chap. 1. Measuring vulnerability to promote disaster-resilient societies: Conceptual frameworks and definitions. In Birkmann J. (ed.), Measuring Vulnerability to Natural Hazards – Towards Disaster Resilient Societies. Hong-Kong, New York, United Nations University Press, p. 7-54,

69. Bobée, Fortin B., Perrault V., Perron L.H. 1999. Hyfran 1.0 (logiciel hydrologique : Chaire en hydrologie statistique CRNSG/Hydro Québec), INRS-Eau, Terre et Environnement, Université du Québec, Québec.

70. Bodian, A. 2014. Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). Physio-Géo. Géographie physique et environnement, (Volume 8), 297-312

71. Bodian, A., Dezetter, A., Diop, L., Deme, A., Djaman, K., & Diop, A. 2018. Future Climate Change Impacts on Streamflows of Two Main West Africa River Basins: Senegal and Gambia. Hydrology, 5(1), 21

72. Boissier L., Vinet F., 2009. Paramètres hydroclimatiques et mortalités due aux crues torrentielles. Études dans le sud de la France. Geographica Technica, Numéro spécial, pp79-84

73. Boko M., 1975. La Plaine côtière du Dahomey à l'ouest de Cotonou: étude régionale Thèse de Doctorat de 3ème cycle de Géographie Tropicale, Institut de Géographie, Université de Dijon, 231 p

74. Boko M., 1988a. Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement. Thèse d'état ès-lettres. Uni. de Bourgogne. 2 tomes. 608p.

75. Boko M., 1988b. Recherches sur la variabilité pluviométrique au Bénin. In climat et climatologie. Volume d'Hommage offert au Professeur Pierre PAGNEY. Centre de Recherches de Climatologie, URA 909 du CNRS, Dijon, pp 41-50.

76. Boko M., 1992. Saisons et types de temps au Bénin : analyse objective et perceptions populaires. In: Espace géographique, tome 21, n°4, pp. 321-332; doi : 10.3406/spgeo.1992.3106

77. Boko M., 2007. Valuation and forecast of climatic risks in hydroagricultural settlements management, International Journal of Water Resources Development, 7:1, 60-63, DOI: 10.1080/07900629108722493

78. Boko M., Guiwa C. et Pérard J., 1997. Récessions pluviométriques et dynamiques des végétaux dans le bassin du Niger au Bénin (Afrique Occidentale). In Publication de l'Association Internationale de Climatologie. Volume 10. Thessaloniki, pp 297-303.

79. Bokonon-Ganta E. B. 1987. Les climats de la région du Golfe du Bénin. Thèse de doctorat du 3ème cycle. Institut de Géographie, Université de Paris IV-Sorbonne. Paris, 248 p.

80. Borga M., Gaume E., Creutin J.-D., Marchi L., 2008. Surveying flash floods : gauging the ungauged extremes. Hydrological Processes, 22 (18), ISSN 0885-6087, p. 3883-3885

81. Bouchardeau A. et Baudin D., 1964., Monographie du delta de l'Ouémé, ORSTOM, 319p

82. Bouthevillain K., Mathis A., 1995. Prévisions : mesures, erreurs et principaux résultats. In: Economie et statistique, n°285-286, pp. 89-100

83. Boyer- J F, Dieulin C , Rouché N, Cres A, Servat E, Paturel J E & Mahé G - 2006 SIEREM an environmental information system for water resources. 5th World FRIEND Conference, La Havana - Cuba, November 2006 in Climate Variability and Change – Hydrological Impacts IAHS Publ. 308, p19-25,

84. Briche E., Madelin M., Beltrando G., et Kergomard C., 2010. Analyse comparative des températures extrêmes de 1950 a 2100 issues des modèle ARPEGE-CLIMAT ET LMD : intérêt pour l'activité viticole champenoise, climatologie, vol. 7, pp 9-19

85. Bricquet J. P., Bamba F., Mahé G., Touré M. and Olivry J. C., 1997. Water resource variations of the Atlantic river basins of Africa. The long term effects of rain shortage. In Rev. Sci. Eau, n° 3, pp 321-337.

86. Bricquet J. P., Mahé G., Bamba F., Olivry J. C., 1995. Changements climatiques et modification du régime hydrologique du fluve Niger à Koulikoro, L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris, mai 1995). IAHS Publ. no. 238, 1996.

87. Brigode, P. 2013, Changement climatique et risque hydrologique: évaluation de la méthode SCHADEX en contexte non-stationnaire, PhD thesis, Université Pierre Marie Curie, 343 P

88. Brigode, P., Oudin, L., & Perrin, C. 2013. Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change?. Journal of Hydrology, 476, 410-425

89. Brou Y. T., 1997. Analyse et dynamique de la pluviométrie dans le sud forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques. Thèse de Doctorat du 3ème cycle en Géographie. Université de Cocody, Abidjan, 211 p+ annexes.

90. Brunet-Moret Y., 1969. "Etude de quelques lois statistiques utilisées en hydrologie" Cahiers ORSTOM série hydrologie - Vol. 6 - N° 3 - PP. 3-100.

91. Brunet-Moret Y., 1971. Etude de l'homogénéité de séries chronologiques de précipitations annuelles par la méthode des doubles masses, Cah.ORSTOM, sér. Hydrol., vol.VIII, n°4, 1971, pp.3-31.

92. Brunet-Moret, Y., 1979. Homogénéisation des précipitations. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie, vol. XVI, n. 3-4, p.147-170.

93. Busalacchi, A. J., & Asrar, G. R. 2008. Programme mondial de recherche sur le climat: réalisations, activités et défis. In Troisième Conférence mondiale sur le climat (Vol. 58, No. 3, p. 151)

94. Byun H-R., Wilhite D.A., 1999. Objective Quantification of Drought Severity and Duration. Journal of Climate vo1.12, p.2747-2756

95. Caloz, R., & Pointet, A., 2003. Analyse comparative de la classification contextuelle et du maximum de vraisemblance: synthèse et cas d'étude. Télédétection, 3(2-3), 4

96. Camberlin P. 1987. Les relations du champ pluviométrique ouest-africain aux forçages atmosphériques et océaniques d'échelles régionales et planétaires. Mémoire de Maîtrise de Climatologie. Centre de Recherches de Climatologie. URA 909 du CNRS ''Climatologie Tropicale'', Université de Bourgogne, Dijon, 108 p.

97. Camberlin, P., Janicot, S., & Poccard, I., 2001. Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. International Journal of Climatology, 21(8), 973-1005

98. Camberlin, P.,, Pohl, B., Crétat, J. 2011. Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. Climate Dynamics, 37(7-8), 1357-1379

99. Caniaux G., Giordani H., Redelsperger J-L., Wade M., Bourlès B., Bourras D., De Coëtlogon G., Du Penhoat Y., Janicot S., Key E., Koffi U., Kolodziejczyk N., Eymard L., Jouanno J., Lazar a., Leduc-Lebailleur M., Lefèvre N., Marin F., Nguyen H., Parad G., 2012. Les avancées d'AMMA sur les interactions océan-atmosphère, La Météorologie Spécial AMMA, pp 17-24

100. Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J. L., Guichard, F., Key, E., & Wade, M., 2011. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C4)

101. Cantat O., 2005. Dynamique spatiotemporelle d'un évènement météo-climatique extrêmes, la canicule de l'été 2003 en Europe de l'Ouest. Annales de l'Association Internationales de Climatologie, vol 2, Pp 99-134

102. Carbonnel J P., Hubert P., 1992. Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne: Remise en cause de la stationnarité des séries. In L'aridité. Une contrainte au développement; Editions ORSTOM, pp. 3751

103. Carbonnel, J. P., Hubert, P., & Chaouche, A., 1987. Sur l'évolution séquentielle de la pulviométrie en Afrique de l'Ouest depuis le début du siècle. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 305(7), 625-628

104. Cassou C., 2004. Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-Atlantique, La météorologie, N°45, pp 21-32

105. Causeret, P., Sarrazin, L., 2001. Les saisons et les mouvements de la Terre. Paris : Belin - Pour La Science, 127 p.

106. Ceglar A., Honzak L., Žagar N., Skok G., Žabkar R.and Rakovec J., 2014. Evaluation of precipitation in the ENSEMBLES regional climate models over the complex orography of Slovenia. Int. J. Climatol. DOI: 10.1002/joc.4158

107. Ceron, J. P., & Dubois, G., 2000. Les indicateurs du tourisme durable. Un outil à manier avec. L'environnement, un enjeu planétaire, 17p

108. Chabi A. B. P., 2015. Essai de caractérisation spatio-temporelle des pluies journalières en milieu subéquatorial au Bénin, Thèse de Doctorat, EDP/UAC, 229p

109. Chabi A. B. P., Yabi I., Vissin w. E., Afouda F. 2015. Etude de la typologie des pluies journalières en milieu subéquatorial au Bénin, XXVIIIè Colloque de l'AIC, Liège, pp 445-450

110. Champion, M., 1858. 1864. Les inondations en France depuis le VIe siècle jusqu'à nos jours. Paris, Dunod, 6

111. Chauviteau, C., & Vinet, F. 2006. La vulnérabilité des établissements recevant du public et des entreprises face aux inondations: une méthode d'analyse appliquée dans le bassin de l'Orb (Hérault). Ingénierie, Eau-Agricultures–Territoires, (46), 15-33

112. Chevallier C., Herbette Steven, Marie L., Le Borgne P., Marsouin A., Pere S., Levier B., Reason C. 2014. Observations of the Ushant front displacements with MSG/SEVIRI derived sea surface temperature data. Remote Sensing of Environment, 146 (SI), p. 3-10. ISSN 0034-4257

113. Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., ... & Magaña Rueda, V. 2007. Regional 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, University Press, Cambridge, Chapter 11 (pp. 847-940);

114. Cissé P., Malicki Z., Barbier B., Maïga A., 2010. Les migrations, une stratégies d'adaptations à la variabilité climatique en zones sahéliennes. RGLL, N°08, pp 184-196

115. Coëtlogon, G. D., Janicot, S., & Lazar, A., 2010. Intraseasonal variability of the ocean—atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 136(S1), 426-441

116. Conway, D.P., Persechino, A., Ardoin-Bardin, S., Hamandawana, H., Dieulin, C., Mahé, G. 2009. Rainfall and river flow variability in sub-Saharan Africa during the 20th century. Journal of Hydrometeorology, 10, 1, p. 41-59.

117. Coppola E. et Giorgi F., 2010. An assessment of temperature and precipitation change projections over Italy from recent global and regional climate model simulations. Int. J. Climatol. 30, p.11–32.

118. Coron L., Andréassian V., Perrin C.,s & Le Moine N., 2014. Graphical tools based on Turc-Budyko plots to detect changes in catchment behaviour, Hydrological Sciences Journal, 60:7-8, 1394-1407, DOI: 10.1080/02626667.2014.964245

119. Cosandey C., Robinson M., 2000. Hydrlogie continentale. Armand Colin, Paris, 360 pages.

120. Crétat J., Richard Y., Pohl B., Rouault M., Reason C. J. C., and Fauchereau N., 2012. Recurrent daily rainfall patterns over South Africa and associated dynamics during the core of the austral summer. International Journal of Climatology 32: 261-273.

121. Crétat, J., Vizy, E. K., & Cook, K. H. 2014. How well are daily intense rainfall events captured by current climate models over Africa?. Climate dynamics, 42(9-10), 2691-2711

122. Creutin, J. D., & Obled, C. (1982). Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. Water resources research, 18(2), 413-431

123. Dagnélie, P., 1970. Théorie er Méthodes Statistiques Les Presses Agronomiques de Gembloux. Variabilité du régime pluviométrique de l'Afrique de l'Ouest non sahélienne, (vol. 2). 935

124. de Hipt, F. O., Diekkrüger, B., Steup, G., Yira, Y., Hoffmann, T., & Rode, M. 2018. Modeling the impact of climate change on water resources and soil erosion in a tropical catchment in Burkina Faso, West Africa. CATENA, 163, 63-77

125. Decamps H. 2010. Evénements climatiques extrêmes, réduire les vulnérabilités des systèmes écologiques et sociaux, Académies des sciences, 240 p DOI : 10.26530/OAPEN_519668

126. Delcroix T., Radenac M. H., Cravatte S., Alory G., Gourdeau L., Léger F., Singh A., Varillon D. 2014. Sea surface temperature and salinity seasonal changes in the western Solomon and Bismarck Seas. Journal of Geophysical Research : Oceans, 119 (4), p. 2642-2657. ISSN 2169-9275

127. Delhomme, J. P., 1978. Kriging in the hydrosciences. Advances in water resources, 1, 251-266

128. Dezerald O., Cereghino R., Corbara B., Dejean A., Leroy Céline. 2015. Temperature : diet interactions affect survival through foraging behavior in a bromeliad-dwelling predator. Biotropica, 47 (5), ISSN 0006-3606 p. 569-578.

129. DH 1998. Actes du séminaire d'internalisation des conclusions de l'étude de la stratégie nationale de gestion des ressources en eau du Bénin. MMEH/DH.

130. diaz del Olmo, F., Batle, J. R. M., Artigas, R. C., & Salomon, J. N. 2009. L'évènement climatique extrême tropical (ECET) du 21 novembre 2006: analyse hydro-géomorphologique et gestion intégrée des bassins versants hydrographiques tropicaux. Les Cahiers d'Outre Mer, (2), 219-240

131. Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., De Felice, P., & Laurent, H., 1999. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: Results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. Climate Dynamics, 15(11), 795-822

132. Diello, P., Paturel J.E., Mahé G., 2003. Approche d'identification d'un réseau climatique pour le suivi des modifications du climat au Burkina Faso. Sud Sciences & Technologies, n.10, p.18-25

133. Dieppois B., 2013. Étude par analyses spectrales de l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions basse-fréquences entre les fluctuations globales du secteur Atlantique et les climats de l'Europe du NW (1700-2010) et du Sahel ouest-africain (1900-2010). Climatologie. Université de Rouen, Thèse de Doctorat

134. Dieppois B., Durand A., Fournier M., Diedhiou Arona, Fontaine B., Massei N., Nouaceur Z., Sebag D. 2015. Low-frequency variability and zonal contrast in Sahel rainfall and Atlantic sea surface temperature teleconnections during the last century. Theoretical and Applied Climatology, 121 (1-2), p. 139-155. ISSN 0177-798X

135. Dieppois B., Durand A., Fournier M., Diedhiou Arona, Fontaine B., Massei N., Nouaceur Z., Sebag D. 2012. Variabilité basse fréquence des précipitations au sahel et des températures de surface de l'océan atlantique au cours du dernier siècle, 25ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Grenoble, pp 219-224

136. Djellouli, F., Bouanani, a., & Baba-Hamed, k. 2015. Caractérisation hydrologique du bassin d'Oued Louza à l'aide d'un modèle pluie-débit global. LARHYSS Journal ISSN 1112-3680, (23), 275-286

137. Djohy, G., Edja, H., & Houinato, M. 2011. The sociopolitical dynamics of the adaptation of migratory herdsmen to climate change in the North of Benin: 25. In AfricaAdapt Climate Change Symposium Proceedings "New voices, different perspectives

138. Donou B. T. 2015. Extrêmes hydroclimatiques dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé : Diagnostic, impact agricole et scéanario de gestion, Thèse de Doctorat, EDP/FLASH/UAC, 264 pages

139. Donou B. T., 2009. Evénements pluvio-hydrologiques extrêmes et production agricole dans le delta du fleuve Ouémé, Mémoire de DEA, FLASH/UAC, 85 pages

140. Donou T. B. 2007. Dynamique pluviométrique et manifestation des crues dans le bassin du fleuve Ouémé à Bonou. Mémoire de Maîtrise, DGAT, Abomey-Calavi, Bénin. 106 p.

141. Dos Santos S., 2011. Les risques sanitaires liés aux usages domestiques de l'eau : représentations sociales mossi à Ouagadougou (Burkina Faso). Natures Sciences Sociétés, 19 (2), p. 103-112. ISSN 1240-1307

142. Drogue G. 2013. Etudes hydro-climatologiques régionales. Applications à l'évolution du climat et aux écoulements de rivière dans un espace transfrontalier (Doctoral dissertation, Université Paris-Diderot-Paris VII).

143. Droy I., Morand P., 2013. Les grands aménagements sur le fleuve Niger : atout pour le Mali ou facteur de vulnérabilité pour ses populations rurales ?. In Vulnérabilités des populations rurales en Afrique. Mondes en Développement, (164), ISSN 0302-3052, p. 57-70.

144. Dubois C., Somot, S., Calmanti, S., Carillo, A., Déqué, M., Dell'Aquilla A., Elizalde-Arellano A., Gualdi S., Jacob, D., Lheveder B., Li L., Oddo, P., Sannino G., Scoccimarro, E., and Sevault F., 2012. Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean sea in an ensemble of coupled atmosphere-ocean regional climate models. Clim. Dynam., 39, p.1859–1884, doi: 10.1007/s00382-011-1261-4, 2012.

145. Dubois, J. L., Mahieu, F. R., & Poussard, A., 2001. La durabilité sociale comme composante du développement humain durable. Développement: vers un nouveau paradigme, 95-113

146. Dubuisson, B., & Moisselin, J. M., 2006. Évolution des extrêmes climatiques en France à partir des séries observées. La Houille Blanche, (6), 42-47.

147. Dufresne J.-L., Salas y Mélia D., Denvil S., Tyteca S., Arzel O., Bony S., Braconnot P., Brockmann P., Cadule P., Caubel A., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Fairhead L., Fichefet T., Foujols M.-A., Friedlingstein P., Grandpeix J.-Y. & Guérémy J.-F., 2006. Simulation du climat récent et futur par les modèles du CNRM et de l'IPSL. La Météorologie, 55, p. 45-59.

148. Duprey N., 2012. Variabilité climatique de deux périodes clés de l'Holocène, c. 7000-6000 et 3500-2500 années BP, dans le Pacifique sud-ouest à partir de l'analyse d'archives bicarbonatées. Paris (FRA) ; Paris : Université Pierre et Marie Curie ; IRD, 166 p.

149. Edijatno ., 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 pages.

150. Edijatno, Nascimento N. O., Yang X., Makhlouf Z., Michel C., 1999. GR3J. a daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences journal, 44(2), pp. 363-277

151. El Adlouni, S., Bobée, B., & Ouarda, T. B. M. J., 2008. On the tails of extreme event distributions in hydrology. *Journal of Hydrology*, *355*(1-4), 16-33

152. Erdlenbruch, K., Gilbert, É., Grelot, F., & Lescoulier, C. (2008). Une analyse coût-bénéfice spatialisée de la protection contre des inondations. Application de la méthode des dommages évités à la basse vallée de l'Orb. Ingénieries-EAT, (53), p-3

153. Fandohan, B., Gouwakinnou, G. N., Fonton, N. H., Sinsin, B., & Liu, J. 2013. Impact of climate change on the geographical distrubution of suitable areas for cultivation and conservation of underutilized fruit trees: case study of the tamarind tree in Benin. Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement, 17(3), 450

154. Faure P., 1977. Carte pédologique de reconnaissance de la république Populaire du Bénin à 1/200 000 : Feuille de Djougou. ORSTOM. Notice explicative n°66 (4), 49p

155. Faure P., et Volkoff, B., 1996. Différenciation régionale des couvertures pédologiques et litho-géomorphologie sur socle granito-gneissique du Bénin (Afrique Occidentale). Compte rendus de l'Académie des Sciences, Paris série II a, 322 : 393-400

156. Faure, P., & Volkoff, B. 1998. Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa). Catena, 32(3-4), 281-306

157. Faye C., 2015. Impact du changement climatique et du barrage de Manantali sur la dynamique du régime hydrologique du fleuve Sénégal à Bakel (1950-2014). BSGLg., 69-82

158. Faye, C., Sow, A.A. & Ndong, J.B., 2015. Étude des sècheresses pluviométriques et hydrologiques en Afrique tropicale : caractérisation et cartographie de la sécheresse par indices dans le haut bassin du fleuve Sénégal. Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement, 9, 17-35.

159. Fontaine B., Janicot S. 1993. L'évolution des idées sur la variabilité inter-annuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. La Météorologie, 8 (1), 28-53 pp.

160. Fontaine B., Roucou P., Camara M., Vigaud N., Konaré A., Sanda S.I., Diedhiou A., Janicot S., 2012. Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine. La Météorologie, (Spécial AMMA), p. 41-48. ISSN 0026-1181

161. Fontaine, B., Janicot, S., & Roucou, P. 1999. Coupled ocean-atmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. Climate Dynamics, 15(6), 451-473

162. Fontaine, B., Trzaska, S., & Janicot, S. 1998. Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. Climate Dynamics, 14(5), 353-368.

163. Fowé T., Paturel J.-M., Karambiri H., Yacouba H., Diello P., Mahé G., 2013. mpacts des changements globaux sur les ressources en eau dans la zone sahélienne en Afrique de l'Ouest. Climate and land Surface Change in Hydrology, Proceedings of H01, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden, . 359, pp 99-104

164. François Gemenne., Julia Blocher., Florence de Longueville., Nathalie Perrin., Sara Vigil., Caroline Zickgraf., Dalila Gharbaoui., Pierre Ozer., 2014. Catastrophes, Changement Climatique et Déplacements forcés Dynamiques régionales de mobilité en Afrique de l'Ouest. Note de cadrage, 30 p

165. Frich, P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G., and Peterson T., 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, Clim. Res., 19, 193 – 212

166. Fritsch J.M. 2008. La crise de l'eau n'aura pas lieu. In : Clerget P. (dir.) Spécial : l'eau : réserves, sécheresse, dessalement, nitrates, climat, agronomie, glaciers. La Recherche, , (421), p. 32-36. ISSN 0029-5671

167. Fu R., Wang H., 2006. The Influence of Amazon Rainfall on the Atlantic ITCZ through Convectively Coupled Kelvin Waves. Journal of climate, Vol 20 pp 1188-1201

168. Gachon P, St-Hilaire A, Ourda T, Nguyen VTV, Lin C, Milton J, Chaumont D, Goldstein J, Hessami M, Nguyen TD, Selva F, Nadeau M, Roy P, Parishkura D, Major N, Choux M, Bourque A., 2005. A first evaluation of the strength and weaknesses of statistical downscaling methods for simulating extremes over various regions of eastern Canada. Sub-component, Climate Change Action Fund (CCAF), Environment Canada, Montreal, Quebec, Canada, 209 pp;

169. Gaillard F., Diverrès Denis, Jacquin S., Gouriou Yves, Grelet Jacques, Le Menn M., Tassel J., Reverdin G. 2015. Sea surface temperature and salinity from French research vessels, 2001–2013. Scientific Data, 150054 [9 p.] ISSN 2052-4463

170. Gallée, H., Moufouma-Okia, W., Bechtold, P., Brasseur, O., Dupays, I., Marbaix, P., ... & Lebel, T., 2004. A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 109(D5).

171. Garnier R., et Perarnaud V., 1980. Les transferts d'énergie dans la zone intertropicale. A propos du rôle de la cellule de Hadley. Metmar : 36-41

172. Gemenne F., Blocher J., De Longueville F., Perrin N., Vigil Diaz Telenti S., Zickgraf C., Ozer P., 2014. Catastrophes, changement climatique et déplacements forcés : dynamiques régionales de mobilité humaine en Afrique de l'Ouest. Nansen Initiative. Sciences, Po, CERI, Université de Liège, 30p

173. Giannini A.,, John C. H., Mark A. C., Kushnir Y., Seager R., 2001. The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas, Journal of climate Vol 14, pp 4530-4544

174. Giddings, L., Soto, M., Rutherford, B. M., & Maarouf, A., 2005. Standardized precipitation index zones for Mexico. Atmósfera, 18(1), 33-56

175. GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~). GIEC, Genève, Suisse, …, 103 p.

176. Giorgi, F., Jones, C., & Asrar, G. R. 2009. L'expérience CORDEX: répondre aux besoins d'information climatologique à l'échelle régionale. Bulletin de l'OMM, 58(3), 175

177. Giorgio F. et Lionello P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. Global and Planetary Change, v.63, p. 90–104.

178. Gnamien-D'Almeida, B. P. 1990. Etude des lignes de grains africaines par imagerie satellitaire, Thèse de doctorat, Paris 7,

179. Godard, A., & Tabeaud, M. 2009. Les Climats-mécanismes, variabilités, répartition, 4e edition. ed, Cursus, série géographie. Armand Colin, Paris, ISBN : 9782200246044, 216p

180. Gottschalk, L., 1985. Hydrological regionalization of Sweden. Hydrological Sciences Journal, 30(1), 65-83

181. Goubanova, K., & Li, L., 2007. Extremes in temperature and precipitation around the Mediterranean basin in an ensemble of future climate scenario simulations. Global and Planetary Change, 57(1-2), 27-42

182. Goubet, A., 1997. Les crues historiques de la Seine à Paris. La Houille Blanche, (8), 23-27

183. Goula A., Savane I., Konan B., Fadika V., Kouadio G. B. 2006. Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins de N'zo et N'zi en Côte d'Ivoire. Vertigo, Vol. 7, n° 1, pp 32-43.

184. Goula B. T. Konan A., Brou T., Issiaka Y., Fadika S. V., & Srohourou, B., 2007. Estimation des pluies exceptionnelles journalières en zone tropicale: cas de la Côte d'Ivoire par comparaison des lois lognormale et de Gumbel. Hydrological sciences journal, 52(1), 49-67

185. Goula, B. T. A., Soro, E. G., Kouassi, W., & Srohourou, B., 2012. Tendances et ruptures au niveau des pluies journalières extrêmes en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). Hydrological Sciences Journal, 57(6), 1067-1080

186. Goulden, M., Conway, D., & Persechino, A. 2009. Adaptation au changement climatique dans les bassins fluviaux internationaux en Afrique: un examen / Adaptation au changement climatique Dans

les bassins fluviaux Internationaux en Afrique:. Revue juin sciences hydrologiques Journal , 54 (5), 805-828.

187. Gregory 1975. On the determination of regional patterns of recent climatic fluctuations. Weater 30, (9), pp276-288

188. Griffiths, G.M., Salinger, M.J. & Leleu, I., 2003. Trends in extreme daily rainfall across the South Pacific and relationship to the South Pacific Convergence Zone. International Journal of Climatology, 23, p.847-869.

189. Groisman, P. Y., Knight R. W., Easterling D. R., Karl T. R., Hegerl G. C., and Razuvaev V. N., 2005. Trends in intense precipitation in the climate record, J. Clim., 18, 1326 – 1350.

190. Gu G., Adler R. F., 2004. Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System, Journal of climate, Vol 17, pp 3364-3377

191. Guiot, J. 1986. Sur la détermination de régions climatiques quasi-homogènes. Revue de statistiques appliquées, 34(2), 15-34.

192. Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. Journal of Hydrology, 377(1-2), 80-91

193. Guttman, N. B., 1998. Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 34(1), 113-121

194. Habibi, B., Meddi, M., & Boucefiane, A., 2013. Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. Nature & Technology, (8), 41B

195. Haché, M., Perreault, L., Rémillard, L., & Bobée, B., 1999. Une approche pour la sélection des distributions statistiques: application au bassin hydrographique du Saguenay-Lac St-Jean. Canadian Journal of Civil Engineering, 26(2), 216-225

196. Haensler, A., Saeed, F., & Jacob, D. 2013. Assessing the robustness of projected precipitation changes over central Africa on the basis of a multitude of global and regional climate projections. Climatic Change, 121(2), 349-363

197. Hallouz F., Meddi M., Mahé G., 2014. Study of the relationship between sediment transport and rainfall extremes in the watershed of the wadi Mina (northwest Algeria). Hydrology in a changing world : environmental and human dimensions. Wallingford : AISH, 2014, (363), p. 309-314.

198. Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., 2013. Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'oued Mina (Nord Ouest d'Algérie). Revue des Sciences de l'Eau, 26, 1, pp 3338.

199. Hamatan, M., Mahe, G., Servat, É., Paturel, J. E., & Amani, A. 2004. Synthèse et évaluation des prévisions saisonnières en Afrique de l'Ouest. Science et changements planétaires/Sécheresse, 15(3), 279-286

200. Hann J ., 1908- Handbuch der Klimatologie, 3° edit., Stuttgart, 394 p

201. Hardy S., 2009. La vulnérabilité de l'approvisionnement en eau dans l'agglomération pacénienne : le cas du sous-système El Alto. In : Dossiers, vulnérabilités urbaines au Sud. Cybergeo, 2009, 23 p.

202. Hardy S., 2011. Évolution des risques d'origine naturelle et de leur gestion à La Paz (Bolivie). In : Connaître les risques naturels et y faire face. Géologues, 169, ISSN 0016-7916, p. 43-47

203. Hartley A., Jones R., and Janes T. 2015. Projections relatives aux changements des services écosystémiques face au changement climatique. UNEP-WCMC Technical Report. http://www.unep-wcmc.org

204. Hastenrath, S., & Merle, J. 1987. Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical Atlantic Ocean. Journal of Physical Oceanography, 17(9), 1518-1538

205. Herbst, L., & Rautenbach, H. 2016. Climate change impacts on South African wind energy resources. Africa Insight, 45(4), 1-31

206. Hiez, G., Cochonneau, G., Sechet, P., Medeiros Fernandes, U., 1992. Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin Amazonien. Veille Climatique Satellitaire (Ed. ORSTOM/Météo France, 43, p. 39-52

207. Hingray B., Bouvier C., Desbordes M., Cappelaere B. 2000. Inondations urbaines : un indicateur géométrique caractéristique du comportement hydraulique du bâti. Revue des Sciences de l'Eau, 2000, 13 (1), p. 85-100.

208. Hisard P., 1980. Observations de réponse de type ''El Nino" dans l'Atlantique Tropical oriental, golfe de Guinée. Océanologica Acta, 3, 1 :69-78

209. Hisard P., 1990. Variabilité des précipitations dans l'Atlantique tropical sud est pendant un El Nino, Hydrol. Continent, Vol 5, N°2, pp 87-104

210. Hosking, J. R., Wallis, J. R., & Wood, E. F., 1985. Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. Technometrics, 27(3), 251-261

211. Houessou S., 2016. Barrages hydroélectriques et risques d'inondation dans la basse vallée du fleuve Mono (Afrique de l'Ouest), Thèse de Doctorat, EDP/UAC, 197p

212. Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., ... & Johnson, C. A., 2001. Climate change 2001: the scientific basis. The Press Syndicate of the University of Cambridge

213. Houndakinou, R. 2005. Fréquence des événements pluvieux extrêmes et leurs impacts environnementaux dans la ville de Cotonou. Mémoire de DEA, UAC. 60p;

214. Houndénou C. 2008. Variabilité des précipitations de 1961 à 1990 en Afrique Guinéenne au Sud-Bénin et champ thermique de l'Atlantique. In Climat et développement, Université d'Abomey-Calavi, n°5 pp 91-102

215. Houndénou C., 1988. Contribution à l'étude géomorphologie de la partie occidentale du littoral béninois. Mémoire de Maîtrise, FLASH/ Univ. Nationale du Bénin, 146 p.

216. Houndénou C., 1992. Variabilité pluviométrique et conséquences socio-écologiques dans les plateaux du bas-bénin (Afrique de l'Ouest). Mémoire de DEA « climats et contraintes climatiques », Dijon, 2 tomes, tome1, (90 p), tome 2, figures et tableaux.

217. Houndénou C., 1999. Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide. l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne Dijon. 390 pages.

218. Houndénou C., Amoussou E. et Boko M., 2011. Analyse des événements hydrocatastrophiques au Bénin en 2009-2010. In « Climat Montagnard et Risques ». XXIV ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Mart-Rovereto, Italie, pp 321-326.

219. Houndénou C., Hernandez, K. et Houssou, C. S., 1998. Variabilité pluviométrique et stratégies paysannes au nord du Bénin, in publications de l'AIC, vol. 11, pp. 185-192

220. Houndénou, C., & Hernandez, K. 1998. Modification de la saison pluvieuse dans l'Atakora (1961-1990). Un exemple de sécheresse au nord-ouest du Bénin (Afrique occidentale). Science et changements planétaires/Sécheresse, 9(1), 23-34

221. Hounkanrin B. 2015. Mise en valeur agricole de la vallée de l'Ouémé dans la Commune de Bonou : diagnostic et trajectoire. Thèse de Doctorat Unique, EDP/FLASH, UAC, 275 p.

222. Hountondji, Y., De Longueville, F., & Ozer, P., 2011. Trends in extreme rainfall events in Benin (West Africa), 1960-2000. In Proceedings of the 1st International Conference on Energy, Environment and Climate Change. Ho Chi Minh City, Vietnam. 7p

223. Hrachowitz, M., Savenije, H. H. G., Blöschl, G., McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Pomeroy, J. W., ... & Fenicia, F. (2013). A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review. Hydrological sciences journal, 58(6), 1198-1255

224. Hubert, P., & Carbonnel, J. P., 1987. Approche statistique de l'aridification de l'Afrique de l'Ouest. Journal of hydrology, 95(1-2), 165-183.

225. Hubert, P., & Carbonnel, J. P., 1993. Segmentation des séries annuelles de débits de grands fleuves africains. Bulletin de liaison du CIEH, 92(3).

226. Hubert, P., Bendjoudi, H., Schertzer, D., & Lovejoy, S.., 1998. A multifractal explanation for rainfall intensity-duration-frequency curves. In Proceedings.

227. 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(3-4), 349-367),

228. Hulme, M., Doherty, R., Ngara, T., New, M., & Lister, D. 2001. African climate change: 1900–2100. Climate research, 17(2), 145-168;

229. Ibrahim, B. 2012. Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI), 245p

230. Illig. S. Dewitte B., 2006. Local Coupled Equatorial Variability versus Remote ENSO Forcing in an Intermediate Coupled Model of the Tropical Atlantic. American Meteorological Society, Vol 19, pp 5227-5251

231. INSAE 2003. Troisième Recensement Général de la Population et de l'Habitation. Synthèse des résultats. 34 p.

232. INSAE 2016. Quatrième Recensement Général de la Population et de l'Habitation. Synthèse des résultats. 34 p.

233. IPCC 2001. Incidence de l'évolution du climat dans les régions : Rapport spécial sur l'évaluation de la vulnérabilité en Afrique. Island Press. Washington, 53 p.

234. IPCC 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of working group II to the fourth Assessment report of the IPCC. Cambridge University Press, pp 391-431.

235. Janes, T., Jones, R. et Hartley, A. 2015. Projections climatiques régionales pour l'Afrique de l'Ouest. UNEP-WCMC Technical Report. http://www.unep-wcmc.org

236. Janicot S. 1992. Spatiotemporal variability of West African Rainfall. Part I : Regionalization and typings. Journal of Climate 5(5), pp. 489-497.

237. Janicot S., Fontane B., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des precipitations en Afrique de l'Ouest, La météorologie 8ème série N°1 pp 28-53

238. Janicot S., Mounier F., Diedhiou A., 2008. Les ondes atmosphériques d'échelle synoptique dans la mousson d'Afrique de l'Ouest et centrale : ondes d'est et ondes de Kelvin. Sécheresse, 19 (1), ISSN 1147-7806, p. 13-22

239. Janicot, S. 1990. Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique. Thèse de doctorat, Université de Paris VI, 600 p.

240. Janicot, S. 1997. Impact des événements ENSO chauds sur lacirculation atmosphérique et la convection sur l'Atlantique tropical et de l'Afrique de l' Ouest. Dans Annales Geophysicae (Vol. 15, n ° 4, pp. 471-475).Springer-Verlag.),

241. Janicot, S., & Fontaine, B., 1997. Évolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945–1994). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 324(10), 785-792

242. Janin P., 2004. Gestion spatio-temporelle de la soudure alimentaire dans le Sahel burkinabé. Revue Tiers Monde, Presses Universitaires de France. Paris, 45 (180), pp.909-933.

243. Jeder H., Ben Khalifa A., Sghaier M., 2013. Impact des changements climatiques sur l'agriculture dans la plaine de Jeffara au sud-est tunisien. Journal of Agriculture and Environment for International Development - 107 (2) pp 229 – 242

244. Jelassi, M., Gachon, P., & Laprise, R. 2016. Occurrence, durée et intensité des précipitations simulées par deux modèles régionaux canadiens du climat sur la région du Maghreb. Atmosphere-Ocean, 54(5), 469-497

245. Joly, D., Thierry, B., Cardot, H., Cavailhès, J., Hilal, M., & Wavresky, P., 2009. Interpolation par régressions locales: application aux précipitations en France. L'Espace géographique, 38(2), 157-170

246. Jones A., J. Haywood et O. Boucher, 2010. Geoengineering by stratospheric SO2 injection: results from the Met Office HadGEM2 climate model and comparison with the Goddard Institute for Space

247. Kamagaté, B., 2006. « Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin-versant en milieu tropical de socle au Bénin : bassin-versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé) ». Phdthesis, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00193895/document.

248. Karl, T. R., Nicholls, N., & Ghazi, A., 1999.. Clivar/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes workshop summary. In Weather and Climate Extremes (pp. 3-7). Springer, Dordrecht

249. Kay A.L. and Davies H.N., 2008. Calculating potential evaporation from climate model data: A source of uncertainty for hydrological climate change impacts. Journal of Hydrology, 358, 221-239.

250. Kayitakire, F., Giot, P., & Defourny, P. 2002. Discrimination automatique de peuplements forestiers à partir d'orthophotos numériques couleur: un cas d'étude en Belgique. Canadian Journal of Remote Sensing, 28(5), 629-640

251. Kendall M.G. 1975. «Rank Correlation Methods" Charles Griffin, London ,35

252. Kendall, M. G. 1943. Advanced Theory Of Statistics Vol-I. Charles Griffin: London)

253. Kendall, M. G., & Stuart, A., 1946. The Advanced Theory of Statistics, Vol. 1, London, 1943. Percentage Points Of t and X, 2, 225.

254. Kendall, S. M. & Stuart, A. 1943. The Advanced Theory of Statistics vols 2 and 3 of 1977 edn. Charles Griffin, London, UK.

255. Kendon, E. J., Rowell, D. P., Jones, R. G., & Buonomo, E., 2008. Robustness of future changes in local precipitation extremes. Journal of Climate, 21(17), 4280-4297

256. Khomsi, K., Mahé, G., Sinan, M., Snoussi, M., Cherifi, R., & Nait Said, Z., 2012. Évolution des événements chauds rares et très rares dans les bassins versants de Tensift et Bouregreg (Maroc) et identification des types des temps synoptiques associés.

257. Khomsi, K., Mahe, G., Sinan, M., Snoussi, M., Tramblay, Y., 2015. Trends in rainfall and temperature extremes in Morocco. Natural Hazards and Earth System Sciences, Discussions, 3, p.1175–1201

258. Khomsi, K., Mahe, G., Tramblay, Y., Sinan, M., & Snoussi, M. 2016. Regional impacts of global change: seasonal trends in extreme rainfall, run-off and temperature in two contrasting regions of Morocco. Natural Hazards and Earth System Sciences, 16(5), 1079-1090

259. Kingumbi, A., Bergaoui, Z., Bourges, J., Hubert, P., & Kallel, R. 2000.. Etude de l'évolution des séries pluviométriques de la Tunisie centrale. Hydrologie des régions méditerranéennes. Montpellier (FRA): UNESCO, 341-350

260. Kioutsioukis I., Melas D. and Zerefos C., 2010. Statistical assessment of changes in climate extremes over Greece (1955–2002). Int. J. Climatol., 30, p.1723–1737

261. Klassou S. D., 1996. Évolution climato-hydrologique récente et conséquences sur l'environnement : l'exemple du basin versant du fleuve Mono (Togo-Bénin). Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux III, 472 p.

262. Kling H., Fuchs M., and Paulin M. 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. Journal of Hydrology, Volumes 424-425, Pages 264-277, DOI:10.1016/j.jhydrol.2012.01.011

263. Kodja D. J , Aïna M. , Vissin E. W ., Amoussou E., 2012. Sensibilité de l'écoulement au forçage pluviométrique dans le bassin-versant du zou à Atchérigbé au Bénin (Afrique de l'Ouest). ISSN0051-2515 N° 10, Revue de géographie du Laboratoire Leïdi, 262-279

264. Kodja D. J., 2011. Prévision des crues dans le bassin-versant du Zou à Atcherigbé avec le modèle GR2M. Mémoire de Maîtrise, DGAT/FLASH/UAC, 104 pages.

265. Kodja D. J., 2013. Etudes des risques hydroclimatiques dans la vallée de l'Ouémé à Bonou. Mémoire de DEA de Géographie, EDP/FLASH/UAC. 108 p.

266. Kodja D. J., Vissin E.W., Amoussou E., et Boko M., 2013. Risques hydroclimatiques et problèmes d'aménagement hydroagricole dans la vallée de l'Ouémé à Bonou (Afrique l'Ouest), in climat, Agriculture ressources en eau d'hier à demain, actes du 30ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Cotonou (bénin).

267. Kotti, F., Mahé, G., Habaieb, H., Dieulin, C., & Hermassi, T. 2015. Modeling and sediment study in the watershed Medjerda, Tunisia. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17)

268. Kouassi, A. M., Kouamé, K. F., Koffi, Y. B., Dje, K. B., Paturel, J. E., & Oulare, S., 2010. Analyse de la variabilité climatique et de ses influences sur les régimes pluviométriques saisonniers en Afrique de l'Ouest: cas du bassin-versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. Cybergeo: European Journal of Geography.

269. Kouassi, A.M.; N'guessan Bi, Kouamé T.M.;, Kouamé K.F.;, K.A.; Okeringri, J.C.; Biemi, J., 2012. Application de la méthode des simulations croisées à l'analyse des tendances dans la relation pluie-débit à partir du modèle GR2M: Cas du basin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire). C.R. Géosci., 344, 288–296.

270. Koumassi D. H., 2014. Risques hydro climatiques et vulnérabilité des écosystèmes dans le bassin-versant de la Sota. Thèse de Doctorat de l'Université d'Abomey-Calavi. 244 p.

271. Koumassi, D. H., Tchibozo, A. E., Vissin, E., & Houssou, C. 2014. Analyse fréquentielle des évènements hydro-pluviométriques extrêmes dans le bassin de la Sota au Bénin. Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie, 10(2)

272. Koutsoyiannis, D., 2004a. Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I. Theoretical investigation. Hydrol. Sci. J. 49(4), 575–590.

273. Koutsoyiannis, D., 2004b. Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records. Hydrol. Sci. J. 49(4), 591–610.

274. Kpanou M. 2015. Influence des grands modes de variabilité océanique sur la pluviométrie du Bénin, Mémoire de Master, Université de Yaoundé 1, 227p

275. Krishnamurti, T. N., 1971. Tropical east-west circulations during the northern summer. Journal of the Atmospheric Sciences, 28(8), 1342-1347

276. Kuper M., Marieu B., 2000. Ecoulements et inondations dans le delta intérieur du Niger au Mali : les opportunités de l'exploitation, Bamako (MLI) ; Bamako : IRD ; CNRST, 2000, p. 35. P

277. Laborde, J. P., 2000. Eléments d'hydrologie de surface. Université de Nice-Sophia Antipolis. France (204p);

278. Lafore J-P., Asencio N., Bouniol D., Couvreux F., Flamant C., Guichard F., Hall N., Janicot S., Kocha C., Lavaysse C., Leroux S., Poan E., Peyrillé P., Roca R., Roehrig R., Roux F., Saïd F., 2012. Évolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain. La Météorologie, Spécial AMMA, pp 11-16

279. Lambert, S. J., & Fyfe, J. C., 2006. Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. Climate Dynamics, 26(7-8), 713-728

280. Lang M., Arnaud P., Carreau Julie, Deaux N., Dezileau L., Garavaglia F., Latapie A., Neppel L., Paquet E., Renard B., Soubeyroux J. M., Terrier B., Veysseire J. M., Aubert Y., Auffray A., Borchi F., Bernardara P., Carre J. C., Chambon D., Cipriani T., Delgado J. L., Doumenc H., Fantin R., Jourdain S., Kochanek K., Paquier A., Sauquet E., Tramblay Y., 2014. Résultats du projet ExtraFlo (ANR 2009-2013) sur l'estimation des pluies et crues, Houille Blanche, Revue Internationale de l'Eau, (2), ISSN 0018-6368, p. 5-13

281. Lavender L. S., Matthews A. J., 2009. Response of the West African Monsoon to the Madden–Julian Oscillation, American Meteorological Society, Vol 22, DOI: 10.1175/2009JCLI2773.1 PP 4097-4116

282. Lavender L. S., Taylor C. M., Matthews A. J., 2010. Coupled Land–Atmosphere Intraseasonal Variability of the West African Monsoon in a GCM. Journal of climate, Vol 23, DOI: 10.1175/2010JCLI3419.1pp 5557-5571

283. Lawin, A. E., Afouda, A., & Lebel, T., 2011. Analyse de la variabilité du régime pluviométrique dans la région agricole d'Ina au Benin. European Journal of Scientific Research, 50(3), 425-439

284. Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y. et Gualde R., 1993. Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin. Edition ORSTOM; 540 p.

285. Le Barbé, L. & Lebel, T. 1997. Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950–1990. J. Hydrol. 188/189, 43–73

286. Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. Journal of climate, 15(2), 187-202

287. Le Lay M., 2006. Modélisation hydrologie dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. Thése de l'INPG, Grenoble, 251 pages

288. Le Lay, M., & Galle, S. 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques: la mousson ouest-africaine en climat soudanien Journal Des Sciences Hydrologiques, 50(3), 509-524

289. Le Lay, M., 2002. Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la Haute vallée de l'Ouémé. Rapport de DEA MMGE, Grenoble, 40 p.

290. Le Moine, N., 2008. Le bassin-versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performance et du réalisme des modéles pluie–débit? PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Antony, 324 pp.

291. Le Moine, N., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., 2007. How can rainfall–runoff models handle intercatchment groundwater flows? Theoretical study based on 1040 French catchments. Water Resour. Res. 43, W06428

292. Lebel T. et Ali A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). J. Hydrol., doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030 xxx-xxx

293. Lebel T., Redelsperger J-L., 2008. Le projet AMMA, un exemple d'étude intégré et multidisciplinaire sur un système climatique regional, la Houille blanche N°2, pp 38-44

294. Leduc-Leballeur, M., 2012. Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l'Ouest, Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).153p

295. Leduc-Leballeur, M., De Coëtlogon, G., & Eymard, L. 2013. Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales: wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 139(671), 387-400

296. Leduc-Leballeur, M., Eymard, L., & De Coëtlogon, G. 2011. Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137(657), 992-1003

297. Lee, A. F., & Heghinian, S. M., 1977. A Shift Of The Mean Level In A Sequence Of Independent Normal Random Variables—A Bayesian Approach—. Technometrics, 19(4), 503-506;

298. Leone, F., & Vinet, F., 2006. La vulnérabilité, un concept fondamental au cœur des méthodes d'évaluation des risques naturels. la «Vulnérabilité des sociétés et territoires face aux menaces naturelles», Ouvrage collectif sous la direction de Leone F. et Vinet F., Géorisques, 4

299. Leroux M. 1996. La dynamique du temps et du climat. Paris, Masson, Enseignement des sciences de la terre. 310 p.

300. Leroux M., 1980. Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Dijon 4T, 427 p.

301. Leroux M., 1988. Variabilité des précipitations en Afrique Occidentale. Les composantes aérologiques du problème. Veille Climatique Satellitaire, n ° 22, pp. 26-45.

302. Leroux, M. 1970. La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale. Thèse de doctorat de 3ème cycle. Université de Dakar, 582 p.

303. LGGI (Leica Geosystems Geospatial Imaging), 2005. Fundamentals of ERDAS IMAGINE. LGGI, Georgia, USA, 240 p.

304. Liénou G., Desclaux François, Noupa P., 2012. La plaine du lac Tchad dans l'Extrême-Nord Cameroun : de la sécheresse et des processus d'adaptation des populations à la restauration des inondations, Paris (FRA) ; Bangui : AUF ; Université de Bangui, 2012, p. 45-46.

305. Liénou G., Mahé G., Paturel J.E., Servat E., Sighomnou D., Ekodeck G.E., Dezetter A., Dieulin C., 2008. Évolution des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : Impact de la variabilité climatique en Afrique équatoriale. In Hydrological Sciences Journal, vol 53, n° 4, pp 789-801.

306. Loko Y. L., Dansi A., Agre A. P., Akpa N., Dossou-Aminon I., Assogba P., Dansi M., Akpagana K., Sanni A., 2013. Perceptions paysannes et impacts des changements climatiques sur la production et la diversité variétale de l'igname dans la zone aride du nord-ouest du Bénin. Int. J. Biol. Chem. Sci 7 (2) ; ISSN 1991-8631, pp 672-695

307. Lombry, T., 2000. Météorologie élémentaire. http://www.astrosurf.org/lombry/meteotropicale.htm, Aegeus.

308. Lough J. M., 1986. Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variation in sub-saharan Africa, Mon, Wea rev., 114, 561-570

309. Louvet, S., Paturel, J. E., Mahé, G., Vigaud, N., & Roucou, P., 2011. Variabilité spatio-temporelle passée et future de la pluie sur le basin du Bani en Afrique de l'Ouest. Hydro-climatology: variability and change, 125-130

310. Lubes, H., & Masson, J. M., 1991. Méthode des moments de probabilité pondérés: application à la loi de Jenkinson. Hydrologie continentale, 6(1), 67-84

311. Lubès, H., Masson, J. M., Raous, P., & Tapiau, M., 1994. Safarhy. Logiciel de calculs statistiques et d'analyse fréquantielle adapté à l'évaluation du risque em hydrologie, Manuel de Référence, ORSTOM/Université Montpellier II, Vol2

312. Lubes-Niel H., Masson J. M, Paturel J. E., & Servat E., 1998. Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour

vérifier l'homogénéité de chroniques. Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 11(3), (1998) pp 383-408.

313. Lupikasza E., 2010. Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951–2006. Int. J. Climatol., 30, p.991–1007

314. Mach, K., & Mastrandrea, M. 2014. Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability (Vol. 1). C. B. Field, & V. R. Barros (Eds.). Cambridge and New York: Cambridge University Press

315. Maeght J-L., 2014. L'influence de la variabilité climatique sur l'enracinement superficiel et profond d'arbres adultes en plantation : les cas de l'hévéa (Hevea brasiliensis) et du teck (Tectona grandis) sous contrainte hydriques en Asie du sud-est. Montpellier : UM2, 201 p.

316. Magnan A., 2009. Proposition d'une trame de recherche pour appréhender la capacité d'adaptation aux changements climatiques, vertigo-la revue en sciences de l'environnement, volume 9, numéro 3, 20p

317. Mahé G. et Olivry J.C., 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989. Rev. Sécheresse n° 6, pp 109-117.

318. Mahé G., 1987. Etude de la variabilité des apports hydriques continentaux dans le golde de Guinée, en liaison avec son hydrologie océanique de surface, Mémoire de de DEA, Université d'Orsay (Paris XI), 135p

319. Mahe G., 1992. Les écoulements fluviaux sur la façade Atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interrannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Thèse de doctorat, Université Paris XI ORSAY, Paris, 439 pages.

320. Mahé G., Hisard P. 2000. The coastal drought of Ghana : an analysis of monthly rainfall. Geophysical Research Abstracts, Vol 2, CD-Rom EGS, EGS XXV General Assembly, Nice, France, April 2000. 1

321. Mahé G., L'Hôte Y., Olivry J.C., Wotling G., 2001. Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa – 1951-1989. Hydrological Sciences Journal, 46, 2, 211-226.

322. Mahé G., L'Hôte Y., 2004. Sahel : une sécheresse persistante et un environnement profondément modifié. La Météorologie, (44), p. 2-3. ISSN 0026-1181

323. Mahé G.,Olivry J.C., 1991. Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel. In Hydrology for the water management of large river basins, F.H.M. Van de Ven, D. Gutknecht, D.P. Loucks & K.A. Salewicz, Eds, Congrès AISH, Vienne, Autriche, 13-15 août 1991, Publication AISH, 201, 163-172.

324. Mahé Gil, Emran A., Brou Y., T., Tra Bi. Z., A., 2012. Impact de la variabilité climatique sur l'état de surface du bassin-versant de Bouregreg (Maroc). European Journal of Scientific Research, 84 (3), p. 417-425. ISSN 1450-216X

325. Mahé G., 2006. Variabilité pluie-débit en Afrique de l'Ouest et Centrale au 20ème siècle : changements hydro-climatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique. Mémoire d'HDR, Université de Montpellier II, 160 p.

326. Mahe, G, Paturel J-E., Servat E., Conway D., et Dezetter A., 2005. « The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso ». Journal of Hydrology 300 (1–4): 33-43. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028.

327. Mahé, G. et Olivry, J.C., 1999. Assessment of freshwater yields to the ocean along theintertropical coast of Africa (1951–1989). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. 328, 621–626

328. Mahé, G., & Citeau, J., 1993. Interactions between the ocean atmosphere and continent in Africa, related to the Atlantic monsoon flow general pattern and the 1984 case study. Veille Climatique Satellitaire, (44), 34-54

329. Mahe, G., Diello, P., Paturel, J. E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., ... & 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(4), 330-332.

330. Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J. E., Adeaga, O., Descroix, L., ... & Clanet, J. C., 2011. Le fleuve Niger et le changement climatique au cours des 100 dernières années. In Hydro-climatology variability and change (Proceedings of symposium held during IUGG 2011, Melbourne, Australia) (pp. 131-137)

331. Mahé, G., Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J.E., Laraque, A., Meddi, M., Moukolo, N., Hbaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Kotti, F., Khomsi, K., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environnement. Hydrological Processes 27, 2105–2114, DOI. 10.1002/hyp.9813

332. Mahé, G., Olivry, JC, Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F., & Servat, E. 2000. Relations eaux de surface-eaux souterraines D'une rivière tropicale au Mali. Comptes rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Terre et Planetary Science , 330 (10), 689-692.

333. Maheras P., Tolika K. et Anagnostopoulou C., 2008. Relations entre les précipitations moyennes et extrêmes et les types de circulation atmosphérique en Belgique. Bulletin de la Société géographique de Liège, 51, p.115-125

334. Majone B., Bovolo C. I., Bellin A., Blenkinsop S., and Fowler H. J., 2012. Modeling the impacts of future climate change on water resources for the Gallego river basin (Spain). Water Resour. Res., 48, W01512, doi: 10. 1029/2011WR010985.

335. Makhlouf Z. and Michel C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. In Journal of Hydrology 162, pp 299-318.

336. Mara F., 2010. Développement et analyse des critères de vulnérabilité des populations sahéliennes face à la variabilité du climat : le cas de la ressource en eau dans la vallée de la Sirba au Burkina Faso. Thèse de doctorat, Université de Québec à Montréal.

337. Martinez M. D., Lana X., Burguenoc A., Serra C., 2007. Spatial and temporal daily rainfall regime in Catalonia (NE-Spain) derived from four precipitation indices, years 1950–2000. Int. J. Climatol., 27, p.123–138

338. Mascaro, G., White, D. D., Westerhoff, P., & Bliss, N. 2015. Performance of the CORDEX-Africa regional climate simulations in representing the hydrological cycle of the Niger River basin. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(24), 12425-12444

339. Massuel S. 2005. Évolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003.These de Doctorat de l'Université Montpellier II ; 238 P

340. Matheron, G.,1965. Les variables régionalisées et leur estimation, Masson et Cie,

341. Mathevet, T., 2005. Quels modéles pluie–debit globaux au pas de temps horaire? Développements empiriques et comparison de modéles sur un large échantillon de bassins versants, PhD Thesis, des Eaux et des Foréts, Paris, 463 pp.

342. Mathevet, T., Michel, C., Andréassian, V., Perrin, C., 2006. A Bounded Version of the Nash–Sutcliffe Criterion for Better Model Assessment on Large Sets of Basins, Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization: Results of the Model Parameter Experiment–MOPEX. vol. 307. IAHS Publication, pp. 211–219

343. Mathon V. et Laurent H. 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. Q. J. R. Meteorol. Soc., 127(572): pp 377–406.

344. Matthews A. J., 2004. Intrraseasonal variability over tropical africa during Northern summer, American Meteorological Society Vol 17, pp 2427-2440

345. McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology (Vol. 17, No. 22, pp. 179-183). Boston, MA: American Meteorological Society.).

346. McKee, T. B.; Doesken N. J.; and Kleist J. 1995. "Drought monitoring with multiple time scales." Proceedings of the Ninth Conference on Applied Climatology; pp. 233–236. American Meteorological Society, Boston.;

347. Meddi M. and Talia A., 2014. Evolution of the rainy days number in Algeria from 1947 to 2007. Proceedings of the 2nd International Conference "Water resources and wetlands", September 11-13, 2014 Tulcea (Romania), p.271-277

348. Meehl, G. A., Covey, C., Taylor, K. E., Delworth, T., Stouffer, R. J., Latif, M., ... & Mitchell, J. F. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. Bulletin of the American Meteorological Society, 88(9), 1383-1394

349. Mendy A., 2014. Les aménagements hydro-agricoles des vallées de la Néma et de Médina Djikoye comme stratégies d'adaptation aux changements climatiques : espoirs et vulnérabilités du socio-hydrosystème. In Section spéciale résiliences et sociétés, Revue Ethique et Economique, 11 (1), ISSN 1639-1306, p. 110-125

350. Menthières N., 2008. La prévention des inondations : aspects techniques et économiques des aménagements de ralentissement dynamique des crues. Ingénieries - Eau, Agriculture, Territoires, No spécial, 155 p. ISBN 978-2-85362-677-6

351. Merle J., 1980. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un « El Nino » Atlantique, Oceanol. Acta, 3, 2, pp 209-220

352. Meylan, P. et Musy, I. 1999. Hydrologie générale: Analyse fréquentielle. Annale revue hydrologie, 19p

353. Meylan, P., Favre, A. C., & Musy, A., 2008. Hydrologie fréquentielle: une science prédictive. PPUR presses polytechniques, 173p

354. Michel C., 1983. Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? La Houille Blanche. 1, pp. 39-44.

355. Milano M., Ruelland D., Fernandez S., Dezetter A., Fabre J., and Servat E., 2007. Facing global changes in the Mediterranean basin: How could the current water stress evolve by the medium-term? C. R. Geosci., 344, p.432–440.

356. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (MATE), 1997. Plans de prévention des risques littoraux (PPRL) – Guide méthodologique, Paris, La documentation Française, 56 p.

357. Miquel, J. 1984. Guide pratique d'estimation des probabilités de crues, Collection d'EDF, Eyrolles Ed. Paris, 53p

358. Mitchell, T. D., Carter, T. R., Jones, P. D., Hulme, M., & New, M. 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). Tyndall centre for climate change research working paper, 55(0), 25

359. Mohino E., Rodriguez-Fonseca B., Mechoso C. R., Gervois S., Ruti P., Chauvin F., 2011. Impacts of the Tropical Pacific/Indian Oceans on the Seasonal Cycle of the West African Monsoon. Journal of climate, Vol 24, pp 3878-3891

360. Molinier M., Guyot J., L., Cochonneau G., Guimarães V., de Oliveira E., 1999. La variabilité hydrologique du bassin amazonien et la circulation atmosphérique océanique. Hydrological and Geochemical Processes in large Scale River Basins p 9

361. Moniod, F. (1973). Régime hydrologique de I'Ouémé (Dahomey). Cah. ORSTOM, sbr. Hydrol., 171-183

362. Monteny, B., & Casenave, A., 1989. The forest contribution to the hydrological budget in tropical West Africa. In Annales Geophysicae (Vol. 7, No. 4, pp. 427-436)

363. Moron, V., 1994. Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933–1990). International Journal of climatology, 14(3), 325-341

364. Morsli B., Mazour M., Mededjel N., Hamoudi A., Roose E., 2004. Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et d'érosion sur les versants semi-arides du nord-ouest de l'Algérie. In : Roose Eric (ed.). Spécial érosion. Sécheresse : Science et Changements Planétaires, 15 (1), ISSN 1147-7806, p. 96-104.

365. Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., ... & Meehl, G. A. 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. Nature, 463(7282), 747

366. Mouelhi S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF/CEMAGREF, Paris, 312 p.

367. Mouelhi S., Michel C., Perrin C. et Andreassian V., 2006. Stepwise development of a two parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology 318, pp 200-214.

368. Mouhamadou, I. T., Touré, F., Imorou, I. T., & Sinsin, B. 2012. Indices de structures spatiales des îlots de forêts denses dans la région des Monts Kouffé. VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement, 12(3)

369. Mounirou A., Laroche C., Paturel J-C., Mar A. L., 2005. Détermination de la connaissance hydrométrique minimale nécessaire et suffisante pour une estimation raisonnable des paramètres d'un modèle de transformation pluie-débit au pas de temps mensuel. Rapport d'activités de recherche, PNRH 2003, 134p.),

370. Mugisha S., Tenywa M. M. and Burt P. J. A., 2010. An improved technique for the prediction of optimal image resolution(s) for large-scale mapping of savannah ecosystems. African Journal of Environmental Science and Technology, 4(10) : 709-717.

371. Nascimento N.O., 1995. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin-versant. Thèse de doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 pages.

372. Nash J. E., Sutcliffe J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I-A discussion of principles. Journal of Hydrology. 10, pp. 282-290.

373. Neppel L., Arnaud P., Borchi F., Carreau Julie, Garavaglia F., Lang M., Paquet E., Renard B., Soubeyroux J. M., Veysseire J. M. , 2014. Résultats du projet Extraflo sur la comparaison des méthodes d'estimation des pluies extrêmes en France = Comparison of extreme rainfall frequency analysis methods in France. Houille Blanche. Revue Internationale de l'Eau, (2), ISSN 0018-6368, p. 14-19

374. Neppel L., Arnaud P., Lavabre J., 2008. Connaissance régionale des pluies extrêmes, comparaison de deux approches appliquées en milieu méditerranéen. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, séries II-a Earth and Planetary Science, 18 p.

375. New M., Hewiston B., David B., Tsiga S.A., Kruger A., Manhinsue A., Gomez B., Coelho C.A.S., Masisi D.N., Kalulanga E., Bulane E., Fortunata L., Mdoka M.L. et Lajoie R., 2006. Evidence of trends in daily climate extremes over southern and West Africa. Journal of Geophysical Research, 111, D14102, doi:10.1029/2005JD006289.

376. Nguyen, H. N., Gutman, P. O., Olaru, S., & Hovd, M., 2011. Explicit constraint control based on interpolation techniques for time-varying and uncertain linear discrete-time systems. IFAC Proceedings Volumes, 44(1), 5741-5746

377. Nicholls, N., Gruza, G. V., Jouzel, J., Karl, T. R., Ogallo, L. A., & Parker, D. E. 1996. Observed climate variability and change(pp. 133-192). Cambridge University Press.

378. Nicholson S. E, Some B., Kone B., 2000. An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years. J. Climate 13, 2628-2640

379. Nicholson S.E., Kim J. & Hoopingarner J., 1988. Atlas of African rainfall and its interannual variability. Département of Meteorology, Florida State University Tallahassee, Florida USA

380. Nicholson, S. E., & Kim, J., 1997. The relationship of the El Niño–Southern oscillation to African rainfall. International Journal of Climatology, 17(2), 117-135.

381. Nikulin, G., Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., Büchner, M., Cerezo-Mota, R., & van Meijgaard, E. 2012. Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. Journal of Climate, 25(18), 6057-6078

382. Nka Nnomo, B., 2016. Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest, Thèse de Doctorat, UPMC,253p

383. Nka, B. N., Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J. E., & Ribstein, P. 2015. Trends in floods in West Africa: analysis based on 11 catchments in the region. Hydrology and Earth System Sciences, 19(11), 4707-4719

384. Nnamchi H., Li J., 2011. Influence of the South Atlantic Ocean Dipole on West African Summer Precipitation. Journal of climate, Vol 24, pp 1184-1197

385. Nouaceur Z., Laignel B., Dieppois B., 2012. Évaluation des récents changements climatiques sur le littoral atlantique mauritanien 25ème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Grenoble, pp 583-588

386. Noufé, D., Kouadio, ZA, Soro, GE, Wayou, TP, Goula, BTA, et Savane, I. 2015. Impact de la variabilité climatique sur la production du maïs et de l'igname en zones Centre et Nord de la Côte d'Ivoire. Agronomie Africaine, 27(3), 241-255.Ozer et al, 2012 ;

387. Noufé, D., Lidon, B., Mahé, G., Servat, E., Brou Yao, T., Bi Zueli, K., & Chaléard, J. L. 2011. Variabilité climatique et production de maïs en culture pluviale dans l'est Ivoirien. Hydrological sciences journal, 56(1), 152-167

388. O.M.M., 1990, « Guide des pratiques climatologiques », vol. 100.

389. Oettli, P., Sultan, B., Baron, C., & Vrac, M., 2011. Are regional climate models relevant for crop yield prediction in West Africa?. Environmental Research Letters, 6(1), 014008

390. Ogouwalé E. 2006. Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : indicateurs, scénarios et prospectives de la sécurité alimentaire. Thèse de Doctorat Unique, EDP/FLASH, UAC, 302 p.

391. Ogouwalé R., 2013. Changements climatiques dynamique des états de surfaces et prospectives sur les ressources en eau dans le bassin-versant de l'Opkara à l'exutoire de Kaboua thèse de Doctorat unique, Université d'Abomey-calavi, Bénin 203p

392. Okumura Y., Xie S-P., 2004. Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon, American Meteorological Society, Vol 17, PP 3589—3602

393. Olivry J. C., 1983. Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol., 20 (1) : 47-69.

394. Olivry J. C., 1987. Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et I'hyper-salinisation de la Basse-Casamance , IAHS Publ. no. 168, pp 501-512

395. OMM 2006. Gestion intégrée des crues: aspects sociaux et participation des parties prenantes. APFM, politiques de gestion des crues. 106 P.

396. OMM 2012. Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé (M. Svoboda, M. Hayes et D. Wood) (OMM-N° 1090), Genève.

397. OMM., 1992. Guide des pratiques hydrologiques, Organisation météorologique mondiale, Publication n° 168, Genève, 793 pages

398. Onibon H. 2008. Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec. INRS-ETE, Université de Québec, 800 Rue Einstein, CP7500, Sainte-Foy, Québec G1V 4C7, Canada ; 12 p.

399. Onibon, H. 2001. Simulation conditionnée des champs de pluie événementiels au Sahel: applications de l'algorithme de Gibbs. Thèse de Doctorat, LTHE, Institut National Polytechnique de Grenoble, 150 p.

400. Oort, A. H., 1964. Direct measurement of the meridional circulation in the stratosphere during the IGY. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 14(2), 131-148

401. Ouarda, T. B. M. J., Lang, M., Bobée, B., Bernier, J., & Bois, P. 1999. Synthèse de modèles régionaux d'estimation de crue utilisée en France et au Québec. Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 12(1), 155-182

402. Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. Journal of hydrology, 303(1-4), 290-306

403. Oudin, L., Kay, A., Andréassian, V., & Perrin, C., 2010. Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar?. Water Resources Research, 46(11)

404. Ouédraogo M., 2001. Contribution à l'étude de l'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. Thèsede Doctorat, Université de Monpellier II, 257 p

405. Ouédraogo M., Paturel J. E., Mahé G. et Servat E., 2002. Conséquences des déficits pluviométriques observés depuis le début des années 1970 en Afrique de l'Ouest et Centrale : normes hydrologiques, gestion et planification des ressources en eau. IAHS Pub. n° 274, pp 149-156

406. Oyebandé L., 1982. Deriving rainfall intensity-duration-frequency relationships and estimates for regions with inadequate data. Journal des Sciences Hydrologiques, vol. 27, n° 3, p. 353-367. DOI : 10.1080/02626668209491115

407. Oyebande, L., Amani, A., Mahé, G., & Niang-Diop, I. 2002. Climate change, water and wetlands in West Africa: Building linkages for their integrated Management. IUCN-BRAO Working Paper. Ouagadougou, Burkina-Faso

408. Ozer P., 2007. Risques d'inondation dans la ville de Nouakchott (Mauritanie) Geo-Eco-Trop 31

409. Ozer P., Erpicum M., 1995. Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. Science et changements planétaires / Sécheresse. Volume 6, Numéro 1, pp. 103-128.

410. Ozer P., Hountondji Y-C., Ahomadegbe M. A., Djaby B., Thiyu A., De Longueville., 2013. Évolution climatique, perception et adaptation des communautés rurales du plateau d'Abomey (Bénin). 26ème Colloque AIC Cotonou (Bénin), pp 440-445

411. Ozer, P. 2012. Chapitre 5. Les risques naturels. In Articuler risques, planification d'urgence et gestion de crise (pp. 77-99). De Boeck Supérieur

412. Ozer, P., & Perrin, D. 2014. Eau et changement climatique. Tendances et perceptions en Afrique de l'Ouest. Eau, milieux et aménagement. Une recherche au service des territoires, 227-245

413. Ozer, P., Manzo, L., Tidjani, A. D., Djaby, B., & De Longueville, F. 2017. Évolution récente des extrêmes pluviométriques au Niger (1950-2014). Geo-Eco-Trop: Revue Internationale de Géologie, de Géographie et d'Ecologie Tropicales, 41(3), 375-384

414. Paeth, H., Hall, NM, Gaertner, MA, Alonso, MD, Moumouni, S., Polcher, J., et Gaye, AT 2011. Les progrès réalisés dans le downscaling régionale des précipitations Afrique de l' Ouest. Lettres de sciences atmosphériques , 12 (1), 75-82.

415. Palmer w. C., 1965. Meteorologic drought U.S. Weather Bureau, Resp. Pap, N° 45, 58p

416. Panthou G., Vischel T., Lebel Thierry, Quantin G., Ali A. 2015. Caractérisation de la structure spatio-temporelle des pluies extrêmes : estimation de courbes IDSF pour la région de Niamey . Houille Blanche : Revue Internationale de l'Eau, (3), p. 58-63. ISSN 0018-6368

417. Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. International Journal of Climatology. 34 : 3998-4006.

418. Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Blanchet, J., Quantin, G., & Ali, A., 2012. Extreme rainfall in West Africa: A regional modeling. Water Resources Research, 48(8)

419. Panthou. G., 2013. Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leurs évolutions au cours des 60 dernières années. Université de Grenoble,

420. Parker, D. J., Thorncroft, C. D., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., 2005. Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. Q.J.R. Meteorol. Soc. 131, 1461–1482

421. Paturel J-E., 2014. Exercice de scénarisation hydrologique en Afrique de l'Ouest—Bassin du Bani, Hydrological Sciences Journal, 59:6, 1135-1153, DOI: 10.1080/02626667.2013.834340

422. Paturel, J. E., Boubacar, I., L'Aour, A., & Mahé, G. 2010. Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques, 55(8), 1281-1288

423. Paturel, J. E., Ouedraogo, M., Mahé, G., Servat, E., & Dezetter, A.., 2003. Utilisation de modèles hydrologiques pour évaluer les ressources en eau de surface et leur évolution spatio-temporelle-application à l'Afrique de l'Ouest. IAHS Publication, 117-123.

424. 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(10), 779-782

425. Pédélaborde P. 1970. Introduction à l'étude scientifique du climat. SEDES, Paris, 246 p.

426. Peixoto J. P., Salstein D. A, 1978. Seasonal variability in the pole-to pole modes of water vapor transport during the IGY. Nordic Hydrol., 7, 95-114

427. Perrin C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, Institut National Polytechnique de Grenoble, 298 p.

428. Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V., 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. Journal of Hydrology, 242(3-4), 275-301

429. Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. J. Hydrol. 279, 275–289.

430. Peterson, T.C., 2001. Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Genève, Switzerland, 143p.

431. Pettitt A.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. Applied Statistics, vol. 28, n° 2, p. 126-135.

432. Peugeot C., Bock O., Boone A., Cappelaere B., Gosset M., Meynadier R., Séguis L., Lebel T., Redelsperger J-L., 2012. Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest, La Météorologie Spécial AMMA, pp 55-63

433. Philippe F., Bigot S., Rome S., 2012. Le changement climatique à l'échelle de la drôme : analyse et évaluation des projections climatiques issues du programme scampei. Bigot & Rome. Les climats régionaux : observation et modélisation, Grenoble, France. 25ème AIC, pp.607-612

434. Philippon N., Camberlin P, Moron V., Gitau W., Ozer P. 2014. Évolution récente des précipitations de Mars-Mai en Afrique de l'Est : Confirguration spatiales et évolution subasaisonnière, XXVIIème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Dijon (France), pp 687-692

435. Plan Bleu 1996. Les Indicateur d'économie de L'eau, Ressources Et Utilisations. document de réflexion. Observatoire du Sahara et du Sahel.

436. Planchon O., 1996. Les Climats maritimes dans le monde.Thèse de doctorat de Géographie. Université de Bourgogne, Dijon, France, 233 p +listes figures et tableaux.

437. Poccard, I., Camberlin, P., Richard, Y., & Roucou, P., 1998. Connexions des TSO du Pacifique et de l'Atlantique avec la dynamique atmosphérique et la pluviométrie en Afrique boréale. IAHS publication, 35-44;

438. Polo I., Rodriguez-Fonseca B., Losada, and Garcia-Serrano J., 2008. Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon, Journal of Climate, Vol 21, pp 6457-6475

439. Potts, M., Graves, A., 2013. Les Grandes questions méritent des réponses audacieuses : la population et le changement climatique au SahelAfrican Journal of Reproductive Health, Vol 17, issue 3, pp 9-14

440. Pouyard B., 1986. Estimation des rapports annuels et des étiages avant et après la récente période de la sécheresse, de la Volta Noire à Noumbiel et de la Volta Blanche à Bagré. In colloque international sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences de la sécheresse, Ouagadougou, CIEH, série hydrologique, 16 p.

441. Priya P., Mujumdar M., Sabin T. P., Terray P., Krishnan R., 2015. Impacts of Indo-Pacific sea surface temperature anomalies on the summer monsoon circulation and heavy precipitation over Northwest India-Pakistan region during 2010. Journal of Climate, 28 (9), ISSN 0894-8755, p. 3714-3730

442. Projet SAP-Bénin, 2014. Modélisation des impacts économiques des changements climatiques par secteur de développement : prise en compte du genre dans la modélisation, rapport d'étude, 85p

443. Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., & Andréassian, V. 2012. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. Journal of Hydrology, 420, 171-182.

444. Quintana Seguí P., Ribes A., Martin E., Habets F. and Boé, J., 2010. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, J. Hydrol., 383, p.111–124.

445. Rechatin C., 1997. Les indicateurs comme outils de communication sur l'environnement. Insitut Français de l'Environnement, 30p

446. Rechatin C., 1999. La diffusion de l'information sur l'environnement. Le reporting environnemental. Coll Notes de méthode, Orléans, Insitut Français de l'Environnement, 4p

447. Redelsperger J-L., Diedhiou A., Flamant C., Janicot S., Lafore J-P., Lebel T., Polcher J., Bourles B., Caniaux G., De Rosnay P., Desbois M., Eymard L., Fontaine B., Geneau I., Ginoux K., Hoepffner M., Kane C., Law K., Mari C., Marticorena B., Mougin E., Pelon J., Peugeaot C., Protat A., Roux F., Sultan B., Van Den Akker E., 2006. Amma une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. La météorologie n°54, pp 22-32

448. Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., 2006. Évolution des extrêmes hydrométriques en France à partir de données observées. La Houille Blanche, Société Hydrotechnique de France, 6, p. 48 - p. 54.

449. Richard Y., 1993. Relations entre la variabilité pluviométrique en Afrique australe tropicale et la circulation océano-atmosphérique, Thèse de doctorat

450. Rifai, N., Khattabi, A., & Rhazi, L. 2014. Modélisation des crues des rivières pour la gestion intégrée du risque d'inondation: cas du bassin-versant de Tahaddart (nord-ouest du Maroc). Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 27(1), 57-69

451. Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology, 480, 33-4

452. Rodier, J., & Sircoulon, J., 1963. Monographie de l'Ouémé supérieur: tome 1. Facteurs conditionnels du régime, équipement hydrométrique. Tome 2. Interprétation des résultats d'observations, éléments caractéristiques du régime, ORSTOM, 282p

453. Rodriguez-Fonseca B., Mohino E., Mechoso C. R., Caminade C., Biasutti M., Gaetani M., Garcia-Serrano J., Vizy E. K., Cook K., Xue Y. K., Polo I., Losada T., Druyan L., Fontaine B., Bader J., Doblas-Reyes F. J., Goddard L., Janicot S., Arribas A., Lau W., Colman A., Vellinga M., Rowell D. P., Kucharski F., Voldoire A. 2015. Variability and predictability of West African droughts : a review on the role of sea surface temperature anomalies. Journal of Climate, 28 (10), p. 4034-4060. ISSN 0894-8755

454. Ropelewsky, C.F. and Halpert M.S., 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, J. Climate, 2, 268-284,

455. Rossi A., Ngounou Ngatcha B., Sebag D., Diedhiou A., Durand A., Servat E., Favreau G., Massei N. 2012. The main time-scales of precipitation variability in North Cameroon and associated changes in rainfall distribution. In: African monsoon multidisciplinary analyses: 4th AMMA International Conference : program and book of abstracts, Toulouse : AMMA, p. 93.

456. Roudier P., 2012. Climat et agriculture en Afrique de l'Ouest : Quantification de l'impact du changement climatique sur les rendements et évaluation de l'utilité des prévisions saisonnières. Thèse de Doctorat, UMR CNRS-UPMC-IRD-MNHN, 191p

457. Roudier P., Mahé G., 2010. Calcul des pluies et débits classés sur le bassin du Bani (Mali) : une approche de la vulnérabilité des ouvrages et de la population depuis la sécheresse Hydrological Sciences Journal, 55 (3), p. 351-363. ISSN 0262-6667

458. Ruget J-L., Ripoche D., Graux A. I., Bernard F., Lacroix B., Moreau J.-C., 2013. Impacts des changements climatiques sur les productions de fourrages (prairies, luzerne, maïs) : variabilité selon les régions et les saisons, Fourrages, pp 99-109

459. Sabaï K., Dagbenonbakin G.D., Agbangba C. E., de Souza J. F., Kpagbin G., Azontondé A., , Ogouwalé E., Tenté B., Sinsin B., 2014. Perceptions locales de la manifestation des changements climatiques et mesures d'adaptation dans la gestion de la fertilité des sols dans la Commune de Banikoara au Nord-Bénin, Journal of Applied Biosciences 82 : 7418-7435

460. Sagna P., 1988. Etude des lignes de grains en Afrique de l'ouest, Thèse du 3ème cycle, Univ. Dakar, 291 p.

461. Sagna P., 1991. Apport pluviométrique des lignes de grains au Sénégal de 1981 à 1985. Pub. AIC, p. 279-297.

462. Sagna P., 2005. Dynamique du climat et son évolution récente dans la partie ouest de l'Afrique de l'occidentale. Thèse de Doctorat d'Etat des lettres. Tome I II, Dep. Géo, Fac. des Lettres et Science

463. Sagna, P., Ndiaye, O., Diop, C., Niang, A. D., & Sambou, P. C. 2016. Les variations récentes du climat constatées au Sénégal sont-elles en phase avec les descriptions données par les scénarios du GIEC?. 2268-3798

464. Sahani M., Moeyersons J., Vandecasteele I., Trefois P., Ozer P., 2012. Évolution des caractéristiques pluviométriques dans la zone urbaine de Butembo (RDC) de 1957 à 2010. Geo-Eco-Trop., 2012, 36, p.121-136

465. Salack, S., Sultan, B., Oettli, P., Muller, B., Gaye, A. T., & Hourdin, F., 2012. Representation of rainfall in regional climate models and application to millet yield estimations in Senegal [Représentation de la pluie dans les modeles régionaux de climat et application à l'estimation des rendements du mil au Sénégal]. Science et Changements Planetaires-Secheresse, 23(1), 14-23

466. Salama H., 2011. Régionalisation pluviométrique du bassin Tensift (MAROC). Larhyss Journal, n° 09, p. 111-119

467. Samuelsson, P., Jones, C. G., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U. L. F., ... & Wyser, K., 2011. The Rossby Centre Regional Climate model RCA3: model description and performance. Tellus A, 63(1), 4-23

468. Sanchez-Gomez E., Somot S. and Mariotti A., 2009. Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of Regional Climate Models. Geophys. Res. Lett., 36, L21401, doi: 10.1029/2009GL040120.

469. Saré A. B., Houessou L. G., Teka O., Houssou C., Sinsin B. 2013. Analyse de l'impact des variabilités climatiques sur les systèmes agrofesteries : Perception, stratégie d'adaptation et de mitigation des communautés locales dans la réserve de biosphère transfrontalière w au Bénin, 26ème colloque de l'AIC, Cotonou, pp 458-463

470. Sarr, A. B., & Camara, M. 2017. Évolution des indices pluviométriques extrêmes par l'analyse de Modèles Climatiques Régionaux du Programme CORDEX: Les projections climatiques sur le Sénégal. European Scientific Journal, ESJ, 13(17)

471. Sarr, B., & Janicot, S., 2005. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. Agricultural and forest meteorology, 128(1-2), 93-110

472. 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.

473. Sauquet E. Bois P., Renard B., 2006. Observations d'événements extrêmes historiques dans le monde, selon les climats et les réseaux de mesure. La Houille Blanche, Société Hydrotechnique de France, 5, p. 60 - p. 65.

474. Sauquet E., Ducharne A., Habets F., Martin E., Oudin L., Thiéry D. et Viennot P., 2009. Analyse frequentielle des evenements hydrologiques extremes, Projet RexHyss, 50p

475. Séguis L., Thierry L., Peugeot C., Bock O., Boone A., Cappelaere B., Gosset M., Meynadier R., et Redelsperger J.L., 2011. Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest, la Météorologie, Spécial AMMA, pp 55-63

476. Senatore A., Mendicino G., Smiatek G., and Kunstmann, H., 2011. Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in Southern Italy. J. Hydrol., 399, p.70–92

477. Séné S. et Ozer P., 2002. Évolution pluviométrique et relation inondations événements pluvieux au Sénégal. In, Bulletin de la Société géographique de Liège, Volume 42, 2002, pp 27 – 33.

478. Servain J., Caniaux G., Kouadio M., Mcphaden M.J., Araujo M. 2014. Récente tendance climatique dans l'atlantique tropical : rôle de la dynamique océanique,

479. Servain, J., 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. Journal of Geophysical Research: Oceans, 96(C8), 15137-15146

480. Servain, J., Picaut, J., & Busalacchi, A. J.,1985. Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress. In Elsevier oceanography series (Vol. 40, pp. 211-237). Elsevier;

481. Servain, J., Wainer, I., & Dessier, A., 1998. Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 327(1), 1-8

482. 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. Revue des sciences de l'eau, vol. 12, n° 2, pp. 363-387.

483. Servat E., Paturel J-E., Kouamé B., Travaglio M., Ouédraogo M., Boyer J-F., Lubes-Nièl H., Fristch J-M., Masson J-M. et Marieu B. 1998. : Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. Proc. of Abidjan'98 Conference "Water Ressources Variability in Africa during the XXth Century", IAHS Vol.252, pp. 323–337.

484. Servat, E., & Dezetter, A. 1992. Modélisation de la relation pluie-débit et estimation des apports en eau dans le nord-ouest de la Côte d'Ivoire. Hydrologie continentale, 7(2), 129-142

485. Sighomnou, D., 2004. Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspectives d'évolution des ressources en eau. Yaoundé : Université de Yaoundé 1, multigr. Th. : Sci.de l'Eau, Université de Yaoundé 1. 289 p.

486. Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I. B., Gautier, E., ... & Rajot, J. L., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe du Sahel?. Science et changements planétaires/Sécheresse, 24(1), 3-13

487. Sighomnou, D., Tanimoun, B., Alio, A., Zomodo, L., Ilia, A., Olomoda, I., ... & Dessouassi, R. 2012. Crue exceptionnelle et inondations au cours des mois d'août et septembre 2012 dans le Niger Moyen et Inférieur. ABN, Niamey.

488. Singla S., Mahé G., Dieulin C., Driouech F., Milano M., El Guelai F.Z., ArdoinBardin S., 2010. Evolution des relations pluie-débit sur des basins versants du Maroc. In: Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010), IAHS Publ. 340, 679-687

489. Sircoulon J., 1976. Les données hydro-pluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale. Comparaison avec les sécheresses ''1913'' et ''1940''. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. XIII, n°2, pp. 75-174.

490. Sircoulon J., 1990. Impact possible des changements climatiques à venir sur les ressources en eau des régions arides et semi-arides. WMO/TD-n°380, 87 p.

491. Sircoulon, J. 1986. La sécheresse en Afrique de l'ouest. Comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973, 75-92

492. Sitayeb, T., & Benabdeli, K. 2008. Contribution à l'étude de la dynamique de l'occupation des sols de la plaine de la Macta (Algérie) à l'aide de la télédétection et des systèmes d'information géographique. Comptes Rendus Biologies, 331(6), 466-474

493. Slimani M., 1985. Etude des pluies de fréquence rare à faibles pas de temps sur la région Cévennes-Vivarais : estimation, relation avec le relief et cartographie synthétique, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, 299 pages

494. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., ... & Miller, H. L., 2007. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 2007

495. Soro G. E., Anouman D. G. L., Goula Bi. T. A., Srohoroy B., Savane I., 2014. Caractérisation des séquences de sécheresse météorlogique à diverses échelles de temps en climat de type soudanais: Cas de l'extrême Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire, Larhyss Journaln ISSN 1112-3680, N°18, PP 107-124

496. Soro, N., Lasm, T., Kouadio, B.H., Soro, G., Ahoussi, K.E., 2006. Variabilité du régime pluviométrique du Sud de la Côte d'Ivoire et son impact sur l'alimentation de la nappe d'Abidjan. Sud Sciences & Technologies, 14, 30-40.)

497. Sorokoby V., M., Saley M., B., Kouamé K., F., Djaouga E., M., V., Affian K., Biemi J., 2013.Variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et son incidence sur le tarissement dans les bassins versant de Bô et Débo (département de Soubré au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire), International Journal of Innovation and Applied Studies ISSN 2028-9324 Vol. 2 No. 3 Mar. 2013, pp. 287-299

498. Sorre, M., 1934. Traité de climatologie biologique et médicale. M. Piery Masson et Cie Éditeurs, 1, 1.

499. Sossou-Agbo A. L. 2013. La mobilité des populations dans le complexe fluvio-lagunaire de la basse vallée de l'Ouémé au Bénin en Afrique de l'Ouest, thèse de doctorat, Université de Grenoble, 349 p

500. Steiner D., 1965. A multivariate statistical approach to climatic regionalisation and classification. Tijdschrift van het koninklijk Nederlands Aardrijtskunding Genoostchap, 82, 329-347

501. St-Hilaire A., Ouarda, T. B. M. J., Lachance, M., Bobée, B., Barbet, M. & Bruneau, P. 2003. La régionalisation des précipitations: Une revue bibliographique des développements récents. Rev. Sci. Eau 16, 27–54.

502. Sultan B. et Janicot S., 2003. The West African Monsoon Dynamics. Part II: The "Preonset" and the "Onset" of the summer Monsoon. Journal of Climate, 16, 21, pp. 3407-3427.

503. Sultan B., Alhassane A., Barbier B., Baron C., Bella-Medjo Tsogo M., Berg A., Dingkuhn M., Fortilus J., Kouressy M., Leblois A., Marteau R., Muller B., Oettli P., Quirion P., Roudier P., Traoré S.B., Vaksmann M., 2012. La question de la vulnérabilité et de l'adaptation de l'agriculture sahélienne au climat au sein du programme AMMA, Météorologie, 8 : p. 64-72.

504. Swen J., 2013. Ocean response and feedback to tropical cyclones in the South Pacific: processes and climatology. Ocean, Atmosphere. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III

505. Sylvestre F., 2014. Variabilité paléo-hydrologique et changement climatique. In Le développement du Lac Tchad : situation actuelle et futurs possibles : expertise collégiale réalisée par l'IRD à la demande de la Commission du Lac Tchad. Contributions intégrales des experts. Marseille, ISBN 978-2-7099-1836-7, p. 79-92

506. Tabeaud, M., 2008. La climatologie générale. Armand Colin, 128p

507. Taïbi S., Meddi M, Mahé G. et Assani A. 2015. Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall, Theoretical and Applied Climatology, ISSN 0177-798X, DOI 10.1007/s00704-015-1626-4, 19 p

508. Taïbi-Freddal S., 2016 Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie, Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (Algérie), 192p

509. Tapsoba, D. 1997. Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques Ouest Africains et de leur récent changement. Thèse de doctorat de l'université de Paris XI (Orsay) : 145 p.

510. Tardy Y. 1991. Le cycle de l'eau : crises climatiques, sécheresses et inondations. Cahiers des Séminaires du Centre Djoliba, (1), p. 4-20.

511. Tchilibou, M., Delcroix, T., Alory, G., Arnault, S., & Reverdin, G., 2015. Variations of the tropical Atlantic and Pacific SSS minimum zones and their relations to the ITCZ and SPCZ rain bands (1979–2009). Journal of Geophysical Research: Oceans, 120(7), 5090-5100

512. Tebaldi C., Hayhoe K., Arblaster JM., Mechl GA. 2006. Going to extremes. An inter comparaison of model simulated historical and future change in extreme events. Clim chang 79, pp 185-211.

513. Teichmann, C., Eggert, B., Elizalde, A., Haensler, A., Jacob, D., Kumar, P., ... & Ries, H. 2013. How does a regional climate model modify the projected climate change signal of the driving GCM: a study over different CORDEX regions using REMO. Atmosphere, 4(2), 214-236

514. Thauvin, V., 1992. Etude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger: application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'évènement pluvieux, Thèse Doctorat, Université de Montpellier 2, 229p

515. Thorncroft C., Devic M-P., Roussot O., Janicot S., 2009. Analyses multidisciplinaires de la mousson Africaine. Toulouse, 601 p.

516. Tossa A., Tonouhéwa A., 2009. Profil du bassin de l'Ouémé et caractérisation des sites pilotes (analyse des données), Rapport final du PROJET GCP/GLO/207/ITA, 64p

517. Totin V. S. H., 2010. Sensibilité des eaux souterraines du bassin sédimentaire côtier du Bénin à l'évolution du climat et au climat et aux modes d'exploitation : stratégies de gestion durable stratégies de gestion durable. Thèse de doctorat nouveau régime, EDP/FLASH/UAC, Bénin, 283 p.

518. Totin V. S. H., Amoussou E, Odoulami L., Boko M., Blivi B., 2016. Seuils pluviométriques des niveaux de risque d'inondation dans le bassin de l'Ouémé au Benin (Afrique de l'Ouest), XXIXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Lausanne – Besançon, pp 369-374

519. Totin V.S. 2009. Simulation de l'évolution récente et future du climat du Bassin Sédimentaire Côtier du Bénin par le modèle PRECIS/ECHAM4-A2 et B2, Rapport de stage, ACMAD, 20p

520. Totin, V. S H., 2012. Analyse de l'existant en matière de systèmes d'alerte et de produits de vigilance face aux risques climatiques en Afrique Subsaharienne, p221

521. Totin, V. S. H., Amoussou, E., & Boko, M., 2007. Dynamique de la mousson ouest-africaine, régime hydrologique et gestion de l'eau dans le bassin supérieur de l'Ouémé. LECREDE/FLASH/UAC, (4), 46-56;

522. Totin, V. S. H., Clédjo, P., Afouda, A., & Boko, M. 2009.. Variabilité pluviométrique et bilan climatique dans le bassin de la volta au Bénin. Clim. Dev, 8, 81-94

523. Tra Bi Z.A., Bi Z.K., Yao Brou Télesphore, Mahé Gil, Emran A., 2013. Télédetection et analyse statistique de la dynamique de la végétation dans un contexte de variabilité climatique sur le bassin-versant du Bouregreg (Maroc). Climate and land surface changes in hydrology : proceedings of H01, IAHS-IAPSO-IASPEI assembly. Wallingford, AISH, (359), p. 403-410.

524. Tramblay Y., Badi W., Driouech F., El Adlouni S., Neppel L., Servat E., 2012. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. Global and Planetary Change. 82-83, p.104–114

525. Tramblay, Y., Amoussou, E., Dorigo, W., & Mahé, G., 2014. Flood risk under future climate in data sparse regions: Linking extreme value models and flood generating processes. Journal of hydrology, 519, 549-558.

526. Traoré, V. B., Sambou, S., Tamba, S., Diaw, A. T., Cisse, M. T., & Fall, S. 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(1), 36-44

527. Trewartha C., 1961. The Earth's problem climate: Methuen and Co., Ltd., 334pp

528. Trzaska, S., Moron, V., and Fontaine, B., 1996. Global atmospheric response to specific linear combinations of the main SST modes. Part 1: numerical experiments and preliminary results, Ann. Geophysicae 14, 1066–1077

529. Vidal, J. P., & Wade, S., 2009. A multimodel assessment of future climatological droughts in the United Kingdom. International Journal of Climatology, 29(14), 2056-2071.

530. Vinet F. 2007. Approche institutionnelle et contraintes locales de la gestion du risque. Recherches sur le risque inondation en Languedoc-Roussillon. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches (HDR). Université Paul-Valéry Montpellier III. Montpellier. 270 p

531. Vinet, F., Defossez, S., Rey, T., & Boissier, L. 2012. Le processus de production du risque «submersion marine» en zone littorale: l'exemple des territoires «Xynthia». Norois. Environnement, aménagement, société, (222)

532. Vissin E.W., 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon, France, 280 p.

533. Vissin W. E., 2001. Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger. Mémoire de DEA, CRC/Université de Bourgogne, Dijon, 53 p.

534. Vizy, E. K., & Cook, K. H. 2012. Mid-twenty-first-century changes in extreme events over northern and tropical Africa. Journal of Climate, 25(17), 5748-5767

535. Vodounnon A. J., 2008. Contribution à l'étude de la caractérisation hydropluviométrique du bassin de l'Ouémé avec le modèle GR2M. Mémoire de maitrise de géographique, DGAT/ FLASH/ UAC, 83 pages.

536. Volkoff B., 1976a Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/20000 Feuille d'Abomey (2). Notice explicative N◦ 66(2). ORSTOM,

537. Volkoff B., 1976b. Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin à 1/20000 Feuille de Porto-Novo (1). Notice explicative N◦ 66(1). ORSTOM, 39 pp

538. Vörösmarty, C. J., Douglas, E. M., Green, P. A., & Revenga, C., 2005. Geospatial indicators of emerging water stress: an application to Africa. AMBIO: A journal of the Human Environment, 34(3), 230-236

539. Wagener, T., & Wheater, H. S., 2006. Parameter estimation and regionalization for continuous rainfall-runoff models including uncertainty. Journal of hydrology, 320(1-2), 132-154.

540. Wagnon P., Arnaud Y., Chevallier P., 2008. La source himalayenne se tarit. In : Clerget P. (dir.) Spécial : l'eau : réserves, sécheresse, dessalement, nitrates, climat, agronomie, glaciers. La Recherche, (421), p. 48-53. ISSN 0029-5671

541. Wainer, I., & Soares, J., 1997. North northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. Geophysical research letters, 24(3), 277-280

542. Wald, A., & Wolfowitz, J. 1943. An exact test for randomness in the non-parametric case based on serial correlation. The Annals of Mathematical Statistics, 14(4), 378-388

543. Ward M.N., Folland C.K., Maskell K., Colman A. et Rowell D.P., 1991. Expérimental seasonal forecasting of tropical rainfall at the U.K. Meteorologica l Oftice. Colloque OTAN sur la prédiction et les variations interannuelles du climat, Trieste, Italie.

544. Wauthy, B., 1983. Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. Océanograuhie Tronicale, 18,2, 103-138

545. Webster P. J., Holland G. J., Curry J. A., and Chanf H. R., 2005. Changes in tropical cycole number and intensity in a warming environment, Science, 309, 1844-1846

546. Wesselink A. J., Orange D., Feizoure C. T. et Randriamiarisoa, 1995. Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin-versant de type tropical humide : l'Oubangui (République Centrafricaine). In «L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement ». IAHS Publ, n° 238, pp 179- 194.

547. White, F. 1983. The vegetation of Africa. 356 pp. Ureses Paris

548. Wilhite D.A. ,2000. Drought as a natural hazard. In: Drought: a Global Assessment, Routledge, London Vol. 1. pp. 3–18.

549. Willmott, C. J., & Feddema, J. J., 1992. A more rational climatic moisture index. The Professional Geographer, 44(1), 84-88.

550. Wolter, K., 1989. Modes of tropical circulation, Southern Oscillation, and Sahel rainfall anomalies. Journal of Climate, 2(2), 149-172

551. World Meteorological Organization, 2013. Global Climate 2001-2010 A decade of climate extremes, WMO-1119.

552. Wotling G., Mahé G., L'Hôte Y., Le Barbé L., 1995. Analysis by regional vectors of spatio-temporal variability of annual precipitation associated with the African monsoon. Veille Climatique Satellitaire, 52, 58-73.

553. Wu, H. Hayes, M. J. Wilhite, D. A. & Svoboda, M. D., 2005. The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation, International J. Climat. 25, 505–520.

554. Yabi I. 2008. Etude de l'Agroforesterie à base de l'anacardier et des contraintes climatiques liées à son développement dans le centre du Bénin. Thèse de Doctorat nouveau régime, EDP/FLASH, 234 p.

555. Yabi I., Afouda F. et Boko M., 2004. Quelques particularités de la variabilité pluviométrique dans un climat de transition : Cas du département du Zou au Bénin (Afrique de l'Ouest). Actes du XVIIème colloque de l'association Internationale de climatologie, université de Caen Basse-Normandie en France, pp 237-240.

556. Yabi, I., Afouda, F., 2007. Variability of rainfall early in the growing season and adaptation measures in the department of Collines in Benin (West Africa). Proceedings of first conference of the UAC of Science, Culture and Technology, Geography: pp. 315e327.

557. Yang X. 1993. Mise au point d'une méthode d'utilisation d'un modèle pluie-débit conceptuel pour la prévision des crues en temps réel. Thèse de Doctorat, ENP/CERGRENE, 350 pages.

558. Yang X., Michel C., 2000. Flood forecasting with a watershed model : a new method of parameter updating. Hydrological Sciences Journal, 45 (4), pp.537-546.

559. Yang, X., Parent, E., Michel, C., & Roche, P. A., 1991. Gestion d'un réservoir pour la régularisation des débits. La Houille Blanche, (6), 433-440

560. Yegbemey, R. N., Yabi, J. A., Aïhounton, G. B., & Paraïso, A., 2014. Modélisation simultanée de la perception et de l'adaptation au changement climatique: cas des producteurs de maïs du Nord Bénin (Afrique de l'Ouest). Cahiers Agricultures, 23(3), 177-187.

561. Yèkambèssoun N., M., Agnidé E.,L., Ganiyu T., O., Benjamin K., Y., Abel A., A., 2016. Comparison of Daily Precipitation Bias Correction Methods Based on Four Regional Climate Model Outputs in Ouémé Basin, Benin. Hydrology. Vol. 4, No. 6, pp. 58-71. doi: 10.11648/j.hyd.20160406.11

562. Yira Y., Diekkrüger B., Steup G., Bossa A. Y., 2016. Impact of climate change on water resources in a tropical West African catchment using an ensemble of climate simulations. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., doi:10.5194/hess-2016-387, 1-37

563. Young, A. R., 2006. Stream flow simulation within UK ungauged catchments using a daily rainfall-runoff model, J. Hydrol., 320, 155–172.

564. Yue S. et Pilon P. A., 2004. Comparison of the power of the test, Mann–Kendall and bootstrap tests for trend detection Hydrol. Sci. J. 49 (1), pp 21-38.

565. Yue, S., Pilon, P., Cavadias, G. 2002b. Corrigendum to ''Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series''J. Hydrol., 264, 262–263.

566. Zahar Y, Laborde JP., 2007. Modélisation statistique et synthèse cartographique des pluies journalières extrêmes de Tunisie. Rev. Sci. Eau, 20: 409-424.

567. Zakari, S., Tente, B. A. H., Imorou, I. T., Yabi, I., Afouda, F., & N'Bessa, B., 2015. Variabilité hydropluviométrique et dynamique de l'occupation des terres dans le bassin de la Sota à l'exutoire de

Coubéri au Bénin (Afrique de l'Ouest). International Journal of Innovation and Applied Studies, 13(2), 235

568. Zanis P., Kapsomenakis I., Philandras C., Douvis K., Nikolakis D., Kanellopoulou E., Zerefos C. and Repapis C., 2010. Analysis of an ensemble of present day and future regional climate simulations for Greece. Int. J. Climatol. DOI: 10.1002/joc.1809

569. Zhang F., Cai X., Thornes J.E., 2014. Birmingham's air and surface urban heat islands associated with Lamb weather types and cloudless anticyclonic conditions. Progress in physical geography, 38(4), 431-447.

570. Zheng Z., Yuan B.Y. et Petit-Maire N., 1998. Paléo-environments in China during the Last Glacial Maximum and the Holocene Optimum, Episodes, 21,3, 152-l 58

Annexes

Liste des figures

Figure 1. 1: Situation géographique du bassin-versant de l'Ouémé l'exutoire de Bonou 36

Figure 1. 2: Circulation atmosphérique et mousson ouest-africaine (a : modèle de circulation générale ; b : position au sol des saisons ; c : schéma du fonctionnement atmosphérique général sur l'Afrique de l'Ouest en saison sèche et saison des pluies 38

Figure 1. 3: Coupe schématique méridienne et verticale de la ZCIT (in Beltrando, Chémery, 1995) .. 40

Figure 1. 4: Trois types de classes (C1, C2, C3) homogènes issues de la Classification Ascendante Hiérarchique de 30 stations pluviométriques avec les pluies moyennes mensuelles du bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 43

Figure 1. 5: Trame climatique du secteur d'étude avec les différents régimes pluviométriques 44

Figure 1. 6: Réseaux hydrographiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 46

Figure 1. 7: Aspects géologiques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 49

Figure 1. 8: Relief et les dénivellations du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou 50

Figure 1. 9: Types de sol du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 52

Figure 1. 10: Couvert végétal du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 54

Figure 1. 11: Évolution de la population du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de 1979, 1992, 2002 à 2013 / Source : (INSAE, 2002, 2016) 56

Figure 2. 1 : Réseau des stations et postes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 67

Figure 2. 2: Réseaux d'observation des stations hydrométriques sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 69

Figure 2. 3: Réseaux d'observation des stations et postes pluviométriques de la DNM et stations des mailles du Cordex africain 72

Figure 2. 4: Principales étapes de l'analyse fréquentielle 91

Figure 2. 5: Architecture du modèle GR4J 104

Figure 3. 1: Évolution interannuelle des hauteurs de pluies dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 110

Figure 3. 2:Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de janvier à mars de 1951 à 2015 111

Figure 3. 3: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de avril à juin de 1951 à 2015 112

Figure 3. 4: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou de juillet à septembre de 1951 à 2015 112

Figure 3. 5: Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou d'octobre à décembre de 1951 à 2015 113

Figure 3. 6 : Évolution interannuelle des indices pluviométriques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 114

Figure 3. 7:Test de Buishand et ellipse de Bois 116

Figure 3. 8:Régimes pluviométriques mensuels du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 119

Figure 3. 9:Évolution interannuelle des indices de débits dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2015 119

Figure 3. 10:Évolution des débits moyens mensuels par sous-période dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 121

Figure 3. 11: Bassin-versant de l'Ouémé dans l'espace ouest-africain et dans la zone équatoriale de l'Atlantique..... 124

Figure 3. 12: Bassin-versant de l'Ouémé au Bénin dans l'espace ouest-africain..... 125

Figure 3. 13:Champs moyens mensuels de pression (janvier à juin) en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé au Bénin 126

Figure 3. 14: Champs moyens mensuels de pression (juillet à décembre) en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin 126

Figure 3. 15:Champs moyens mensuels (janvier à juin) de l'humidité relative en pourcentage (%) sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010 127

Figure 3. 16:Champs moyens mensuels (juillet à décembre) de l'humidité relative en pourcentage (%) sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010 128

Figure 3. 17: Champs moyens mensuels de la vitesse du vent (janvier à juin) en $m.s^{-1}$sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010 130

Figure 3. 18:Champs moyens mensuels de la vitesse du vent (juillet à décembre) en $m.s^{-1}$ sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1948 à 2010..... 130

Figure 3. 19:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2) dans le secteur d'étude et en Afrique de l'Ouest 133

Figure 3. 20:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude 134

Figure 3. 21:Différence entre champs moyens mensuels de pression (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude 135

Figure 3. 22:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude 136

Figure 3. 23:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1988-2010 (SP3) et 1969-1987 (SP2) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude 137

Figure 3. 24:Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative (mai à octobre) des sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) en Afrique de l'Ouest et dans le secteur d'étude 138

Figure 3. 25:Evolution des hauteurs de pluie journalière et la température de surface océanique à la côte de Cotonou de 1985 à 2015 141

Figure 3. 26:Evolution des hauteurs de pluie journalières et la vitesse du vent de 1970 à 2015 143

Figure 3. 27:Evolution des hauteurs de pluie journalières et l'humidité relative de 1970 à 2015 144

Figure 3. 28:Indices de mousson ouest-africaine dans le golfe de Guinée (entre 925 hPa et 200 hPa) et l'évolution de la pluie dans le secteur d'étude de1979 à 2006 145

Figure 3. 29:Evolution des totaux pluviométriques moyens annuels et les coordonnées géographiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 146

Figure 4. 1:Indices de l'intensité journalière de pluie au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes..... 151

Figure 4. 2:Indices de l'intensité journalière de pluie au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes..... 152

Figure 4. 3:Indices de l'intensité journalière de pluie au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes..... 153

Figure 4. 4:Indicateurs pluviométriques associés 90ème, 95ème et 99ème percentile au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou pendant les sous-périodes 154

Figure 4. 5:Indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentile au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou pendant les sous-périodes..... 155

Figure 4. 6:Indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentile au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes..... 156

Figure 4. 7:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 159

Figure 4. 8:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 160

Figure 4. 9:Évolution du nombre de jours de pluie par classe au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 161

Figure 4. 10:Quantiles des débits sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 165

Figure 4. 11:Évolution de la pluie maximale annuelle en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 168

Figure 4. 12:Fréquence d'apparition des hauteurs de pluies maximales journalières dans le secteur d'étude de 1951-2015 170

Figure 4. 13:Ajustement graphique des pluies maximales annuelles journalières avec Pearson III ... 171

Figure 4. 14:Ajustement graphique des pluies maximales en 24 heures avec la loi de GEV 172

Figure 4. 15:Ajustement graphique des pluies maximales journalières avec la loi de Gumbel 173

Figure 4. 16:Période de retour des quantiles de pluies maximales en 24 heures dans le secteur d'étude 178

Figure 4. 17:Évolution des Débits maximaux journaliers annuels pendant les différentes sous-périodes sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 180

Figure 4. 18:Fréquence d'apparition des classes de débits maximaux annuels en 24 heures dans le secteur d'étude..... 181

Figure 4. 19:Ajustement graphique des débits maximaux journaliers avec loi GEV et le maximum de vraisemblance..... 182

Figure 4. 20:Ajustement graphique des débits maximaux journaliers avec la loi de Gumbel et le maximum de vraisemblance..... 183

Figure 4. 21:Quantiles des débits maximaux en 24 heures par rapport aux périodes de retour dans le secteur d'étude..... 187

Figure 4. 22:Relation débits maximas et débits moyens dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 188

Figure 4. 23:Evolution des unités paysagiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en 1986, 2000, 2015 190

Figure 4. 24:Écarts entre les unités paysagiques dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou en 1986, 2000, 2015 190

Figure 4. 25:Relation pluie/débit dans le secteur d'étude de 1951-2015 192

Figure 5. 1:Variabilité des pluies, débits observés et simulés sur les sous-périodes humides en calage (1961-1968) et sèches en validation (1976-1983) avec le modèle GR4J 197

Figure 5. 2:Variabilité des pluies, débits observés et simulés sur les sous-périodes sèches en calage (1988-1995) et en validation (2005-2012) avec le modèle GR4J 198

Figure 5. 3:Évolution des débits maximaux observés et simulés en 24 heures pendant le calage et la validation suivant les sous-périodes humides et sèches 202

Figure 5. 4:Corrélation entre les débits maximaux observés et simulés en calage et en validation pendant les sous-périodes humides et sèches..... 203

Figure 5. 5:Évolution interannuelle des pluies simulées au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 207

Figure 5. 6:Régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au sud du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou.... 208

Figure 5. 7:Évolution interannuelle des pluies simulées par les modèles de circulation régionaux (MCR) au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2005..... 209

Figure 5. 8:Régimes pluiométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des sorties des RCM du Cordex africain au centre du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou..... 210

Figure 5. 9:Évolution interannuelle des pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou..... 211

Figure 5. 10:Régimes pluviométriques des hauteurs de pluies observées et simulées à partir des données sorties des RCM du Cordex africain au nord (C3) du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 212

Figure 5. 11:Hauteurs de pluie au 90ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain 214

Figure 5. 12:Hauteurs de pluie au 95ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain 217

Figure 5. 13:Hauteurs de pluie au 99ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain 219

Figure 5. 14:Évolution intercomparaison des cumuls pluviométriques annuels de la pluie de la période de référence avec les scénarii du rcp4.5 et rcp8.5 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 224

Figure 5. 15:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 90ème percentile..... 227

Figure 5. 16:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 95ème percentile..... 229

Figure 5. 17:Evolution interannuelle des pluies futures des scénarii rcp 4.5, rcp8.5 et les pluies de référence associées au 99ème percentile 232

Liste des tableaux

Tableau 2. 1:Stations synoptiques et postes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 66

Tableau 2. 2:Liste des stations hydrométriques du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou..... 68

Tableau 2. 3:La liste des sorties climatiques inventoriées du Cordex africain, leurs nomenclatures et leurs origines 71

Tableau 2. 4:Classes et grille d'interprétation des SPI indiquant les périodes humide..... 89

Tableau 2. 5: Caractéristiques des images satellites utilisées..... 95

Tableau 2. 6:Détail des classes de l'occupation des terres du bassin-versant de l'Ouémé à Bonou 96

Tableau 2. 7:Clé d'interprétation des images satellites. 97

Tableau 2. 8: Matrice de confusion pour la validation de la classification supervisée de 1986 (A), de 2000 (B) et de 2015 (C). En gras le nombre de pixels bien classés. (FG : Forêt galerie ; FD : Forêt dense ; FCSB : Forêt claire et savane boisée ; SAA : Savane arboré et arbustive ; PL : Plantation ; MCJ : Mosaïque de Culture et de Jachères ; AG : Agglomération)..... 98

Tableau 2. 9:Présentation sous-périodes de calage/ validation choisies pour le modèle GR4J 105

Tableau 3. 1:Classification des années pluviométriquement humide dans le secteur d'étude 115

Tableau 3. 2:Résultats statistiques avec niveau de signification du test de Scheffé..... 116

Tableau 3. 3:Résultats de la segmentation de Hubert..... 118

Tableau 3. 4:Classification des années hydrologiquement humides à partir des critères de Mckee et al. (1993) et l'OMM (2012) 120

Tableau 4. 1:Récapitulatifs des écarts (en %) entre l'évolution des indicateurs pluviométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile suivant les trois sous-périodes..... 157

Tableau 4. 2:Récapitulatifs des écarts de la fréquence des classes de pluie dans le secteur d'étude .. 163

Tableau 4. 3:Récapitulatifs des écarts (en %) entre l'évolution des indicateurs hydrométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile suivant les trois sous-périodes..... 166

Tableau 4. 4:Test d'homogénéité et de tendance des précipitations maximales annuelle en 24 heures dans le secteur d'étude de 1951 à 2015 167

Tableau 4. 5:Statistiques descriptives pour les critères d'ajustement de la loi adaptée pour l'estimation des précipitations maximales journalières..... 175

Tableau 4. 6:Test d'indépendance et d'adéquation de Khi2 pour l'ajustement des pluies maximales avec la loi GEV (au sud) et Pearson III (au centre et au nord) du secteur d'étude 176

Tableau 4. 7:Période de retour des pluies maximales annuelles en 24 heures 176

Tableau 4. 8:Test d'indépendance, de stationnarité et d'homogénéité..... 179

Tableau 4. 9:Résultats du test de rupture de stationnarité des débits maximaux journaliers 179

Tableau 4. 10:Statistiques descriptives des débits maximaux journaliers..... 184

Tableau 4. 11:Test d'indépendance et d'adéquation de Khi2 pour l'ajustement des débits maximaux journaliers dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 185

Tableau 4. 12:Période de retour par quantiles des débits maximaux journaliers et annuels 185

Tableau 4. 13:Écarts entre les quantiles de débits suivant les différentes sous-périodes..... 186

Tableau 5. 1:Valeurs des critères d'optimisation et performance du modèle GR4J à simuler les écoulements 200

Tableau 5. 2:Résultats du calcul du biais entre les pluies simulées à partir des MCR et les pluies observées 213

Tableau 5. 3:Biais entre les hauteurs moyennes de pluies observées et simulées correspondant au 90ème percentile pendant la période 1951-2005 215

Tableau 5. 4:Résultats biais (en pourcentage) entre les pluies observées et simulées associées au 95ème percentile pendant la période 1951-2005 218

Tableau 5. 5:Biais entre les hauteurs moyennes de pluies observées et simulées correspondant au 99ème percentile pendant la période 1951-2005 220

Tableau 5. 6:Liste des MCR qui sous-estiment et surestiment le moins pour chaque station 221

Tableau 5. 7:Liste des MCR performants retenus pour chaque station, par échelle de temps et par indicateur 222

Tableau 5. 8:Biais entre les pluies de référence les scénarii rcp4.5 et rcp8.5 au pas de temps annuel de 2021-2075 et sur la période de référence 1951-2005 225

Tableau 5. 9: Résultats de biais (en %) entre les pluies futures des scénarii rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 90ème percentile 228

Tableau 5. 10: Résultats de biais (en %) avec les données sorties des scénarii rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 95ème percentile 230

Tableau 5. 11:Résultats de biais (en %) entre les pluies futures des scénarii des rcp4.5 ; rcp8.5 et les pluies de référence associées au 99ème percentile 233

Liste des photos

Photo 1.1: Animaux en divagation et à la quête du pâturage à Agbado 60

Photo 1.2: Carrière de sable fluvial à Bonou 61

Liste des planches

Planche 1.1: Quelques variétés de cultures dans le secteur d'étude (photo a et b : champs de patate à Sagon ; photo c et d : Champ de patate à Kpoto ; photo e : champ de riz à Bonou) 58

Table des matières

Sommaire 2
Sigles et acronymes 4
Avant-propos et remerciements 6
Résumé 11
Abstract 12
Introduction générale 14
CHAPITRE I : 23
CADRES CONCEPTUEL ET GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR D'ÉTUDE 23
1.1. Cadre conceptuel de l'étude 23
1.1.1. Clarification des concepts utilisés 23
1.1.2. État des connaissances 27
1.2. Présentation du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 36
1.3. Environnement physique du secteur d'étude 37
1.3.1. Aspects climatiques 37
1.3.1.1. Facteurs de la pluviogénèse 39
1.3.1.2. Régimes pluviométriques du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 42
1.3.2. Hydrographie 45
1.3.3. Géologie et relief 48
1.3.4. Pédologie 51
1.3.5. Végétation 53
1.4. Environnements humains et socioéconomiques pouvant contribuer à l'occurrence des évènements hydroclimatiques extrêmes 55
Synthèse 61
CHAPITRE II : METHODOLOGIE DE RECHERCHE 64
2.1. Données et méthodes 64
2.1.1. Nature et sources des données utilisées 64
2.1.1.1. Données climatologiques 65
2.1.1.2. Données hydrométriques 68
2.1.1.3. Températures de surface océaniques (TSO) 69
2.1.1.4. Données de réanalyses du NCEP/NCAR 70
2.1.1.5. Données sorties de l'expérience CORDEX Afrique 71
2.1.1.6. Données environnementales et cartographiques 73
2.1.1.7. Statistiques démographiques 74
2.2. Méthodes de traitement et d'analyse des données hydroclimatiques pour la caractérisation des évènements extrêmes 74
2.2.1. Critiques et homogénéisation des données 74

2.2.2. Régionalisation des données 76
2.2.3. Calcul de l'Évapotranspiration potentielle (ETP) 77
2.2.4. Détection des ruptures au sein des séries pluviométriques et hydrométriques..... 78
2.2.5. Comparaison des déficits entre deux sous-périodes différentes 83
2.2.6. Recherche de liaison ou de dépendance statistique entre pluie et lame d'eau écoulée 83
2.3. Méthode d'analyse des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes inhérents aux inondations 85
2.3.1. Indice de l'intensité des pluies journalières..... 88
2.3.2. Indices standardisés de Précipitation (SPI) 89
2.3.3. Étude de l'évolution de la pluie et des débits 90
2.3.4. Analyse fréquentielle des évènements hydroclimatiques extrêmes..... 90
2.4. Traitement et interprétation des images satellitaires 95
2.4.1. Méthodes d'évaluation spatiale de l'état des unités paysagiques 99
2.5. Description et fonctionnement du modèle GR4J..... 100
2.5.1. Méthode du calage/ validation du modèle..... 105
Synthèse 106
CHAPITRE III : VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE ET FACTEURS INFLUENÇANT LA REPARTITION SPATIOTEMPORELLE DES PLUIES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU..... 109
3.1. Variabilité pluviométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. 109
3.1.1. Évolution des précipitations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou..... 109
3.1.2. Champs moyens mensuels des hauteurs de pluie dans le secteur d'étude..... 111
3.1.3. Analyse de la rupture de stationnarité dans les chroniques de pluie dans les trois domaines climatiques 113
3.1.4. Régimes pluviométriques mensuels par domaine climatique et par sous-période 118
3.2. Variabilité hydrométrique dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 119
3.2.1. Évolution interannuelle des débits dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou . 119
3.2.2. Évolution de la lame d'eau écoulée sur les sous-périodes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 121
Synthèse sur la variabilité hydroclimatique dans le secteur d'étude 122
3.3. Mise en évidence des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 123
3.3.1. Variation du champ moyen mensuel de pression en hPa de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou au Bénin à partir des réanalyses..... 125
3.3.2. Variation du champ moyen mensuel de l'humidité relative de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé au Bénin à partir des réanalyses..... 127
3.3.3. Variation des champs moyens mensuels du vent de 1948 à 2010 sur le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou à partir des réanalyses 129
3.3.4. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2)..... 133

3.3.5. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3) 134

3.3.6. Différence entre les champs moyens mensuels de la pression atmosphérique entre les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) 135

3.3.7. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1969-1987 (SP2) 136

3.3.8. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1969-1987 (SP2) et 1988-2010 (SP3) 137

3.3.9. Différence entre les champs moyens mensuels de l'humidité relative suivant les sous-périodes 1951-1968 (SP1) et 1988-2010 (SP3) 138

3.4. Les facteurs océaniques 140

3.4.1. Température de surface océanique et précipitations 140

3.4.2. Évolution des hauteurs de pluie et température de surface océanique à Cotonou de 1985 à 2015 141

3.5. Les facteurs continentaux 142

3.5.1. Évolution des hauteurs de pluie et vitesse du vent au pas de temps journaliers 142

3.5.2. Evolution des hauteurs de pluie et humidité relative au pas de temps journaliers 143

3.5.4. Evolution des indices de mousson ouest-africaine et les hauteurs de pluie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou au Bénin 144

3.5.5. Influence des coordonnées géographiques (l'altitude, et la latitude) sur l'évolution spatio-temporelle de la pluviométrie dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou au Bénin 145

Synthèse des facteurs qui influencent la pluviométrie du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 146

CHAPITRE IV : INDICATEURS ET ANALYSE FRÉQUENTIELLE DES ÉVÉNEMENTS HYDROCLIMATIQUES EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUEME A L'EXUTOIRE DE BONOU 149

4.1. État des lieux des indicateurs d'analyse des événements hydroclimatiques extrêmes en Afrique de l'Ouest et sur le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou 149

4.1.1. Caractérisation des aléas pluviométriques à l'inondation dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 151

4.1.1.1. Evolution des indices de l'intensité journalière de pluie au sud, au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 151

4.1.1.2. Variabilité des indicateurs pluviométriques associés aux 90ème, 95ème et 99ème percentiles au sud, au centre et au nord dans le secteur d'étude 154

4.1.1.3. Variabilité des indicateurs pluviométriques à partir des classes de pluie au sud, au centre et au nord du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 158

4.1.1.4. Variabilité des indicateurs des événements hydrométriques associés au 90ème, 95ème et 99ème percentile dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou suivant les sous-périodes 165

4.1.1.5. Évolution de la pluie maximale journalière annuelle dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 167

4.2. Analyse fréquentielle des évènements pluvieux extrêmes associés aux inondations dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 169

4.2.1. Fréquence d'apparition des hauteurs maximales de pluies sur le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 169

4.2.1.1. Ajustement des pluies maximales journalières par les lois statistiques 171

4.2.1.2. Critères d'ajustement de la loi la mieux adaptée 174

4.2.1.3. Estimation de la période de retour des pluies maximales journalières dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 176

4.3. Caractérisation des indicateurs hydrologiques à partir des débits associés aux inondations dans le secteur d'étude 178

4.3.1. Analyse fréquentielle des débits maximaux annuels en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 181

4.3.1.1. Fréquence d'apparition des débits maximaux en 24 heures sur le bassin de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 181

4.3.1.2. Ajustement graphique des débits maximaux en 24 heures 182

4.3.1.3. Critères d'ajustement de la loi la mieux adaptée 184

4.3.1.4. Analyse de la période de retour des débits maximaux en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à Bonou 185

4.3.1.5. Corrélation entre les maximas de débits et les débits moyens interannuels dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 188

4.4. Analyse de la dynamique de l'occupation du sol dans le secteur d'étude 189

4.5. Analyse du régime pluviométrique et de l'écoulement dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 191

Synthèse 193

CHAPITRE V : REPRODUCTION DES DÉBITS EXTREMES DE HAUTES EAUX AVEC LE MODELE GR4J ET ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX POUR LES ÉVÈNEMENTS PLUVIEUX EXTRÊMES DANS LE BASSIN-VERSANT DE L'OUÉMÉ À L'EXUTOIRE DE BONOU 196

5.1. Utilité du modèle conceptuel GR4J dans la détermination des événements hydroclimatiques extrêmes 196

5.1.1. Variabilité des pluies/ débits observés et simulés sur les sous-périodes humides et sèches en calage et en validation avec le modèle GR4J 197

5.1.2. Valeurs des critères d'optimisation en calage et en validation dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 199

5.1.3. Évolution des débits maximaux observés et simulés en 24 heures dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou 201

5.2. Projections climatiques régionales 204

5.2.1. Brève historique des modèles climatiques régionaux et justification du Cordex africain 204

5.2.2 Évolution interannuelle des pluies et régime pluviométrique simulées au sud (C1) du bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou de 1951 à 2005 207

5.2.3. Évolution interannuelle des pluies et régimes pluviométriques simulées au centre (C2) du bassin-versant de l'Ouémé de 1951 à 2005 209

5.2.4. Évolution interannuelle des pluies et régimes pluviométriques simulés au nord (C3) du bassin-versant de l'Ouémé de 1951 à 2005 210

5.3. Analyse des pluies extrêmes simulées de 1951 à 2005 213

5.3.1. Evolution des hauteurs de pluie de 90ème percentile au sud, au centre et au nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005 214

5.3.2. Évolution des hauteurs de pluie au 95ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005 216

5.3.3. Évolution des hauteurs de pluie au 99ème percentile au sud, au centre et nord du secteur d'étude avec les données sorties des MCR du Cordex africain de 1951 à 2005 218

5.4. Mise en évidence des performances des MCR 221

5.4.1. Projections des pluies extrêmes et intercomparaison des modèles associés aux scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 223

5.4.1.2. Évolution interannuelle de la pluviométrie et intercomparaison des modèles associés aux scénarii rcp 4.5 et rcp 8.5 avec les pluies de la période de référence 223

5.4.1.3. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du CORDEX Afrique associées au 90ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005) 226

5.4.1.4. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du Cordex Afrique associés au 95ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005) 228

5.4.1.5. Intercomparaison de l'évolution des hauteurs de pluie des modèles de circulation régionale (rcp4.5 et rcp8.5 de 2021-2075) du Cordex Afrique associés au 99ème percentile des hauteurs de pluies de référence (1951-2005) 231

Synthèse 233

Conclusion générale 237

Bibliographie 241

Annexes 275

Liste des figures 276

Liste des tableaux 280

Liste des photos 281

Liste des planches 281

Résumé : L'étude vise à caractériser les indicateurs relatifs aux évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin-versant de l'Ouémé à l'exutoire de Bonou. Pour atteindre cet objectif, les données climatologiques (pluies journalières, températures journalières, évapotranspiration potentielle journalières), les données hydrométriques (débits journaliers), les données de réanalyses (pression atmosphériques, humidité relative, vitesse du vent, Indices de Mousson West Africain), la température de surface océanique (TSO) sur la côte de Cotonou et les données cartographiques relatives aux occupations du sol des années 1986, 2000 et 2015 sont utilisées. L'analyse de la variabilité hydroclimatique a révélé que le secteur d'étude a connu sur la période de 1951-2015, deux ruptures de stationnarité (1968 et 1987) qui ont divisé la série en trois sous-périodes. La variabilité pluviométrique révèle qu'il une régression de 18 % (au sud), de 16 % (au centre) et de 15,8 % (au nord) entre la première sous-période (1951-1968) et la deuxième sous-période (1969-1987), alors que la dernière sous-période (1988-2015) est marquée par une reprise pluviométrique de 15 % (au sud), de 16,3 % (au centre) et de 15,7 % (au nord) par rapport à la sous-période d'avant. Ce qui n'est pas sans conséquences sur la dynamique hydrologique du secteur d'étude. Ainsi, il est observé une régression de 49,27 % des débits moyens annuels entre les sous-périodes 1951-1968 et 1969-1987 et une augmentation de 65 % entre les sous-périodes 1969-1987 et 1988-2015. Sur la dernière sous-période (1988-2015), les résultats révèlent aussi une augmentation des indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes susceptibles d'occasionner les inondations à Bonou. Les pluies maximales journalières ont une occurrence de 2 ans, 5 ans, 10 ans pour les événements pluvieux forts ; 20 ans, pour les événements pluvieux très forts ; 50 ans et + pour les événements pluvieux extrêmement forts dans le secteur d'étude. Les débits maximaux en 24 heures augmentent en même temps que les périodes de retour. Les débits maximaux de 50ème quantile surviennent chaque deux ans, les débits maximaux correspondants aux évènements hydrologiquement forts, très forts, surviennent tous les 10 ans et les débits extrêmement forts ont une occurrence centennale. Les conditions atmosphériques, océaniques, de la surface continentale, la vitesse du vent, l'humidité relative, les facteurs géographiques sont autant de facteurs qui interagissent dans la répartition spatio-temporelle de la pluie du secteur d'étude. La pluviométrie du bassin est également influencée par le flux de mousson (nord secteur d'étude) auquel s'associent les lignes de grains de sud-est, responsables des pluies orageuses et d'averses qui génèrent des inondations dans le bassin. De même, le contexte climatique actuel et la dynamique de l'occupation des terres constituent des déterminants qui amplifient la manifestation des inondations dans le secteur d'étude. La recherche indique que le modèle conceptuel pluie-débit GR4J, surestime les débits observés en période de basse eau et les sous-estime en période de hautes eaux. Les critères d'efficacité et de performance NSE, RMSE et KGE, mis en évidence et calculés sur les débits de hautes eaux ont donné des résultats meilleurs en calage qu'en validation. Mieux les valeurs du KGE varient de 0,83 à 0,85 en calage et de 0,56 et 0,68 en validation, ce qui confère au modèle GR4J, l'efficacité, la performance à reproduire les débits extrêmes de crues dans le bassin. Le GR4J peut donc être servir comme outil d'aide à la décision pour l'actualisation des normes hydrologiques dans le secteur d'étude. Dans la perspective de mieux étudier les évènements climatiques extrêmes futurs, cette recherche a évalué des données de projection de sorties des modèles climatiques régionaux issues du Programme CORDEX africain et qui pourraient être utilisées pour les projections hydrologiques des travaux futurs dans le secteur d'étude.

Mots clés : indicateurs, extrêmes, hydroclimatique, bassin-versant, Bonou

Abstract: This research aims to characterize the indicators relating to extreme hydroclimatic events in Ouémé Watershed at Bonou's outlet. To achieve this objective, climatological data (daily rain, daily temperatures, potential daily evapotranspiration), hydrometric data (daily flows), reanalysis data (atmospheric pressure, relative humidity, wind speed, West African Monsoon Indices), the ocean surface temperature on the Cotonou coast and land use mapping data of 1986, 2000, 2015 are used. The analysis of the hydroclimatic variability revealed that during the 1951-2015 period, the study area is marked by two breaks stationarity (1968 and 1987) which divided the series into three sub-periods. The rainfall variability reveals a regression of 18 % (in the south), 16 % (in the center) and 15.8 % (in the north) between the first sub-period (1951-1968) and the second sub-period (1969-1987), while the last sub-period (1988-2015) is marked by a rainfall recovery of 15 % (in the south), 16.3 % (in the center) and 15.7 % (in north) relative to the previous sub-period (1969-1987). This is not without consequences on the hydrological dynamics of the study area. In this sense, it is noted that there is a regression of 49.27% of the average annual flows between the 1951-1968 and 1969-1987 sub-periods and a 65 % increase between the 1969-1987 and the 1969-1987 sub-periods. 1988-2015. In the last sub-period (1988-2015), the results also reveal an increase in the indicators of extreme hydroclimatic events likely to cause floods Ouémé Watershed at Bonou's outlet. The results shows that daily maximum rainfall has an occurrence of 2 years, 5 years, 10 years for strong rainfall events; 20 years, for very heavy rain events, 50 years and over for extremely heavy rain events in the study area. The maximum flow rates in 24 hours at the sametime as the return periods. The maximum flow rates of 50th quantiles occur every two years (02 years), the maximum flows corresponding to the hydrologically strong events, very strong occur every 10 years and the extremely high flows have an occurrence centennial. The conditions of atmospheric, oceanic, continental surface, wind speed, relative humidity, and geographic factors are all elements that interact in the spatio-temporal distribution of rainfall in the study area. The Rainfall of the basin is also influenced by the monsoon flow (north of the study area), to which the southeastern grain lines are associated and are responsible for the stormy rains and showers that generate flooding in the area. In addition, the current climatic context and land-use dynamics are determinants that amplify the occurrence of floods in the study area. The reasearch indicates that the rain-flow conceptual model, of the Rural Engineering with four parameters and the daily time step (GR4J), overestimates the flows observed during the low water period and the sub-peaks. The efficiency and performance criteria NSE, RMSE and KGE, highlighted and calculated on high water flow rates, gave better results in calibration than in validation. Better KGE values range from 0,83 to 0,85 calibration and 0,56 and 0,68 validation, which gives the GR4J model the efficiency and performance to reproduce extreme flows of floods in the study area. The GR4J can therefore be used as a decision to support tool for updating hydrological standards in the study area. In order to future study about extreme climatic events, this research assessed output projection data from regional climate models from the African CORDEX Program that could be used for hydrological projections in future work in Ouémé Watershed at Bonou's outlet.

Keys-words: Indicators, Extreme, Hydroclimatic, Watershed, Bonou