HAL
open science

Impact du forçage pluviométrique sur les inondations du fleuve Niger à Niamey : Etude à partir de données satellitaires et in-situ

Claire Cassé

To cite this version:

Claire Cassé. Impact du forçage pluviométrique sur les inondations du fleuve Niger à Niamey : Etude à partir de données satellitaires et in-situ. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2015. Français. NNT : 2015TOU30236 . tel-01380316

HAL Id: tel-01380316

https://theses.hal.science/tel-01380316v1

Submitted on 12 Oct 2016

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

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

Université Fédérale

Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :
Claire Cassé

le jeudi 26 novembre 2015

Titre :

Impact du forçage pluviométrique sur les inondations du fleuve Niger à Niamey
Etude à partir de données satellitaires et in-situ

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Hydrologie, Hydrochimie, Sol, Environnement

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse (GET) - UMR 5563 (CNRS/UPS/IRD)

Directeur/trice(s) de Thèse :

Marielle Gosset, Chargée de Recherche IRD (GET) : Directrice
Eric Mougin, Directeur de Recherche CNRS (GET) : Co-directeur

Jury :

David Labat, Professeur UPS (GET) : président
Frédérique Seyler, Directrice de Recherche IRD (ESPACE-DEV) : rapporteur
Luc Descroix, Directeur de Recherche IRD (PALOC) : rapporteur
Gil Mahé, Directeur de Recherche IRD (HSM) : examinateur
Christophe Peugeot, Chargé de Recherche IRD (HSM) : invité

Remerciements

Arrive donc le moment d'écrire les dernières lignes de ce manuscrit. Après tant d'efforts et d'empressement pour enfin en arriver là, tant de phrases écrites, relues, corrigées, voilà qu'il devient difficile d'y mettre un point final. Bien que j'aie toujours considéré cette thèse comme le début d'une nouvelle étape plutôt que la conclusion de mon cursus universitaire, il reste difficile de réaliser que je suis maintenant arrivée à cette charnière.

Les remerciements donc… Mais par où commencer ? Et bien allons y chronologiquement !

Tout d'abord, merci à mes parents qui depuis… eh bien toujours (!), m'entourent, m'aident et me soutiennent dans mes choix. Vous m'avez donné la chance de mener l'ensemble de mes études et de mon parcours universitaire dans l'enthousiasme et le plus grand confort moral et matériel. C'est donc avec joie et beaucoup de reconnaissance que j'ai écrit ce manuscrit qui vous est dû et que j'aurai le plaisir de vous remettre en mains propres à l'occasion de nos fameuses célébrations familiales qui me sont chères et dont vous avez le secret ! Vous m'avez donné le gout de la curiosité, de l'aventure, et des choses un peu folles ; comme tenter de réaliser ses rêves. Alors pour tout ça et bien d'autres choses encore, MERCI.

Merci à mes grands-parents. Votre force de caractère face à toutes les épreuves de la vie, votre amour, votre humour et tout le reste m'inspireront et me suivront toujours. En étudiant et en vivant j'essaie de rattraper votre savoir de la nature et des choses de la vie, que je n'ai pas eu le temps de distiller de nos moments passer et de toutes vos histoires.

Merci à toute ma famille, qui s'est réunie pour célébrer ce passage dans le monde de la recherche. Merci de votre reconnaissance, de votre soutien et de toutes vos attentions. Et Vivi si tu n'étais pas là physiquement, tu étais là dans nos cœurs (surtout grâce à ta lettre qui nous a tous ému).

Et puis, quand on sort du cocon familial pour découvrir la vie, on fait des rencontres. Nombre d'entre elles auront été décisives, inspirantes ou indispensables pour la construction de mon petit chemin. D'abord, certains de mes professeurs qui ont eu la patience de répondre à ma curiosité. Puis Mathieu (Ricarrère rue de la Tournère), sans toi je ne me serais jamais inscrite en fac de bio, et qui sait, j'aurais étudié la psychologie (mais sûrement sans ton panache). Comme quoi, de nos discussions interminables ne sortent pas que des bêtises ! Puis mes professeurs de Paul Sabatier, en particulier pendant mon Master 2 ATT, qui ont su m'aider à trouver ma voie vers la recherche. Merci Valérie pour ton encadrement rigoureux pendant mon stage au CESBIO, qui a déterminé beaucoup de chose. Merci de m'avoir fait rencontrer Thuy, la gardienne de la porte de l'échange entre Toulouse et le Vietnam. Porte que je ne suis pas prête de refermer ! Enfin merci à Patrick, Laurent, et à l'équipe Vietnamienne de m'avoir soutenue dans ma candidature pour cette thèse, merci à Marielle et Éric de

l'avoir acceptée, au CNES et à la Région Midi-Pyrénées de l'avoir financée, et aux membres du jury d'avoir accepté de l'évaluer.

Par la suite, pendant ma thèse, j'ai été particulièrement bien accueillie au GET et au sein des différentes équipes avec lesquelles j'ai pu collaborer. Par conséquent, je vais donc y rester encore quelques mois ! Tout d'abord merci à Marielle, ma directrice, qui m'a fait confiance pour un sujet hydrométéorologique malgré ma formation en… écologie ! Après acceptation du challenge, tu m'as épaulée, guidée et soutenue. Bien que tu m'aies aidée à me surpasser, il me reste encore un peu de chemin à parcourir pour pouvoir répondre du tac au tac aux questions de Christophe sur la différence entre l'incertitude et l'erreur. Merci pour ta patience en général (enlever systématiquement les « t » que je mets à suivi, ça doit être usant…), pour ta disponibilité (soirées, weekends, jours fériés, vacances) et ta confiance. Plus sérieusement tu m'as permis de mettre un pied dans le monde de la recherche, et de rencontrer de nombreux collaborateurs. Je m'efforcerai à l'avenir de faire fructifier ces rencontres. Je pense que ton dynamisme, tes nombreuses collaborations et tes qualités humaines au travail seront de bons exemples pour la suite.

Merci aussi à toute l'équipe Sahel du GET, pour votre sympathie, vos conseils précieux et avisés. A Laurent et Françoise pour les fameuses soirées Wii. A Manuela pour les épopées Indienne en touctouc et Américaine en vélo (la traversée du Golden Gate restera un souvenir mémorable). A Fabrice pour les discussions sociologiques et botaniques. A Yves pour les astuces R. A Pierre pour ces riches descriptions des paysages Sahéliens, comme si on y était. A Eric pour sa confiance. A Chi pour ses fameux nems et son café vietnamien. A Matias pour ces soirées à l'auberge espagnole. A Elodie et Cécile pour leurs conseils et leurs soutiens. Et bien sûr à Laëtitia pour sa bonne humeur, sa présence et son idée lumineuse de tester l'aquagym ! J'avais eu l'occasion de rencontrer certains d'entre vous avant ma thèse – Laurent avait été mon maître de la programmation pendant mon stage de M2 – et déjà vous m'aviez conquise. Les pauses conviviales au café Pierre, votre manière d'intégrer complètement vos étudiants à l'équipe et de les considérer comme des chercheurs en herbe, avaient déjà fait naître en moi l'envie de participer à tout ça. Donc merci pour tout et surtout, ne changez rien!

Cette aventure n'aurait pas été la même sans mes acolytes de bureau. Alex (LE Gascon), Chritophe (Dr Touff), Maxime (Max ou Vieux Maxime), Romain (The King), Mamadou (l'ancêtre), Marius (Le colonel) et bien sûr Chi ! J'ai partagé de très bons moments avec vous, nos repas, nos moments de craquage, nos samedi et dimanche passés à… eh bien travailler hein ! Bref le bureau S9 aura été une 2ème maison où je suis sentie bien et épaulée, merci! Enfin, comme la vie sociale au GET est très développée, en particulier grâce aux initiatives d'Alex, j'ai passé de très bons moments grâces aux ACDC (Assemblées Conviviale des Doctorants et Consorts), et j'ai aussi appris à me sensibiliser à mon avenir de jeune chercheur précaire grâce au CPOMP (Comité des Précaires de l'OMP). Il serait

un peu long de citer toutes les personnes se joignant à ces assemblées et œuvrant pour leur caractère convivial, mais chacun saura se reconnaitre!

D'autres équipes, en plus de celles du GET, ont participé à l'aboutissement de ces travaux et je tiens à les en remercier. Merci à l'équipe Megha-Tropiques, Rémy, Philippe, Jérémie, Nicolas, Clément, en particulier. Vos travaux sont très importants pour la communauté scientifique mais ils ont aussi permis aux miens de voir le jour. Philippe ta thèse aura été très utile pour la rédaction du chapitre 6 de la mienne, merci pour la clarté de ton écrit et merci à Nicolas de m'avoir aidée à parfaitement le comprendre. Christophe, d'HSM, a aussi participé activement à l'encadrement de cette thèse. Merci pour tes conseils, tes éclairages et surtout ta bonne humeur ! Aaron et Vanessa du CNRM qui m'ont aidée à percer les mystères de SURFEX, merci pour votre patience et votre sympathie. L'équipe du LTHE, en particulier Théo, Guillaume et Jérémy. Théo merci de m'avoir donné l'opportunité d'intégrer un de tes projets de recherche, et d'avoir contribué à l'axe « compréhension des changements » de cette thèse. Guillaume merci pour les champs de pluies, et désolé pour mes bourdes systématiques de coordonnées… Du côté des partenaires africains, ces travaux n'auraient pas pu voir le jour sans l'aide précieuse de l'Autorité du Bassin du Niger. Bravo et merci à toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la collecte des données depuis les années 20! Et merci à Bachir Alkali Tanimoun pour les échanges fructueux pendant ces 3 ans.

And last but not least, mes dernières lignes de remerciement s'adressent à mes amis. Et oui difficile de vous inclure dans une chronologie, puisque vous apparaissez au fur et à mesure ! Merci pour tous nos moments passés ensemble, qui m'ont toujours permis de remonter ma barre d'énergie et de confiance à son max. Merci de vous être investis jusque dans mon manuscrit, que certains d'entre vous sont allés jusqu'à corriger, chapeau et MERCI !! Les Toulousains d'adoptions, les Palois, les Gersois, et ceux du travail aussi, les soirées filles, les vacances et les weekends, les escapades ariégeoises pour aller voir ma petite fée, les retours béarnais, les virées romaines, les petits poneys, les road trip canadiens… Bref tous ces moments qui donnent une bouffée d'oxygène, des souvenirs plein la tête et des fous rires plein les oreilles. Des souvenirs il nous en restera plein du weekend gersois, merci d'être venu!

Enfin merci à mon meilleur ami, mon amoureux, Sylvain. Tu auras su me porter et me supporter, dans tous les sens du terme. Du petit plat de coquillettes quand je rentrais tard le soir, aux weekends à rester tous les deux à travailler, à tes conseils scientifiques précieux… Ici aussi, la liste de toutes les petites choses que tu fais au quotidien pour moi serait interminable. Alors juste merci pour tout. J'essaierai d'être à la hauteur pour que t'accompagner dans ton aventure de fin de thèse, et pour tout le reste aussi.

Et puis merci à toi qui a pris la peine de lire ces quelques lignes et peut être la suite de ce manuscrit. Comme toutes les bonnes choses ont une fin, voici donc le point final de cette aventure ●

Abstract

Since the development of satellite based remote sensing in the 1970s, many missions have been dedicated to monitoring the terrestrial atmosphere and surfaces. Some of these satellites are dedicated to the Tropics with specific orbits. Megha-Tropiques (MT) is devoted to the water and energy cycle in the tropical atmosphere and provides an enhanced sampling for rainfall estimation in the tropical region. This PhD work was initiated within MT hydro-meteorological activities, with the objective of assessing the hydrological potential of satellite rainfall products in the Tropics. The world most important rivers lay in tropical areas where the in situ observation networks are deficient. Alternative information is therefore needed for water resource management and alert systems. The present work focuses on the Niger River a basin which has undergone drastic climatic variations leading to disasters such as droughts and floods. Since 1950, the Niger has been through 3 main climatic periods: a wet period (1950-1960), a long and intense drought period (1970-1980) and since 1990 a partial recovery of the rainfall. These climatic variations and the anthropic pressure, have modified the hydrological behaviour of the basin. Since 2000, the middle Niger River has been hit by an increase of floods hazards during the so-called *Red flood* period. In Niamey city, the highest river levels and the longest flooded period were recorded in 2003, 2010, 2012 and 2013, leading to heavy casualties and property damage. This study combines hydrological modelling and a variety of rainfall estimation products (satellite and in-situ) to meet several objectives: *(i)* the simulation of the Niamey Red flood and the detection of floods (during the recent period 2000-2013) *(ii)* the study of the propagation of satellite rainfall errors in hydrological modelling *(iii)* the evaluation of the role of rainfall variability, and surface conditions, in the changes of the Red flood in Niamey since the 50s. The global model ISBA-TRIP, is run with a resolution of 0.5° and 3h, and several rainfall products were used as forcing. Products derived from gauges (KRIG, CPC), pure satellite products (TAPEER, 3B42RT, CMORPH, PERSIANN) and mixed satellite products adjusted by rain gauges (3B42v7, RFE2, PERSIANN-CDR). This work confirms the hydrological potential of satellite rainfall products and proposes an original approach to overcome their biases. It highlights the need for documenting the errors associated with the rainfall products and the error structure. Finally, the hydrological modelling results since the 1950s have given a new understanding of the relative role of rainfall and surface conditions in the drastic increase of flood risk in Niamey.

Key words: Hydrometeorology, Tropical rain, Satellite rainfall estimates, Hydrological modelling, Hydrological changes, Floods, Niger River, Red flood, Niamey.

Résumé

Depuis le développement des mesures satellites de nombreuses missions spatiales sont dédiées au suivi de l'atmosphère et de la surface terrestre. Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le cadre de la mission Megha-Tropiques dédiée au cycle de l'eau et de l'énergie en zone tropicale. L'objectif est d'évaluer le potentiel des estimations de précipitation par satellite pour des applications hydrologiques en zone tropicale. Les Tropiques réunissent les plus grands fleuves du globe, mais ne bénéficient pas de réseaux d'observation in-situ denses et continus permettant une gestion intégrée efficace de la ressource et des systèmes d'alertes. Les estimations des précipitations issues des systèmes d'observation satellite offrent une alternative pour ces bassins peu ou pas instrumentés et souvent exposés aux extrêmes climatiques. C'est le cas du fleuve Niger, qui a subi une grande variabilité climatique depuis les années 1950, mais aussi d'importants changements environnementaux et hydrologiques. Depuis les années 2000, le Niger moyen connaît une recrudescence des inondations pendant la période de crue Rouge (engendrée par ses affluents sahéliens pendant la mousson). A Niamey, des niveaux record de hauteur d'eau et de période d'inondation ont été enregistrés en 2003, 2010, 2012 et 2013, engendrant de nombreuses pertes humaines et matérielles. Ces travaux analysent l'influence du forçage pluviométrique sur les inondations liées à la crue Rouge à Niamey. Une gamme de produits pluviométriques (in situ et satellite) et la modélisation hydrologique (ISBA-TRIP) sont combinés pour étudier : *(i)* l'apport des produits satellite pour diagnostiquer la crue Rouge récente, *(ii)* l'impact des caractéristiques des produits et de leurs incertitudes sur les simulations et enfin *(iii)* l'évaluation du rôle des précipitations, face aux changements de conditions de surface, dans l'évolution de la crue Rouge à Niamey depuis les années 1950. L'étude a mis en évidence l'impact des caractéristiques des estimations des précipitations (cumul, intensité et distribution spatio-temporelle) sur la modélisation hydrologique et le potentiel des produits satellites pour le suivi des inondations. Les caractéristiques des précipitations se propageant dans la modélisation, la détection des inondations est plus efficace avec une approche relative à chaque produit plutôt qu'avec un seuil absolu. Ainsi des produits présentant des biais peuvent être envisagés pour la simulation hydrologique et la détection des inondations. Le nouveau produit TAPEER de la mission MT présente un fort potentiel hydrologique, en 2012 et pour la zone d'étude. D'autre part, l'étude de la propagation de l'erreur associée à ces précipitations a mis en évidence, la nécessité de déterminer la structure du champ d'erreur pour l'utilisation d'une telle information en hydrologie. Enfin la modélisation a été utilisée comme levier pour décomposer les sensibilités de la crue Rouge aux variations des précipitations et des conditions de surface. Pour simuler les changements hydrologiques entre les périodes 1953-1982 et 1983-2012, les changements d'occupation du sol et d'aire de drainage doivent être pris en compte. Puis les variations des

précipitations peuvent expliquer les changements majeurs décennaux et annuels entre les années 1983 et 2012.

Mots clé : Hydrométéorologie, Pluies tropicales, Estimation des précipitations par satellite, Modélisation hydrologique, Changements hydrologiques, Inondations, Fleuve Niger, Crue Rouge, Niamey.

Liste des acronymes

3B42RT : TMPA Real Time product

3B42v7 : TMPA post adjusted product version7

AGRHYMET : AGRrometeorology, HYdrology, METeorology

AMMA : Afrian Monsoon Multidisciplinary Analysis

AMMA-CATCH : AMMA- Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique

AMSR-E : Advenced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System

AMSU-B : Advanced Microwave Sounding Unit B

BRAIN : Bayesian Retrieval Algorithm Including Neural Network

CHRS : Center of Hydrometeorology and Remote Sensing (University of California, Irvine)

CIEH : Centre Inter-Etats d'Etudes Hydrauliques

CILSS : Centre Inter-Etat de Lutte contre la Sécheresse au Sahel

CMORPH : CPC MORPHing method

CNES : Centre National d'Etudes Spatiales

CPC : Climate Prediction Centre

DMN : Direction de la Météorologie Nationale

DMSP : Defence Meteorological Satellite Program

EUMETSAT : European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites

GCOM-W : Global Change Observation Mission – Water

GMS : Geostationary Meteorological Satellite

GOES : Geostationary Operational Environmental Satellite

GPCP : Global Precipitation Climatology Project

GPI : GOES Precipitation Index

GPM : Global Precipitation Measurment mission

GPROF : Gooddard Profiling Algorithm

GTS : Global Telecomunication System

IR : Infra Rouge

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

ISCCP : International Satellite Cloud Climatological Project

ISRO : Indian Space Research Organisation

JAXA : Japan Aerospace Exploration Agency

LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

MADRAS : Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures

Meteosat : Satellite Météorologique

MO : Micro Ondes

MSG : Meteosat Second Generation

MSH : Sondeur d'Humidité Micro-onde

MT : Megha-Tropiques

MTSAT : Multi-functional Transport Satellite

NASA : National Aeronotics and Space Administration

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

PERSIANN : Precipitation Estimation from Remotly Sensed Information using Artificial Neural Network

PERSIANN-CDR : PERSIANN Climate Data Record

PR : Precipitation Radar

RFE2 : Rainfall Estimate Algorithm vesrion 2

SAPHIR : Sounder for Atmospheric Profiling of Humidity in the Intertropics by Radiometry

ScaRab : Scanner for Radiation Budget

SIEREM : Système d'Information Environnementale sur les Ressources en Eau pour leur Modélisation

SSMI : Special Sensor Microwave/Imager

TAPEER : Tropical Amount of Precipitaion with an Estimate of ERrorrs

TCI : TRMM Combined Instrument qui utilise TMI et le PR

TMI : TRMM Microwave Imager

TMPA : TRMM Multisatellite Precipitation Analysis

TRMM : Tropical Rainfall Measurement Mission

UAGPI : Universally Adjusted GOES Precipitation Index

VIRS : Visible and Infrared Scanner, VIRS

Table des matières

INTRODUCTION **15**

CHAPITRE 1 HYDROMETEOROLOGIE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST : LE NIGER ET LE BIEF ANSONGO-NIAMEY *19*

1. Le bassin du Niger *20*

1.1 Enjeux autour des ressources et du développement du fleuve Niger 20

1.2 L'hydrologie du bassin du Niger 23

1.3 Saisonnalité de l'hydrologie du Niger : crues Rouge et Guinéenne 24

1.4 Le climat du bassin du Niger 26

1.5 Inondations, l'autre danger du Sahel 30

2. Le bassin du bief Ansongo-Niamey *32*

2.1 Contexte : paysage hydrologique du bassin du bief Ansongo-Niamey 33

2.2 Changements hydrologiques du bassin du bief Ansongo-Niamey 40

2.3 Discussion sur l'attribution des changements hydrologiques de la crue Rouge 41

CHAPITRE 2 ESTIMATION DES PRECIPITATIONS : DU RESEAU DE PLUVIOMETRES A LA CONSTELLATION SATELLITE *47*

1. Principes de l'estimation des précipitations *48*

1.1 Mesure directe ponctuelle : réseaux in-situ et interpolation spatiale 48

1.2 Mesure indirecte spatialisée : observations spatiales et algorithmes 50

2. Description des produits utilisés *53*

2.1 Produits basés sur des mesures in-situ 54

2.2 Produits basés sur des mesures satellites 57

3. Performances des estimations des précipitations au Sahel *61*

3.1 Etat de l'art 62

3.2 Analyse des performances des produits d'estimation pluviométriques (satellites et in-situ) sur le degré carré de Niamey 63

3.3 Caractéristiques des produits d'estimation pluviométriques (satellites et in-situ) sur le bassin du bief Ansongo-Niamey 69

CHAPITRE 3 MODELISATION HYDROLOGIQUE DU NIGER A NIAMEY : PLATEFORME SURFEX & MODELE ISBA-TRIP *73*

1. La plate-forme SURFEX *74*

1.1 Principes 74

1.2 Avantages et motivations à l'utilisation d'ISBA-TRIP 76

2. Le modèle de surface ISBA *76*

2.1 Historique 76

2.2 Formalisme des processus 78

2.3 Paramètres d'ISBA 83

3. Modèle de routage TRIP *87*

3.1 Historique 87

3.2 Formalisme des processus 87

3.3 Paramètres de TRIP 90

4. Modélisation du Niger à Niamey *93*

4.1 Limite locale d'un modèle global 93

4.2 Modélisation du bassin du bief Ansongo-Niamey 95

CHAPITRE 4 TESTS DE SENSIBILITE DU MODELE ISBA-TRIP ET CONFIGURATION DE REFERENCE 101
1. Méthodologie 102
2. Sensibilité aux forçages 103
2.1 Sensibilité au forçage atmosphérique 103
2.2 Sensibilité au forçage du débit 106
2.3 Sensibilité aux résolutions spatiales et temporelles des précipitations 107
3. Sensibilité aux paramètres de TRIP 109
3.1 Sensibilité au coefficient de Manning 109
3.2 Sensibilité au temps de transfert des eaux souterraines 111
4. Sensibilité aux paramètres et processus d'ISBA 113
4.1 Sensibilité à l'évapotranspiration (ETP) 113
4.2 Sensibilité aux paramètres dirigeant le type de ruissellement 115
4.3 Sensibilité à la couverture végétale 118

CHAPITRE 5 L'HYDROLOGIE DU NIGER DEPUIS 2000 : PRODUITS D'ESTIMATION ET MODELISATION HYDROLOGIQUE 127

CHAPITRE 6APPORT HYDROLOGIQUE DU PRODUIT TAPEER DE MEGHA-TROPIQUES ET DE SON MODELE D'ERREUR 147
1. Apport de TAPEER pour la modélisation hydrologique de la crue Rouge à Niamey 149
2. Apport des différentes sources de données satellitaire dans les performances de TAPEER 155
3. Apport de l'estimation d'erreur TAPEER - Propagation de l'incertitude sur la pluie dans la modélisation hydrologique 158
3.1 Erreur associée aux estimations des précipitations 159
3.2 Propagation d'erreur dans la modélisation hydrologique 163

CHAPITRE 7L'HYDROLOGIE DU NIGER A NIAMEY DEPUIS 1950 : FACTEURS CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTAUX 173

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES 209
1. Potentiel hydrologique des estimations des précipitations par satellites 210
1.1 Capacité à reproduire les débits observés 211
1.2 Capacité à reproduire les inondations 211
1.3 Apport de l'étude 212
1.4 Limites et perspectives 212
2. Le produit pluviométrique TAPEER de Megha-Tropiques, et la propagation de l'erreur associée .. 213
2.1 Contexte et utilisation du produit TAPEER 213
2.2 Performances hydrologiques et dégradation de la constellation Micro-Onde 214
2.3 Propagation de l'erreur 214
2.4 Limites et perspectives 215
3. Evolution de la crue Rouge depuis 1950 : quelles sont les causes ? 215
3.1 Contexte 215
3.2 Apport de l'approche choisie 216
3.3 Scénario des causes de l'évolution de la crue Rouge du Niger 216
3.4 Limites et perspectives 217
4. Perspectives générales 218

LISTE DES FIGURES 219
LISTE DES TABLEAUX 223
REFERENCES 225
ANNEXES 241

Introduction

L'eau est un élément vital nécessaire à tous et son cycle détermine sa redistribution à la surface de la planète. Les Tropiques sont un moteur très actif de cette dynamique, puisqu'une importante quantité d'eau y est évaporée et précipitée. Cette région concentre près de 60% des précipitations globales, mais malgré de telles proportions, certaines zones de la bande tropicale peuvent connaître de grandes difficultés dans la gestion d'une telle ressource. Sécheresses, inondations, sont le lot de nombreux pays où les pluies suivent un cycle saisonnier de mousson. A la variation naturelle du cycle de l'eau s'ajoutent depuis plusieurs siècles les conséquences d'une forte anthropisation du milieu et des rejets atmosphériques qui engendrent un réchauffement global. La nécessaire connaissance du cycle de l'eau et l'urgence de la compréhension des impacts d'un réchauffement global, ont engendré de nombreux programmes de recherche. Depuis le sol jusqu'à l'atmosphère en passant par le couvert végétal, chaque composante de chaque processus impliqué dans le cycle de l'eau est étudié. Depuis les années 1970 les observations satellites permettent de suivre la couverture nuageuse du globe et les surfaces terrestres. La diversification de l'instrumentation à bord des satellites et la multiplication des plateformes ont amélioré le suivi des diverses composantes atmosphériques et continentales, impliquées dans le cycle de l'eau. La mission GPM (Global Precipitation Measurement), regroupe un ensemble de missions consacrées à la mesure globale des précipitations, SMOS et GRACE permettent le suivi du contenu en eau du sol, les missions d'altimétries (avec SWOT à venir) enregistrent les hauteurs d'eau en milieu océanique et aquatique continental. La mission Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM, 1997 –2015) fut la première consacrée à l'estimation des précipitations de la zone tropicale. La récente mission franco-indienne, Megha-Tropiques (MT, lancée en 2011), dédiée à la compréhension générale du cycle de l'eau dans l'atmosphère tropicale dans un contexte de changement climatique, perfectionne encore l'échantillonnage en zone tropicale grâce à une orbite dédiée. En Afrique de l'Ouest les programmes HAPEX-Sahel (1990, Goutorbe et al. 1997) puis AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis, phase 1 2002-2010 et phase 2 2010-2020 www.amma-international.org et Janicot et al.2012) se sont consacrés à l'étude de la mousson ouest africaine, sa dynamique, sa variabilité, et à

l'impact du changement climatique et anthropique. Les divers sites d'expérimentation in-situ et les diverses campagnes d'AMMA ont aussi participé à la validation de missions satellite, comme MT.

Ces missions sont déterminantes pour la compréhension du cycle de l'eau et en particulier de sa phase continentale. Les précipitations alimentent les bassins versants et déterminent les conditions environnementales de ce dernier. La disponibilité en eau constitue le facteur limitant de la vie, végétale comme animale, surtout dans les zones arides et semi-arides (comme au Sahel). La gestion de l'eau, en particulier dans les zones où elle est limitée, est un défi et une nécessité pour le développement. En zone intertropicale, où se concentrent les fleuves les plus importants du monde (l'Amazone, le Mékong, le Congo etc…), les bassins sont souvent faiblement instrumentés, limitant les études et la mise en place de suivi pour la gestion de la ressource et des alertes (de sécheresse ou d'inondation). Si les réseaux de pluviomètres restent indispensables pour calibrer ou valider les algorithmes d'estimation satellite des précipitations, et qu'ils constituent les jeux de données historiques les plus anciens, l'utilisation des données satellites pour des zones étendues et faiblement instrumentées, est une alternative pertinente et prometteuse. Ces travaux de thèse s'inscrivent dans le contexte du développement et de l'utilisation des moyens d'observation spatiale pour l'étude de l'hydro-météorologie des bassins versants tropicaux ; couvrant de grandes superficies, souvent peu ou pas couvertes par des réseaux d'observation in-situ, et vulnérables aux aléas climatiques.

Le fleuve Niger, ou Djoliba, *fleuve des fleuves* en Afrique de l'Ouest constitue une ressource indispensable pour les populations. Les crises climatiques que le bassin traverse impactent directement les populations ; les sécheresses des années 1970 et 1980 décimant les troupeaux et engendrant des famines, les inondations en recrudescence ces dernières décennies engendrant de lourdes pertes humaines et matérielles. L'Autorité du Bassin du Niger (ABN), qui a la responsabilité de la gestion de ce fleuve transfrontalier, continue de développer son réseau de stations hydrologiques in-situ, mais nécessite en parallèle des données de précipitations spatialisées sur l'ensemble du bassin. En particulier, pour le suivi de la crue Rouge dans le Niger moyen, engendrée par les écoulements rapides et temporaires des *koris,* affluents du lit principal qui se forment pendant la mousson. La crue Rouge a connu d'importants changements depuis les années 1950 et les cas d'inondation pendant cette période de l'année sont en recrudescence depuis les années 2000, où des records de hauteur d'eau et de durée d'inondation ont été enregistrés en 2003, 2010, 2012 et 2013 dans la ville de Niamey. Ces récents événements demandent à être compris, prédits et régulés (aménagement) pour limiter le nombre de victimes et les dégâts matériels. De nombreuses études ont mis en évidence le rôle des changements d'utilisation de couverture du sol (engendrés par la sécheresse et la pression anthropique) dans les changements qu'a connus la crue Rouge. Mais le rôle des précipitations, abordé depuis moins longtemps, est toujours discuté et reste mal compris. Il est néanmoins envisageable que

les précipitations jouent un rôle déterminant dans les changements hydrologiques de la crue Rouge, en particulier depuis les derniers événements extrêmes d'inondations.

Cette thèse s'inscrit dans le contexte général énoncé ci-dessus et dans le cadre de l'exploitation scientifique de la nouvelle mission MT. Les objectifs se réunissent autour d'un axe central basé sur l'utilisation de produit d'estimation des précipitations (satellite et in-situ) en tant que forçage pour la modélisation hydrologique et la simulation de la crue Rouge du fleuve Niger à Niamey. La modélisation sera-t-elle à même de simuler la crue Rouge ? Les produits d'estimations des satellites peuvent-ils être utilisés en forçage des modèles pour le suivi récent et long terme de la crue Rouge? Les enjeux et le contexte hydro-climatique du bassin du Niger ainsi que du sous bassin Ansongo-Niamey, ciblé dans cette étude, sont exposés dans le *chapitre 1*. De nombreux produits d'estimation des précipitations, basés sur différentes données et méthodes, sont disponibles à plusieurs échelles spatio-temporelles, chacun venant avec sa propre distribution des précipitations. Plusieurs d'entre eux sont utilisés dans ces travaux et sont décrits, comparés et évalués dans le *chapitre 2*. La modélisation, son implémentation sur l'aire d'étude et ses sensibilités sont présentées dans les *chapitres 3* et *4*. La stratégie de modélisation s'est orientée vers une plateforme couplant un modèle de surface à un modèle de routage (*chapitre 3*) à l'échelle globale et sur des bases physiques. Ce choix soulève des questions subsidiaires qui seront abordées tout au long du manuscrit ; un tel modèle est-il à même de reproduire précisément des processus locaux de fine échelle spatio-temporelle et peut-il modéliser de manière satisfaisante le débit pendant la crue Rouge de Niamey ? Enfin les *chapitres 5*, *6* et *7* répondent chacun à un des objectifs centraux de la thèse :

- *QUESTION 1 :* Quel est le potentiel des produits d'estimations satellites pour le suivi des inondations récentes du Niger à Niamey, pendant la crue Rouge (*chapitre 5*) ?
- *QUESTION 2 :* Quels sont les impacts des caractéristiques des différents produits sur la simulation (*chapitre 5*) ? Et quels sont les impacts de la propagation des erreurs associées aux précipitations dans la modélisation (*chapitre 6*) ?
- *QUESTION 3 :* Quel est le rôle des précipitations, face aux changements des surfaces, dans les changements hydrologiques de la crue Rouge du Niger moyens depuis les années 1950 (*chapitre 7*) ?

NB : Les chapitres de ce manuscrit sont constitués d'une introduction et d'une conclusion (en italique). Ce manuscrit est rédigé en français, à l'exception du cœur des chapitres 5 et 7 et de l'annexe VI constitués d'articles publiés ou soumis dans des revues scientifiques et rédigés en anglais.

Chapitre 1 Hydrométéorologie de l'Afrique de l'Ouest : le Niger et le bief Ansongo-Niamey

Nommé Le Djoliba (en Mandingue, Bambara et Bozo), l'Issa Beri (en Songhaï), l'Yollitagol (en Peul) ou encore le fleuve des fleuves (du Tamasheq gher n gheren), le fleuve Niger est le plus important d'Afrique de l'Ouest, et le 3ème d'Afrique, après le Congo et le Nil. Source de vie, de développement agricole et commercial, le Niger peut aussi être à l'origine de pertes dommageables à cause de ses inondations. La 1ère partie de ce chapitre décrit le bassin du Niger dans son ensemble : son rôle en Afrique de l'Ouest, sa gouvernance, son hydrologie, la dynamique et l'évolution de son climat, et les risques liés à ses inondations. Le Niger connait deux régimes de crue, la crue Guinéenne et la crue Rouge. Depuis les années 2000 la fréquence et l'intensité de la crue Rouge ont augmenté, causant de dramatiques inondations, en particulier dans la ville de Niamey. La 2nde partie de ce chapitre, comme l'ensemble de ces travaux de thèse, se focalise sur le bassin du bief Ansongo-Niamey dont les écoulements contribuent à la crue Rouge. Ce sous bassin est composé d'une rive droite contributive torrentielle et d'une rive gauche majoritairement endoréique[1]. Durant la mousson, les précipitations alimentent plusieurs affluents temporaires dont les contributions se superposent à l'écoulement provenant de l'amont pour former la crue Rouge. Le paysage, l'hydrologie du sous bassin et leurs évolutions sont présentés ici. L'objectif de ce chapitre est en premier lieu de dresser une description du paysage hydrologique et des enjeux du fleuve Niger, en particulier pour le sous bassin d'intérêt. Il vise aussi : (i) à souligner l'intérêt de l'utilisation des précipitations estimées à partir de mesures satellite pour suivre et comprendre les variations de la crue Rouge du Niger, (ii) et à mettre en évidence la complexité du paysage qui représente un défi pour la modélisation hydrologique.

[1] *Endoréisme : défini un bassin versant présentant un réseau hydrologique (plus ou moins organisé) qui ne présente pas d'ouverture sur un réservoir d'eau de surface d'une grande superficie (océan, mer), à l'inverse d'un bassin dit exoréique.*

1. Le bassin du Niger

Le Niger (*Figure 1. 1a*), long de 4200 km, est le plus important fleuve d'Afrique de l'Ouest et le 3ème du continent africain (2ème en terme de débit). L'estimation de la superficie de son bassin versant varie entre 1 500 000 et 2 000 000 km^2, selon la prise en compte des zones inactives et la variation d'évaluation de la superficie du delta intérieur. Le bassin hydrologiquement actif (*Figure 1. 1b*) s'étend sur 9 pays : Guinée, Côte d'Ivoire, Mali, Niger, Burkina Faso, Nigeria, Bénin, Cameroun, Tchad. L'Algérie peut être rattachée au bassin topographique par les réseaux fossiles de l'Azaouagh (*Figure 1. 1b*). Des incertitudes persistent quant à l'intégration d'une partie de la Sierra Leone et de la Mauritanie dans l'aire de drainage. Le Niger suit un cours atypique qui décrit une boucle à travers un gradient éco-climatique étendu ; depuis les confins du domaine Guinéen (plus de 1500 mm de pluie par an), jusqu'aux portes du Sahara en domaine subdésertique (moins de 150 mm de pluie par an).

1.1 Enjeux autour des ressources et du développement du fleuve Niger

1.1.1 Le Niger, bassin nourricier

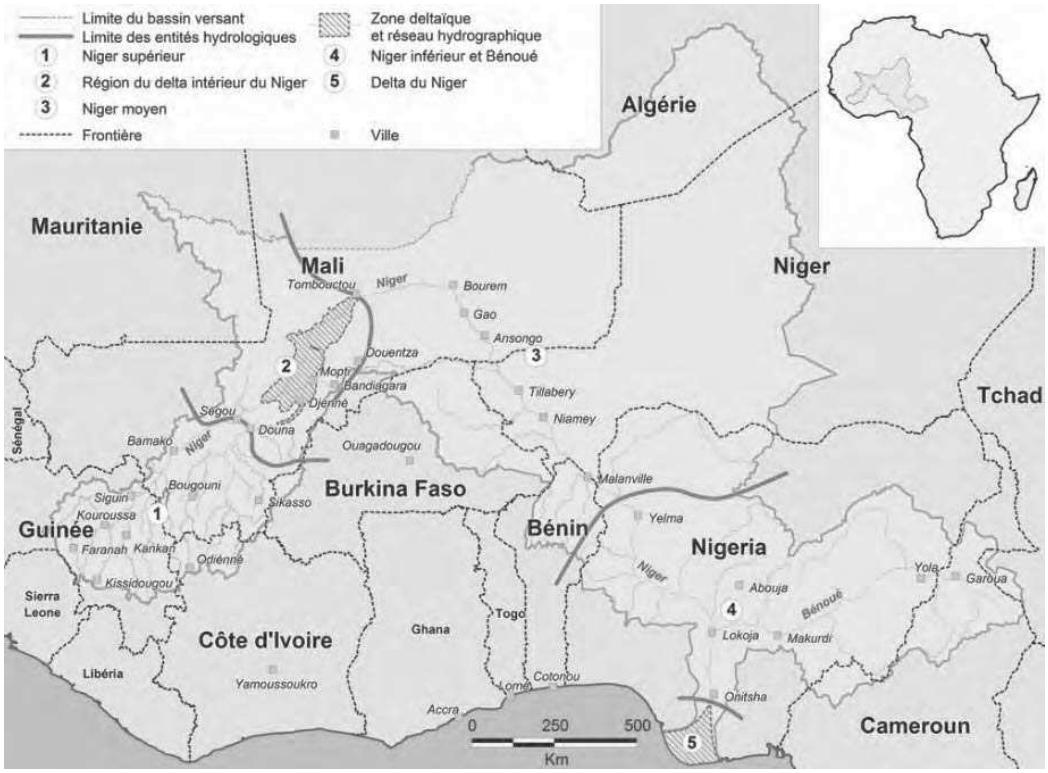
Le Niger trouve son origine étymologique dans les noms Tamasheq adoptés et transformés par divers peuples. A Tombouctou, le Niger était considéré comme le « fleuve des fleuves » ; *gher n gheren* abrégé *ngher*. Le nom Niger pourrait également venir de la traduction Tamasheq de « l'eau qui coule » ; *n'eghirren*. Cette étymologie reflète bien l'importance que prend le Niger dans les pays qu'il traverse, et pour lesquels il représente la ressource essentielle à diverses activités humaines. Depuis tous temps utilisé pour la pêche ou pour extraire des matériaux de construction (briques de boue à partir des sédiments des berges), les populations du bassin utilisent également historiquement le fleuve pour l'agriculture ; en particulier en exploitant ses cycles hydrologiques et en cultivant ses berges après la décrue (riz, sorgho). Le commerce au sein du bassin s'est aussi développé grâce au fleuve, qui permettait de transporter les produits agricoles et l'or du sud du bassin jusqu'à Tombouctou, où les produits du commerce transsahariens (cuivre, tissus, produits manufacturés, sel des salines de Taoudéni) acheminés par les caravanes, étaient chargés pour effectuer le trajet inverse. De nos jours les activités autour du bassin se sont développées, en particulier l'agriculture irriguée et pluviale, mais aussi l'activité minière dans la partie amont. L'aménagement hydraulique du fleuve bien qu'encore limité (36 ouvrages) tend à s'accroître pour permettre un développement équilibré entre les pays, et gérer durablement la ressource en eau ; pour l'irrigation et la production hydroélectrique. Dans ce bassin peuplé de 130 millions d'habitants, avec un taux de croissance

démographique de 3,2% (données de 2012 communiquées par l'Autorité du Bassin du Niger), les enjeux autour de la gestion de la ressource en eau (qualitative et quantitative) sont cruciaux et intimement liés à la sécurité alimentaire et sanitaire.

1.1.2 Gouvernance internationale : l'Autorité du Bassin du Niger (ABN)

Depuis les années 1960, à la suite de la décolonisation et de l'avènement de l'indépendance des états de l'Afrique de l'Ouest, les états du bassin du Niger élaborent un cadre pour une gestion transfrontalière du bassin. L'acte de Niamey signé par les 9 pays du bassin en 1963, suivi par la création de la Commission du fleuve Niger en 1964, fixe les règles de la gestion de la ressource en eau, de son utilisation agricole et industrielle, de la navigation, du transport et du commerce. En 1980, une nouvelle convention inter-gouvernementale engendre la création de l'Autorité du Bassin du Niger (ABN) qui remplace la précédente commission. Les objectifs de l'ABN sont de *« promouvoir et de développer la coopération entre les pays membres et d'assurer un développement intégré du bassin »*, dans les différents domaines liés à la ressource en eau du bassin et à sa gestion (pêche, pisciculture, agriculture, élevage, sylviculture, énergie hydroélectrique, industrie, transport). L'ABN développe une vision claire et partagée de la gestion du bassin, acceptée par l'ensemble des états membres à travers un Plan d'Action de Développement Durable (PADD). En particulier, tout ouvrage ou aménagement sur le bassin doit faire l'objet d'une étude d'impact. L'ABN a également en charge le suivi et l'observation du bassin, à travers son réseau de stations de mesures: 115 stations hydrologiques (remontant jusqu'à 1907 pour certains points de mesure), et 24 stations de qualité des eaux. En revanche l'ABN ne possède pas de station météorologique et ne bénéficie pas encore de convention avec les Directions de la Météorologie Nationales (DMN) des différents états du bassin. La prévision hydrologique est basée sur un outil utilisant les relations débit-débit d'une station à l'autre. Mais cette approche est limitée par : l'étendue du bassin, la rapidité de certains évènements, l'insécurité de certaines zones et le manque de plateformes de collecte de données (DCP pour Data Collecting Platform) pour la transmission en temps réel des données. Ces conditions poussent l'ABN à développer une prévision hydrologique basée sur la relation pluie-débit, mettant à profit les moyens spatiaux pour l'estimation des précipitations et éventuellement celles des hauteurs d'eau. La collaboration avec l'ABN pendant ces travaux de thèse a permis l'obtention de données de débit en différents points du bassin, mais aussi une expertise précieuse dans l'élaboration du raisonnement scientifique.

a)



b)

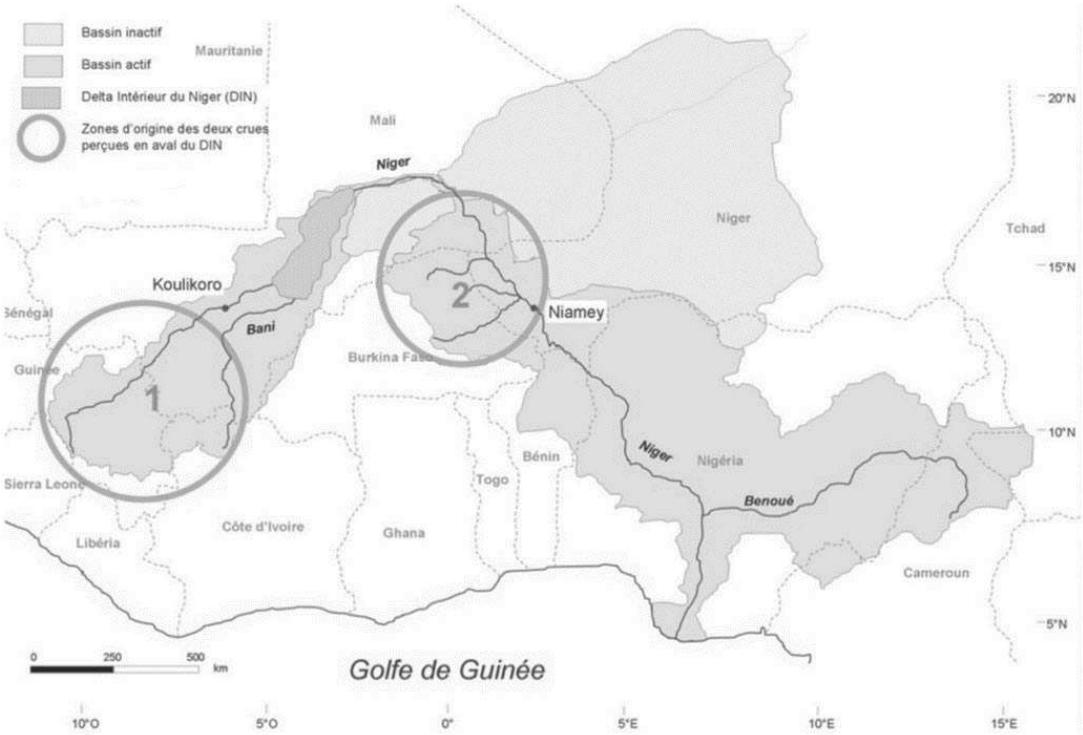


Figure 1. 1 : Bassin topographique du bassin du Niger (a) d'après Ferry et al. (2012) ainsi que sa représentation simplifiée (b) d'après Descroix et al. (2013) avec les affluents majeurs, les zones actives ainsi que les zones induisant les crues Guinéeene (1) et Rouge (2).

1.2 L'hydrologie du bassin du Niger (Olivry 2002, Andersen et al. 2005, Ferry et al. 2002)

Le Niger peut être séparé en plusieurs entités hydrologiques, Ferry et al. (2012) en distinguent 5 : le Niger supérieur, le delta intérieur, le Niger moyen et inférieur et le delta maritime (*Figure 1. 1*).

Le ***Niger supérieur*** (130 750 km^2) prend sa source sur les hauts plateaux guinéens de Fouta Djallon (800 m). Son cours suit la direction Nord Est avec les plus fortes pentes (relativement faible) et de nombreux affluents en tête de bassin. Après la traversée de la frontière malienne, des zones de rapides et de faible pente se succèdent, puis le fleuve atteint une plaine plus calme en amont du delta intérieur. Le Niger supérieur comporte de nombreux affluents, en particulier le Bani (102 300 km^2) dont la confluence se situe à Douna (delta intérieur). Le Niger supérieur est soumis à un climat tropical humide avec des précipitations comprises entre 750 et 2000 mm de pluie par an. Ces forts cumuls annuels associés à un réseau de drainage dense et de fortes pentes en tête de bassin, font du Niger supérieur la partie la plus productive du fleuve. La période de hautes eaux coïncide avec la saison des pluies (juin à octobre) et la crue est centrée sur le mois de septembre.

Le ***delta intérieur*** est une particularité du Niger qui influence toute la dynamique de ce fleuve. Orienté sud-ouest nord-est, cette zone s'étend sur 40 000km^2 entre Douna (14°10'N et 3°10'O) et Tombouctou (environ 16°46'N et 3°O) et englobe la région des grands lacs (Débo, Wallado et Korientze). Le delta intérieur est une vaste plaine alluviale faite d'une série de cuvettes d'inondation formées par la crue annuelle et reliées par un réseau de chenaux. Les parties amont et centrale sont composées de vastes zones inondées alors que la partie aval prend une forme deltaïque avec un réseau hydrologique conduit par des sillons inter-dunaires. Les apports principaux proviennent de la propagation de la crue du Niger supérieur qui arrive dans le delta au mois de septembre. La très faible pente sur l'ensemble de ce bief ralentit la crue et crée le delta intérieur. L'élargissement de l'interface eau-atmosphère ainsi que le climat semi-aride de cette région, facilitent l'évaporation des eaux libres, à tel point qu'entre 20 et 48% des apports d'eau retournent à l'atmosphère (Mahé et al. 2009).

Après le delta intérieur le Niger reprend un cours unique et entre dans sa partie dite moyenne. Cette région est caractérisée par un réseau hydrologique d'oueds (ou koris caractérisés par un écoulement saisonnier) et d'ergs (étendues sableuses sans organisation hydrologique et dominées par un ruissellement local en nappe). Le ***Niger moyen*** peut être subdivisé en trois segments : malien, nigérien et bénino-nigérian. Le Niger moyen malien, entre Tombouctou et la frontière nigérienne, correspond à la partie la plus septentrionale et la plus aride du bassin (de 150 à 300 mm de pluie par an). Le Niger n'y reçoit aucun affluent, les confluences avec les vallées adjacentes étant obstruées par des dépôts éoliens (Olivry 2002). C'est ici, à la limite entre un climat semi-aride et aride, aux portes du désert, que le cours du Niger décrit une boucle pour redescendre en direction du sud-est vers Ansongo

(15°40'N 0°30'E), vers des régions plus humides. Après une succession de rapides, situés de part et d'autre de la frontière entre le Mali et le Niger, le fleuve entre dans le segment nigérien. Il reçoit alors ses premiers affluents depuis le Bani, tous d'origine burkinabée. En amont de Niamey le Gorouol, le Dargol et la Sirba influencent fortement le débit du Niger moyen. En aval de Niamey trois autres affluents rejoignent le Niger ; le Goroubi, le Diamangou et la Tapoa. Enfin sur le segment bénino-nigérian, correspondant à la frontière entre les deux pays, le Niger reçoit trois principaux affluents d'origine béninoise : la Mékrou, l'Albori et la Sota. Tous les affluents du Niger moyen sont en rive droite, alors que l'endoréisme domine la rive gauche.

Après la frontière nigériane le ***Niger inférieur*** est de nouveau soumis à un climat tropical humide. Ce segment reçoit d'importants affluents rive gauche : la Sokoto (intégré au Niger moyen dans la *Figure 1. 1a*) et surtout la Bénoué. Après la confluence avec la Bénoué, à Lokoja, le Niger ne reçoit plus que des petits affluents sur une centaine de kilomètres. Puis le fleuve se transforme progressivement en un vaste ***delta maritime*** d'une superficie de 30 000 km^2, pour se jeter dans l'océan Atlantique.

1.3 Saisonnalité de l'hydrologie du Niger : crues Rouge et Guinéenne (Millot, 1913, Pradé 1933, Descroix et al. 2012, Sighomnou et al. 2013)

La saisonnalité du débit du Niger dépend de deux phénomènes d'origine différente : la crue Rouge et la crue Guinéenne. La ***crue Guinéenne*** (aussi nommée Orientale ou encore Noire en Zarma-Songhaï dans la région du Gourma) tire son nom de son origine et provient de la montée des eaux qui suit les fortes précipitations de la mousson en amont du bassin, dans le Niger supérieur (*Figure 1. 1b, zone 1*). Dans le Niger supérieur, cette crue est centrée sur la saison des pluies et atteint son pic au mois de septembre (*Figure 1. 2a*). La propagation de l'onde de crue vers les régions aval est ensuite ralentie par l'effet tampon du delta intérieur du Niger. La crue Guinéenne ne parvient alors dans la région du Niger moyen qu'après la saison des pluies où le pic est atteint au mois de décembre (*Figure 1. 2b et c*). Sur les segments nigérien et bénino-nigérian du Niger moyen, une crue survient avant l'arrivée de la crue Guinéenne, pendant la saison des pluies, entre juin et octobre (*Figure 1. 2c*). Cette crue provient des contributions locales, en particulier des affluents rive droite (*Figure 1. 1b, zone 2*), qui drainent les pluies et induisent une augmentation du débit du cours majeur. Les affluents burkinabés – le Gorouol, le Dargol et la Sirba – déclenchent cette crue, puis les affluents béninois viennent la renforcer. Ce phénomène est nommé ***crue Rouge*** à cause de la couleur des eaux à cette période, engendrée par la charge sédimentaire provenant des écoulements burkinabés riches en oxyde de fer. En juin, les seules variations du débit du Niger moyen aval (segments nigérien et bénino-nigérien) sont dues aux apports locaux des premières pluies. A partir de juillet, ces apports augmentent

avec l'intensification des précipitations, et s'ajoutent à l'augmentation progressive du débit engendré par le début de l'arrivée de la crue Guinéenne. Jusqu'à la fin de la saison des pluies, ces deux apports se superposent. Après la saison des pluies, seuls les apports amont de la crue Guinéenne influencent le régime hydrologique du Niger. Plus en aval, le Niger inférieur reçoit d'important affluents rive gauche alimentés par des régions plus humides. A Lokoja, à la confluence de la Bénoué et du Niger, les débits sont jusqu'à 10 fois plus importants que dans le Niger moyen avec un débit d'étiage dépassant 1500m^{3}s^{-1} (*Figure 1. 2d*).

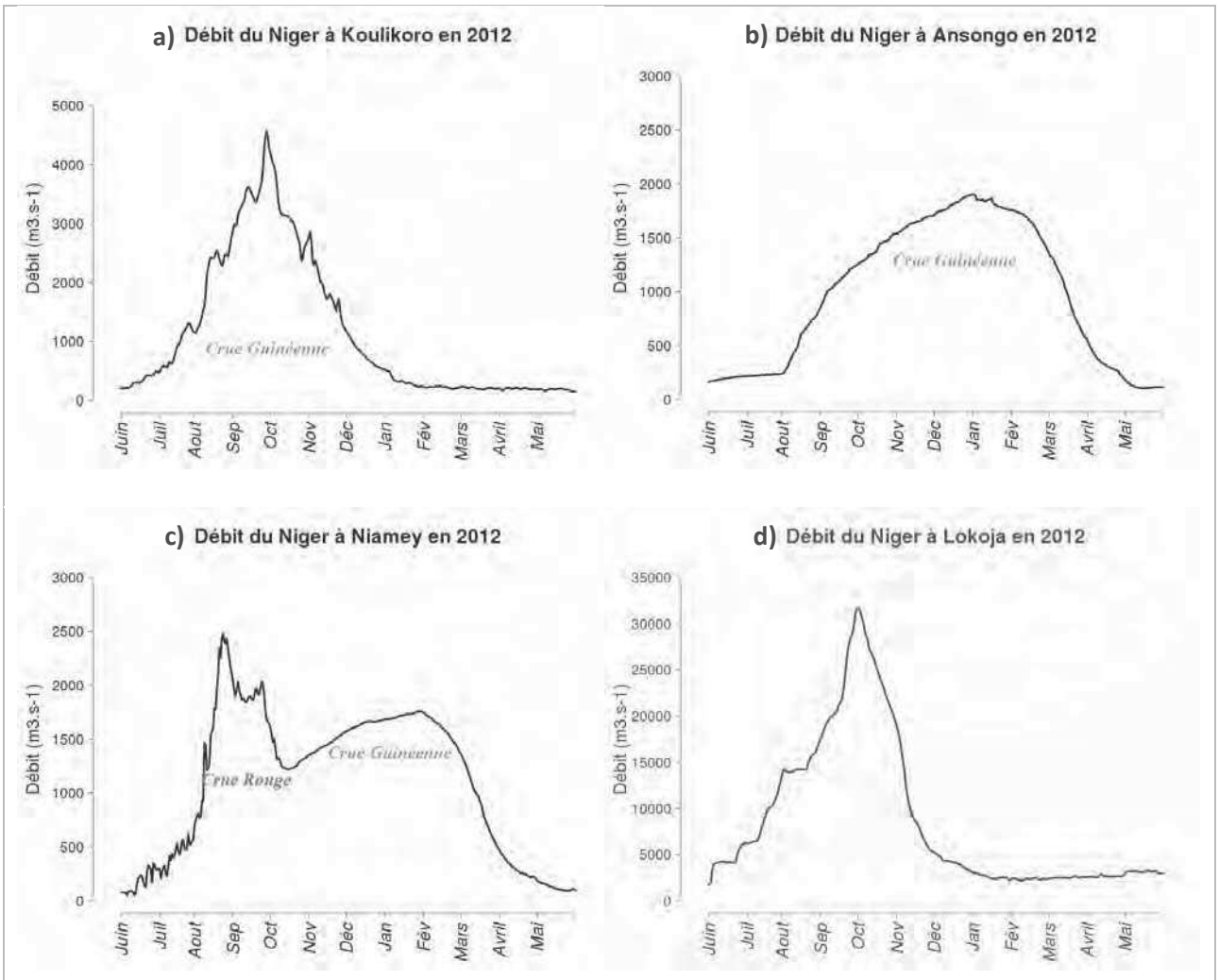


Figure 1. 2 : Débit du Niger en 2012-2013 (année hydrologique 2012) pour les stations hydrologiques de Koulikoro (a, Niger supérieur), Ansongo (b, Niger moyen, segment malien), Niamey (c, Niger moyen segment nigérien) et Lokoja (d, Niger inférieur).

1.4 Le climat du bassin du Niger

1.4.1 La Mousson Ouest Africaine : origine et dynamique

La dynamique du climat du bassin du Niger, comme dans l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, est insufflée par la Mousson Ouest Africaine (MAO), qui détermine la saison des pluies et produit l'ensemble du cumul annuel de précipitations. Le projet AMMA a eu pour but d'améliorer la connaissance de l'ensemble des composantes de la dynamique de la MAO (Janicot et al. 2012). Grâce à ce projet, un nouveau schéma de sa dynamique atmosphérique a vu le jour (Lafore et al. 2012). Ici une description succincte de la MAO est dressée, mais plus de détails sont disponibles dans le numéro spécial AMMA de la revue *Météorologie* (2012), en particulier concernant sa variabilité (Fontaine et al. 2012) ou sur le rôle des rétroactions sol-atmosphères (Guichard et al. 2012).

Comme la mousson indienne, la MAO trouve son origine dans les contrastes saisonniers entre les surfaces océaniques et continentales. La dynamique des moussons en zone tropicale dépend des oscillations saisonnières de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Cette zone de convergence de masses d'air chaudes venues du Sahara et de masses d'air humides venues du Sud concentre les précipitations. La saison des pluies s'installe progressivement en Afrique de l'Ouest au rythme de la montée vers le Nord de la ZCIT puis de sa régression vers les latitudes basses. Il en résulte une double saison des pluies dans la partie côtière, un double pic (saison en « M ») dans la zone intermédiaire dite sous climat soudanien (latitudes 7.5°-9.5° environ) et une saison unique en région sahélienne, plus au nord. Lorsque la Mousson est installée au Sahel l'essentiel des précipitations est apporté par des systèmes convectifs d'origine continentale, se déplaçant majoritairement d'Est en Ouest (Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002).

1.4.2 Systèmes Convectifs de Méso-échelle

Associés à une rapide ascension de masse d'air chaud, les nuages convectifs en zone tropicale s'agrègent et s'organisent en système nuageux pour former les Systèmes Convectifs de Méso-échelle (MCS). Les MCS peuvent prendre des formes différentes en fonction de leur taille, de leur niveau d'organisation et de leur symétrie (linéaire ou circulaire). Houze (1993 et 2004) définit simplement les MCS comme un système nuageux qui produit une aire de précipitation contiguë d'au moins 100km dans au moins une direction horizontale. Malgré les différentes formes que prennent les MCS, la convection au sein de ces systèmes s'organise souvent en une ligne de grain convective arquée qui se déplace rapidement et qui est suivie par une partie stratiforme moins intense (Houze 1993, 2004, *Figure 1. 3*). Les MCS sahéliens ont été étudiés par de nombreux auteurs (Eldridge 1957, Rowell et

Milford 1993, Liang et Fritsch 1993, D'Amato et Lebel 1998, Laurent et al. 1998, Mathon et Laurent 2001, Mathon et al. 2002), permettant entre autres d'identifier leur dynamique et leur contribution au cumul annuel des précipitations. Les MCS sahéliens s'organisent souvent en lignes de grain orientées nord-sud et se déplacent rapidement vers l'ouest-sud-ouest. Pour un point dans l'espace au-dessus duquel un MCS de type linéaire passe : les précipitations associées à la convection durent une 30aine de minutes (les plus intenses tombent pendant les premières 15 minutes), les précipitations stratiformes à l'arrière de la ligne de grain sont plus homogènes, moins intenses et durent quelques heures (Eldridge 1957, Rowell et Milford 1993). En Afrique les MCS sont responsables de 75 à 90 % des précipitations au Sahel en fonction de la latitude considérée (Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002, Lebel et al. 2003). Les systèmes les plus efficients en termes de production de précipitations et de contribution au cumul saisonnier sont les MCS les plus grands (Liang et Fritsch 1993, D'Amato et Lebel 1998, Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002) – Complexes Convectifs de Mésochelle (MCC, Maddox 1980) et Systèmes Convectifs Organisés (OCC, Mathon et al. 2002) – du cœur de la saison des pluies (D'Amato et Lebel 1998). Ces larges systèmes peuvent atteindre des surfaces supérieures à 100 000 km^2, leur cycle de vie moyen est compris entre 6 et 30h (Mathon et Laurent 2001) et le cumul de pluie est en moyenne de 14mm (D'Amato et Lebel 1998, Mathon et al. 2002).

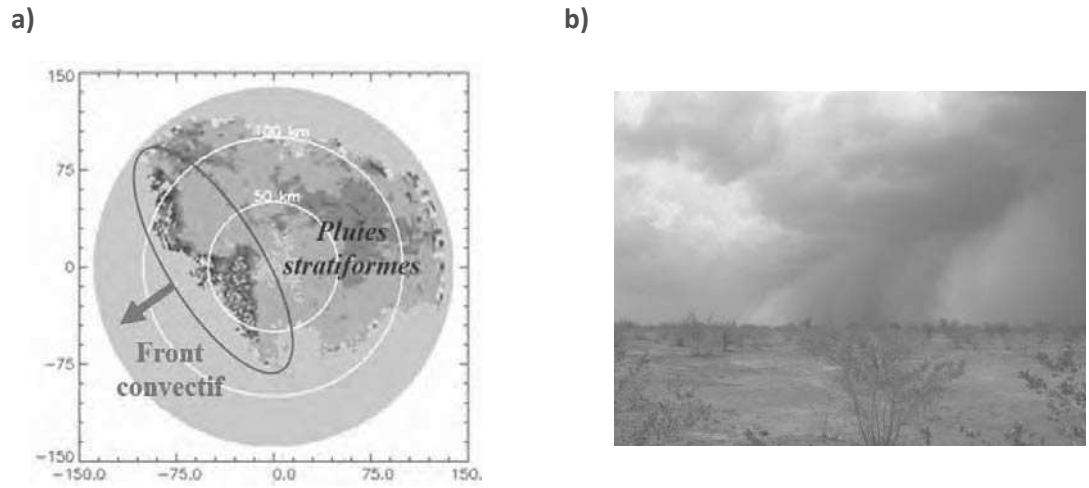


Figure 1. 3 : Illustration des MCS ouest africains vu à Niamey par le radar XPORT (d'après Kacou 2014) et au Niger en 2005 (courtoisie de F. Guichard)

Les caractéristiques des MCS énoncées précédemment engendrent des champs de pluie intense et variable spatio-temporellement. Ces précipitations ne sont pas sans conséquences sur la réponse hydrologique des bassins qu'elles alimentent, puisque différents processus de ruissellement peuvent avoir lieu en fonction de l'intensité des précipitations et des caractéristiques des sols sur lesquels elles

tombent (*§ 2.1.2*). L'estimation précise des caractéristiques des précipitations en termes d'intensité et de répartition spatio-temporelle, pour des applications hydrologique, constitue donc un challenge. Si les mesures satellites permettent d'obtenir une bonne couverture spatiale, reste à savoir si leur résolution spatio-temporelle et l'algorithmie développée pour l'estimation des précipitations sont assez précis pour être utilisés en hydrologie (*chapitre 5*).

1.4.3 Evolution du climat

Narisma et al. (2007) ont mis en évidence la vulnérabilité des zones arides et semi-arides qui ont connu, pendant le 20ème siècle, des diminutions abruptes et durables des précipitations dans une 30aine de régions du monde, dont le Sahel. Avant les années 1950, plusieurs études (L'Hôte et al. 2002, Nicholson et al. 2012) montrent une alternance aléatoire d'années sèches et humides avec deux sécheresses dans les années 1910 et les années 1940 (Sircoulon, 1976, L'Hôte et al. 2002, Nicholson et al. 2000). De nombreuses études (Lamb 1982, Le Barbé et Lebel 1997, Nicholson et al. 2000, Camberlin et al. 2002, Le Barbé et al. 2002, L'Hôte et al. 2002, Dai et al. 2004, Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014) ont montré qu'après la période humide des années 1950 et 1960 le Sahel est entré dans une aire de sécheresse, plus précisément en 1968 (Sircoulon 1976, Le Barbé et Lebel 1997, L'Hôte et al. 2002). Les années 1970 et 1980 sont caractérisées par un déficit pluviométrique généralisé à l'ensemble du Sahel, particulièrement sévère pendant les années 1972-73 et 1983-84. Cette sécheresse qui a sévi au Sahel pendant les années 1970 et 1980 est incontestablement le bouleversement climatique du 20ème siècle le plus important du Sahel, voire du globe (L'Hôte et al. 2002, Dia et al. 2004). La *Figure 1. 4* (d'après Lebel et Ali 2009) illustre l'évolution des isohyètes entre les années 1950-1960 et 1970-1980, marquée par un fort recul général vers le sud mais variable selon la longitude. Dans le Sahel Central-Est, le déficit pluviométrique moyen s'élève à 20% (5°O-7°E et 9.5°N-15.5°N, Panthou et al 2014) et peut dépasser 40% localement (2°O-6°E et 11°N-15°N, Le Barbé et Lebel 1997). C'est la diminution des évènements pluvieux les plus efficients (MCC et OCC) du cœur de la saison des pluies qui explique la chute du cumul annuel ; alors que la moyenne de production des évènements et la longueur de la saison des pluies restent stables (Le Barbé et al. 1997, D'Amato et Lebel 1998, Le Barbé et al. 2002, Lebel et al. 2003, Lebel et Vischel 2005, Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014). De 1990 à nos jours (jusqu'en 1998 par Nicholson et al. 2000, jusqu'en 2000 par L'Hôte et al. 2002, jusqu'en 2003 par Dia et al. 2004, jusqu'en 2007 par Lebel et Ali 2009 et dernière actualisation jusqu'à 2010 par Panthou et al. 2014), une reprise des précipitations s'est amorcée de manière hétérogène sur la bande Sahélienne. Alors qu'à l'ouest la sécheresse a persisté, le déficit pluviométrique du Sahel Central-Est a diminué (L'Hôte et al. 2002, Dia et al. 2004,

Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014, et *Figure 1- 4*). En moyenne les cumuls annuels n'ont pas retrouvé les valeurs de la période humide des années 1950 et 1960, mais certaines années les ont atteints ou dépassés (1994, 1999, 2003 L'Hôte et al. 2002 et Dia et al. 2004, Panthou et al. 2014). Depuis 1990 la variation interannuelle des cumuls saisonniers est plus importante (Dia et al. 2004) et les pluies semblent s'intensifier (Frappart et al. 2009, Panthou et al. 2014). En comparaison à la période 1950-1969, les périodes 1970-1990 et 1991-2010 présentent respectivement un déficit du cumul annuel de 20% et 9,7%, de jours pluvieux de 12,9% et 10% et du nombre d'évènement extrême de 28% et 0% (Panthou et al. 2014). Les pluies totales de a période 1991-2010, bien que toujours déficitaires (par rapport à la période 1950-1969), ont augmenté du fait de la plus grande fréquence des évènements extrêmes.

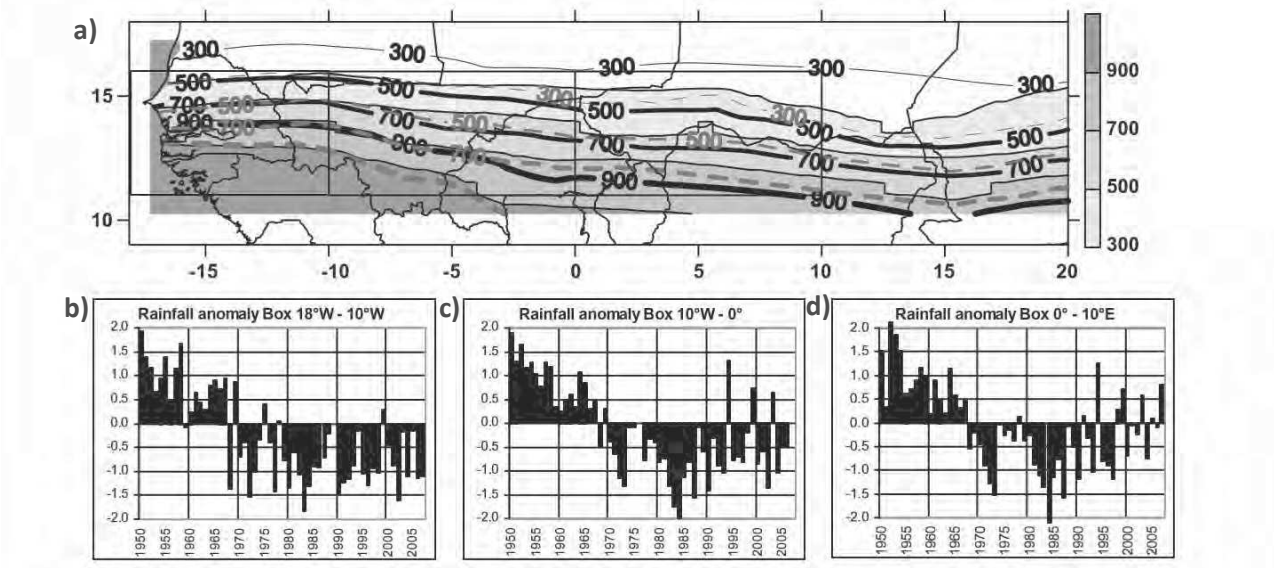


Figure 1. 4 : Illustration des variations pluviométriques au Sahel d'Afrique de l'Ouest entre 1950 et 2007. La figure a représente les isohyètes des périodes 1950-1969 (lignes noires continues), 1970-1989 (lignes en tirets rouges) et 1990-2007 (échelle de gris). Les figures b, c et d représentent les anomalies pluviométriques des 3 trois boîtes représentées dans la figure a (boîte gauche : 18° à 10° O, boîte centrale : 10° à 0° O et boîte droite 0° à 10°E). Ces figures sont extraites des travaux de Lebel et Ali (2009).

Ces changements récents correspondent à ce qui est attendu de l'impact du réchauffement climatique (intensité hydro-climatique décrite par Giorgi et al. 2002). Si les effets réels du changement sont encore débattus (Camberlin et al. 2002, Dia et al. 2004, Giorgi et al. 2011), il est aussi important de se pencher sur leurs conséquences au sein des bassins versants et leurs impacts sur la réponse hydrologique.

1.5 Inondations, l'autre danger du Sahel

1.5.1 Terminologie

Le bassin du Niger étant soumis au régime de la mousson africaine, les périodes de basses et hautes eaux sont très marquées, avec des variations de hauteur et de largeur de lit très importantes. La période de hautes eaux est généralement nommée crue. Dans ce manuscrit le terme *« crue »* est donc utilisé pour la période de hautes eaux et le terme *« inondation »* est réservé exclusivement aux cas où le débit dépasse un seuil (fixé par l'ABN) au-dessus duquel le fleuve déborde de son lit majeur. Dans ces travaux, les efforts se concentrent sur les inondations fluviales mais il est important de garder à l'esprit que les inondations pluviales sont aussi à l'origine de nombreuses catastrophes au Sahel.

1.5.2 Vulnérabilité face aux inondations

Si les sécheresses qui frappent l'Afrique de l'Ouest sont la cause d'une grande insécurité alimentaire (pertes de récoltes, troupeaux décimés), les inondations sont aussi un facteur de risque important dans cette région. Tarhule (2005) a recensé au travers de la presse locale, 79 évènements d'inondations entre 1970 et 2000 également répartis sur chacune des décennies. Depuis les années 1990, l'OCHA (Office for the Coordination of Humanitarian Affairs) a enregistré les désastres liés aux inondations (http://reliefweb.int). Ces évènements sont particulièrement concentrés sur les années 2000. Qu'elles soient pluviales ou fluviales ces inondations engendrent systématiquement des pertes humaines, agricoles et matérielles dramatiques. Récemment, suite à un épisode de pluies intenses pendant la mousson 2012, le Niger (pays) a été touché par de nombreuses inondations à proximité du fleuve (à Niamey, *Figure 1. 5*) et dans des régions éloignées du cours principal. En septembre 2012, l'OCHA évaluait à 527 471 le nombre de sinistrés et dénombrait 81 décès suite à cet épisode d'inondation. En plus des dégâts et des pertes matérielles, ces inondations ont causé la perte d'une partie des récoltes agricoles et engendré une crise sanitaire avec une recrudescence des cas de paludisme et une épidémie de choléra (OCHA 2012, ACTED-OXFAM 2012). Les évènements d'inondations fluviales les plus graves, recensés sur le Niger moyen, sont systématiquement liés à la montée des eaux rapide et peu prévisible de la crue Rouge. Les systèmes de suivi débit-débit ne sont pas adaptés pour le suivi de ce phénomène engendré par les pluies de mousson drainées par les affluents locaux à régime torrentiel.

La vulnérabilité des populations face à aux inondations est liée à des facteurs anthropiques (Tarhule 2005) ; le développement rapide de la population urbaine, ainsi que le manque de système d'alarme participent l'augmentation de cette vulnérabilité. Le risque inondation résultant d'une part de la vulnérabilité et d'autre part de l'aléa, il est aussi important de comprendre le rôle des variations climatique énoncées dans le paragraphe précédent afin d'évaluer et de prévoir ce risque. En particulier quelle est l'évolution de la réponse hydrologique aux variations et à l'intensification des précipitations ? Et quel risque résulte de cette réponse ?

Figure 1. 5 : Inondation à Niamey en 2012 (source ABN, B.A. Tanimoun), à gauche vue aérienne, à gauche prises de vue au cœur de la ville, en bas à droite pont quasiment submergé par les flots.

Par la suite, ces travaux se concentrent sur le sous bassin drainant les précipitations à l'origine de la crue Rouge à Niamey : le bassin du bief Ansongo-Niamey. Cette étude ciblée a pour but d'améliorer la compréhension et le suivi des causes de ce phénomène de crue Rouge, et d'évaluer le potentiel d'une approche basée sur l'utilisation de produits d'estimation des précipitations satellite pour simuler le débit du Niger à Niamey.

2. Le bassin du bief Ansongo-Niamey

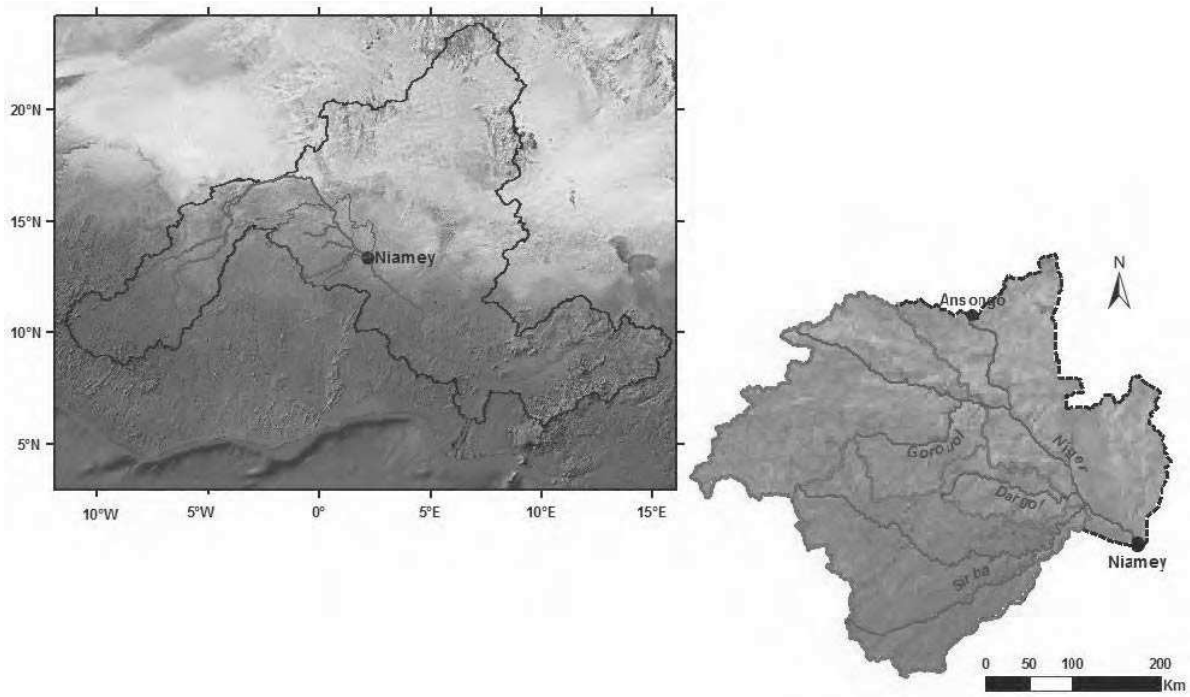


Figure 1. 6 : Carte du bassin du Niger (en haut à gauche) et zoom sur le bassin du bief Ansongo-Niamey (en bas à droite) où les principaux bassins contributeurs à la crue Rouge sont délimités en rouge (Gorouol, Dargol et Sirba). Carte réalisée par C. Cassé et L. Gal à partir des bases de données de la SIEREM et de la NOAA.

Figure 1. 7 : Paysages de la rive droite du bief Ansongo-Niamey (courtoisie de J.P. Vandervaere)

2.1 Contexte : paysage hydrologique du bassin du bief Ansongo-Niamey

2.1.1 Hydrogéologie

Long de 352km, le bief Ansongo-Niamey (*Figure 1. 6*) appartient au Niger Moyen et à la partie sud de la bande Sahélienne, caractérisée par un climat semi-aride. L'altitude du bassin est comprise entre 200 et 400m, et excepté dans les têtes de bassin des affluents, les pentes sont assez faibles (Brunet-Moret et al. 1986, Descroix et al. 2012). De part et d'autre de la rive, le paysage est composé d'une large vallée où s'écoule le fleuve, au lit souvent formé de plusieurs bras et d'îlots, et surplombée par des plateaux de grès surmontés d'une cuirasse latéritique (Grimaud 2014). Le premier tiers du bief comporte plusieurs rapides. Puis le fleuve s'assagit en entrant dans une large vallée où il reçoit successivement ses trois affluents rive droite (à l'ouest) : le Gorouol (44 850 km^2), le Dargol (6 940 km^2) et la Sirba (38 750 km^2) (Brunet-Moret et al. 1986, Mahé et al. 2003). Dans leurs parties amont ces bassins reposent sur un socle précambrien (granites et schistes) et sont souvent cuirassés par latérisation (Olivry 2002), plus en aval ils reposent sur des couches sédimentaires. Ces terrains anciens sont imperméables sauf en cas de fracturation, mais des nappes superficielles locales peuvent exister sur les terrains d'altération ou dans les bas-fonds et les fonds de mares. Sur ces affluents, le réseau hydrologique est temporaire et faiblement organisé. Les cours d'eau semi-permanents, ou *koris* (*Figure 1. 8*), sont actifs uniquement pendant la saison des pluies (Millot 1913, Descroix et al. 2012). Après les têtes de bassin relativement pentues, les eaux atteignent la plaine où le réseau hydrologique, plutôt dégradé, s'organise en une succession de mares, connectées entre elles et finalement connectées au cours principal du Niger au niveau des exutoires. Ces affluents principaux, ainsi que d'autres *koris* moins importants, récoltent les pluies pendant la mousson et constituent un apport pour le Niger (plus ou moins important en fonction de l'époque considérée *§ 2.2*).

La rive gauche (à l'est) correspond majoritairement à un bassin sédimentaire, où les dépôts datant de l'éocène au pliocène forment le Continental Terminal. Il s'agit d'un aquifère libre dont la nappe phréatique s'étend sur 150 000 km^2 (Boucher et al. 2006) et qui constitue la plus importante ressource en eau souterraine du bassin du Niger (Olivry 2002). La rive gauche est dominée par l'endoréisme où le réseau de drainage alimente des mares plus ou moins grandes sur les plateaux et dans les bas-fonds de vallées.

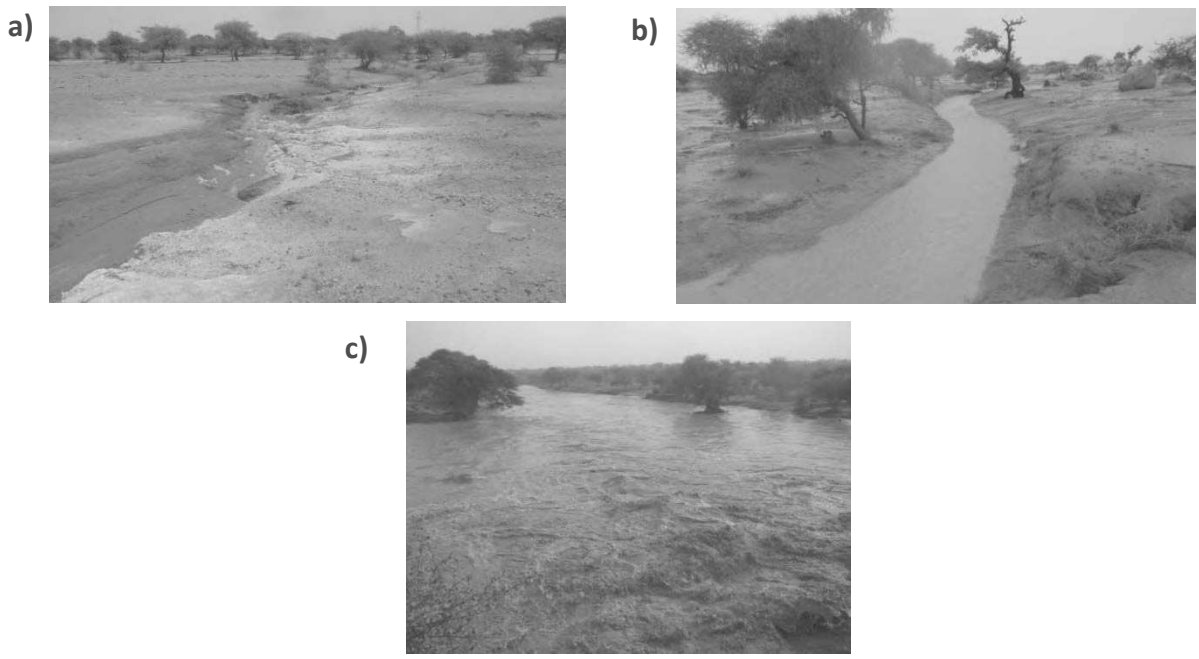


Figure 1. 8 : Illustration de la dynamique saisonnière des koris contributeurs au Niger en amont de Niamey. Mele Haoussa (exemple d'un affluent rive gauche malgré l'endoréisme dominant de cette rive) en début de saison sèche (a) et pendant un évènement pluvieux (b). Autre affluent rive gauche pendant un débordement du lit (c) (courtoisie de J.P. Vandervaere et M. M. Abdou).

2.1.2 Processus hydrologiques

Au Sahel, le partitionnement entre infiltration et ruissellement est dirigé par les conditions de surface plutôt que par le sol profond (Collinet et Valentin 1979, Albergel et al. 1987, Hoogmoed et Stroosnijder 1984, une revue dans Cazenave et Valentin 1989, Cazenave et Valentin 1992). Les facteurs de la surface les plus importants sont : l'encroûtement, la couverture végétale, l'activité faunique, la rugosité de la surface, la porosité vésiculaire et la texture du sol ; les trois premiers expliquant 84% de la variance du taux d'infiltration (Cazenave et Valentin, 1992). Les conditions de surface sahéliennes, décrites en détail dans les paragraphes suivants, engendrent des taux d'infiltration bas et un faible stockage des eaux dans le sol.

La faible infiltrabilité des sols du Sahel et la nature convective des précipitations, induisent un ***ruissellement*** de type Hortonnien (Peugeot et al. 1997, Descroix et al. 2009, 2012, Leblanc et al. 2008). Par définition le ruissellement de type Hortonnien (Horton 1933) a lieu lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration du sol. Les précipitations ruissellent en surface et ne s'infiltrent pas, même si le sol n'est pas saturé. Ce comportement est fréquent en climat semi-aride où les sols sont encroûtés et les précipitations intenses. Sur le bief Ansongo-Niamey (comme sur

l'ensemble du Sahel), le ruissellement est donc surtout contrôlé par les conditions de surface et peu par le contenu en eau du sol. Dans cet environnement, l'***infiltration*** profonde se produit : sur les zones végétalisées (en particulier au niveau des brousses tigrées, Galle et al. 1999), dans le fond des flaques et mares temporaires créées par l'accumulation des lames d'eau ruisselées (Favreau et al. 2009, Desconnets et al., 1997), dans le fond des rigoles de ruissellement des pentes sableuses (Esteves et Lapetite, 2003, Massuel et al. 2006), ou encore au niveau des cônes de déjection sableux (Massuel et al., 2006). Partout ailleurs le drainage est limité aux premiers mètres du sol (Peugeot et al. 1997) et suivi par une évaporation importante (Peugeot et al. 2012 et Velluet et al. 2014). L'infiltration profonde participe à la recharge des aquifères (Favreau et al. 2009) mais ces derniers sont trop profonds pour participer aux écoulements du fleuve (Mahé 2009).

Certains processus entre eaux de surface et eaux souterraines du bief Ansongo-Niamey restent encore incompris. Entre les stations d'Ansongo et de Niamey un déficit de débit est observé et peut atteindre 10% du débit d'Ansongo (moyenne annuelle pendant la crue Guinéenne, annexe III). Plusieurs hypothèses pourraient expliquer ce déficit connu de l'ABN, mais demandent encore d'être étudiées. Les captations d'eau semblent être une cause à exclure, puisque les déficits les plus importants de la période 1950-présent, surviennent dans les années 1950 alors que la zone était peu pourvue en aménagements hydrauliques. En revanche un réseau de fractures dans le socle affleurant est observable entre Kandadji (aval d'Ansongo) et Niamey, et leur impact sur l'infiltration profonde reste inconnu. Il est aussi important de noter que pendant la saison sèche, les écoulements du lit principal remontent vers les koris, secs à cette période, grâce aux faibles pentes de la région.

2.1.3 Pédologie

Les types de sol du bief Ansongo-Niamey vont des sols minéraux bruts et peu évolués (plutôt associés aux têtes de bassin des affluents rive droite du socle granitique) aux sols hydromorphes (dans les fonds de vallée). Trois principaux types de sols sont présents au sein du bief Ansongo-Niamey (Brunet-Moret et al. 1986, Olivry 2002). Les sols ***bruns steppiques*** ou isohumides steppiques sont peu profonds (jusqu'à 100cm) et pauvres en matière organique (taux décroissant avec la profondeur). Formés d'un horizon sablo-limoneux (moins de 3% d'argile) homogène et moyennement compact, ces sols sont peu perméables, présentent une faible capacité d'infiltration et favorisent le ruissellement. Ces sols sont caractérisés par un relief très plat. Les sols ***ferrugineux tropicaux*** sont également peu profonds (jusqu'à 100cm) et pauvres en matière organique. En revanche leur texture sableuse plus grossière (deux horizons de sable fin et plus grossier) favorise l'infiltration des eaux de pluies. Enfin les sols ***hydromorphes*** sont caractéristiques des vallées (bande

ne dépassant pas 1km), des bas-fonds et des lits des cours d'eau. Plus profonds (jusqu'à 120cm), ces sols sont également plus riches en argile. Bien que peu perméables, ils peuvent permettre une l'infiltration. Pour une description plus détaillée des types de sols, des cartes pédologiques précises de la région de Niamey, du bassin du Gorouol et du nord-est du Burkina Faso sont disponibles en annexes (IV et V).

2.1.4 Encroûtement

Comme dans l'ensemble des zones arides et semi-arides et du Sahel, les sols du bief sont sujets à l'encroûtement. Différents types de croûte sont générés en fonction des processus impliqués dans leur formation et du type de sol. Casenave et Valentin (1989) ont décrit en détail les différentes phases de formation des croûtes superficielles. C'est au cours de la phase préliminaire, dite d'humectation, que les agrégats de sol vont se désagréger (par éclatement, dispersion ou fissuration) pour fournir les particules qui entreront dans la composition de la croûte. Plusieurs processus peuvent ensuite entrer en jeu dans la réorganisation des particules de surface et engendrer la formation d'une pellicule superficielle imperméable : l'impact des gouttes de pluies, le ruissellement, la dessiccation, le vent. Une typologie génétique des croûtes les nomme en fonction des processus de formation. Différents facteurs induisent la formation de telles structures superficielles (type de sol, de pente, de précipitations). Même si le sol profond intervient peu dans l'hydrologie sahélienne certains types de sol favorisent l'encroûtement. L'encroûtement du sol modifie ses propriétés et le rend imperméable favorisant le ruissellement (Collinet et Valentin 1979, Hoogmoed et Stroosnijder, 1984, Peugeot et al. 1997).

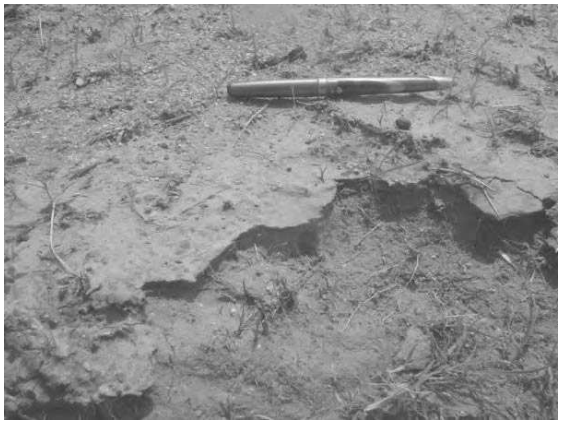


Figure 1. 9 : Exemple de croûte alguale (ou biologique) dans le bassin du kori Mele Haoussa (courtoisie de J. P. Vandervaere).

La couverture végétale est une protection majeure contre l'encroûtement puisqu'elle réduit l'impact des précipitations (dispersion de l'énergie cinétique via l'interception), du ruissellement et du vent, sur la réorganisation des particules de surface. Elle concentre également les zones d'activité faunique qui favorisent l'infiltration (Casenave et Valentin, 1989). L'effet de l'agriculture sur l'encroûtement semble dépendre des pratiques culturales. Le labour ou le sarclage permettent en premier lieu d'augmenter l'infiltrabilité des sols. Mais la réorganisation superficielle qu'ils entraînent favorise l'encroûtement et le ruissellement s'ils ne sont pas effectués assez fréquemment (Collinet et Valentin 1979, Hoogmoed et Stroosnijder, 1984). Le paillage et l'enfouissement des résidus de récoltes peuvent être une solution, mais leur application à grande échelle reste difficile à cause de la demande en paille dans d'autres secteurs et ces solutions viennent aussi avec leurs inconvénients (Casenave et Valentin, 1989). La mise en jachère d'un sol cultivé n'engendre pas forcément une protection contre l'encroûtement ; qui peut augmenter par rapport à un sol cultivé, entre autre à cause du développement d'algues bleues (Valentin et al. 2004).

2.1.5 Végétation

- *Succession végétale spontanée*

La ressource en eau est le facteur le plus limitant de la dynamique végétale au Sahel (Hiernaux et Le Houérou, 2006). La distribution, la diversité et la productivité du couvert végétal sahélien dépendent donc des précipitations et des conditions édaphiques qui vont diriger leur redistribution (infiltration ou ruissellement). Comme dans l'ensemble du Sahel, le paysage faiblement anthropisé (jusqu'aux années 1950) du bief Ansongo-Niamey est usuellement décrit comme « savane à annuelles ». Elle est composée d'une strate herbacée dominée par des graminées annuelles et d'une strate arborée formée de plantes ligneuses telles que des buissons, des arbustes et des arbres épars (Hiernaux et Le Houérou, 2006). La taille et la densité des ligneux (au maximum 5%) déterminent le type de formation végétale. L'une des plus denses et associée à un écosystème forestier, la « brousse tigrée », est caractéristique des zones semi-arides. Se développant sur les plateaux latéritiques cuirassés au sol peu profond, la brousse tigrée est composée d'une alternance entre des arcs de végétation (perpendiculaires à la pente) et des zones de sol nu. La zone de sol nu encroûtée engendre un ruissellement des eaux de pluies vers la partie aval végétalisée. La redistribution des précipitations en fonction des capacités d'infiltration du sol, détermine la structure, la dynamique et la composition floristique de l'arc végétalisé (Seghieri et al. 1994, Galle et al. 1999). Les bords de cours d'eau, de mares ou les dépressions argileuses peuvent également accueillir des formations végétales de type forêts claires.

● *Activités anthropiques, aléas climatiques et modifications du paysage*

Les sécheresses à répétition ainsi que la pression démographique entraînent des modifications durables du paysage en Afrique de l'Ouest. Le Sahel accueille depuis des millénaires des peuples qui interagissent quotidiennement avec leur écosystème via le pastoralisme, l'agriculture et la récolte d'essences pour la demande en énergie. Avant l'explosion démographique du 20e siècle, les activités anthropiques n'avaient qu'un impact modéré sur l'environnement. Mais l'augmentation de ces pratiques associée à la sécheresse ont participé à la diminution de la couverture végétale spontanée du Sahel.

Les cultures pluviales, dont la principale est la culture vivrière du mil (*Pennisetum glaucum*), demandent au préalable un défrichement avec une mise à nu des sols (Valentin et al. 2004). Les successions spontanées des vallées et des pentes sableuses sont remplacées par des champs et des jachères herbacées (*Aristida mutabilis, Cenchrus biflorus* et *Digitaria gayana*) et arbustives (dominée par *Guiera senegalensis accompagné de Piliostigma reticulatum et Combretum glutinosum*) (Descroix et al. 2012). L'augmentation de la demande en terre arable sous la pression démographique, a forcé les agriculteurs à diminuer les temps de mise en jachère de leurs terres, abandonnant les jachères de long terme (8 ans), induisant une intensification de l'agriculture (Valentin et al. 2004).

Si l'impact du pastoralisme est limité (Hiernaux et Le Houérou 2006), d'après Leblanc et al. (2008), la diminution de la couverture de la brousse tigrée est imputable à 80% à la récolte de bois et à la mise en culture, et à 20% aux aléas climatiques. Les récoltes d'essences arbustives autour des villes et des villages touchent particulièrement la brousse tigrée (Peltier et al. 1995, Leblanc et al. 2008).

Plusieurs études ont cartographié ces changements à partir d'images satellites et aériennes (Leblanc et al 2008 et Amogu et al. 2010). En raison de la présence du site d'étude Hapex-Sahel sur la rive gauche, au nord-est de Niamey (50km environ), la plupart ont été menées en zone endoréique (*Figure 1. 10*). Certaines se sont cependant penchées sur la rive gauche (*Figure 1. 11*), dans l'optique d'évaluer ces changements de couverts et d'évaluer leur impact sur l'hydrologie. Les exemples présentés ici (*Figure 1. 10* et *Figure 1. 11*) illustrent la diminution de la végétation arborée au profit du sol nu et des cultures sur les deux rives.

Les processus hydrologiques du bassin du bief Ansongo-Niamey et les modifications rapides des conditions de surface influençant la réponse hydrologique, constituent un défi pour la modélisation hydrologique. Si plusieurs études se sont déjà penchées sur la modélisation de bassins sahéliens (Seguis et al. 2004, Mahé et al. 2005), il n'existait pas encore de modélisation hydrologique distribuée à l'échelle régionale et infra-journalière au début de ces travaux, sur ce bassin.

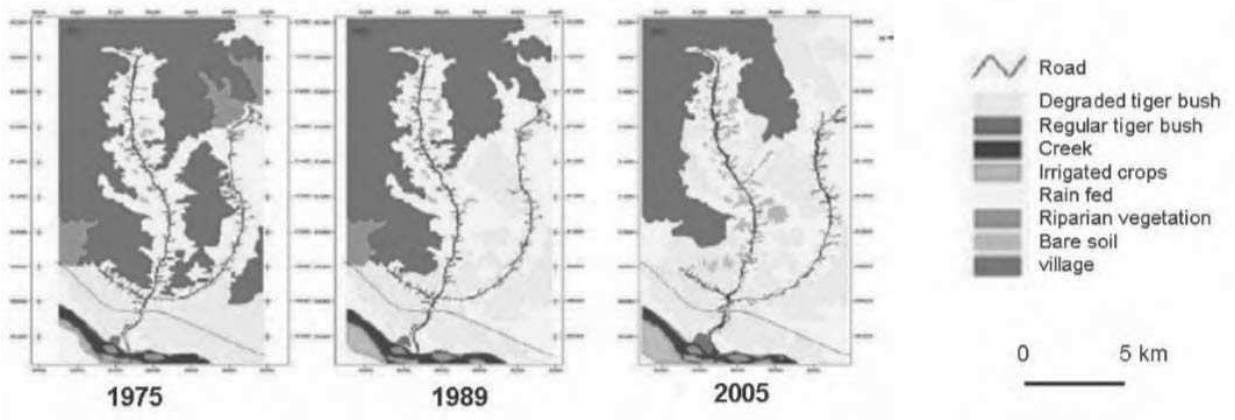


Figure 1. 10 : Illustration de l'évolution de l'occupation des sols dans le bassin du Boubon (20km au nord-est de Niamey) entre 1975, 1989 et 2005, d'après les travaux d'Amogu et al. (2010). Le bassin du Boubon initialement endoréique est devenu exoréique.

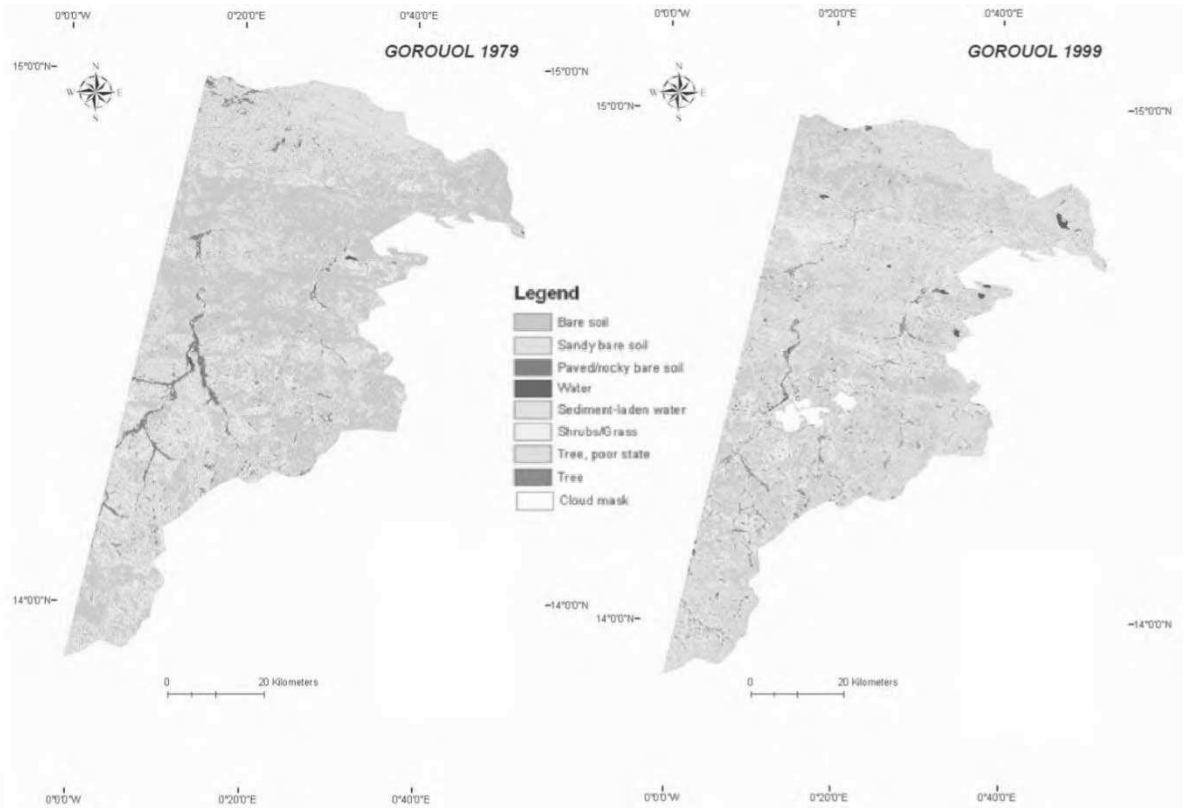


Figure 1. 11 : Illustration de l'évolution de l'occupation des sols dans le bassin du Gorouol entre 1979 et 1999 d'après les travaux d'Amogu et al. (2010). Les dégradés de verts correspondent à la végétation, marrons aux sols nus et bleus à l'eau. Cartes réalisées à partir d'images LANDSAT.

2.2 Changements hydrologiques du bassin du bief Ansongo-Niamey

La *Figure 1. 12* met en évidence les variations de la crue Guinéenne du Niger observées à Ansongo et Niamey et celles de la crue Rouge à Niamey entre 1950 et 2012. La crue Guinéenne à Ansongo et à Niamey suit les tendances pluviométriques : *(i)* un débit plus important et une période de hautes eaux plus longue pendant les décennies humides (1950 et 1960), *(ii)* une diminution pendant les décennies sèches (1970 et 1980) avec des valeurs minimales pendant la décennie 1980, *(iii)* une reprise des écoulements pendant la période récente d'intensification mais qui n'égalent pas ceux des décennies humides (comme les précipitations). Ces observations sont en accord avec la littérature, qui décrit en particulier un déficit des écoulements jusqu'à deux fois plus important que les déficits pluviométriques dans les régions amonts du bassin, sous climat soudanien (Mahé 2009, Mahé et al. 2000 et 2011, Paturel et al. 2010). Par exemple, le déficit du Bani à Douna atteint jusqu'à 80% dans les années 1980 (Mahé et al. 2000).

En revanche, l'évolution de la crue Rouge est différente, la *Figure 1. 12* montre le renforcement de son intensité et de sa fréquence qui a modifié l'allure de l'hydrogramme moyen décennal. Ce phénomène commence à être notable pendant la décennie 1983-1992, dont le débit moyen pendant une partie la crue Rouge égale et dépasse celui de la décennie 1973-1982, également en déficit pluviométrique mais moins intense. De même, la décennie 1993-2002 égale pendant une partie de la crue Rouge le débit moyen de la décennie 1963-1972, pourtant plus humide. La décennie 2003-2012 présente les débits les plus importants de la période étudiée, dépassant pendant l'ensemble de la saison les débits observés pendant les décennies les plus humides. A cause de ce renforcement de la crue Rouge, depuis la décennie 2003-2012 l'hydrogramme moyen présente un profil bi-modal net, où la crue Rouge est dissociée de la crue Guinéenne ; « le dromadaire est devenu un chameau » (Descroix et al. 2012).

Cette augmentation en intensité et en fréquence de la crue Rouge, d'abord observée par Albergel (1987) est bien documentée, et fréquemment actualisée (Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, 2005, Mahé et Paturel 2009, Descroix et al. 2009, 2012, Sighomnou et al. 2013). La crue Rouge, de plus en plus importante, dépasse maintenant fréquemment la crue Guinéenne. Et en 2003, 2010, 2012 et 2013, les hauteurs les plus importantes depuis le début des observations à Niamey, ont été observées (Sighomnou 2012, Sighomnou et al. 2010, 2013) et ont engendré des inondations dévastatrices (*Figure 1. 5*). Dans la suite de ce manuscrit, les *chapitres 5* et *7* aborderont le suivi de ces changements récents et passés et l'apport de l'approche combinée produits d'estimation des précipitations et modélisation hydrologique pour répondre à cette problématique.

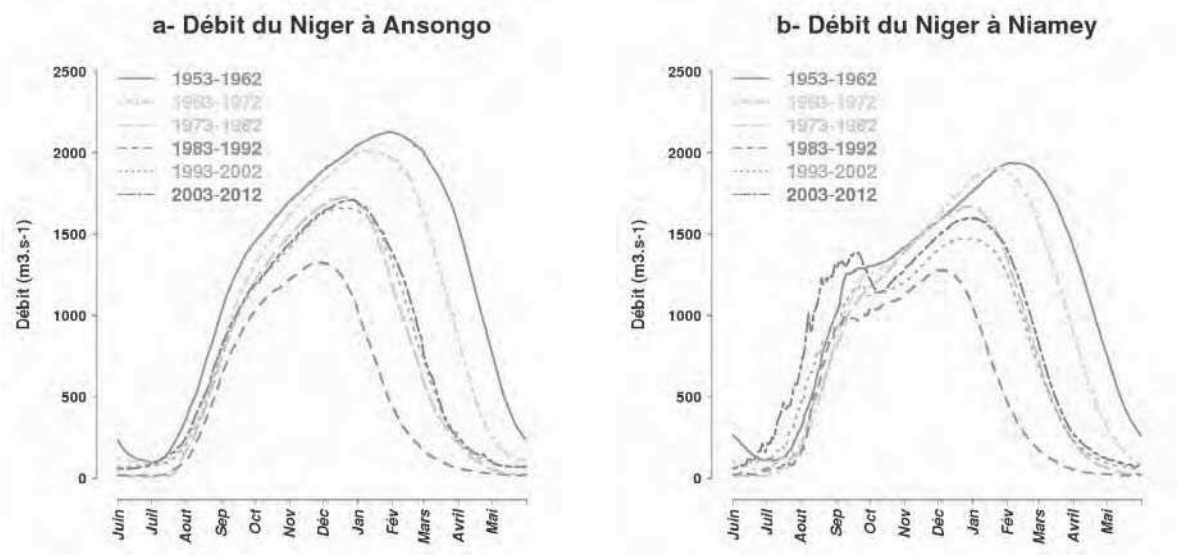


Figure 1. 12 : Hydrogramme décennal moyen du débit du Niger aux stations d'Ansongo (a) et Niamey (b) pendant les 6 dernières décennies.

2.3 Discussion sur l'attribution des changements hydrologiques de la crue Rouge

Plusieurs études ont déjà mis en évidence une augmentation des écoulements des bassins sahéliens (en dessous de 700 mm de pluie par an) en dépit du déficit pluviométrique. Ce phénomène connu sous le terme de *« paradoxe sahélien »* a également été observé sur le bassin du bief Ansongo-Niamey. Amani et Nguetora (2002) ont mis en évidence, sur le bassin de la Sirba, une augmentation du coefficient d'écoulement entre 1956 et 2000 ; Mahé et al. (2003) arrivent au même résultat pour les 3 affluents rive droite, où les coefficients d'écoulement ont augmenté respectivement de 40%, 57% et 61% pour le Gorouol, le Dargol et la Sirba, entre 1955-1972 et 1972-1998. Ces affluents, décrits en 1960 comme peu contributifs (Brunet-Moret et al. 1986), en particulier le nord Gorouol exclusivement endoréique, représentent maintenant un apport conséquent, la Sirba étant le plus important (Amani et Nguetora, 2002). C'est cette augmentation des écoulements des affluents rive droite qui entraîne le renforcement de la crue Rouge à Niamey.

Les zones endoréiques connaissent également une augmentation de ruissellement qui engendre *(i)* l'augmentation du réseau de drainage (*Figure 1. 13*, d'après Leblanc et al. 2008), *(ii)* l'augmentation des surfaces des mares (Gardelle et al. 2010), et *(iii)* l'accroissement du stock d'eau dans les nappes (Favreau et al 2009, Mahé 2009, Massuel et al. 2011). Cette augmentation de ruissellement de surface engendre également des ruptures d'endoréisme localisées qui constituent de nouveaux apports à la crue Rouge (*Figure 1. 14*, Amogu et al, 2010, Mamadou et al. 2015).

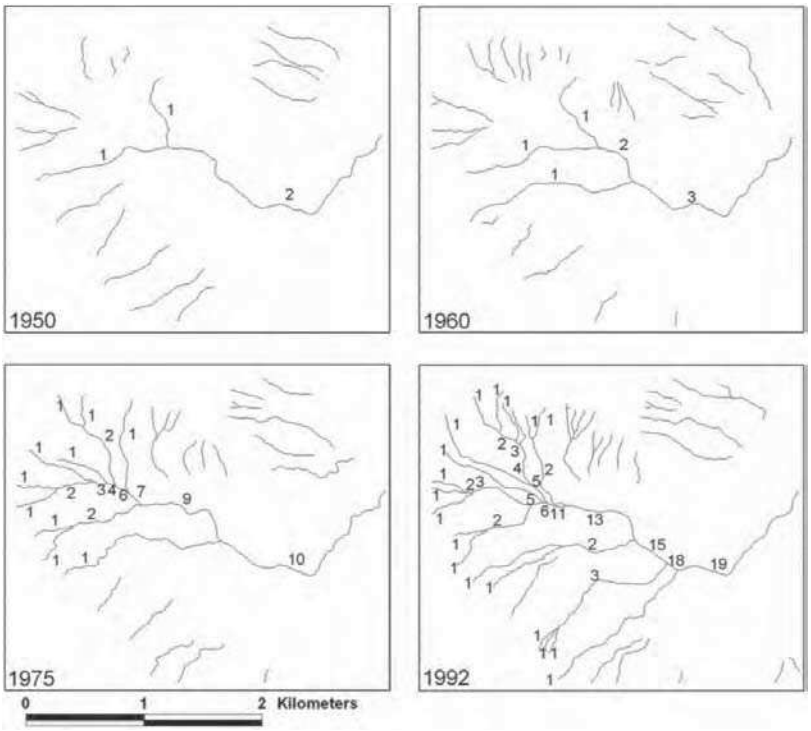


Figure 1. 13 : Illustration du développement du réseau de drainage en densité et connectivité dans un sous bassin endoréique du site de Gassan (situé en rive gauche du Niger, à une 40aine de km à l'ouest de Niamey), entre 1950, 1960, 1975 et 1992, d'après les travaux de Leblanc et al. (2002). Les chiffres correspondent aux numéros d'ordre des chenaux.

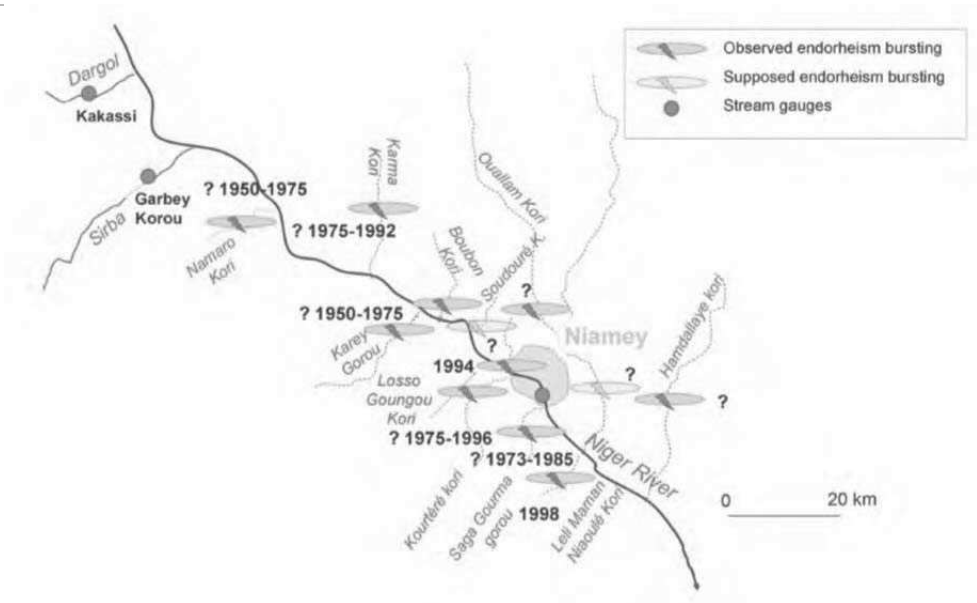


Figure 1. 14 : Recensement des évènements effectifs et possibles des ruptures d'endoréisme dans la région de Niamey, d'après les travaux de Mamadou et al. (2015)

Le paradoxe sahélien, défini par l'augmentation du ruissellement de surface depuis les années 70 concordant avec une diminution des précipitations, est un processus contre intuitif et semble exclure une origine climatique. Les études basées sur des observations seules (Albergel 1986, Mahé et al. 2003, Leblanc et al. 2008, Mahé et Paturel 2009, Descroix et al. 2009, 2012, Amogu et al. 2010) et sur la modélisation (Séguis et al. 2004, Mahé et al. 2005, Li et al. 2007, Paturel et al. 2009), s'accordent sur le rôle des changements du couvert végétal et de l'utilisation des sols sur l'augmentation des écoulements malgré le déficit pluviométrique. La diminution du couvert végétal modifie les propriétés hydrauliques de la surface favorisant la formation de croûtes *(§ 2.1.4*), qui réduit l'infiltration et induit une augmentation du ruissellement de type Hortonien.

Mais l'intensification des précipitations depuis les années 1990 (Panthou et al. 2014) ainsi que la succession de débits record à Niamey (et des inondations pluviales dans la région) depuis les années 2000, posent à nouveau la question de l'origine des changements hydrologiques. Si dans les études précédemment citées, le rôle des précipitations est souvent discuté il n'est pas clairement déterminé. Si des études basées uniquement sur des analyses de corrélation n'ont pas trouvé de relation claire entre les précipitations et le débit à l'échelle annuelle et mensuelle (Descroix et al. 2012), d'autres ont montré des corrélations claires à de plus fines échelles (Malam Abdou 2014). Et de plus en plus d'auteurs notent la corrélation entre des évènements pluvieux extrêmes récents et l'exacerbation de la crue Rouge à Niamey (Sighomnou et al. 2013). Mais la présence ou l'absence de corrélation ne peuvent seules permettre de statuer sur une relation de causalité. Quelques études basées sur la modélisation hydrologique ont mis en évidence le rôle des précipitations sur les changements hydrologique mais sans prendre en compte les changements d'utilisation du sol (d'Orgeval et Polcher 2008) ou en utilisant un unique jeu d'estimations des précipitations présentant un biais négatif (Aich et al. 2015). De plus aucune de ces études n'a pris en compte les variations d'aires de drainage au cours du temps. Or, l'extension du réseau de drainage et les ruptures d'endoréisme doivent participer à l'augmentation des contributions à la crue Rouge (Amogu et al, 2010, Mamadou et al. 2015).

Le dernier chapitre de ce manuscrit (*chapitre 7*), aborde la question du rôle des variations climatiques, en se basant sur l'approche de modélisation (développée dans les *chapitres 3* et *4* et validée dans le *chapitre 5*) pour dissocier les sensibilités de l'hydrologie aux conditions climatiques et de surface.

Le Niger est un fleuve à forts enjeux pour l'Afrique de l'Ouest et connaît de fortes amplitudes climatiques qui engendrent des crises liées aux sécheresses ou aux inondations. Ces variations climatiques modifient la dynamique particulière de ce fleuve qui connait deux crues successives dans sa partie moyenne : la crue Rouge et la crue Guinéenne. La crue Guinéenne, provient de la partie supérieure du fleuve qui a connu un déficit de débit jusqu'à deux fois plus important que le déficit de précipitation depuis les années 1970. La crue Rouge, engendrée par les écoulements des affluents sahéliens, présente une évolution contraire avec une augmentation des écoulements pendant le déficit pluviométrique : c'est le paradoxe sahélien. A Niamey, la crue Rouge n'a cessé d'augmenter depuis les années 1970, et depuis les années 2000 les débits les plus importants depuis le début des observations ont été enregistrés, engendrant des dégâts dramatiques. Sa prévision reste encore un défi pour les autorités locales et la question de l'attribution de ses changements encore ouverte.

La prévision, le suivi et la gestion de tels événements demandent des outils adaptés à l'hydrologie régionale et aux données disponibles. L'approche débit-débit est difficilement applicable sans une excellente couverture en stations hydrologiques des affluents générant cette crue et des plateformes de collectes de données (DCP) permettant un suivi en temps réel. Pour pallier cette limite, l'ABN souhaite développer une approche basée sur la relation pluie-débit, et bénéficier des outils spatiaux d'estimation des précipitations pour remédier au manque de données météorologiques sur la zone (que ce soit par accessibilité ou par absence de données).

Mais les processus hydrologiques du bassin du bief Ansongo-Niamey et les modifications rapides des conditions de surface, constituent un défi pour la modélisation hydrologique de ce sous bassin. Si plusieurs études se sont déjà penchées sur la modélisation de certains bassins versants de petite échelle de cette zone, il n'existait pas encore de modélisation hydrologique distribuée à l'échelle régionale sur ce sous bassin au début de ces travaux.

Les produits d'estimation des précipitations basés sur des mesures satellites sont une alternative séduisante pour pallier la faible densité du réseau de pluviomètres dans certaines parties du bassin du Niger et pour une approche de gestion transfrontalière. Mais la capacité de ces produits à restituer les champs de pluie issus des MCS et hautement variables spatio-temporellement doit être étudiée, ainsi que la propagation de leur erreur dans la modélisation hydrologique.

Le suivi et la prévision du présent demande aussi de bien comprendre le passé, et dans le cas présent de comprendre les causes de l'évolution de la crue Rouge. Bien que le rôle du changement des conditions de surface soit indéniable, le rôle des précipitations et de leurs évolutions récentes n'a pas encore été bien étudié.

C'est dans ce cadre que s'inscrivent les questions générales de cette thèse, qui seront développées dans les chapitres suivants. Les produits d'estimation des précipitations (satellites mais aussi in-situ) peuvent-ils quantifier et reproduire les caractéristiques des précipitations associées au MCS sahéliens (chapitre 2) ? La modélisation choisie (modèle de surface global) permettra-t-elle de reproduire avec assez de réalisme le fonctionnement complexe du bassin et les inondations (chapitre 3 et 4) ? L'association des estimations des précipitations à une modélisation hydrologique peut-elle permettre le suivi de la crue Rouge et des inondations associées (chapitre 5) ? Quel est l'impact des erreurs associées aux précipitations sur la modélisation hydrologique (chapitre 6) ? Et enfin la modélisation peut-elle permettre d'analyser les causes des changements hydrologiques décrits depuis les années 1950 (chapitre 7) ?

Chapitre 2 Estimation des précipitations : du réseau de pluviomètres à la constellation satellite

Des trois grands types de mesure des précipitations – pluviomètres, radars et satellites – seuls les réseaux de pluviomètres in-situ et les mesures satellites seront abordés dans ce chapitre et tout au long de ce manuscrit. Seuls les pluviomètres permettent une mesure directe des précipitations et constituent la base de données la plus ancienne, historiquement. Ces mesures lorsqu'elles sont issues de réseaux denses et associées à des méthodes d'interpolations précises, sont considérées comme une référence pour valider et évaluer d'autres types d'estimation des précipitations. En revanche la couverture erratique et globalement inégale des pluviomètres, engendre de larges zones peu ou pas couvertes ; en particulier sur les grands bassins tropicaux. Dans de telles régions, les produits d'estimation des précipitations basés sur des mesures satellites, bien qu'indirectes, offrent l'avantage d'une large couverture spatiale avec potentiellement une bonne répétitivité temporelle (infra-journalière) et une résolution spatiale comprise entre 8 et 100km. Ce chapitre présente les principes d'estimation des précipitations (in-situ et satellites) et les différents produits utilisés au cours de cette étude. Un état de l'art des performances des différents produits satellites sur le Sahel est dressé, et suivi d'une actualisation pour l'ensemble des produits utilisés, grâce à la comparaison avec un réseau in-situ de référence sur le degré carré de Niamey. Enfin les caractéristiques des produits sont comparées sur la zone d'étude, le bassin du bief Ansongo-Niamey.

1. Principes de l'estimation des précipitations

Il existe trois grands types d'instruments de mesure des précipitations – les pluviomètres, les radars et les satellites – dont les spécificités d'échelle, de couverture et de mesure sont rappelées dans le *Tableau 2. 1*. Ce premier paragraphe vise à rappeler les grands principes de la mesure et de l'estimation des précipitations in-situ et satellite, qui sont utilisés dans la suite de cette étude.

Tableau 2. 1 : Tableau des caractéristiques des différentes mesures des précipitations

	Résolution Spatiale	*Résolution Temporelle*	*Couverture spatiale*	*Période de disponibilité*	*Type de mesure*
Pluviomètre/graphe	-	1j / ~5min	Ponctuelle	Historique	Directe
Radar météo	1km	5min	Locale (100km)	1950	Indirecte
Satellite	8 à 100km	3h à 1j	Régionale à Globale	~ 1980 (IR) ~ 2000 (MW)	Indirecte

1.1 Mesure directe ponctuelle : réseaux in-situ et interpolation spatiale

Les pluviomètres mesurent la hauteur d'eau précipitée à un point donné de l'espace pour une gamme de pas de temps. Les pluviomètres à lecture sont des récipients étalonnés qui nécessitent la visite d'un expérimentateur pour lire la hauteur d'eau mesurée. La résolution temporelle dépend alors de la fréquence de visite qui est généralement journalière. Les pluviographes enregistrent les cumuls de hauteur d'eau de manière continue. Les plus fréquents sont des systèmes à augets basculeurs ; les augets basculent lorsqu'une certaine hauteur d'eau est accumulée et les horaires des basculements sont enregistrés, à l'origine sur un papier défilant (d'où le suffixe graphe) aujourd'hui dans des fichiers numériques. Les pluviographes communément installés en Afrique produisent un basculement tous les 0,5 mm de pluie. Les séries temporelles de basculement sont ensuite converties en intensité de pluie à des pas de temps réguliers et très fins, généralement compris entre 1 et 6 minutes. Les mesures des réseaux d'observations in-situ basées sur les pluviomètres constituent les bases de données pluviométriques historiques les plus anciennes. Mais la couverture spatiale de tels instruments est globalement inégale et la densité des réseaux dépend grandement des régions et de la période considérée. Concernant les surfaces continentales, si l'Europe et l'Amérique du Nord possèdent des jeux de données denses et anciens, depuis le 17ème siècle (New et al. 2001), d'autres régions comme l'Afrique de l'Ouest, sont dépourvues de telles archives. Nicholson et al. (2012) ont mis en évidence la présence de données pluviométriques in-situ remontant au 19ème siècle en Afrique,

mais avec une densité faible de pluviomètres, en particulier pour le début des observations.

La question de la densité spatiale du réseau de pluviomètres est une problématique cruciale pour le passage de l'échelle ponctuelle, à laquelle est mesurée l'intensité pluviométrique, à une échelle plus large, à laquelle le champ de pluie est estimé. En effet la plupart des applications utilisant les estimations de précipitations (météorologie, hydrologie, écologie, etc.) nécessitent des champs de pluies spatialisés ou une pluie moyenne sur une surface relativement large (comme un bassin versant). Les mesures ponctuelles issues des pluviomètres doivent alors être interpolées spatialement. La qualité de l'interpolation dépend de la densité du réseau de mesure et de la structure spatiale des champs de pluie. Si un champ de pluie est homogène, donc corrélé spatialement, les méthodes d'interpolation simples et des réseaux peu denses produisent des résultats satisfaisants. Si le champ de pluie est hétérogène, l'interpolation simple associée à un réseau de faible densité engendre de trop grandes erreurs d'estimation pour des échelles fines. En effet le degré d'autocorrélation spatiale d'un champ de pluie hétérogène dépend de la résolution temporelle, l'intégration dans le temps lissant la structure spatiale. Des méthodes d'interpolation prenant en compte la structure des champs de pluie, telle que le *krigeage*, sont plus adaptées pour estimer un champ de pluie hétérogène. Le krigeage est la méthode d'interpolation la plus utilisée en hydrométéorologie et provient des géostatistiques. Il s'agit d'une méthode linéaire pour laquelle la pluie estimée en un point de l'espace dépend de sa distance au réseau de pluviomètre et de la distance de corrélation du champ de pluie, établie grâce à un variogramme (plus de détail sur les variogrammes dans le *chapitre 6*). L'estimation des précipitations peut également être réalisée sur des surfaces (par exemple maille d'un modèle), il s'agit alors de krigeage de bloc. Une autre variante, le krigeage lagrangien, prend en compte les déplacements des systèmes pluvieux au cours du temps. La méthode du krigeage fournit également une estimation quantitative de l'erreur d'interpolation : la variance d'estimation. En fonction de celle-ci, l'estimation des précipitations basée sur des réseaux de pluviomètres in-situ pourra être considérée comme une référence ou non (Kirstetter et al. 2012). Plusieurs travaux sur la validation des produits satellite ont proposé de prendre en compte cette erreur sur la référence sol lors de l'évaluation des produits (Roca et al. 2010, Gosset et al. 2013).

En Afrique de l'Ouest 75 à 90% des précipitations sont produites par des MCS, se déplaçant rapidement d'Est en Ouest, et caractérisés par un front convectif intense et court, suivi par une traine stratiforme peu intense et longue (*chapitre 1*). Pour des pas de temps courts (inférieur ou égal au passage d'un seul évènement convectif) ces champs de pluies sont hétérogènes et présentent de fortes variations spatio-temporelles. La nature des champs de pluie et la faible densité des réseaux in-situ en Afrique de l'Ouest nécessite l'application de méthodes adaptées, telle que le krigeage, pour l'estimation des précipitations basées sur des mesures in-situ ponctuelles.

1.2 Mesure indirecte spatialisée : observations spatiales et algorithmes

Le suivi météorologique constitue la première application civile de la télédétection spatiale. L'avènement de cette technologie permet, depuis les années 1970, d'obtenir des estimations pluviométriques à une échelle quasi globale, à des résolutions temporelles journalières ou infra-journalières. L'estimation quantitative des précipitations par satellite repose sur l'observation de certaines caractéristiques des nuages plus ou moins corrélées aux précipitations touchant la surface terrestre (océanique ou continentale) ; il s'agit donc d'une mesure indirecte des précipitations. Des radiomètres embarqués sur des plateformes satellites mesurent différentes caractéristiques des nuages en fonction de leur fréquence d'opération. Le principe de ces mesures est intimement lié à la structure verticale des systèmes précipitants convectifs représentée *Figure 2. 1*. La partie supérieure de ces systèmes convectifs (au-dessus de 10km en zone tropicale) est constituée de particules nuageuses glacées. Au cours des processus microphysiques de genèse des précipitations ces particules nuageuses croissent et chutent, de sorte que la partie médiane du profil vertical (5 à 7 km pour les MCS sahéliens) est constituée de gros cristaux précipitants. Ces particules fondent en traversant l'isotherme 0° (4 km d'altitude pour les MCS sahéliens) pour constituer la pluie dans les basses couches de l'atmosphère.

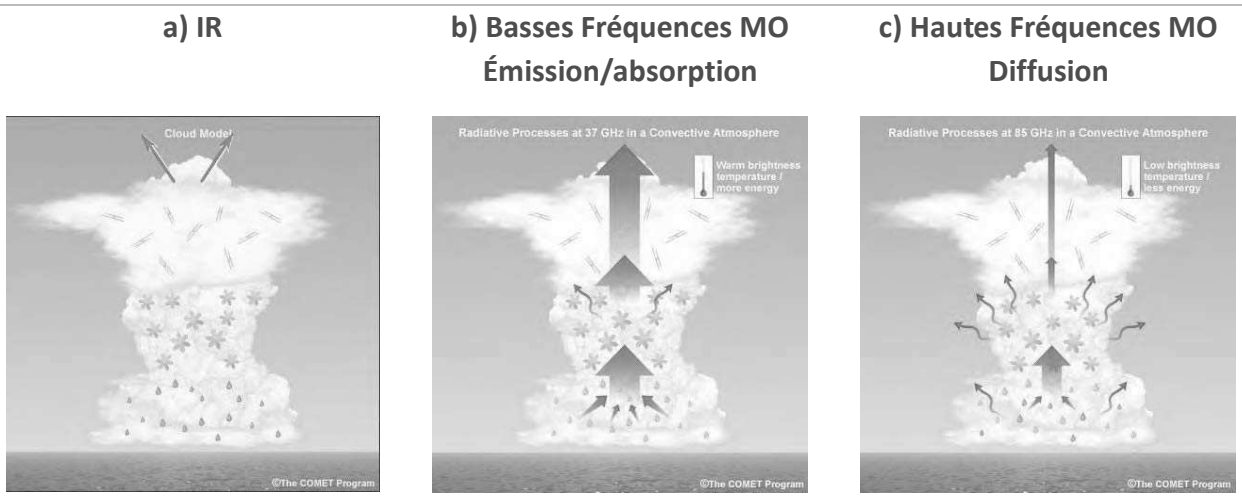


Figure 2. 1 : Schématisation des processus nuageux observés par les IR ou les MO (source : COMET http://meted.ucar.edu/).

Chronologiquement, ce sont les imageurs Infra-Rouges (IR) qui ont permis les premières estimations satellites des précipitations, via la température de brillance (TB) du sommet des nuages (*Figure 2. 1 a*), indirectement reliée aux précipitations. Les nuages hauts et froids, caractéristiques de la convection profonde tropicale, sont statistiquement associés à une forte probabilité de pluie. C'est pourquoi des méthodes basées sur l'occurrence de nuages à sommets froids permettent une bonne estimation des pluies à des échelles relativement grossière (10 jours). En revanche il n'y a pas de lien

direct entre la TB mesurée et la quantité de pluie touchant le sol au même point et instant. A des échelles spatio-temporelles fines (au moins 1° - 1 jour) l'estimation de pluie basée sur la seule mesure IR est associée à de fortes erreurs (revue dans Chambon et al. 2013b). L'imagerie visible peut être un complément intéressant mais elle n'est utile que pendant le jour.

Les imageurs IR sont embarqués sur des satellites géostationnaires à haute altitude et large fauchée (GOES, Meteosat, GMS) permettant l'acquisition d'images toutes les 15 à 30 minutes, et ont une résolution spatiale typique de 5 km. Cette haute répétitivité spatio-temporelle présente un atout pour les mesures IR malgré leur caractère très indirect et l'erreur associée.

Depuis les années 1980, un saut qualitatif dans l'estimation des précipitations par satellite a été réalisé grâce aux imageurs Micro-Ondes (MO), qui permettent une mesure plus directe des précipitations, via les signaux d'émission, d'absorption (*Figure 2. 1 b*) et de diffusion (*Figure 2. 1 c*) des hydrométéores (cristaux de glace et gouttes d'eau). Les gouttes de pluie émettent de l'énergie dans le domaine des MO, dans les gammes de fréquence 10 à 35 GHz (*Figure 2. 1 b*). A ces fréquences, la signature des précipitations est bien marquée au-dessus des océans et des grandes étendues d'eau qui émettent peu, mais elle est plus ambigüe au-dessus des surfaces continentales qui émettent aussi. Dans ce cas l'estimation de la pluie s'appuie sur la diffusion, par la glace atmosphérique, des MO dans les fréquences égales et supérieures à 80 GHz (Figure 2.1c). A ces fréquences, les gros hydrométéores glacés en suspension au-dessus de la pluie atténuent par diffusion les signaux émis par la pluie et la surface. L'estimation dans cette gamme de fréquence exploite le lien entre les propriétés physiques et radiatives des gros cristaux situés à quelques km du sol, et la pluie en surface. Les algorithmes utilisés sont en général de type bayésien (Viltard et al. 2006, Kummerow et al. 1996) et s'appuient sur des modèles de transfert radiatif et des bases de données sur les profils verticaux d'hydrométéores (issus de modèles atmosphériques ou d'observations radar). Les MO passifs ne permettent toujours pas une mesure directe des précipitations de surface mais améliorent leur estimation en comparaison aux IR (Desbois et al. 2007, revue dans Chambon et al. 2013b).

Embarqués sur des satellites défilant de basse altitude, la fréquence de revisite de ces capteurs MO dépend de l'orbite et est en général de 2 passages par jour. La fauchée et la résolution spatiale de leurs acquisitions sont plus faibles que celles des imageurs IR. Les différents algorithmes d'estimation des précipitations associent fréquemment les données IR, d'une bonne couverture spatiale et répétitivité temporelle, aux données MO moins fréquentes mais permettant de plus précisément estimer la pluie. Certains des algorithmes d'estimation des précipitations, intègrent des données in-situ en plus des mesures satellites. La *Figure 2. 2* illustre les différentes mesures de TB réalisée au-dessus de l'Afrique de l'Ouest par IR ou MO.

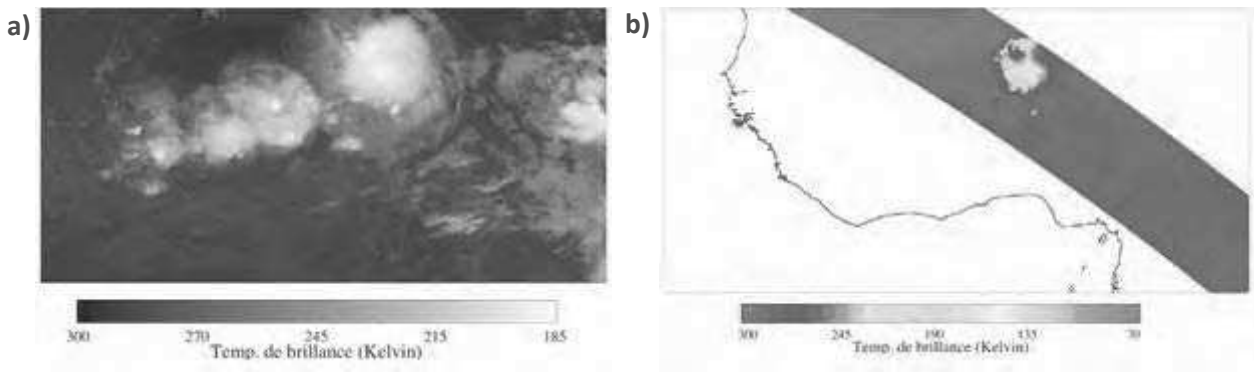


Figure 2. 2 : Illustration de MCS observés par IR (a, Meteosat) et MO (b, TMI/TRMM canal 85Ghz) (courtoisie de K. Ramage)

Le rôle des systèmes convectifs tropicaux dans le climat global, les enjeux liés à l'eau et le déficit de réseaux de pluviographes et de radars météorologiques en zone tropicale ont motivé le développement des mesures spatiales dans ces régions. Depuis les années 1990, plusieurs missions ont été consacrées à l'amélioration de la couverture de la ceinture tropicale grâce à l'inclinaison de leur orbite. En 1997 le lancement de la Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM ; http://pmm.nasa.gov/trmm), avec à bord une gamme de capteurs passifs mais aussi le premier radar satellitaire dédié aux précipitations (PR pour Precipitation Radar), a été une contribution majeure à l'estimation des précipitations tropicales. Le PR de TRMM a permis de mieux documenter la structure tridimensionnelle des systèmes convectifs tropicaux et a contribué à améliorer (et entraîner) les algorithmes d'estimation basés sur les capteurs passifs (IR et MO). La mission TRMM a catalysé le développement d'une nouvelle génération de produits pluviométriques, dont certains sont utilisés dans le cadre de cette thèse et sont décrits ci-dessous. Un nouveau pas a été franchi en 2011 avec la mission franco-indienne Megha-Tropiques (MT ; http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/) dédiée au cycle de l'eau et de l'énergie de l'atmosphère tropicale. Son orbite très inclinée (*Figure 2. 6*) améliore l'échantillonnage des tropiques, avec 6 passages par jour en moyenne à la latitude de Niamey.

De nos jours la constellation de la Global Precipitation Mission (GPM ; http://pmm.nasa.gov/GPM), basée sur un consortium entre plusieurs agences spatiales internationales (NASA, JAXA, CNES, ISRO, NOAA, EUMETSAT), regroupe tous les radiomètres dédiés à l'estimation des précipitations et portés par différentes plateformes satellites. MT fait partie de la constellation GPM dont il renforce la couverture tropicale. Le satellite nippo-américain GPM-Core Observatory lancé en février 2014 porte un radar bi-fréquence (Ku/Ka) qui devrait permettre de progresser encore dans la compréhension des précipitations et leur estimation quantitative. Une autre nouveauté dans l'estimation des précipitations est l'utilisation de plus en plus courante des radiomètres de type

sondeurs conçus pour l'estimation des profils de vapeur d'eau en vue de l'assimilation dans les modèles de prévision météorologique. Bien que moins adaptés à l'estimation de pluie que les imageurs ils apportent également une information sur la signature micro-onde des précipitations et permettent d'augmenter la quantité d'information disponible pour réaliser des produits pluviométriques haute-résolution. L'ensemble des satellites constituant la constellation GPM est représenté dans la *Figure 2. 3*.

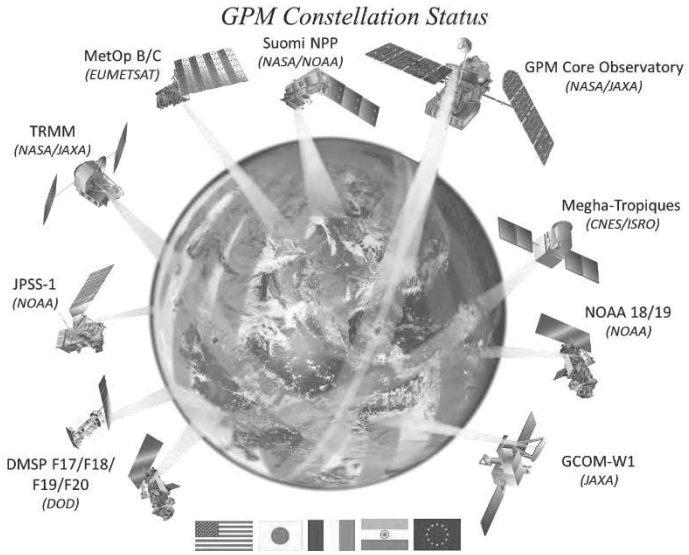


Figure 2. 3 : Schématisation de la constellation GPM
(source : http://pmm.nasa.gov/image-gallery/gpm-constellation)

2. Description des produits utilisés

De nombreux produits d'estimation des précipitations régionaux ou globaux, in-situ ou satellites, sont disponibles librement. Les sites de l'International Precipitation Working Group (IPWG, www.isac.cnr.it/~ipwg/) et de l'International Research Institute (IRI, http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/) répertorient de nombreux jeux de données et donnent accès à la documentation et aux données des différents produits d'estimation des précipitations. Une dizaine de produits d'estimation des précipitations a été utilisée dans cette étude : 3 produits sont basés sur des données in-situ (dont 2 non libres d'accès), 7 sur des données satellites (tous libres), dont 3 intégrant des données in-situ. L'ensemble de ces produits est décrit dans ce paragraphe, et une synthèse de leurs caractéristiques est disponible *Tableau 2. 2.*

2.1 Produits basés sur des mesures in-situ

2.1.1 Données locales : degré carré de Niamey (KRIG-DENSE)

Le programme AMMA, pour African Monsoon Multidisciplinary Analysis, et son observatoire pour le Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique (AMMA-CATCH), permettent le suivi de plusieurs sites d'expérimentation (Mali, Niger, Benin) et la mise en place de campagnes terrain depuis les années 1980 ; pour la compréhension des processus climatiques, hydrologiques et écologiques en Afrique de l'Ouest (http://www.amma-catch.org/ et aussi Lebel et al. 2009 et 2010). Les données pluviométriques du site du Niger, dans la région de Niamey, récoltées depuis 1990, sont utilisées dans cette étude en tant que référence. Ce site de 1°*1° (soit 1 degré carré) est centré à 13,5°N et 2,5°E et comprend la ville de Niamey (*Figure 2. 4*). Il est intensément instrumenté et comporte un réseau dense de pluviographes compris entre 33 et 115 stations selon les années (*Figure 2. 5a*, Vischel et al. 2011). Des champs de pluies (0,25°*0,25° et tri-horaires) sont dérivés de ces données ponctuelles à 5 minutes, à partir d'une interpolation spatiale basée sur la technique du krigeage Lagrangien (Vischel et al. 2011). De par sa densité, le réseau AMMA-CATCH a déjà été considéré comme référence dans de nombreuses études de validation des produits satellites en Afrique de l'Ouest (Kirstetter et al. 2012 Roca et al. 2010, Gosset et al. 2013, Guilloteau et al. 2014). Et Gosset et al. (2013) ont montré qu'à l'échelle 1°*1°*1j, l'erreur d'estimation des précipitations basées sur le krigeage à partir des données du réseau AMMA-CATCH, est inférieure à la différence satellite-sol. Ces données seront une fois de plus utilisées ici pour évaluer les autres produits d'estimation des précipitations (dans ce chapitre et le *chapitre 7*). Dans la suite du manuscrit, ce produit d'estimation des précipitations est noté ***KRIG-DENSE***.

2.1.2 Données régionales : réseaux d'Afrique de l'Ouest (KRIG)

Des données pluviométriques sont relevées en Afrique depuis le 19ème siècle (Nicholson et al. 2012), mais ne sont pas toujours facilement accessibles. Le rassemblement de données pluviométriques en Afrique de l'Ouest a entre autre été initialisé par l'Institut de recherche pour le Développement (IRD) anciennement appelé ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer). Le Barbé et al. (2002) ont poursuivi la mise en place de la bases de données provenant de différents instituts – le Centre Inter-Etats d'Etudes Hydrauliques (CIEH), le centre AGRrometeorology, HYdrology, METeorology (AGRHYMET) – afin de créer un jeu de données de précipitations journalières en Afrique de l'Ouest, entre 1950 et 1990, avec une densité spatiale d'au moins 1 pluviomètre pour 10 000km². Panthou et al. (2014) ont réactualisé ce jeu de données pour le

Sahel (centre et ouest) jusqu'en 2010 grâce aux Directions de la Météorologie Nationales (DMN) du Bénin, du Burkina-Faso et du Niger. Enfin le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE ; T. Vischel et G. Quantin) a actualisé ces données jusqu'en 2012 pour le Sahel (centre et ouest). Le réseau de pluviomètres utilisé a une couverture hétérogène dans le temps et dans l'espace et le nombre de stations varie entre 15 et 60 (*Figure 2. 5 b*) sur la boîte centrée sur le bassin du bief Ansongo-Niamey (*Figure 2. 4*) d'une superficie d'environ 180 200km². Ces chiffres reflètent le nombre de stations utilisées dans la base de données du LTHE, inférieur au nombre de stations opérationnelles. Les données ponctuelles journalières des stations sont interpolées par krigeage ordinaire (Ali et al. 2005a et b) pour obtenir un produit d'estimation des précipitations journalières d'une résolution spatiale de 0,5°*0,5° (LTHE ; T. Vischel et G. Quentin). Dans la suite du manuscrit, ce produit d'estimation des précipitations est noté ***KRIG***.

2.1.3 Données globales : réseaux du Climate Prediction Center (CPC)

Le Climate Prediction Centre de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) met à disposition un jeu de données d'estimation des précipitations, le CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation, disponible à l'échelle globale depuis 1979 à un pas de temps journalier et une résolution spatiale de 0,5°*0,5° (Chen et al. 2008, http://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CPC_UNI_PRCP/GAUGE_GLB/). Le réseau sur lequel se base le CPC combine les données des stations météorologiques opérationnelles transmises via le Global Telecomunication System (GTS), et trois bases de données régionales (sur les États-Unis, le Mexique et l'Amérique du Sud). En Afrique de l'Ouest ce réseau est plutôt lâche, et sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, la moyenne annuelle du nombre de pluviomètres varie entre 1,5 et 6,2 (*Figure 2. 5* b). Le produit CPC est basé sur une méthode d'interpolation choisie pour permettre une estimation optimale des précipitations pour différentes conditions climatiques et de densité de réseaux (*interpolation optimale de Gandin, 1965*). Les erreurs d'estimation ne sont pas fournies pour ce produit mais il est évident qu'en raison de la faible densité du réseau utilisé, les erreurs liées au sous-échantillonnage spatial sont inéluctables (Chen et al. 2008). Dans la suite du manuscrit, ce produit d'estimation des précipitations est noté ***CPC***.

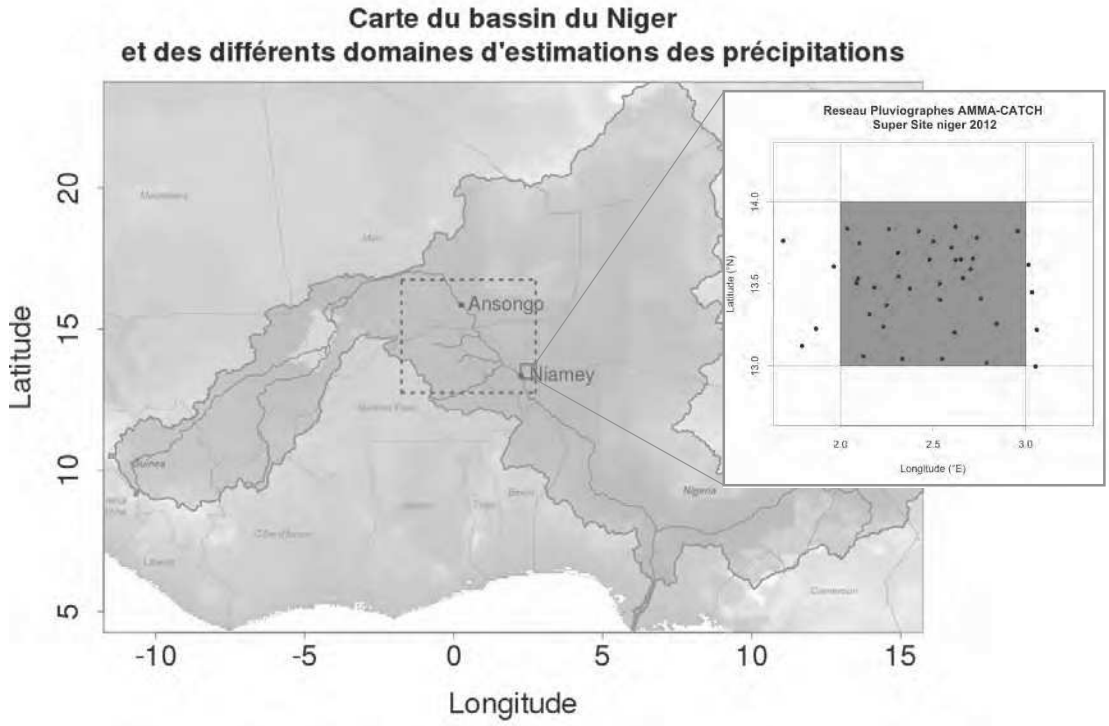


Figure 2. 4 : Carte du bassin du Niger avec le positionnement des boîtes contenant le degré carré de Niamey (boîte rouge) et la zone d'estimation des précipitations de KRIG (boîte grise pointillée).

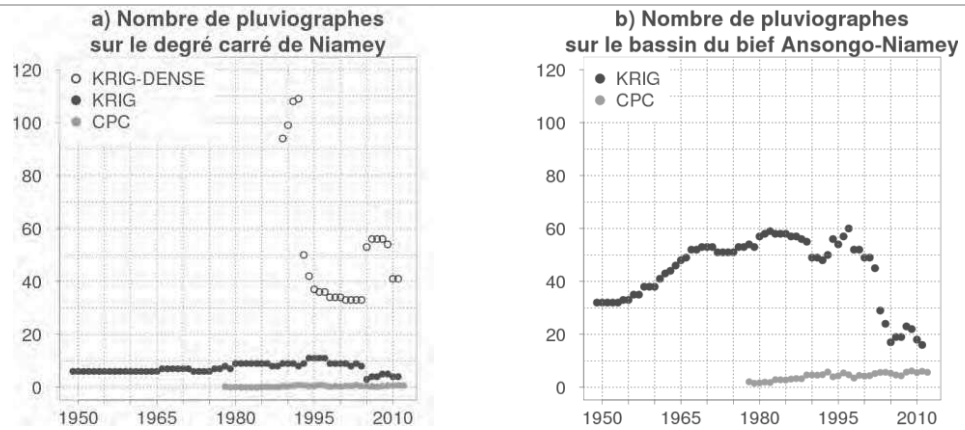


Figure 2. 5 : Evolution du nombre de pluviographes utilisés pour les produits in-situ de 1950 à 2013, sur le degré carré de Niamey (a) et le bassin du bief Ansongo-Niamey (b) (les pluviographes externes au bassin du bief pouvant participer au KRIG ne sont pas décomptés).

2.2 Produits basés sur des mesures satellites

2.2.1 Tropical Amount of Precipitaion with an Estimate of ERrorrs (TAPEER)

La récente mission franco-indienne (CNES-ISRO) MT (*Figure 2. 6*, Desbois et al. 2007, Roca et al. 2015), lancée en 2011 et impliquée dans la constellation GPM, a mis au point un nouveau produit d'estimation des précipitations pour la ceinture tropicale, ***TAPEER*** (Chambon et al. 2013b, Roca et al. 2015) ; disponible depuis 2012 avec une résolution de 1° - 1j. Ce produit associe à l'estimation de l'intensité journalière des précipitations, une erreur d'estimation décrite en détail dans le *chapitre 6*. Le satellite MT est dédié à la ceinture tropicale grâce à son orbite très inclinée (20° par rapport à l'Equateur, *Figure 2. 6*), et améliore l'échantillonnage de cette région. MT est équipé de trois instruments visant à améliorer la compréhension des cycles de l'eau et de l'énergie en zone tropicale : MADRAS (Microwave Analysis and Detection of Rain and Atmospheric Structures), SAPHIR (Sounder for Atmospheric Profiling of Humidity in the Intertropics by Radiometry) et ScaAaB (Scanner for Radiation Budget). Le produit TAPEER est issu de taux de pluie instantanés dérivés de mesures MO grâce à l'algorithme BRAIN (Bayesian Retrieval Algorithm Including Neural Network, Viltard et al. 2006, Kirstetter et al. 2012), qui sont par la suite combinés à des séries temporelles IR grâce à la technique UAGPI, pour obtenir des cumuls de pluie journaliers. La méthode UAGPI (Universally Adjusted GOES Precipitation Index, Xu et al. 1999) repose sur l'estimation de deux paramètres : le seuil de température de brillance TB_{seuil}, et le taux de pluie conditionnel moyen R_{cond}. Ces paramètres permettent de déterminer les taux de pluies en fonction de la température de brillance des nuages, issue des données IR. Sans ajustement ces paramètres proviennent d'une base de données globale, mais pour plus de précision la méthode UAGPI comporte une phase d'entraînement permettant d'estimer localement la valeur de ces paramètres. Pour TAPEER, le domaine d'entraînement correspond à des fenêtres de 3°*3°*1j pour TB_{seuil}, et de 5°*5°*5j pour R_{cond}, centrées sur le pixel et le jour pour lequel l'estimation du cumul de précipitations est effectuée. Les mesures MO proviennent des radiomètres des missions MT (MADRAS), TRMM (TMI, paragraphe suivant), DMSP (SSMI, Special Sensor Microwave/Imager) et GCOM-W (AMSR-E, Advenced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System). Mais depuis janvier 2013, le radiomètre MADRAS sur MT est hors service, et n'est plus capable de réaliser d'acquisition. Cette panne du radiomètre dédié à la pluie a incité les équipes MT à développer une méthode d'estimation de la pluie instantanée à partir du sondeur SAPHIR dont les canaux dans le domaine 183 GHz sont sensibles aux hydrométéores glacés. La version de TAPEER utilisée dans cette thèse (version 1.5) intègre donc les données SAPHIR et non MADRAS. Les séries temporelles de mesures IR, proviennent des radiomètres des satellites GOES, MSG, Meteosat et MTSAT selon la zone du globe.

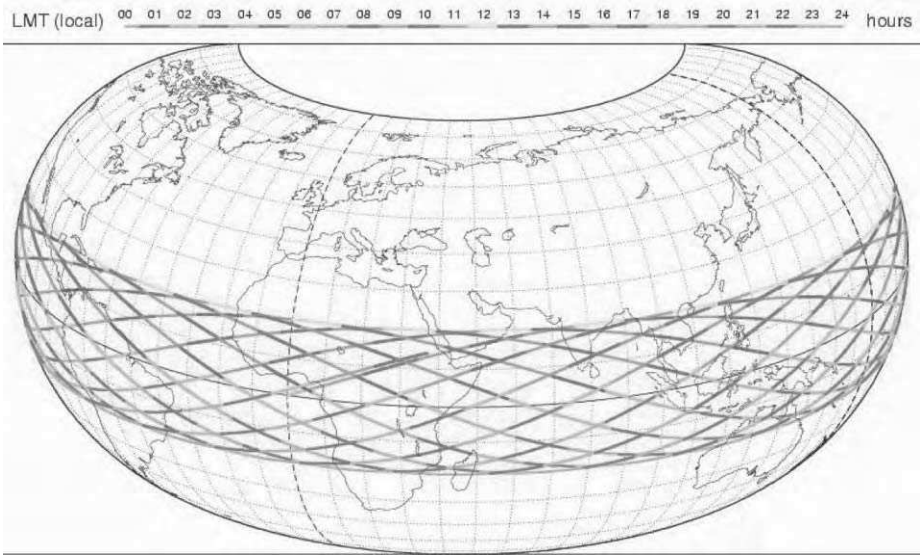


Figure 2. 6 : En haut, vue d'artiste du satellite Megha-Tropiques lancé le 12 octobre 2011(source : http//cnes.fr). En bas, trace au sol de son orbite pour une durée de 1 jour (source : Desbois et al. 2007).

2.2.2 TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA)

La mission TRMM (NASA-JAXA), lancée en 1997, est à l'origine de plusieurs produits d'estimation des précipitations : TMPA (pour TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis, Huffman et al. 2007, et actualisation sur ftp://meso-a.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/3B42_3B43_doc.pdf). Ce satellite, dédié à l'étude des précipitations de la ceinture tropicale, est équipé entre autre de radiomètres IR (Visible and Infrared Scanner, VIRS), MO (TRMM Microwave Imager, TMI) et d'un radar dédié aux précipitations (Precipitation Radar, PR). Les algorithmes des produits TMPA combinent les données provenant de divers satellites (TRMM et autres) et se basent sur 3 étapes : la calibration et la combinaison des estimations de précipitations MO, la création des estimations de

précipitations IR à partir des estimations MO, la combinaison des deux types d'estimations précédentes. L'estimation des précipitations satellites MO est basée sur les données TMI, SSMI, AMSR-E, converties en précipitations par l'algorithme GPROF (Gooddard Profiling Algorithm, Kummerow et al. 1996, Olson et al. 1999) et les données AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit) converties en précipitations par l'algorithme de Weng et al. (2003). Les données IR sont issues de la constellation internationale des satellites géostationnaires (bases de données du Climate Prediction Centre) et du TCI (TRMM Combined Instrument qui utilise TMI et le PR). La dernière version des produits TMPA intègre également des données issues du Sondeur d'Humidité Micro-onde d'EUMETSAT (MSH). Ces algorithmes permettent la mise à disposition d'un produit temps réel, ***3B42RT***, disponible avec un délai de 9 heures. Un produit post-ajusté, ***3B42v7*** (disponible 10 à 15 jours après la fin de chaque mois), inclut une 4ème étape de correction basée sur les données mensuelles du GPCP (Global Precipitation Climatology Project, Rudolf, 1993), produit mixte satellite (IR et MO) et données in-situ (Huffman et al. 1997, 2009). Les produits TMPA sont disponibles à un pas de temps tri-horaire et avec une résolution spatiale de 0,25°*0,25°.

2.2.3 African Rainfall Estimate Algorithm version 2 (RFE2)

RFE2 (Love et al. 2004, www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/AFR_CLIM/afr_clim.html) est la version 2 du produit régional d'estimation des pluies en Afrique, développé par le Climate Prediction Centre de la NOAA. Ce produit remplace RFE 1.0 depuis janvier 2001. L'algorithme de RFE2 se base sur différentes sources d'informations, issues de mesures satellites (IR et MO) et in-situ. La première étape de l'algorithme consiste à combiner linéairement les estimations des précipitations satellites aux estimations in-situ. Un poids est attribué à chaque donnée sur la base de son erreur par rapport aux données in-situ. La seconde étape consiste à réduire les biais de la pluie estimée à l'issue de la 1ère étape. Les mesures MO sont issues des données de SSMI et AMSU-B et traitées respectivement par les algorithmes Ferraro et al. (1996) et Zao et al. (2000). Les estimations des précipitations satellites IR sont issues du GPI, basé sur les mesures des imageurs IR Meteosat. Les données in-situ proviennent de la base de données journalière du CPC. Le produit RFE2 a une résolution temporelle de 1 jour et spatiale de 1°.

2.2.4 Climate Prediction Centre MORPHing method (CMORPH)

CMORPH est le produit satellite d'estimation des précipitations du Climate Prediction Centre (Joyce et al. 2004, www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/cmorph_description.html).

L'estimation des précipitations de CMORPH se base sur les données satellites MO suivantes : SSM/I (algorithme de Ferraro, 1996), AMSU-B (algorithme de Ferraro et al. 2000), AMSR-E et TMI (algorithme de Kummerow et al. 2001). Les données IR issues de la constellation internationale des satellites géostationnaires (bases de données du Climate Prediction Centre) sont utilisées pour l'interpolation spatio-temporelle des précipitations, sur des périodes ou des surfaces où les estimations MO ne sont pas disponibles. ***CMORPH*** est un produit temps réel disponible avec un délai de 18 heures, à une fine résolution de 8km – 30 min ; sa version 0,25° – 3h est utilisée dans cette étude.

2.2.5 Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network (PERSIANN)

L'algorithme du produit d'estimation des précipitations satellites PERSIANN (Sorooshian et al. 2000, http://chrs.web.uci.edu/research/satellite_precipitation/activities00.html) est basé sur les réseaux de neurones et peut facilement intégrer de nouvelles sources de données selon leurs disponibilités. A l'origine PERSIANN n'intégrait que des données satellites IR mais inclut désormais des données MO provenant du TMI. Les données IR sont variables mais proviennent généralement des imageurs des satellites géostationnaires ou encore du VIRS. Le produit temps réel ***PERSIANN*** est disponible avec un délai de 2 jours, à un pas de temps tri-horaire et une résolution spatiale de 0,25°*0,25°. Depuis 2015, un produit post-ajusté à vocation climatique, ***PERSIANN-CDR*** (pour PERSIANN Climate Data Record), est disponible sur la période 1983-présent à un pas de temps journalier et une résolution spatiale de 0,25°*0,25° (Ashouri et al. 2015, www.ncdc.noaa.gov/cdr/operationalcdrs.html). Ce produit est basé sur les archives de mesures IR du produit GridSat-B1 (International Satellite Cloud Climatological Project, ISCCP) et sur les précipitations mensuelles de GPCP.

Tableau 2. 2 : Résumé des caractéristiques des produits utilisés

	Données	Couverture	Résol. Temp.	Résol. Spa.	Période disponible	Période utilisée	Agences	Articles	Sites
KRIG-DENSE	in-situ	Niamey (1°)	5min 3h	Ponctuelle 0,25°	1990-2012	1990-2012	LTHE	Vischel et al., 2011	
KRIG	in-situ	Sahel (centre-ouest)	Jour	0,5°	1950-2012	1953-2012	LTHE	Panthou et al., 2014	
CPC	in-situ	Global	Jour	0,5°	1979-présent	1983-2012	NOAA/ CPC	Chen et al., 2008	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
TAPEER	satellite	30° N-S	Jour	1°	2012-présent	2012	CNES/ ISRO	Chambon et al., 2013a	
3B42v7	satellite in-situ	50° N-S	3h	0,25°	2000-présent	2000-2013	NASA	Huffman et al., 2007	http://trmm.gsfc.nasa.gov/
3B42RT	satellite	50° N-S	3h	0,25°	2000-présent	2000-2013	NASA	Huffman et al., 2007	http://trmm.gsfc.nasa.gov/
RFE2	satellite in-situ	Afrique	Jour	1°	2001-présent	2001-2013	NOAA/ CPC	Love et al., 2004	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
CMORPH	satellite	50° N-S	3h	0,25°	2002-présent	2003-2013	NOAA/ CPC	Joyce et al., 2004	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
PERSIANN	satellite	60° N-S	3h	0,25°	2000-présent	2000-2013	CHRS	Sorooshian et al., 2000	http://chrs.web.uci.edu/persiann
PERSIANN-CDR	satellite in-situ	60° N-S	Jour	0,25°	1983-présent	1983-2012	NOAA	Ashouri et al., 2015	http://www.ncdc.noaa.gov/cdr/operationalcdrs.html

3. Performances des estimations des précipitations au Sahel

L'utilisation d'un produit d'estimation des précipitations doit être accompagnée d'une étape préliminaire d'analyse et de validation, dont les critères (échelles, critères de validité, etc…) dépendent de l'application. Un état de l'art des performances des produits satellites sur la ceinture Sahélienne est dressé dans la première section de ce paragraphe. La seconde section résume l'actualisation de cette évaluation : les produits décrits précédemment (satellite et in-situ) sont confrontés à une référence, c'est-à-dire au produit considéré comme le plus proche de la réalité, ici constitué par le jeu de données AMMA-CATCH du degré carré de Niamey, KRIG-DENSE. La troisième section compare les différents produits (hors référence) à l'échelle de l'aire d'étude, le bassin du bief Ansongo-Niamey.

3.1 Etat de l'art

Plusieurs études ont évalué les performances des produits d'estimation des précipitations satellites, sur la ceinture sahélienne, à différentes échelles spatiales et temporelles. Ces études ont comparé les produits satellites à des données in-situ indépendantes (différentes de celles que les produits satellites post-ajustés intègrent), issues de réseaux de pluviomètres plus ou moins denses (réseau du Centre Inter-Etat de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel CILSS, et du degré carré de Niamey d'AMMA-CATCH).

De manière générale, les produits TMPA ajustés (3B42 version 6 et 7) et RFE2, intégrant des données in-situ, présentent les meilleures performances sur l'ensemble des statistiques utilisées (Gosset et al. 2013, Thiemig et al. 2012, Pierre et al. 2011). Le produit 3B42v6 présente des biais faibles aux échelles décadaire et journalière (Guilloteau et al. 2014, Gosset et al. 2013, Roca et al. 2010), et une bonne distribution spatiale à l'échelle régionale (Pierre et al. 2011) et très fine de 1° (Guilloteau et al. 2014). En revanche, il a tendance à surestimer les forts taux de pluie aussi bien à l'échelle décadaire que journalière (Roca et al. 2010, Gosset et al. 2013) et à sous-estimer le nombre de jours pluvieux (Gosset et al. 2013). Le produit 3B42v7 présente des performances accrues par rapport à la version 3B42v6, en particulier en termes de biais (Gosset et al. 2013). Le produit régional RFE2 présente des bonnes performances sur le Sahel, avec un biais faible aux échelles décadaire (Jobard et al. 2011), mensuelle ou annuelle (Gosset et al. 2013) et une bonne distribution spatiale sur la bande sahélienne (Pierre et al. 2011). En revanche, il a tendance à surestimer le nombre de jours pluvieux (Gosset et al. 2013, Hermance et Sulieman, 2013, Pierre et al. 2011), à déformer la distribution vers des faibles taux de pluie (Gosset et al. 2013) et présente une moins bonne distribution spatiale que 3B42v6 à fine échelle (Guilloteau et al. 2014). Dans l'ensemble les produits temps réels, 3B42RT, CMORPH et PERSIANN, présentent des biais positifs pour toutes les échelles spatiales et temporelles abordées (Guilloteau et al. 2014, Gosset et al. 2013, Pierre et al. 2011) et PERSIANN présente les surestimations les plus importantes. Tous ces produits déforment également la distribution des intensités des précipitations vers des forts taux de pluie (Gosset et al. 2013). En revanche à l'échelle 1° - 1j, leurs distributions spatiales et leurs corrélations avec les réseaux pluviométriques sont plutôt bonnes dans l'ensemble (Guilloteau et al. 2014, Gosset et al. 2013). Les bonnes performances en termes de biais des produits post-ajustés (3B42v6 et v7, et RFE2) proviennent de l'intégration de données in-situ. Le produit satellite RFE2 post ajusté sur les données du CPC, dont le réseau est lâche sur la bande sahélienne, obtient un score plus bas que les produits satellites temps réel en termes de distribution spatiale des précipitations. Bitew et Gebremichael, 2011, ont déjà remarqué l'impact de l'intégration de données in-situ de faible densité sur la qualité de l'estimation des précipitations. En plus des performances intrinsèques de chaque produit, ces études ont aussi mis en évidence les écarts

inter produits en termes de distribution spatio-temporelle et d'intensité. Des produits présentant les mêmes cumuls annuels peuvent distribuer différemment les précipitations. Ces nuances peuvent avoir des impacts sur la modélisation hydrologique quand ces produits sont utilisés en tant que forçage pluviométrique (Stisen and Sandholt 2010, Bitew et Gebremichael, 2011, Gosset et al. 2013, Thieming et al. 2013).

3.2 Analyse des performances des produits d'estimation pluviométriques (satellites et in-situ) sur le degré carré de Niamey

Ce sous-paragraphe présente l'actualisation de l'évaluation des différents produits d'estimation des précipitations (in-situ et satellites), en les comparant à la référence issue du site d'observation du degré carré de Niamey d'AMMA-CATCH (KRIG-DENSE), disponible sur la période 1990-2012. Le produit TAPEER n'est pas abordé ici puisqu'il ne comporte qu'une année commune avec la référence (2012), mais le *chapitre 6* décrit en détail ses caractéristiques et son utilisation pour la modélisation hydrologique. L'évaluation présentée ici concerne tous les autres produits présentés dans ce chapitre : les produits satellites « purs » ou temps réel, 3B42RT, CMORPH, PERSIANN, les produits satellites post ajustés par des données in-situ, 3B42v7, RFE2, PERSIANN-CDR, et les produits in-situ KRIG et CPC. KRIG et CPC sont issus de réseaux moins denses que KRIG-DENSE, et ne sont donc pas considérés comme des références. A ce titre, ils sont également inclus dans l'évaluation. Les produits dits historiques (KRIG, CPC et PERSIANN-CDR), disponibles depuis au moins 1983 (*Tableau 2. 2*), peuvent être comparés à la référence sur toute la période 1990- 2012. En revanche les autres produits ne comportent que 13 années communes avec la référence (ou 12 pour RFE2 et 10 pour CMORPH), entre 2000 et 2012. La comparaison avec la référence est effectuée sur le degré carré de Niamey, soit une boîte de 4 pixels de 0,5°*0,5° (*Figure 2. 4*). Tous les produits sont ramenés à cette résolution spatiale : *(i)* par agrégation pour les produits de résolution spatiale 0,25°*0,25° (la valeur du nouveau pixel correspond à la moyenne des 4 pixels d'origine), *(ii)* ou par désagrégation spatiale uniforme pour les produits de résolution spatiale 1°*1° (en considérant que la pluie est uniforme, la valeur des 4 nouveaux pixels correspond à la valeur du pixel d'origine). L'ensemble des produits est également ramené au pas de temps journalier et l'analyse est menée sur les mois de la saison des pluies (Juin, Juillet, Aout, Septembre).

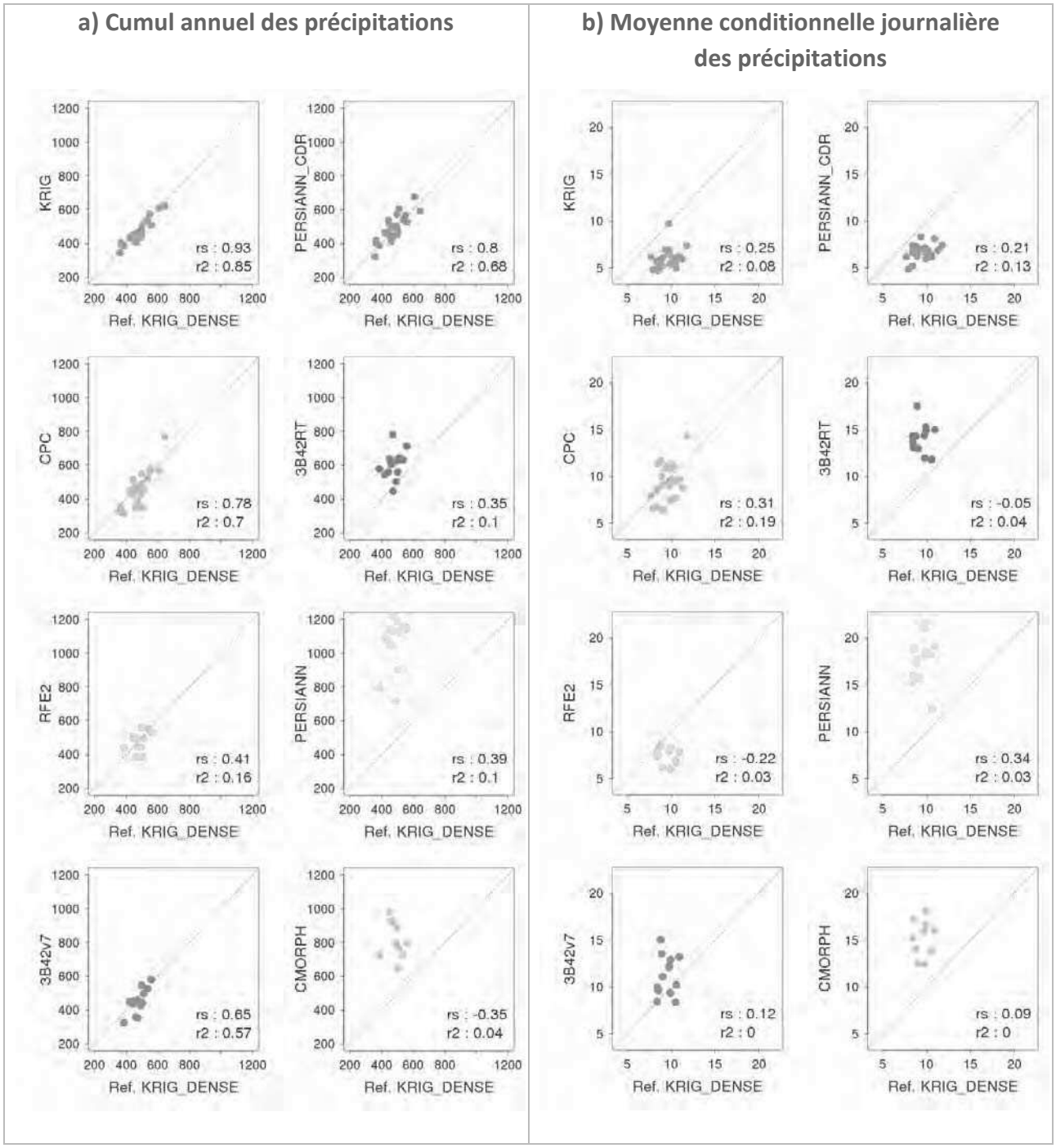
La comparaison des cumuls annuels permet d'évaluer si un produit estime correctement la production annuelle de précipitations. Mais dans le cadre d'une utilisation de ces produits en entrée d'une modélisation hydrologique, dans une région ou la variation spatio-temporelle des précipitations est élevée (*chapitre 1*), il est également indispensable d'évaluer les produits sur d'autres critères, tel que

leur capacité à reproduire les champs de pluies spatio-temporellement et en intensité. Six variables, caractéristiques des précipitations, ont été sélectionnées pour évaluer la capacité des différents produits à estimer les précipitations :

- le cumul annuel (*Figure 2. 7*a),
- la moyenne journalière conditionnelle, calculée chaque année (*Figure 2. 7*b)
- le nombre de jours pluvieux annuel (*Figure 2. 7*c),
- la moyenne annuelle de l'extension spatiale des précipitations pour les jours pluvieux (*Figure 2. 7*d),
- la fréquence de distribution des précipitations en classes d'intensité (*Figure 2. 8*a),
- la contribution de chaque classe d'intensité pluvieuses au total saisonnier (*Figure 2. 8*b).

Le cumul annuel est calculé comme la simple somme de toutes les précipitations, sans seuil sur le cumul journalier. En revanche le nombre de jours pluvieux, la moyenne conditionnelle et l'extension spatiale, sont déterminés uniquement pour des cumuls journaliers dépassant un certain seuil. Un jour est considéré comme pluvieux si le cumul journalier atteint 0,5mm pour au moins 1 pixel de la zone. La moyenne conditionnelle journalière est réalisée pour chaque année à partir des jours pluvieux définis ci-dessus. Les séries temporelles annuelles des cumuls, moyennes conditionnelles et jours pluvieux sont calculés pour chacun des 4 pixels (de 0,5°*0,5°) composant le degré carré de Niamey, puis moyennés pour obtenir une valeur par an par produit étudié. Enfin l'extension spatiale des précipitations, correspond au nombre de pixels pluvieux (au-dessus de 0,5mm.j^{-1}). Pour la zone considérée ici elle prend les valeurs de 0 pour les jours non pluvieux ou de 1 à 4 pour les jours pluvieux. Sa moyenne annuelle est calculée sur les jours pluvieux.

Le degré de similitude entre les séries temporelles des différents produits et la référence, est analysé à partir des séries temporelles des variables précédemment décrites. D'une part grâce au coefficient de détermination de régression linéaire, r^2, qui est bien adapté pour un large échantillon et des séries présentant une relation linéaire. D'autre part, le coefficient de rang de Spearman, r_s (*Spearman 1904,* algorithme AS89 de *Best and Roberts, 1975*), qui mesure la corrélation des rangs de deux séries pour déterminer leur relation, est également utilisé. Ce coefficient varie entre -1 (corrélation négative) et 1 (corrélation positive), 0 traduisant l'absence de corrélation. Adapté aux petits échantillons, il permet de réduire l'impact des points extrêmes non représentatifs d'une série, mais qui influencent significativement la corrélation entre deux séries lorsqu'elles sont réduites (faibles effectifs). Le coefficient de Spearman est également plus adapté pour des relations non linéaires. De manière générale ces deux indices varient dans le même sens (*Figure 2. 7*) et les plus grandes différences sont observées quand la relation linéaire entre les séries est dispersée (cas de RF2 de la *Figure 2. 7a*).


a) Cumul annuel des précipitations
b) Moyenne conditionnelle journalière des précipitations
KRIG
rs : 0.93
r2 : 0.85
PERSIANN_CDR
rs : 0.8
r2 : 0.68
CPC
rs : 0.78
r2 : 0.7
3B42RT
rs : 0.35
r2 : 0.1
RFE2
rs : 0.41
r2 : 0.16
PERSIANN
rs : 0.39
r2 : 0.1
3B42v7
rs : 0.65
r2 : 0.57
CMORPH
rs : -0.35
r2 : 0.04
KRIG
rs : 0.25
r2 : 0.08
PERSIANN_CDR
rs : 0.21
r2 : 0.13
CPC
rs : 0.31
r2 : 0.19
3B42RT
rs : -0.05
r2 : 0.04
RFE2
rs : -0.22
r2 : 0.03
PERSIANN
rs : 0.34
r2 : 0.03
3B42v7
rs : 0.12
r2 : 0
CMORPH
rs : 0.09
r2 : 0
Ref. KRIG_DENSE

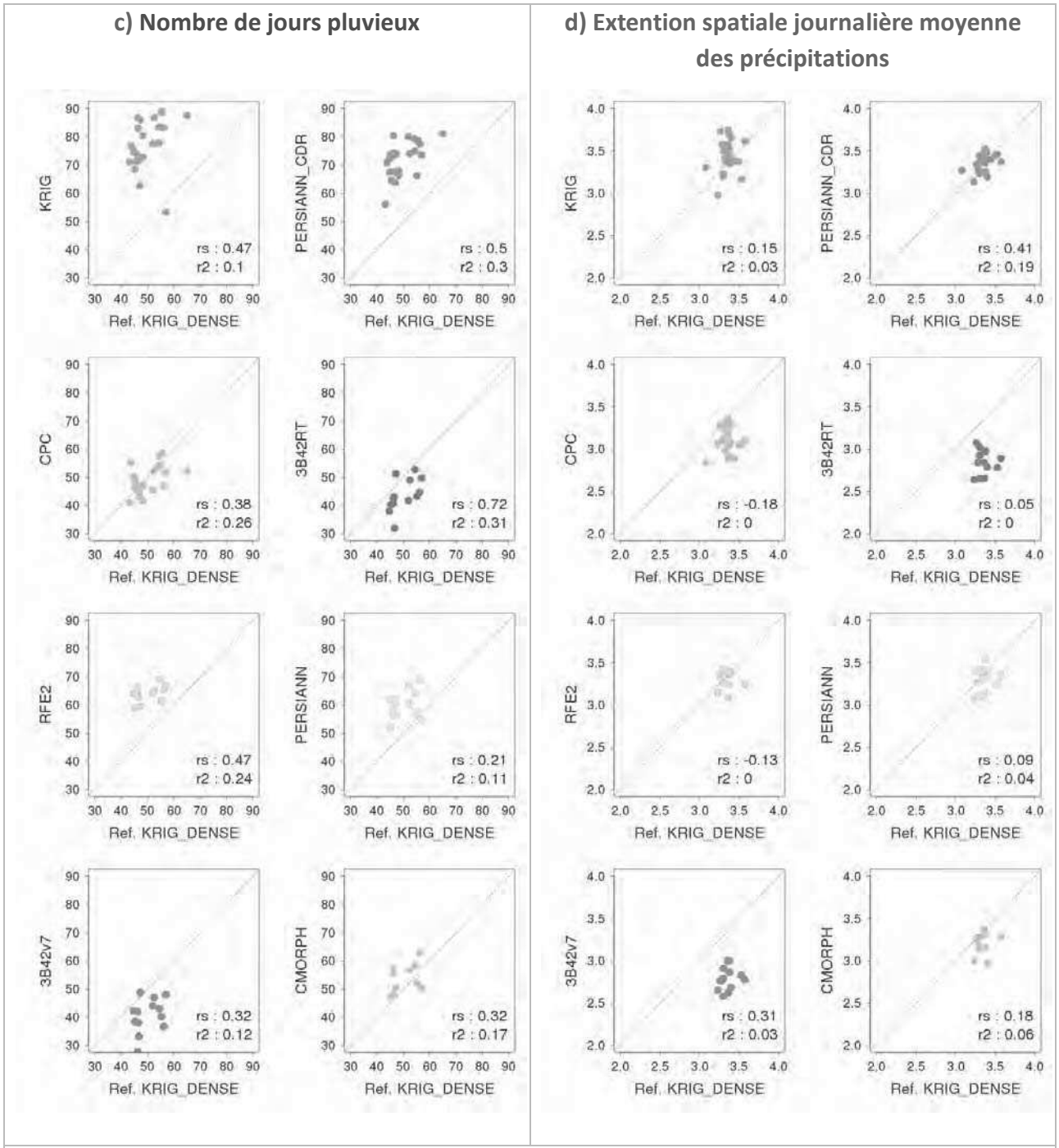


Figure 2. 7 : Graphiques des séries temporelles annuelles des cumuls (a), moyennes conditionnelles journalières (b), jours pluvieux (c), extensions spatiales moyennes (d), des précipitations des différents produits en fonction de la référence (KRIG-DENSE) pour le degré carré de Niamey (1 point par an). Voir définitions p61.

D'après la comparaison des cumuls annuels des différents produits et de la référence (*Figure 2. 7a*), les produits satellites « purs » qui n'intègrent pas d'information in-situ, surestiment systématiquement la production annuelle de précipitation, en accord avec les études précédentes. Dans les cas de CMORPH et de PERSIANN le cumul peut être doublé, mais le biais est moins important pour 3B42RT. Les produits in-situ (KRIG-DENSE, CPC) ou satellites post ajustés (PERSIANN-CDR, 3B42v7 et RFE2) sont les plus proches de la référence. Les produits historiques, KRIG en premier lieu puis PERSIANN-CDR et CPC, sont les plus corrélés à la référence, avec des r^2 supérieurs à 0,68 et des r_s compris entre 0,78 et 0,93. Les corrélations issues des séries plus courtes (13 ans), pour les produits 3B42v7 (r^2 0,57 et r_s 0,65) et RFE2 (r^2 0,16 et r_s 0,41) sont plus faibles et plus dispersées. Des séries plus longues pourraient donner des relations plus robustes entre les produits et la référence. De manière générale, l'intégration de données in-situ permet d'améliorer la capacité des produits à reproduire les cumuls de précipitations à l'échelle annuelle, l'information satellite seule menant à une surestimation systématique pour les 3 produits considérés ici (3B42RT, CMORPH, PERSIANN).

Malgré des tendances communes concernant les cumuls annuels, entre les différentes catégories de produits, il existe de fortes disparités dans leur manière de distribuer les précipitations. KRIG, PERSIANN-CDR et RFE2, ont tendance à lisser les champs de pluies : ils surestiment le nombre de jours pluvieux (*Figure 2. 7c*) et la fréquence des pluies de faible intensité (entre 0,5 et 10mm.j^{-1}, *Figure 2. 8*a). Si d'après la référence la classe 20-40mm.j^{-1} contribue le plus au cumul annuel, KRIG, PERSIANN-CDR et RFE2 répartissent la contribution principale dans des classes de plus faibles intensités (*Figure 2. 8b*). De ces jours pluvieux nombreux et peu intenses, résultent des moyennes conditionnelles journalières faibles (*Figure 2. 7b*). Sur le degré carré de Niamey, constitué de 4 pixels ces produits ne semblent pas suivre une tendance claire concernant l'extension spatiale des précipitations. A l'inverse, 3B42v7 et 3B42RT, engendrent des évènements pluvieux plus concentrés spatio-temporellement et plus intenses. Ils sous-estiment le nombre de jours pluvieux (*Figure 2. 7c*), l'extension spatiale des précipitations (*Figure 2. 7d)* et la fréquence des pluies peu intenses (de 0,1 à 1mm.j^{-1}), mais surestiment celles de toutes les autres classes, et en particulier les classes intenses pour 3B42RT (*Figure 2. 8a*). Si les précipitations les plus contributrices au cumul annuel correspondent bien à la classe 20-40mm.j^{-1}, la distribution est en revanche trop déformée vers les fortes intensités (*Figure 2. 8b*). Les moyennes conditionnées de 3B42RT et 3B42v7 sont par conséquent surestimées (*Figure 2. 7b*). Les produits CMORPH et PERSIANN ont aussi tendance à concentrer les évènements dans l'espace (*Figure 2. 7d*), mais surestiment le nombre de jours pluvieux (*Figure 2. 7c*) et leur intensité (*Figure 2. 8*). De manière encore plus importante que 3B42RT et 3B42v7 ils surestiment la fréquence des pluies intenses (supérieures à 20mm.j^{-1}) et leurs contributions au cumul annuel (*Figure*

2. 8). Le produit CPC ne semble pas présenter de tendance particulière, les relations entre ses caractéristiques et celles de la référence sont assez dispersées mais sans surestimation ou sous-estimation systématique (*Figure 2. 7*) et ses distributions en intensité sont les plus proches de la référence (*Figure 2. 8*). Il est donc évident que des produits présentant des cumuls similaires ou proches de la référence, présentent toutefois des distributions spatio-temporelles et en intensité différentes et aucun produit n'est capable de reproduire la distribution observée avec le KRIG-DENSE.

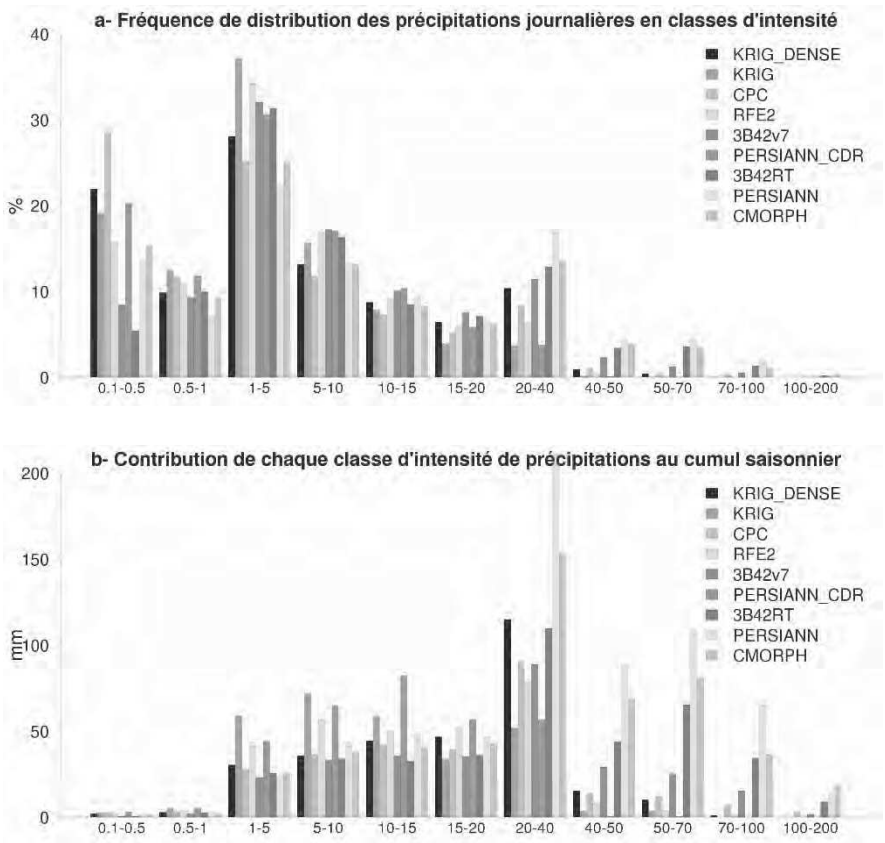


Figure 2. 8 : Distribution des fréquences (a) et de la contribution au cumul annuel (b), des différentes classes d'intensité des précipitations, pour chaque produit (référence en noir).

Les résultats obtenus sont en accord avec les précédentes études de la littérature : *(i)* les 3 produits satellites temps réel testés ici surestiment les précipitations au Sahel et l'intégration de données in-situ permet de corriger ces biais ; mais les données in-situ issues de réseaux lâches peuvent engendrer un lissage du champ de pluie comme pour PERSIANN-CDR et RFE2, *(ii)* il existe une disparité importante dans la distribution spatio-temporelle et en intensité des précipitations mêmes entre les produits présentant des cumuls similaires à la référence et aucun ne reproduit la distribution des précipitations observée sur le degré carré de Niamey. Les produits in-situ, KRIG et CPC, présentent

les meilleures performances à l'échelle du degré carré de Niamey en termes de cumul annuel. Cependant ils déforment la distribution d'intensité et ce de manière très différente, sans doute liée aux méthodes d'interpolation. Ces résultats confirment donc que le simple caractère direct des mesures in-situ ne peut seul permettre aux produits qui en sont issus d'être considérés comme des références. Enfin, les corrélations plus faibles pour les produits satellites post ajustés, 3B42v7 et RFE2, sont peut-être partiellement imputables à la faible longueur de leurs séries.

3.3 Caractéristiques des produits d'estimation pluviométriques (satellites et in-situ) sur le bassin du bief Ansongo-Niamey

Pour confirmer les résultats obtenus à l'échelle du degré (en particulier en termes de distribution spatiale) la même analyse est réalisée sur le bassin du bief Ansongo-Niamey (*Figure 2. 4*). Aucune référence n'étant disponible à l'échelle du sous bassin, les produits sont simplement comparés entre eux. La *Figure 2. 9* présente les séries temporelles annuelles des cumuls, moyennes conditionnelles, jours pluvieux et extensions spatiales, pour chaque produit sur sa période de disponibilité. Le *Tableau 2.3* regroupe les valeurs moyennes et écarts-types de ces variables, pour la période commune à l'ensemble des produits : 2003-2012. Les mêmes tendances inter-produits obtenues sur le degré carré de Niamey sont observables sur l'ensemble du sous bassin Ansongo-Niamey. Les produits satellites purs présentent les cumuls annuels les plus forts ; en premier lieu PERSIANN, suivi par CMORPH et 3B42RT dans une moindre mesure. Les produits in-situ et satellites post-ajustés présentent des cumuls très similaires. Les différences sont plus faibles qu'à l'échelle du degré carré de Niamey, sans doute par l'effet d'intégration. Mais encore une fois, une similarité des cumuls annuels n'indique pas une similarité des distributions des précipitations. KRIG, PERSIANN-CDR, RFE2, lissent les précipitations avec de nombreux jours pluvieux (plus de 60j), une forte extension spatiale (autour de 40% du domaine étudié), et des intensités et moyennes conditionnelles faibles (inférieures à 10mm.j^{-1}). Non visible à l'échelle du degré carré, la forte extension spatiale reflète une forte corrélation spatiale des champs de pluie : si un pixel est pluvieux, il y a une grande probabilité que son voisin le soit, et avec une intensité proche. 3B42v7 et 3B42RT concentrent les évènements pluvieux temporellement (autour de 40j) et spatialement (entre 25 et 30% du domaine) amenant à de fortes intensités et moyennes conditionnelles (plus de 10mm.j^{-1}). CPC correspond à une situation intermédiaire entre ces deux catégories de distribution des précipitations. Enfin, CMORPH et PERSIANN présentent des pluies moyennes conditionnelles moyennes à fortes (respectivement 12 et 15mm. j^{-1}) et une extension spatiale et temporelle moyenne.

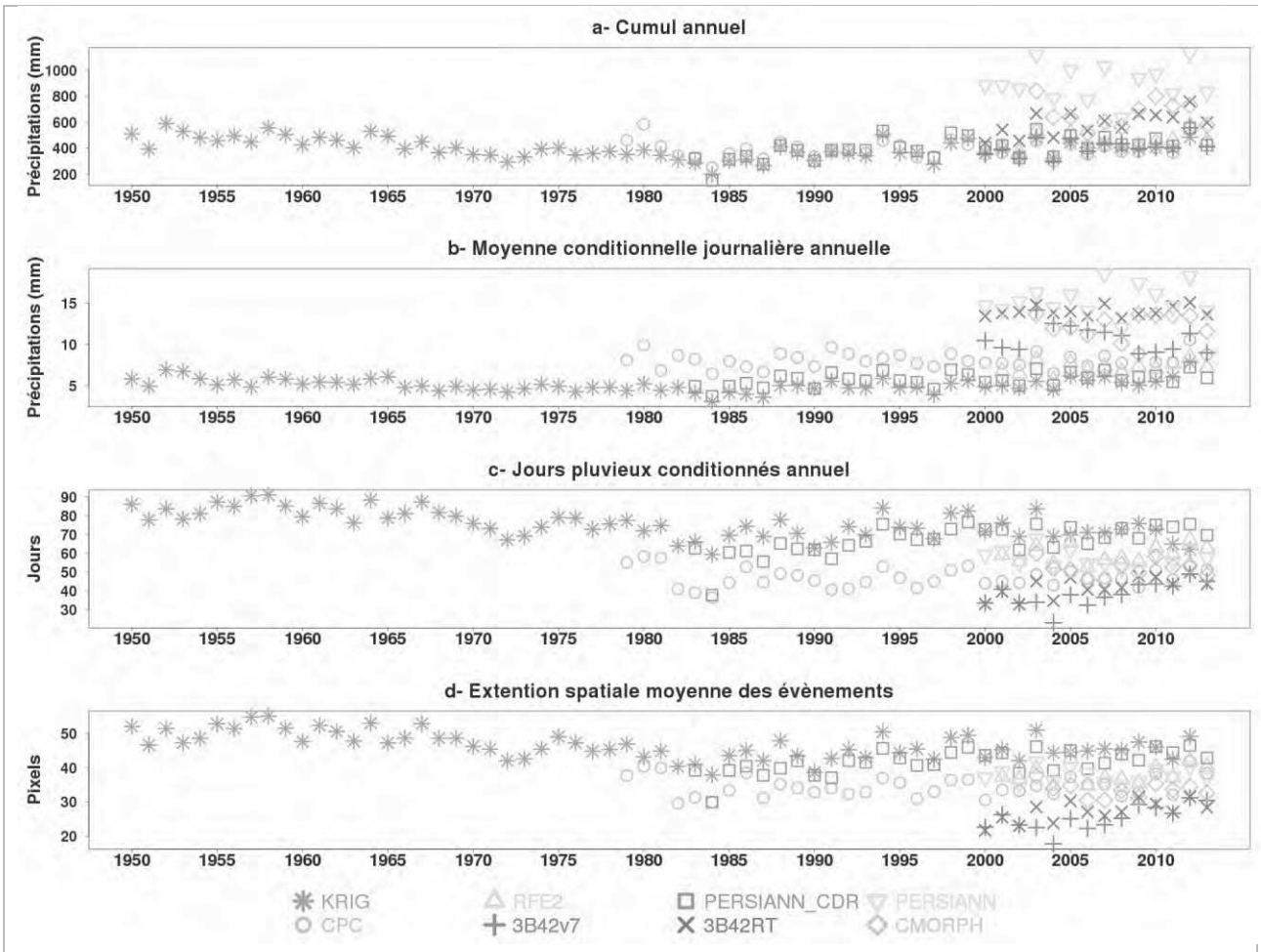


Figure 2. 9 : Séries temporelles annuelles des cumuls (a), moyennes conditionnelles journalières (b), jours pluvieux (c), extensions spatiales moyennes (d), des précipitations des différents produits pour le bassin du bief Ansongo-Niamey. Voir définitions p61.

Tableau 2. 3 : Valeurs moyennes (et écarts types en italique) des cumuls, moyennes conditionnelles, jours pluvieux et extensions spatiales entre 2003 et 2012 pour le bassin du bief Ansongo-Niamey

	Cumul (mm)	***Moyenne conditionnelle (mm)***	***Jours pluvieux (j)***	***Extension spatiale (%)***
KRIG	418 *± 47*	5,78 *± 0,88*	71 *± 6*	46 *± 2,5*
CPC	408 *± 68*	8,35 *± 1,05*	48 *± 3,5*	35,5 *± 3*
3B42v7	425 *± 66*	11 *± 1,72*	39 *± 7*	25,5 *± 4*
3B42RT	622 *± 76*	14,12 *± 0,66*	44 *± 4*	28 *± 2*
RFE2	448 *± 74*	7,28 *± 0,75*	60 *± 5*	38 *± 3*
CMORPH	668 *± 102*	12,54 *± 1,22*	52 *± 4,5*	33 *± 2*
PERSIANN	915 *± 157*	15,66 *± 2*	57 *± 5*	38 *± 2*
PERSIANN-CDR	454 *± 66*	6,18 *± 0,7*	71 *± 4,5*	43,5 *± 2,5*

Les différentes caractéristiques des produits d'estimation des précipitations utilisés dans cette étude sont résumées dans le Tableau 2. 2. *Les 8 produits – KRIG, CPC, 3B42v7, 3B42RT, RFE2, CMORPH, PERSIANN, PERSIANN-CDR – disponibles sur une période d'au moins 10 ans, et confrontés à une référence in-situ (KRIG-DENSE), possèdent des caractéristiques différentes autant en termes de cumul saisonnier que de distribution intra-saisonnière. Les produits in-situ (KRIG et CPC) ainsi que la plupart des produits satellites post-ajustés par des données in-situ (RFE2 et PERSIANN-CDR), se rapprochent bien du cumul de la référence (meilleures corrélations interannuelles obtenues aves les estimations in-situ) mais ont tendance à lisser le champ de pluie spatio-temporellement et en intensité. La faible densité des réseaux pluviométriques opérationnels disponibles sur la zone d'étude explique ce résultat. Les produits satellites temps réel CMORPH et PERSIANN surestiment le nombre de jours pluvieux et leurs intensités menant à une surestimation du cumul saisonnier jusqu'à le doubler. Enfin les produits TMPA, temps réel (3B42RT) et post-ajusté (3B42v7), présentent un comportement un peu différent et tendent à concentrer spatio-temporellement des évènements pluvieux assez intenses. Si le produit temps réel 3B42RT présente un biais positif, son post ajustement, 3B42v7 présente une bonne estimation du cumul annuel. Il ne faut cependant pas perdre de vue, qu'en plus des performances des produits, par rapport à une référence, leurs résolutions constituent aussi une limite selon les nécessités de l'étude. Ici les performances infra-journalières n'ont pas été considérées, puisque de nombreux produits sont résolus journalièrement. Mais au Sahel, où les évènements sont intenses et très variables spatio-temporellement, même à l'échelle infra-journalière (chapitre 1), des produits disponibles à des pas de temps tri-horaires peuvent apporter une information d'importance non évaluée ici.*

L'ensemble de ces produits d'estimation des précipitations est par la suite utilisé en tant que forçage pluviométrique pour le modèle ISBA-TRIP décrit dans les chapitres 3 et 4. Sur la base des résultats de l'analyse des performances et des caractéristiques des produits,, l'impact des différences inter-produits et leurs capacités à pouvoir reproduire les récents évènements de la crue rouge de Niamey (2000-2013) sont évalués dans le chapitre 5. Pour aller plus loin dans l'étude de l'impact des erreurs associées aux estimations de la pluie et leur propagation dans la modélisation hydrologique, les performances et les apports du nouveau produit TAPEER (pas abordés dans ce chapitre à cause du nombre d'années limité) sont développés et analysés dans le chapitre 6. Les produits historiques (KRIG, CPC et PERSIAN-CDR) sont aussi utilisés, au vu de leurs performances, pour la modélisation des changements hydrologiques long terme de la crue Rouge de Niamey, dans le chapitre 7.

Chapitre 3 Modélisation hydrologique du Niger à Niamey : Plateforme SURFEX & modèle ISBA-TRIP

Dans ces travaux de thèse la modélisation hydrologique constitue un outil, soit pour évaluer le potentiel des produits d'estimation des précipitations en hydrologie, soit pour comprendre l'évolution du rôle des variations climatiques sur l'hydrologie. Dans l'optique de pouvoir transposer à d'autres bassins tropicaux l'approche développée sur le Niger, l'objectif n'est pas de développer une modélisation propre et exclusive à la zone d'étude. Le choix du modèle s'est donc porté sur un modèle global, déjà implémenté sur le bassin du Niger : le modèle couplé ISBA-TRIP. Développé par le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM), ISBA-TRIP a été implémenté sur le bassin du Niger par Pedinotti (2013). Ses travaux ont constitué la base du volet modélisation de cette thèse. ISBA-TRIP est un modèle global, distribué et à base physique qui couple un modèle de surface (ISBA) à un modèle de routage (TRIP). Outre la transposition possible de l'expérience avec un tel modèle, un autre avantage réside dans l'absence de calibration, telle que celle nécessaire pour des modèles pluie-débit conceptuels plus classiquement utilisés en hydrologie. Cette caractéristique permet d'implémenter le modèle sans disposer d'une longue série d'observations pour le calage et de tester plusieurs jeux de forçage sur un jeu de paramètres commun. Enfin ce modèle distribué permet également de tirer le meilleur parti des produits pluviométriques spatialisés et de tester la sensibilité de la réponse hydrologique à la variabilité spatio-temporelle des pluies. L'objectif de ce chapitre est de décrire le modèle couplé ISBA-TRIP. Les premiers paragraphes détaillent le formalisme et les paramètres des modèles ISBA et TRIP, couplés au sein de la plateforme de modélisation SURFEX. Les paragraphes suivants abordent l'implémentation d'ISBA-TRIP sur le bassin du Niger, ainsi que les difficultés rencontrées vis-à-vis de la simulation des débits dans le Niger moyen, en particulier à Niamey. Enfin la configuration sur le bassin du bief Ansongo-Niamey est décrite. Spécifique à cette étude et utilisée dans l'ensemble des travaux de thèse, elle s'affranchit des problèmes de simulation de la zone amont (Delta intérieur) et se concentre sur les processus locaux induisant la crue Rouge.

1. La plate-forme SURFEX

1.1 Principes

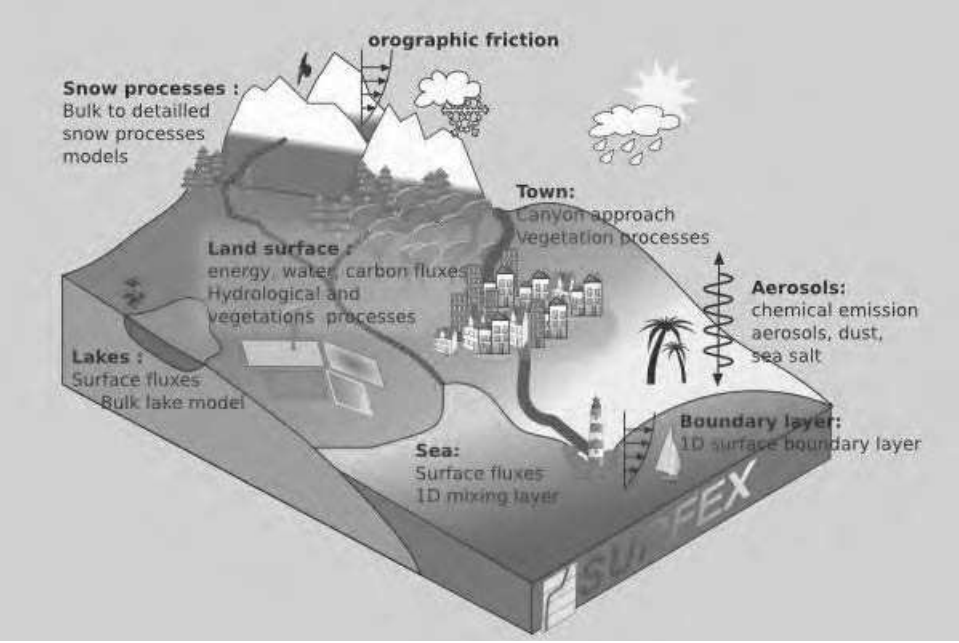


Figure 3. 1 : Schématisation des processus modélisés par la plate-forme SURFEX (source : CNRM : http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/)

La plate-forme SURFEX – pour SURFace Externalisée – dédiée à la modélisation multi-échelles des processus de surface (http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/) a été développée initialement par le CNRM dans le but d'améliorer la prise en compte des interactions surface-atmosphère dans la prévision numérique du temps. SURFEX (*Figure 3. 1*), est composé de plusieurs modèles physiques qui sont utilisés en fonction de quatre types de surfaces : continentale naturelle, urbanisée, lacustre, océanique. Deux composantes supplémentaires permettent l'assimilation de données et la simulation des processus liés aux aérosols. SURFEX peut être utilisé en mode couplé avec un modèle météorologique ou en mode forcé avec des observations météorologiques. En mode forcé, le modèle de surface n'a aucune rétroaction sur l'atmosphère (contrairement au couplage avec un modèle météorologique). Dans cette étude, SURFEX est utilisé en mode forcé et seule la composante ISBA (Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere ; Noilhan et Planton 1989), simulant les processus de surface sur des aires dites naturelles, est activée. Les 8 variables, représentatives de l'état de l'atmosphère, nécessaires au fonctionnement du modèle ISBA en mode forcé sont listées dans le *Tableau 3. 1*. Un modèle de surface continentale, tel que ISBA, permet de simuler les flux de surface

résultant des échanges entre l'atmosphère et le sol superficiel. Le couplage avec un modèle de routage hydrologique permet, à partir des flux d'eau calculés par le modèle de surface à chaque point de grille, de router et propager les masses d'eau à travers le réseau hydrologique afin de simuler le débit des rivières. Dans cette étude le modèle TRIP (Total Runoff Integrating Pathways, Oki et Sud 1998) est couplé au modèle ISBA pour simuler le débit.

*Tableau 3. 1 : Liste des variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA en mode forcé (résolution nécessaire : tri-horaire et 0,5°*0,5°)*

Nom Variable	***Symbole***	***Unité***
Rayonnement solaire	*RG*	*W.m-2*
Rayonnement atmosphérique	*RA*	*W.m-2*
Précipitations liquides	*Rr*	*kg.m2.s-1*
Précipitations solides	*Sr*	*kg.m2.s-1*
Température de l'air à 2m d'altitude	*Ta*	*K*
Vitesse horizontale du vent à 10m d'altitude	*qa*	*m.s-1*
Humidité spécifique de l'air à 2m d'altitude	*Va*	*kg.kg-1*
Pression atmosphérique à la surface	*Ps*	*Pa*

La vocation initiale des modèles de surface est d'améliorer la prévision numérique du temps, des échelles météorologiques à climatiques, en prenant mieux en compte les flux et rétroactions à l'interface sol-atmosphère. Mais ces modèles sont également de plus en plus utilisés pour analyser le cycle de l'eau continentale, et tester numériquement l'impact des changements climatiques sur l'hydrologie et la ressource en eau dans différentes régions du monde. Comme les modèles de climat avec lesquels ils s'interfacent, les modèles de surface sont conçus à l'échelle globale. Pour limiter la lourdeur numérique de tels modèles, les processus physiques sont représentés par des systèmes d'équations simplifiées ou 'paramétrisation', qui font appel à des hypothèses simplificatrices. La modélisation des processus atmosphériques impose à ces modèles des pas de temps relativement courts (typiquement de l'ordre de la minute à l'heure). Les résolutions spatiales sont par contre relativement grossières, typiquement quelques dizaines à centaines de km, et 0,5° pour la version d'ISBA-TRIP utilisée ici. Le maillage régulier n'est pas idéal pour la représentation des bassins hydrologiques aux contours irréguliers, mais il est bien adapté pour l'utilisation de produits pluviométriques grillés.

1.2 Avantages et motivations à l'utilisation d'ISBA-TRIP

Dans le cadre de cette thèse, la distribution spatiale du modèle sied au maillage des produits d'estimation des précipitations satellites. Sa couverture globale est également intéressante pour analyser l'impact de la variabilité pluviométrique au sein de bassins relativement importants, tel que le Niger, et transposer l'analyse sur plusieurs bassins. Enfin, en comparaison aux modèles pluie-débit plus traditionnels (comme GR4), ISBA-TRIP ne nécessite pas d'entraînement ou calibration à partir de longues séries de données observées. Il peut donc être testé sur des bassins peu jaugés dès lors qu'une information sur la topographie, le type de sol et de couvert est disponible.

La dynamique scientifique et les collaborations en cours entre l'Observatoire Midi-Pyrénées et le CNRM sur l'hydrologie spatiale en zone tropicale, dans lesquelles s'inscrivent ces travaux de thèse, ont aussi prévalu au choix de la plateforme SURFEX/ISBA-TRIP pour cette étude. Plusieurs travaux préparatifs à la future mission spatiale altimétrique SWOT (Surface Water Ocean Topography) s'appuient déjà sur SURFEX. Dans ce cadre le modèle a été implémenté sur le fleuve Niger pendant les travaux de thèse de Pedinotti (2013) afin de simuler l'assimilation des données SWOT.

2. Le modèle de surface ISBA

2.1 Historique

ISBA – pour Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere – est un modèle de surface basé sur une physique relativement simple de type « BUCKET » et sur la méthode de « force-restore » pour résoudre les bilans d'énergie (Bhumralkar 1975) et d'eau (Deardroff 1977, 1978). La paramétrisation d'ISBA a été réalisée par Noilhan et Planton (1989), l'objectif étant de représenter les principaux processus physiques qui déterminent les bilans énergétique et hydrique des surfaces continentales tout en limitant le nombre de paramètres. Depuis, de nombreux auteurs ont contribué à l'évolution d'ISBA afin de modéliser au mieux les processus, tout en gardant en vue la simplicité et le nombre limité des paramètres du modèle.

En premier lieu, les efforts de divers auteurs ont permis l'amélioration de la représentation de la transpiration des forêts (Jacquemin et Noilhan 1990) et de l'évaporation du sol nu (Mahfouf et Noilhan 1991 ; Braud et al. 1993), mais aussi du rôle de la végétation via l'interception par la canopée (Manzi et Planton 1994 ; Mahfouf et al. 1995).

L'***hydrologie du sol profond*** est prise en compte depuis la représentation du drainage gravitationnel (Mahfouf et Noilhan, 1996) et l'ajout d'une troisième couche de sol selon la méthode « force-restore »

(Boone et al. 1999).

Le développement d'une ***hydrologie sous-maille*** permet une meilleure prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des paramètres impliqués dans les processus hydrologiques (topographie, sol, végétation et précipitations) malgré la résolution spatiale grossière du modèle. Initialement le ruissellement de surface dans ISBA correspond au ruissellement de Dunne, dans ce cas la totalité de la cellule doit être saturée pour que le ruissellement se déclenche. Or, l'implémentation du drainage gravitationnel et d'une 3ème couche de sol profond limitent la saturation de la totalité de la colonne de sol sur l'ensemble de la cellule, surtout à l'échelle 0,5°*0,5°. L'hétérogénéité sous-maille de la capacité d'infiltration est alors prise en compte par l'ajout du schéma de Capacité d'Infiltration Variable (VIC en anglais) par Habet et al. (1999). VIC calcule une fraction saturée de la cellule, reflétant la variabilité de l'état de saturation du sol au sein de cette cellule. La fraction saturée dépend alors de l'humidité du sol, de l'intensité des précipitations et d'un paramètre de pente dépendant de l'orographie (difficile à calibrer globalement). Cette approche est poursuivie par Habet et Saulnier (2001) et Decharme et Douville (2005, 2007) qui remplacent le schéma VIC par un formalisme hérité de TOPMODEL (TOPographiy based hydrological MODEL). Comme son nom l'indique, TOPMODEL prend en compte explicitement l'hétérogénéité de la topographie grâce à un indice topographique distribué spatialement. Ce formalisme présente également l'avantage de ne nécessiter aucune calibration. Enfin Decharme et Douville (2005, 2007) continuent d'améliorer l'hydrologie d'ISBA en prenant en compte le ruissellement d'Horton, en se basant sur le calcul de la fraction de la cellule touchée par les précipitations et sur une distribution sous-maille exponentielle de la capacité d'infiltration maximale du sol.

Une meilleure prise en compte de la ***variabilité sous-maille de la surface*** est développée grâce à une approche en « tuile » décrivant l'hétérogénéité de la végétation et de la profondeur du sol au sein de chaque cellule de la grille (Decharme et Douville 2005, 2007). Le bilan d'eau (et d'énergie) est calculé distinctement pour chaque tuile de la cellule. La fraction de couverture de chaque type de surface est ensuite utilisée pour calculer la moyenne des différentes sorties à l'échelle de la cellule.

La modification du profil homogène de la ***conductivité hydraulique*** pour un ***profil exponentiel*** (Decharme et al. 2006) a pour but de représenter d'une part l'influence de la matière organique et du réseau racinaire sur la formation de macropores favorisant l'infiltration, et d'autre part la compaction du sol en profondeur tendant à la limiter. Avec le profil exponentiel, la conductivité hydraulique à saturation augmente approximativement d'un facteur 10 en surface et diminue en profondeur.

Plusieurs développements ont été réalisés pour représenter les processus liés au ***gel du sol*** et prendre en compte les ***précipitations solides***. Douville et al. (1995) ont commencé par ajouter un schéma de

neige simple selon la méthode « force-restore », amélioré ensuite par une représentation de la neige avec un schéma à 3 couches (Boone et Etchevers 2001). Les processus liés au gel du sol ont été implémentés par Boone et al. (2000).

2.2 Formalisme des processus

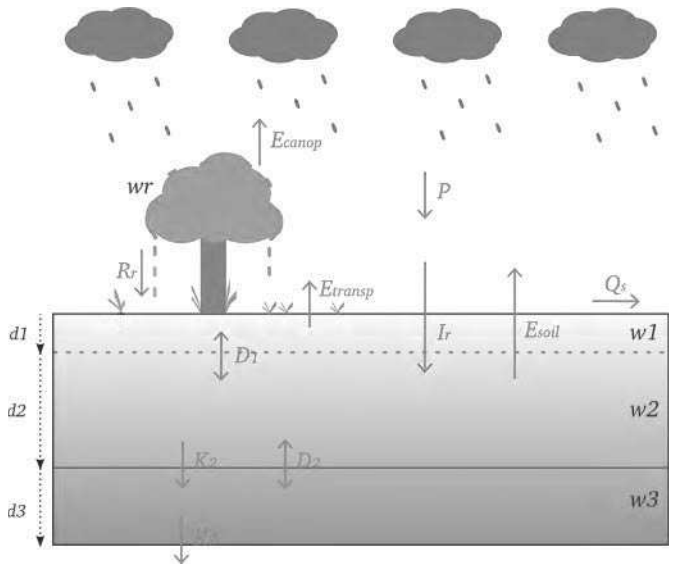


Figure 3. 2 : Schématisation des processus d'ISBA
(les processus liés au gel et à la neige ne sont pas représentés).

w_1 : contenu en eau de la couche de surface superficielle de profondeur d_1 ; w_2 : contenu en eau de la couche racinaire de profondeur d_2 ; w_3 : contenu en eau de la couche de drainage profond de profondeur d_3 ; w_r : stock d'eau de la canopée ; P (kg m^2 s^{-1}) : Précipitations liquides ; R_r (kg m^2 s^{-1}) : Ruissellement de la canopée ; I_r (kg m^2 s^{-1}) : Infiltration de surface ; D (kg m^2 s^{-1}) : Diffusion ; K (kg m^2 s^{-1}) : Drainage ; E_{soil} (kg m^2 s^{-1}) : Évaporation du sol ; E_{transp} (kg m^2 s^{-1}) : Transpiration de la végétation ; E_{canop} (kg m^2 s^{-1}) : Évaporation de la canopée ; Q_s (kg m^2 s^{-1}) : Ruissellement de surface.

Les travaux présentés ici sont basés sur la version d'ISBA-3L (3 layers), de la version 6 de SURFEX, décrite dans le schéma de la *Figure 3. 2*. Cette version prend en compte trois couches hydrologiques (Boone et al. 1999) : la couche de surface superficielle w_1, la couche racinaire w_2 et la couche de drainage profond w_3. L'évaporation des sols nus (E_{soil}) et la transpiration de la végétation (E_{transp}) sont pilotées respectivement par les réservoirs w_2 et w_1. Le troisième réservoir w_3, permet la prise en compte des mécanismes d'évolution de l'humidité du sol profond. Les différents réservoirs échangent de l'eau via les processus physiques de diffusion (D) et drainage gravitationnel (K). En termes de couches pédologiques, w_1 est incluse dans w_2. La colonne de sol est donc divisée en deux couches :

w_2 et w_3. Même si la version ISBA-3L prend en compte le gel du sol et les précipitations solides, ces processus ne sont pas décrits ici puisqu'ils n'interviennent pas dans le bassin du Niger. Dans ce cas le modèle de surface ISBA calcule l'évolution temporelle de 4 variables pronostiques liées aux bilans énergétique et hydrique et représentatives de la température et de l'eau du sol (*Tableau 3. 2*).

Tableau 3. 2 : Liste des variables pronostiques d'ISBA

Variables pronostiques	***Symboles***
Bilan d'énergie	
• *Température de la couche de surface*	T_S
• *Température de la couche racinaire*	T_2
Bilan d'eau	
• *Contenu en eau de chaque couche*	w_i *(i=1,3)*
• *Contenu en eau du réservoir d'interception de la canopée*	w_r

L'équation de ***bilan d'énergie*** calcule à chaque pas de temps du modèle la variation des températures de surface et du sol :

$$\frac{dT_S}{dt} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_S - T_2), \qquad \textit{(Eq. 3. 1)}$$

$$\frac{dT_2}{dt} = \frac{1}{\tau}(T_S - T_2), \qquad \textit{(Eq. 3. 2)}$$

où C_T (m^2 K J^{-1}) correspond au coefficient d'inertie thermique du composite sol-végétation, R_n (W m^2) au rayonnement net, H (W m^2) au flux de chaleur sensible, LE (W m^2) au flux de chaleur latent et enfin τ (s) à une constante temporelle fixée à un jour.

L'équation du ***bilan d'eau*** calcule à chaque pas de temps la variation du contenu en eau de chacune des couches de sol (où C_1 correspond au coefficient d'échange d'humidité entre la surface et l'atmosphère) :

$$\frac{dw_1}{dt} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(I_r - E_{soil}) - D_1 \qquad w_{min} \leq w_1 \leq w_{sat}\ , \qquad \textit{(Eq. 3. 3)}$$

$$\frac{dw_2}{dt} = \frac{C_1}{\rho_w d_2}\left(I_r - E_{soil} - E_{transp}\right) - K_2 - D_2 \qquad w_{min} \leq w_2 \leq w_{sat}\ , \qquad \textit{(Eq. 3. 4)}$$

$$\frac{dw_3}{dt} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)}(K_2 + D_2) - K_3 \qquad w_{min} \leq w_3 \leq w_{sat}\ , \qquad \textit{(Eq. 3. 5)}$$

$$\frac{dw_t}{dt} = veg \times P - E_r - R_r \qquad 0 \leq w_r \leq w_{r_{max}}\ . \qquad \textit{(Eq. 3. 6)}$$

Les termes de gauche des *Eq. 3. 3* à *3. 6* correspondent aux différents processus physiques (comme l'infiltration, l'évaporation, la diffusion etc…) que le modèle doit représenter via son système d'équations simplifiées, ou paramétrisation, explicitées ci-dessous.

2.2.1 Evapotranspiration (E)

L'évapotranspiration représente la somme de l'évaporation de l'eau contenue dans le sol (E_{soil}, *Eq . 3. 7*), et de l'évapotranspiration de la végétation (E_{veg}, *Eq . 3. 8*), pouvant être scindée en transpiration de la végétation et évaporation de l'eau stockée sur la canopée (E_{transp}, E_{canop}, *Figure 3. 2*).

$$E_{soil} = (1 - veg)\rho_a C_H V_a [h_u q_{sat}(T_S, P_S) - q_a] \qquad \textit{(Eq. 3. 7)}$$

$$E_{veg} = veg\rho_a C_H V_a h_v [q_{sat}(T_s, P_s) - q_a] \qquad \textit{(Eq. 3. 8)}$$

ρ_a et q_a correspondent respectivement à la densité et l'humidité de l'air, et $q_{sat}(T_s,Q_s)$ à l'humidité relative de l'air à une température T_s et une pression P_s. h_u représente l'humidité relative du sol et h_v le coefficient d'Halstead. Enfin C_H représente le coefficient de trainée à la surface et V_a la vitesse du vent (m s^{-1}).

2.2.2 Diffusion (D)

La diffusion entre les couches w_1-w_2 (D_1) et w_2-w_3 (D_2), permet la circulation verticale de l'eau d'une couche à l'autre. Le sens de l'échange dépend du sens du gradient d'humidité, l'eau se déplaçant de la couche la plus humide vers la couche la plus sèche. Ces transferts verticaux sont décrits par les équations suivantes :

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau}(w_1 - w_{geq}) \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 9)}$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \,. \qquad \textit{(Eq. 3. 10)}$$

Ces équations dépendent de coefficients « force-restore » de diffusion des couches de surface et racinaire, C_2 et C_4. w_{geq} correspond au contenu en eau de la surface dans des conditions d'équilibre des forces gravitationnelles et capillaires. Il est calculé à partir des propriétés hydrauliques du sol grâce à l'équation suivante (où a et p sont des paramètres empiriques dépendants de la texture du sol) :

$$\frac{w_{1geq}}{w_1} = \frac{w_2}{w_{sat}} - a\left(\frac{w_2}{w_{sat}}\right)^p \left[1 - \left(\frac{w_2}{w_{sat}}\right)^{8p}\right] \qquad \textit{(Eq. 3. 11)}$$

2.2.3 Drainage (K)

Deux types de flux verticaux gravitationnels d'eau sont distingués : le drainage de la couche de sol w_2 vers la couche de sol w_3 (K_2, *Eq. 3. 12*) et le drainage de la couche de sol w_3 qui fait sortir l'eau gravitationnelle de la colonne de sol (K_3, *Eq. 3. 13*). Cette eau sera ensuite routée dans le réseau hydrologique par TRIP.

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau d_2} max\left[0, \left(w_2 - w_{fc}\right)\right] \qquad \textit{(Eq. 3. 12)}$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau} \frac{d_3}{(d_3 - d_2)} max\left[0, \left(w_3 - w_{fc}\right)\right] \qquad \textit{(Eq. 3. 13)}$$

C_3 est le coefficient « force-restore » de drainage et τ correspond à la période de temps fixée à un jour.

2.2.4 Ruissellement de surface (Q_S)

La production du ruissellement à partir des précipitations atteignant la maille est un point essentiel et va déterminer la capacité du modèle à reproduire une réponse hydrologique réaliste. Plusieurs options sont proposées dans ISBA pour modéliser la production de ruissellement avec des paramétrisations plus ou moins complexes selon que l'hydrologie sous-maille est considérée ou non. Ici l'option « SGH » est activée pour prendre en compte : *(i)* la distribution sous-maille des précipitations et des paramètres impliqués dans les processus hydrologiques (tel que la saturation du sol) *(ii)* la différentiation entre le ruissellement de Dunne et d'Horton. Lorsque l'option « SGH » est activée, le ruissellement de surface total simulé par ISBA (Q_S), résulte de deux composantes distinctes : le ruissellement de Dunne Q_S^D et le ruissellement de Horton Q_S^H (*Eq. 3. 14*).

$$Q_S = Q_S^D + (1 - f_{sat}) Q_S^H \qquad \textit{(Eq. 3. 14)}$$

Le formalisme du ruissellement de ***Dunne*** (*Eq. 3. 15*) correspond au produit de la pluie réelle atteignant le sol (P_g) et de la fraction de la cellule dont le sol est saturé (f_{sat}).

$$Q_S^D = P_g f_{sat} \qquad \textit{(Eq. 3. 15)}$$

f_{sat} est inversement proportionnelle au déficit de stockage, D_t (m) de la cellule (*Eq. 3. 16*).

$$0 \leq D_t = (w_{sat} - \overline{w_2}) \times \overline{d_2} \leq d_0 \qquad \textit{(Eq. 3. 16)}$$

$$d_0 = (w_{sat} - w_{wilt}) \times \overline{d_2} \qquad \textit{(Eq. 3. 17)}$$

Dans les *Eq. 3. 16* et *3. 17*, d_0 (m) correspond au déficit local maximum, $\overline{w_2}$ au contenu en eau moyen

de la couche racinaire w_2 et $\overline{d_2}$ à la profondeur de la couche racinaire.

La paramétrisation du ruissellement de ***Horton*** (*Eq. 3. 18*) prend en compte une distribution sous maille de la pluie (P_i) et de la capacité d'infiltration maximale du sol (I_i).

$$Q_S^H = \mu \int_{I_i}^{\infty} (P_i - I_i) f(P_i) dP_i \qquad \textit{(Eq. 3. 18)}$$

P_i correspond aux précipitations, qui sont distribuées sous-maille grâce à la fonction de probabilité de distribution $f(P_i)$ suivante :

$$f(P_i) = \frac{\mu}{\bar{P}} e^{-\mu(P_i/\bar{P})} , \qquad \textit{(Eq. 3. 19)}$$

où $\bar{P}$ correspond à la moyenne des précipitations sur la cellule de la grille, et μ à la fraction de la grille touchée par les précipitations, déterminée par l'équation suivante (Fan et al. 1996) :

$$\mu = 1 - e^{-\beta \bar{P}} . \qquad \textit{(Eq. 3. 20)}$$

μ est elle-même fonction de la pluie moyenne et dépend de la résolution spatiale via un paramètre β. Sur la base des travaux de Fan et al. (1996), Peter-Lidard et al. (1997) ont développé une formule d'estimation de β (*Eq. 3. 21*) sur la base d'observations de la structure fine des pluies par radar aux Etats-Unis entre 1993 et 1995 et où d_x représente la résolution spatiale en km (racine carrée de l'aire d'une cellule de la grille en km^2) :

$$\beta = 0{,}2 + 0{,}5 e^{-0{,}01 d_x} , \qquad \textit{(Eq. 3. 21)}$$

Le *chapitre 4* aborde les limites de cette formulation de la distribution de la pluie sous-maille et de son impact sur la modélisation du ruissellement de type Hortonien.

Q_S^H dépend aussi de la capacité maximale d'infiltration I_i (*Eq. 3. 18*) dont la moyenne sur une cellule est estimée grâce à l'*Eq. 3. 22* puis est distribuée sous-maille grâce à une fonction exponentielle $g(I_i)$ (*Eq. 3. 23*).

$$\bar{I} = K_{sat} \left[\frac{b\, \Psi_{sat}}{d_i} \left(\frac{w_2}{w_{sat}^*} - 1 \right) + 1 \right] \qquad \textit{(Eq. 3. 22)}$$

$$g(I_i) = \frac{1}{\bar{I}} e^{-I_i/\bar{I}} \qquad \textit{(Eq. 3. 23)}$$

Dans l'*Eq. 3. 22*, K_{sat} correspond à la conductivité hydraulique à saturation, b à la pente de la courbe rétention, Ψ_{sat} au potentiel matriciel à saturation, d_i et w_{sat}^* à la profondeur et la porosité du sol (*Tableau 3. 3*).

2.2.5 Infiltration (I)

Une partie de l'eau atteignant le sol (précipitation P et ruissellement de la canopée R_r) ruisselle (Qs, *§ 2.2.4*) et une autre partie s'infiltre selon l'*Eq 3. 24*, où *veg* représente la partie de la maille qui est recouverte de végétation et pour laquelle la précipitation est interceptée par la canopée. L 'infiltration est donc calculée comme un résidu du ruissellement.

$$I_r = (1 - veg)P + R_r - Q_s \, . \qquad \textit{(Eq. 3. 24)}$$

2.3 Paramètres d'ISBA

La paramétrisation d'ISBA a été menée dans l'objectif de minimiser le nombre de paramètres d'entrée nécessaires à la modélisation des processus discutés ci-dessus. Ces paramètres sont relatifs au type de sol et de végétation, ils sont variables spatialement (*Figure 3. 3*) et peuvent évoluer temporellement afin de prendre en compte les modifications saisonnières. Les paramètres d'ISBA (*Tableau 3. 3*) peuvent être séparés en deux catégories : primaires et secondaires. Les premiers sont déterminés par le type de sol et/ou de végétation, les seconds découlent des premiers et décrivent les caractéristiques physiques du sol et de la végétation qui influencent les flux et le bilan d'eau du sol.

2.3.1 Paramètres primaires

Les paramètres primaires et secondaires liés à la végétation sont regroupés dans la base de données Ecoclimap, développée à Météo France par Masson et al. (2003). Ecoclimap a été développée dans le but d'initialiser les modèles météorologiques et climatiques et se base sur diverses bases de données afin de regrouper un maximum d'informations pour décrire la surface à une résolution de 1km. La base de données de la FAO (Food and Agriculture Organization) fournit les données sur la texture du sol à une résolution de 10km. Les bases de données de l'Université du Maryland (UMD, Hansen et al. 2000) et de IGBP/DIS (International Geosphere-Biosphere Programme Data and Information System, Loveland et al. 2000) fournissent le type de surface dans le monde alors que les bases de données CORINE (Coordination of Information on the Environement, Heymann et al. 1993) et PELCOM (Pan-European Land Cover Monitoring, Mucher et al. 2001) sont utilisées en Europe. A partir de ces bases de données sur les types de sol et de végétation Masson et al. (2003) ont dérivé les valeurs des paramètres primaires : fraction d'argile et de sable, type de végétation, émissivité, albedo, profondeur du sol. Dans la version du modèle utilisée pour cette étude, la base de données Ecoclimap couvre la période 2002-2006.

Tableau 3. 3 : Liste des paramètres d'ISBA

	Paramètres primaires	***Paramètres secondaires***	***Symboles***
Sol	*Fraction d'argile*		X_{clay}
	Fraction sable		X_{sand}
		Contenu en eau à saturation	w_{sat}
		Contenu en eau au à la capacité au champ	w_{fc}
		Contenu en eau au point de flétrissement	w_{wilt}
		Conductivité hydraulique à saturation	K_{sat}
		Potentiel hydrique à saturation	Ψ_{sat}
		Pente de la courbe de rétention	b
		Coefficient de régression (w_{geq})	a, p
		Coefficient thermique du sol nu à saturation	C_{gsat}
		Valeur du coefficient de « force-restore » C_1 à saturation	C_{1sat}
		Valeur du coefficient de « force-restore » C_2 pour $w_2 = 0.5w_{sat}$	C_{2ref}
		Coefficient de « force-restore » C_3	$C_{3,i}$ $(i = 2,3)$
		Coefficient de « force-restore » C4	$C4$
Végétation	*Type de végétation*		--
		Fraction de végétation	veg
		Indice de surface foliaire	LAI
		Résistance stomatique minimale	R_{smin}
		Hauteur de rugosité	$z0$
Sol	*Emissivité*		ε
Et	*Albedo*		α
Végétation	*Profondeur de sol*		di $(i=2,3)$

2.3.2 Paramètres secondaires liés à la végétation

La fraction de végétation au sein d'une maille (*veg*) est comprise entre 0 et 1 et permet de déterminer la fraction de sol nu (1 – *veg*). L'indice de surface foliaire *LAI* (Leaf Area Index) correspond au rapport entre la surface foliaire par unité de surface de sol, et caractérise la canopée. La résistance stomatique représentant la résistance de la feuille à la transpiration, la résistance stomatique minimale (R_{smin}) correspond à la résistance stomatique de la feuille dans des conditions d'ensoleillement et de capacité hydrique maximale. La hauteur de rugosité (z_0), dépend de la structure de la végétation et influence les échanges de flux turbulents à la surface.

2.3.3 Paramètres secondaires liés au sol

• *Coefficients de « force-restore »*

Le bilan hydrique dans le sol d'ISBA est basé sur la méthode de « force restore ». C'est Deardorff (1977) qui applique pour la première fois cette méthode au contenu en eau du sol afin de prendre en compte ces variations diurnes. La calibration des coefficients de « force-restore » est réalisée par le CNRM à l'aide d'un modèle multi-couches de diffusion d'eau dans le sol.

• *Paramètres liés aux flux d'eau*

Les flux verticaux d'eau dans le sol d'ISBA sont régis par les équations de Darcy et de Richards qui impliquent la conductivité hydraulique et le potentiel hydrique. Ces variables sont liées au contenu en eau du sol par les relations de Brooks et Corey (1966) et Clapp et Hornberger (1978), qui font intervenir b, ψ_{sat} , w_{sat} and k_{sat}, estimés pour les différentes classes de type sol grâce à la classification texturale de l'USDA (United State Department of Agriculture) et permettent d'estimer les paramètres w_{wilt} et w_{fc}.

• *Paramètres liés aux flux de chaleur*

Le coefficient thermique du sol nu à saturation (C_{gsat}) est calculé à partir de la relation de McCumber et Pielke (1981) qui relie les propriétés thermiques du sol (capacité thermique volumique C_g et la conductivité thermique λ) au contenu en eau ainsi qu'à la texture du sol.

• *Paramètres liés à la topographie*

L'altitude moyenne de chaque cellule de la grille est déterminée à partir de la base de données GTOPO30. L'implémentation du formalisme de TOPMODEL pour le ruissellement de Dunne nécessite l'indice topographique λ. La distribution spatiale de cet indice au sein de chaque maille est estimée par la distribution gamma à trois paramètres (Sivapalam et al. 1987). Les trois indices étant la moyenne, l'écart type et l'obliquité (skewness) de la distribution spatiale réelle d' λ, issue de la base de données HYDRO1K disponible à 1km.

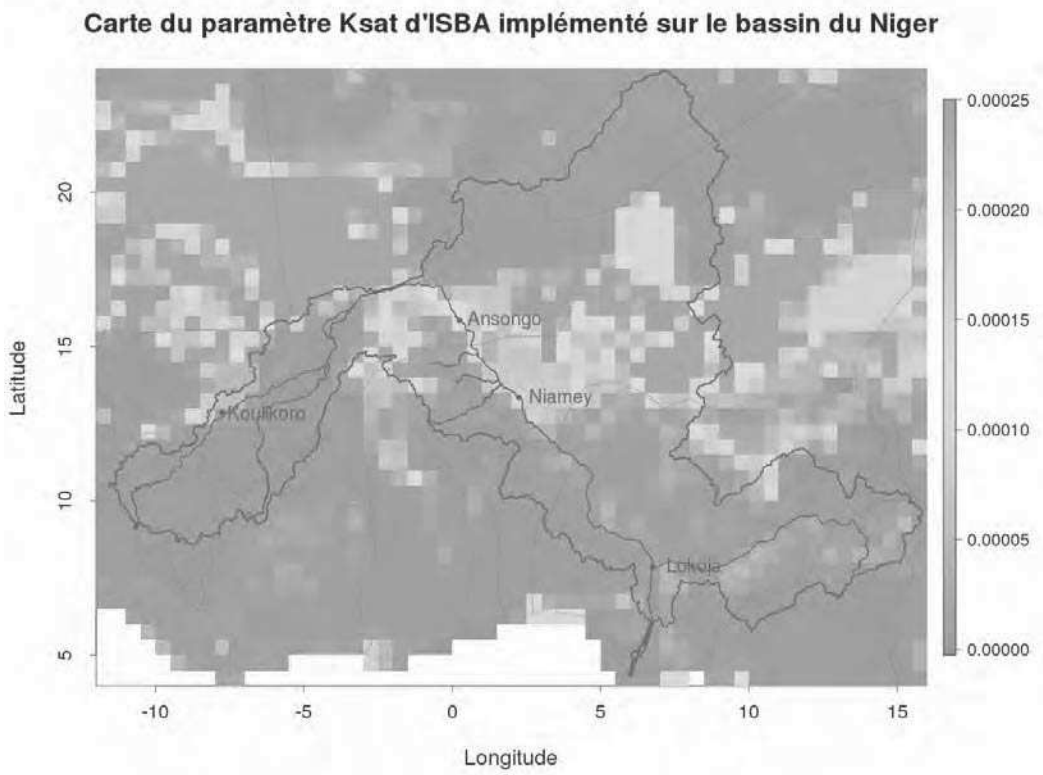


Figure 3. 3 : Carte du paramètre K_{sat}, conductivité hydraulique à saturation, du modèle ISBA sur la fenêtre Ouest-Africaine, pour l'implémentation sur le bassin du Niger. Ce paramètre dépend de la texture du sol.

3. Modèle de routage TRIP

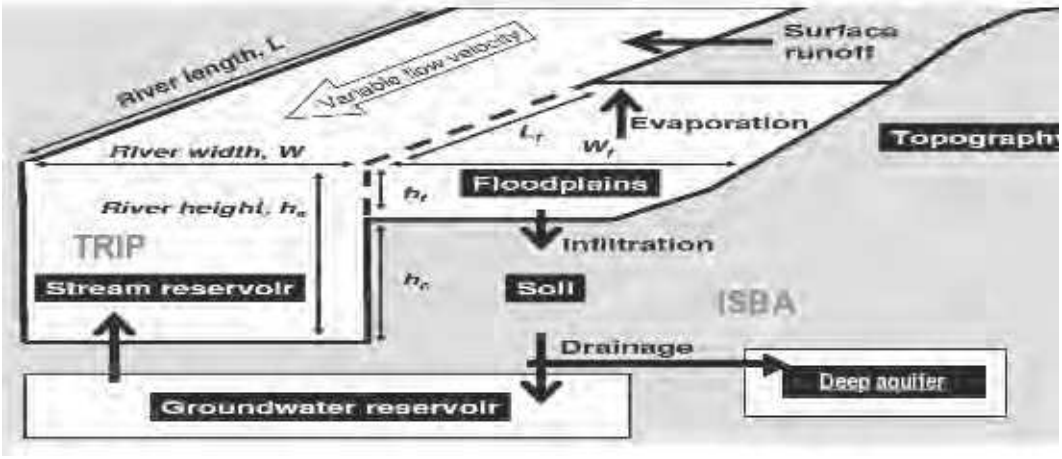


Figure 3. 4 : Schématisation des processus de TRIP (source Pedinotti 2012)

3.1 Historique

TRIP – pour Total Runoff Integrating Pathways – a été développé à l'Université de Tokyo par Oki et Sud (1998), il constitue un réseau hydrologique global d'une résolution de 0.5°*0.5° qui fournit les mouvements latéraux de l'eau en surface. TRIP a été développé dans le but d'être associé à un modèle de surface afin de router le ruissellement dans le réseau hydrologique et de modéliser le débit en tout point de la grille. A l'origine du couplage avec ISBA, TRIP n'était constitué que d'un seul réservoir, correspondant à la surface (*S*), liée linéairement à la masse d'eau de la rivière et à la vitesse de l'écoulement était constante (0.5 m s^{-1}). Depuis, trois réservoirs ont été ajoutés afin de prendre en compte les eaux souterraines (*G*) (Decharme et al. 2010), les zones inondées (*F*) (Decharme et al. 2008 et 2011) et les aquifères profonds (*Aq*) (Pedinotti et al. 2012), et la vitesse d'écoulement varie maintenant spatialement (Decharme et al. 2010) ; améliorant ainsi la simulation hydrologique.

3.2 Formalisme des processus

Ces travaux sont basés sur la version du couplage ISBA-TRIP utilisé par Pedinotti et al. (2012) et Pedinotti (2013) et correspond à la version 6 de SURFEX. Dans cette version TRIP est constitué de 4 réservoirs – la surface (*S*), les eaux souterraines (*G*), les zones inondées (*F*) et les aquifères profonds (*Aq*) – dont l'évolution du volume en eau est régie par les équations suivantes :

$$\frac{dS}{dt} = Q_{in}^{S} + Q_{out}^{G} + \left(Q_{out}^{F} - Q_{in}^{F}\right) - Q_{out}^{S} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 25)}$$

$$\frac{dG}{dt} = \alpha Q_{sb} - Q_{out}^{G} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 26)}$$

$$\frac{dF}{dt} = Q_{in}^{F} + \left(P_f - I_f - E_f\right) - Q_{out}^{F} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 27)}$$

$$\frac{dAq}{dt} = (1-\alpha)Q_{sb} - Q_{out}^{Aq} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 28)}$$

où Q_{out} et Q_{in} représentent respectivement les entrées et les sorties d'eau dans chacun des réservoirs. I_f, P_f, E_f représentent respectivement l'infiltration, l'interception des précipitations et l'évaporation au niveau des zones inondées. α établit la partition des eaux de drainage entre les eaux souterraines (α) et les aquifères profonds ($1 - \alpha$).

3.2.1 Le réservoir de surface (S)

Le réservoir de surface dans TRIP correspond à la rivière, l'évolution de son stock est décrite par l'*Eq. 3. 25*. Pour une cellule, le flux d'eau entrant en surface Q_{in}^{S} est constitué : du ruissellement de surface (calculé par ISBA) multiplié par la surface de la cellule, et du flux d'eau de surface sortant Q_{out}^{S} des cellules adjacentes contributrices (déterminé par le réseau de TRIP). Le flux d'eau sortant d'une cellule Q_{out}^{S} (*Eq. 3. 29*) correspond au débit et est calculé par TRIP grâce à une vitesse d'écoulement variable v (m s^{-1}) estimée grâce à la formule de Manning (*Eq. 3. 30*).

$$Q_{out}^{S} = \frac{v}{L} S \qquad \textit{(Eq. 3. 29)}$$

$$v = \frac{\kappa}{n_{riv}} R^{2/3} s^{1/2} \qquad \textit{(Eq. 3. 30)}$$

Dans l'*Eq. 3. 29*, L (m) est la longueur de la rivière et S (kg) est la masse d'eau stockée dans la rivière. Dans l'équation de Manning (*Eq. 3. 30*), κ (m^{-3} s^{-1}) est une constante égale à 1, n_{riv} est le coefficient de rugosité ou coefficient de Manning, R (m) est le rayon hydraulique et s représente la pente. Le rayon hydraulique est décrit par la relation suivante :

$$R = \frac{W\, h_s}{W + 2\, h_s} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 31)}$$

$$\text{où } h_s = \frac{S}{L\, W\, \rho_w} \,, \qquad \textit{(Eq. 3. 32)}$$

et où ρ_w (kg m^{-3}) est la densité de l'eau, et W (m) la largeur du lit de la rivière. L'évolution temporelle du stock d'eau dans la rivière ne dépend pas uniquement des flux d'eau de surface ; la rivière est également alimentée par le flux d'eau sortant des réservoirs des eaux souterraines Q_{out}^{G} et des zones inondées Q_{out}^{F} (*Eq. 3. 25*).

3.2.2 Le réservoir des eaux souterraines (G), Decharme et al. (2010)

L'évolution du stock d'eau souterrain est régie par l'*Eq. 3. 26*, ce réservoir est alimenté par une partie α, du drainage profond calculé par ISBA, Q_{sb}. Le flux d'eau sortant de ce réservoir retourne à la rivière, sans transfert latéral (le retour s'effectue dans la même cellule), après un temps τ (jours) de stockage selon la formule suivante :

$$Q_{out}^{G} = \frac{G}{\tau}, \qquad \textit{(Eq. 3. 33)}$$

3.2.3 Le réservoir des zones inondées (F), Decharme et al. (2008 et 2011)

Le réservoir correspondant aux zones inondées interagit avec la rivière, mais également avec l'hydrologie du sol via l'infiltration I_f, et avec l'atmosphère en interceptant les précipitations P_f, et en évaporant une partie de ses surfaces d'eau libre E_f (*Eq. 3. 27*). Les échanges avec la rivière sont dépendants de la section transversale rivière/zone inondée qui est représentée de manière simple par une géométrie rectangulaire (*Figure 3. 4*). La zone inondée, est alimentée par la rivière quand la hauteur de cette dernière dépasse une hauteur critique h_c. Quand la rivière repasse en dessous de la hauteur critique, c'est la zone inondée qui alimente la rivière. Il n'y a pas de transfert latéral (d'une cellule à une autre) au sein des zones inondées. Les flux entrants, Q^F_{in}, et sortant, Q^F_{out}, sont calculés de la manière suivante :

$$Q_{in}^{F} = \frac{v_{in}}{W+W_f} M_f, \qquad \textit{(Eq. 3. 34)}$$

$$Q_{out}^{F} = \frac{v_{out}}{W+W_f} min\left(M_f, F\right), \qquad \textit{(Eq. 3. 35)}$$

où W et W_f (m) représentent respectivement les largeurs de la rivière et des zones inondées. M_f (kg) correspond à la masse d'eau entrante/sortante (positif/négatif) potentielle et est calculée selon l'équation suivante :

$$M_f = \rho_w L_f W\left(h_s - h_c - h_f\right), \qquad \textit{(Eq. 3. 36)}$$

où h_s, h_f, h_c correspondent respectivement aux hauteurs de la rivière, de la zone inondée et à la hauteur critique. L_f représente la longueur de la zone inondée et ρ_w la densité de l'eau. v_{in} et v_{out} (m s^{-1}) sont les vitesses des flots entrants et sortants calculées via la formule de Manning (*Eq. 3. 37*) et grâce : aux pentes entre la rivière s_{in}, s_{out} (*Eq. 3. 39*), aux rayons hydrauliques R_{in}, R_{out} (*Eq. 3. 38*), et au coefficient de Manning, propre aux plaines d'inondation n_f.

$$v_{in,out} = \frac{s_{in,out}^{1/2}}{n_f} R_{in,out}^{2/3}, \qquad \textit{(Eq. 3. 37)}$$

avec $s_{in} = \frac{max(0,h_s-h_c-h_f)}{(W+W_f)/2}$ *et* $s_{out} = \frac{max(0,h_f+h_c-h_f)}{(W+W_f)/2}$ *(Eq. 3. 38)*

et avec $R_{in} = \frac{L_f \times max(0,h_s-h_c)}{L_f+2\times max(0,h_s-h_c)}$ *et* $R_{out} = \frac{L_f h_f}{L_f+2h_f}$ *(Eq. 3. 39)*

3.2.4 Le réservoir des aquifères profonds (Aq), Pedinotti et al. 2012

Le réservoir des aquifères profonds est alimenté par une partie (1 - α) du drainage profond calculé par ISBA, Q_{sb} (*Eq. 3. 28*). Le drainage latéral des eaux des aquifères profonds vers l'océan est représenté par la constante de temps τ_{Aq} (années) :

$$Q_{out}^{Aq} = \frac{Aq}{\tau_{Aq}}, \qquad \textit{(Eq. 3. 40)}$$

3.3 Paramètres de TRIP

Les paramètres de TRIP (*Tableau 3. 4*) correspondent à des caractéristiques physiques de la rivière et des autres compartiments et sont distribués spatialement (*Figure 3. 5*).

Tableau 3. 4 : Liste des paramètres de TRIP

Paramètre TRIP	***Symbole***	***Unité***
Longueur de la rivière	*L*	*m*
Pente du lit	*S*	*m.m-1*
Largeur du lit	*W*	*m*
Coefficient de Manning	*n*	-
Coefficient de Manning des zones inondées	n_f	-
Hauteur critique	h_c	*m*
Coefficient de partitionnement entre eaux souterraines et aquifères	α	-
Temps de retour des eaux souterraines	τ	*jours*
Temps de retour des aquifères	τ_{Aq}	*année*

La longueur de la rivière est déterminée dans TRIP (Oki et Sud 1998). La pente du lit de la rivière, *s* ($m\ m^{-1}$), est issue d'une base de données Météo France basée sur deux modèles numériques de terrain (STN-30p et HYDRO1K) qui ont été édités et interpolés pour obtenir des données précises à une résolution de 1°. Le coefficient de Manning (*n, Figure 3. 5*) est relié linéairement au numéro d'ordre de la rivière du réseau TRIP et est calculé à chaque point de grille selon la formule suivante (Decharme et al. 2011):

$$n = n_{min} + (n_{max} - n_{min}) \left(\frac{SO_{max} - SO}{SO_{max} - SO_{min}} \right), \qquad \textit{(Eq. 3. 41)}$$

n_{max} et n_{min} représentent les valeurs maximale et minimale du coefficient de Manning qui sont fixées arbitrairement

La largeur de la rivière *W* (m) est estimée de manière empirique à partir d'une relation avec le débit (Knighton 1998, Arora et Boer 1999, Moody et Troutman 2002) :

$$W = max(30, \beta \times Q_{yr}^{0.5}), \qquad \textit{(Eq. 3. 42)}$$

$Q_{yr}^{0.5}$ (m^3.s) est le débit annuel moyen de chaque cellule de la grille estimé à partir de la base de données de débit global de Cogley (2003). β est un coefficient variant en fonction de 5 types de régions hydrologiques.

La hauteur critique (h_c) est liée à la largeur de la rivière par la relation linéaire suivante :

$$h_c = W^{1/3} \qquad \textit{(Eq. 3. 43)}$$

Le coefficient de Manning est déterminé dans les zones inondées (n_f) en fonction du type et de la fraction recouvrante de la végétation à partir de l'équation suivante :

$$n_f = \sum_{i=1}^{12} (vegt_i \times n_i), \qquad \textit{(Eq. 3. 44)}$$

où n_i est le coefficient de Manning correspondant au type de végétation *i* et $vegt_i$ correspond à la fraction recouvrante du type de végétation *i*.

Enfin le coefficient de répartition des eaux de drainage α est fixé à 0,75 et les temps de retour des eaux souterraines et des aquifères sont globalement fixé à 30 jours et 4ans. Ces valeurs sont héritées des travaux de thèse de Pedinotti (2013).

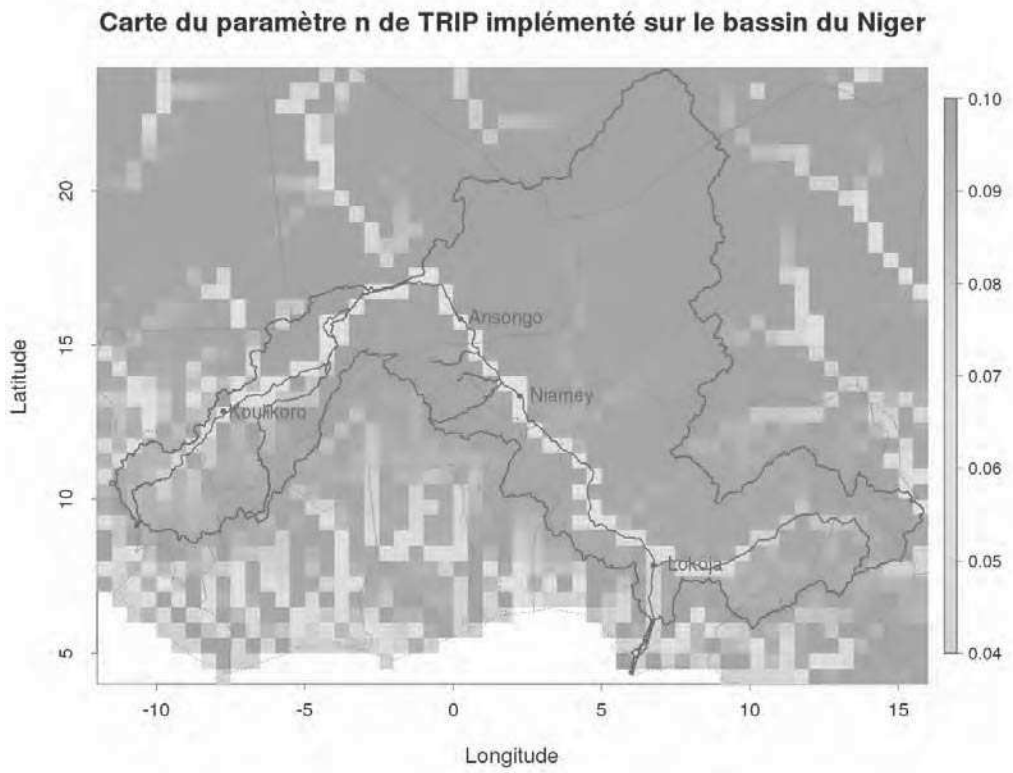


Figure 3. 5 : Carte du paramètre n, coefficient de Manning (Eq. 3. 41), du modèle TRIP sur la fenêtre Ouest-Africaine, pour l'implémentation sur le bassin du Niger.

4. Modélisation du Niger à Niamey

La simulation est réalisée avec la version 6 de SURFEX en mode forcé, couplant ISBA et TRIP, avec la configuration de Pedinotti (2013). La résolution spatiale du modèle est de 0,5°*0,5° et la résolution temporelle des entrées et des sorties est de 3h. Les composantes du forçage atmosphérique, nécessaires quand le modèle n'est pas couplé à un modèle de climat sont listées dans le *Tableau 3. 1*, et sont issues de deux bases de données différentes. D'une part les précipitations proviennent des jeux de données décrits dans le *chapitre 2*, dans la suite de ce paragraphe le produit 3B42v7 est utilisé comme exemple. D'autre part les autres variables décrivant l'état de l'atmosphère (rayonnement solaire et atmosphérique, vitesse du vent, température, humidité et pression de l'air) sont issues de la base de donnée WFDEI (WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data ; Weedon et al. 2011 et 2014) ré-analysées par Météo France entre 2003 et 2012 (B. Decharme).

4.1 Limite locale d'un modèle global

4.1.1 Représentation 1D des plaines d'inondation

La modélisation hydrologique sur l'ensemble du bassin du Niger reste encore un défi, en particulier quand il s'agit de simuler les processus spécifiques au Delta intérieur (Decharme et al. 2011, Pedinotti et al. 2012). Malgré les bénéfices considérables apportés par l'implémentation des zones inondées (Descharme et al. 2008, 2011), la représentation 1D de ce réservoir constitue une limite pour la modélisation du Delta intérieur du Niger. Dans la réalité, la dynamique du delta correspond à un élargissement considérable du lit principal, où l'eau continue de circuler d'amont en aval. Dans le modèle, le mouvement latéral (d'une cellule à l'autre) de la masse d'eau des plaines d'inondation n'est pas formalisé. L'importante quantité d'eau stockée dans ce réservoir reste statique et retourne toujours trop en amont dans la rivière, entraînant un retard dans la propagation de la crue.

4.1.2 Conséquences sur le Niger moyen (Niamey)

La *Figure 3. 6* représente les débits observés et simulés en amont et en aval du Delta intérieur : à Koulikoro (a), à Niamey (b) et à Lokoja (c) entre les années 2000 et 2013. Koulikoro est situé dans le Niger supérieur, en tête de bassin, en amont du Delta intérieur et son aire de drainage correspond à 41 cellules (~ 102 500 km²). Niamey appartient au Niger moyen, en aval du Delta intérieur qui influence le régime hydrologique de cette région. Son aire de drainage correspond à 243 cellules (~ 607 500 km²). Lokoja correspond à la confluence de la Bénoué et du Niger et se situe dans le Niger

inférieur, très en aval du Delta intérieur. Son aire de drainage représente 708 cellules (~ 1 770 000 km²).

À Koulikoro et Lokoja, la simulation reproduit bien les phases d'étiages et de hautes eaux. Les principales erreurs concernent la décrue (toujours un peu lente) et le pic de débit (souvent inférieur aux observations). À Niamey la simulation est beaucoup moins satisfaisante : le débit simulé ne reproduit pas le double pic de crue et les valeurs du débit à l'étiage sont systématiquement surestimées. Après l'unique pic de débit, la simulation amorce une décrue interrompue par une phase de plateau où la baisse des eaux est ralentie. Ce ralentissement empêche la décrue d'arriver à son terme et la crue de l'année suivante s'amorce sans que le débit ait atteint les valeurs d'étiage. À Niamey, le profil bi-modal de l'hydrogramme observé est produit par l'effet tampon du delta intérieur qui retarde les écoulements des régions amont et engendre la crue Guinéenne après la crue Rouge (*chapitre 1*). Dans la simulation, à cause des effets retardateurs de la représentation 1D des plaines d'inondation, l'effet tampon naturel du delta intérieur est exacerbé et le retard de la crue Guinéenne engendre un stockage d'eau trop important dans la rivière même pendant l'étiage. Mais ces conséquences sur le débit simulé s'estompent plus en aval, jusqu'à disparaître à Lokoja, n'impliquant pas d'erreur majeure du point de vue du bilan total du bassin du Niger (Pedinotti et al. 2012).

De nombreux tests (non présentés) ont été réalisés pour ajuster les paramètres du modèle et améliorer la simulation en modifiant les valeurs : du coefficient de Manning (pour accélérer l'écoulement), du temps de transfert des eaux souterraines à la rivière (pour limiter un retour tardif de la masse d'eau à la rivière), de la partition entre les eaux souterraines et les aquifères (pour diminuer artificiellement la quantité d'eau dans la rivière), etc... Ces tests ont permis d'améliorer la représentation de la crue Rouge, mais en aucun cas celle de la crue Guinéenne et de l'étiage, pour la station de Niamey. En effet aucun jeu de paramètres ne peut compenser l'absence de transfert latéral de la masse d'eau stockée dans les plaines d'inondation.

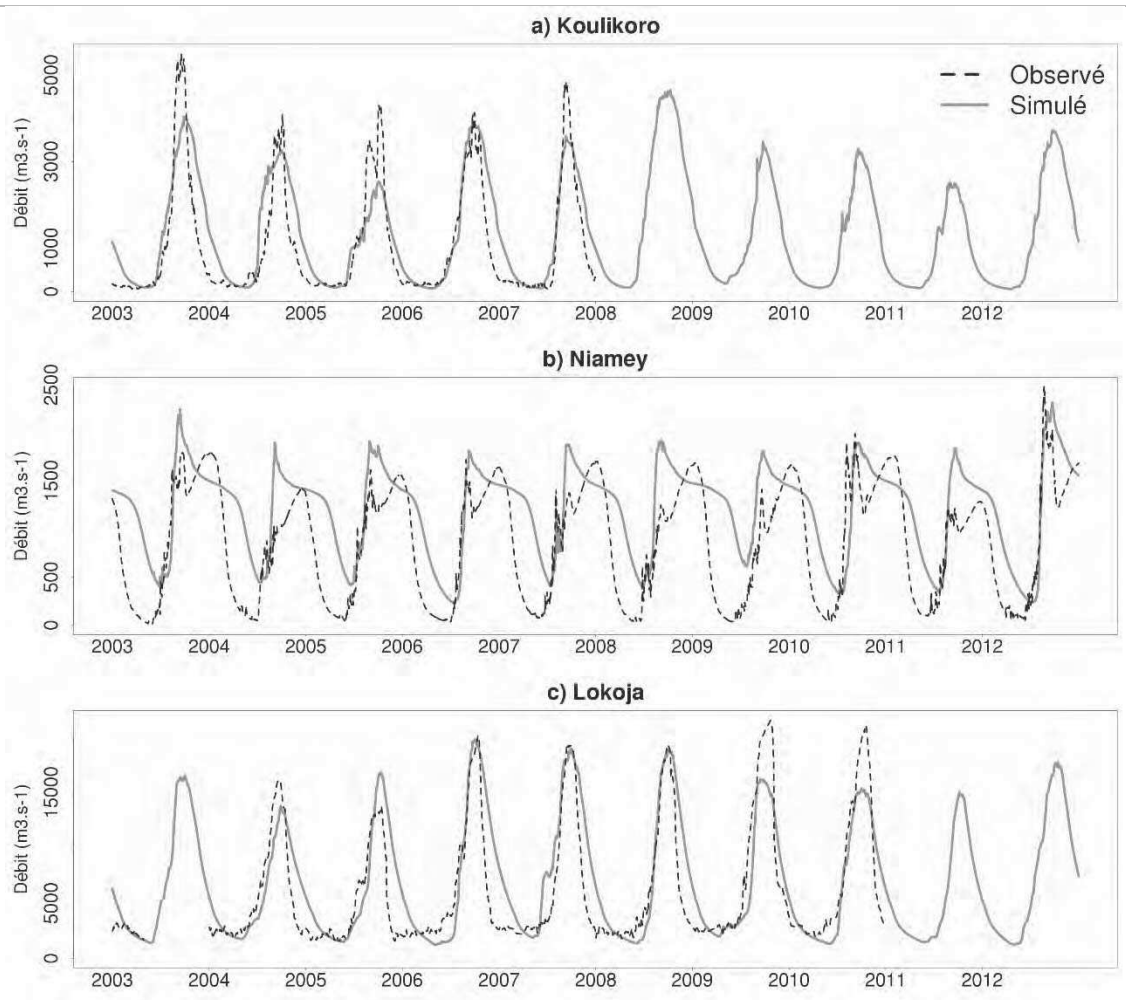


Figure 3. 6 : Débits observés (courbes noires pointillées) et simulés (courbes bleues) avec la version nominale de SURFEX version 6 implémentée sur l'ensemble du bassin du Niger et le forçage pluviométrique 3B42v7 ; pour les stations de Koulikoro (a), Niamey (b) et Lokoja (c).

4.2 Modélisation du bassin du bief Ansongo-Niamey

4.2.1 Redéfinition du domaine modélisé

Afin d'éviter les répercussions d'une simulation difficile du Delta intérieur sur l'étude de la genèse et le suivi de la crue Rouge à Niamey, une configuration spécifique du modèle a été développée. Dans cette nouvelle expérience numérique, le domaine modélisé est réduit à l'aire de drainage des pluies générant la crue Rouge à Niamey : le bassin du bief Ansongo-Niamey. Le découpage de l'aire de drainage est réalisé à partir du réseau de routage hydrologique de TRIP. Sont sélectionnées les cellules entre Ansongo et Niamey contribuant au débit à Niamey. Le nouveau domaine ainsi déterminé (*Figure 3. 7*) est composé de 49 cellules correspondant à une surface de 122 500 km^2 et englobant les sous bassins du Gorouol, du Dargol et de la Sirba. Le domaine inclut

également une partie de la rive gauche, au nord-ouest de Niamey, décrite comme majoritairement endoréique et peu contributrice dans la littérature, mais qui connait un récent changement avec des cas de ruptures d'endoréisme (c*hapitre 1*).

Le nouveau domaine n'inclut pas la tête du bassin du Niger, dont la contribution doit être prise en compte. Un nouveau forçage est implémenté à partir d'observation in-situ du débit journalier à la station d'Ansongo. Au niveau de la cellule correspondant à la station de mesure d'Ansongo (*Figure 3. 7*), le lien entre ISBA et TRIP est rompu et le débit sortant de cette cellule est forcé grâce à la série d'observations in-situ. La mise en œuvre de cette nouvelle configuration a été possible grâce à l'aide de V. Pedinotti qui a mis en place le nouveau formalisme du modèle et à l'ABN qui a fourni les séries d'observations du débit.

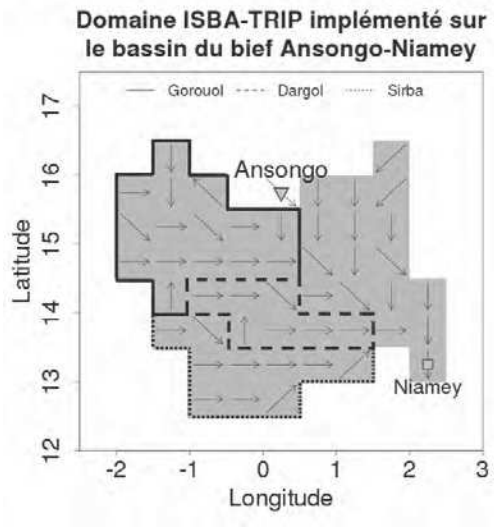


Figure 3. 7 : Domaine de la configuration du modèle ISBA-TRIP sur le bassin du bief Ansongo-Niamey. Les flèches noires représentent le sens de l'écoulement.

4.2.2 Simulation du débit à Niamey

En comparaison avec les résultats de l'implémentation sur l'ensemble du bassin du Niger (*Figure 3. 6*), la nouvelle configuration permet d'améliorer la simulation du débit à Niamey (*Figure 3. 8*). En dehors de la saison des pluies la simulation consiste simplement à propager le débit forcé à Ansongo dans le réseau hydrologique jusqu'à Niamey, expliquant les nettes améliorations pour la crue Guinéenne et l'étiage. Malgré tout, le débit est systématiquement surestimé pendant les maxima de la crue Guinéenne. Ce biais positif provient du déficit de débit observé entre Ansongo et Niamey (*chapitre 1*) et qui n'est pas simulé. La simulation avec la nouvelle configuration du modèle sans ajustement des paramètres (courbe bleue) n'est cependant pas satisfaisante concernant la crue Rouge

qui est systématiquement sous-estimée. La modélisation de cette crue, dépendante de phénomènes locaux de fine échelle (ruissellement de Horton, encroûtement…), demande une adaptation de certains paramètres qui sont acceptables globalement mais ne conviennent plus après une descente en échelle. L'ajustement « manuel » de certains paramètres d'ISBA-TRIP, discuté dans le *chapitre 4*, améliore la simulation de la crue Rouge (*Figure 3. 8* courbe rouge). Cet ajustement diffère des calibrations-validations classiques des modèles hydrologiques et est explicité dans le *chapitre 4*.

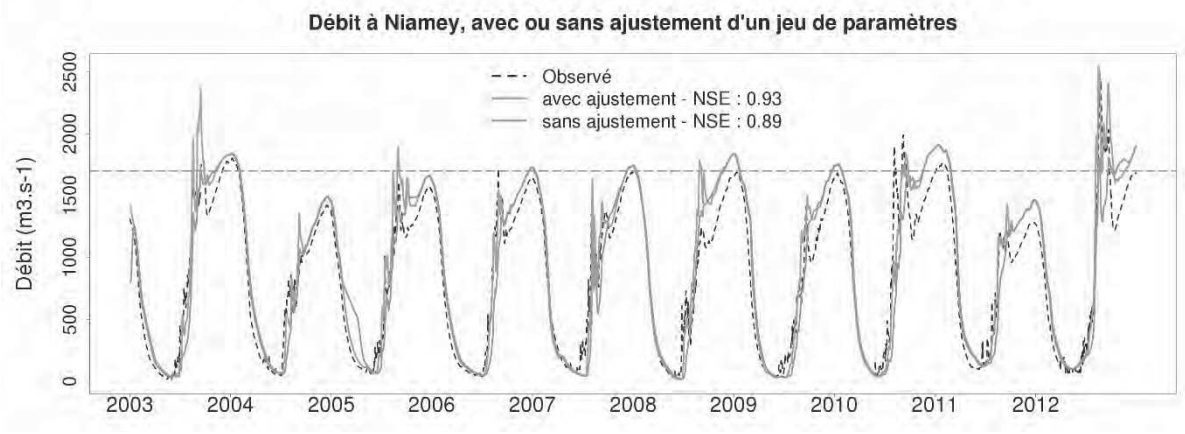


Figure 3. 8 : Débit du Niger à Niamey observé (courbe noire pointillée) et simulés avec SURFEX version 6 implémenté sur le bassin du bief Ansongo Niamey sans modification des paramètres (courbe bleue) et après leur ajustement (courbe rouge, chapitre 4). La ligne pointillée grise à 1700m^3.s^{-1} représente le seuil d'inondation.

4.2.3 Impact de l'aire de drainage : contribution rive gauche

La contribution simulée de la rive gauche égale celle du bassin du Dargol, soit 6% (*Figure 3. 9*). Malgré des cas récents de rupture d'endoréisme (*chapitre 1*), augmentant la contribution de la rive gauche, l'apport de cette zone pourrait être surestimé à cause d'un mauvais routage de TRIP sur cette zone très précise. La *Figure 3. 10* compare deux simulations réalisées avec et sans la rive gauche du bief. Les dynamiques sont similaires mais comme attendu la simulation avec la rive gauche produit des débits plus importants. Cependant à cause de la variation interannuelle de la répartition spatiale du cumul de pluie, la différence entre les deux simulations n'est pas stable d'une année à l'autre. Le manque de données terrain ne permet cependant pas de trancher quant au routage le plus réaliste (qui prend sûrement une partie de la rive gauche) ; le routage natif de TRIP est donc conservé.

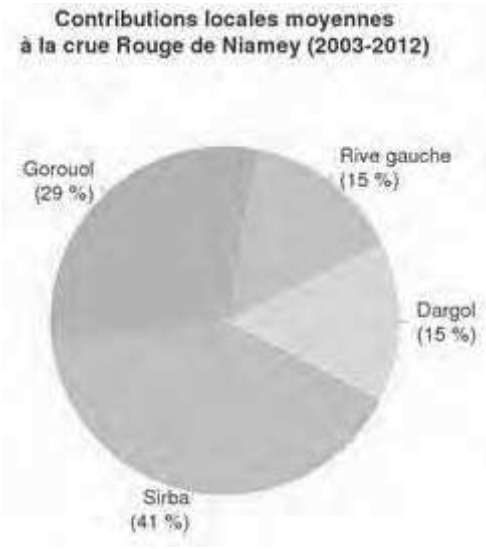


Figure 3. 9 : Contributions moyennes des différents sous-bassins du bassin du bief Ansongo-Niamey à la crue Rouge de Niamey (de l'étiage au 10 octobre) calculées entre 2003 et 2012.

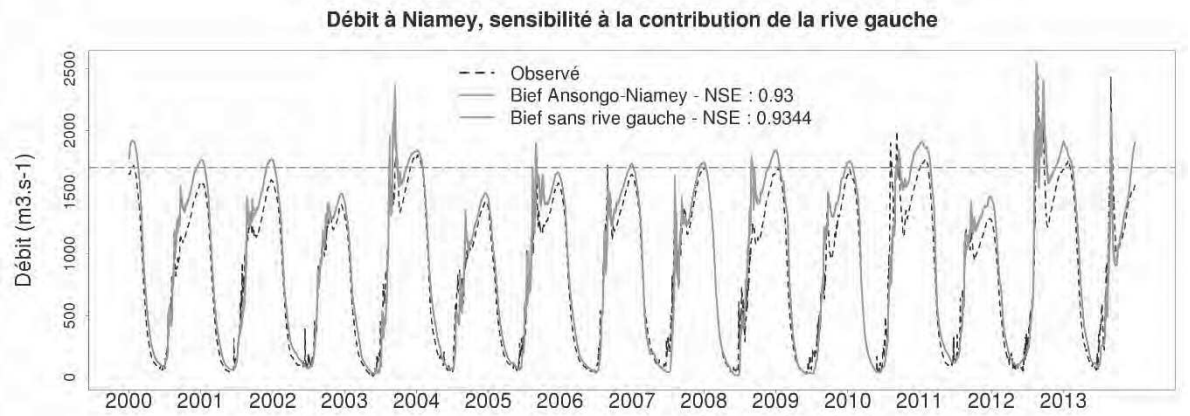


Figure 3. 10 : Débit du Niger à Niamey observé (courbe noire pointillée) et simulés avec SURFEX version 6 implémentée sur le bassin du bief Ansongo Niamey avec (courbe rouge) ou sans (courbe bleue) la rive gauche. La ligne pointillée grise à 1700m^3.s^{-1} représente le seuil d'inondation.

Déjà implémenté sur le bassin du Niger, par Pedinotti (2013), le modèle ISBA-TRIP présente divers avantages pour ces travaux de thèse. Sa modélisation distribuée est bien adaptée pour étudier l'impact des précipitations sur l'hydrologie à partir de produits pluviométriques spatialisés. Sa modélisation à base physique ne nécessite pas de calibration-validation spécifique à chaque forçage pluviométrique et à la période étudiée. Enfin son formalisme représente les processus majeurs de l'hydrologie du Niger (plaine d'inondation, ruissellement Hortonien).

Mais ce chapitre met en évidence les limites de ce modèle global dans la représentation des processus locaux particuliers, tel que le Delta intérieur du Niger. Cette singularité rend difficile l'utilisation du modèle implémenté sur l'ensemble du bassin du Niger pour le suivi régional du Niger moyen, voir ponctuel à Niamey. En effet, l'hydrologie du Niger moyen, auquel appartient la ville de Niamey, est fortement influencée par le Delta intérieur. Même si à l'échelle du bassin du Niger, le bilan hydrique simulé par ISBA-TRIP est satisfaisant, la modélisation des crues à Niamey ne l'est pas.

L'utilisation d'un autre modèle est parfaitement envisageable, mais ici c'est l'implémentation du modèle à une partie ciblée du bassin du Niger qui est privilégiée. L'implémentation du modèle sur le bassin du bief Ansongo-Niamey associée à un ajustement spécifique de certains paramètres (discuté dans le chapitre suivant) permet d'adapter la modélisation pour obtenir des résultats satisfaisants.

Enfin les différentes données utilisées pour forcer ou évaluer les résultats sont résumées dans le Tableau 3. 5.

Tableau 3. 5 : Données nécessaires pour la modélisation avec le modèle ISBA-TRIP

Utilisation	***Type***	***Résolution***	***Sources***
Entrée du modèle ISBA	*Forçage atmosphérique (autre que précipitation)*	*0,5*0,5° – 3h*	*Météo-France*
	Forçage pluviométrique	*0,5*0,5° – 3h*	*Diverses, cf Chapitre 2*
	Forçage de débit à Ansongo	*Journalière*	*ABN*
Evaluation de la modélisation	*Débit à Niamey*	*Journalière*	*ABN*

Chapitre 4 Tests de sensibilité du modèle ISBA-TRIP et configuration de référence

L'utilisation d'un modèle, pour répondre à une problématique donnée, doit être précédée d'une analyse et d'une compréhension de cet outil. Dans ces travaux de thèse, le modèle ISBA-TRIP est utilisé pour modéliser le débit du Niger à Niamey. Les problématiques principales impliquent la capacité du modèle, associé à différents forçages pluviométriques, à reproduire la crue Rouge de Niamey. L'étude préalable des sensibilités, de l'ajustement et des limites du modèle est présentée dans ce chapitre. Les tests de sensibilité réalisés sont non-exhaustifs et leur choix a été dirigé par des objectifs précis : l'ajustement simple de paramètres pouvant améliorer la simulation du débit à Niamey (en particulier de la crue Rouge), l'analyse des sensibilités aux forçages autres que pluviométriques (atmosphériques et de débits), mais aussi la sensibilité de la simulation aux paramètres du modèle directement liés à la production de la crue Rouge. L'analyse des résultats de la modélisation et l'étude approfondie des processus représentés par le modèle ont permis de sélectionner les paramètres à tester pour répondre à ces questions. La sensibilité aux précipitations est abordée dans ce chapitre mais développée dans les chapitres 5 et 6, l'accent ici est mis sur la compréhension d'autres sensibilités qui affectent la simulation hydrologique.

1. Méthodologie

Dans le cadre de l'expérience sur l'ensemble du bassin du Niger (résultats non présentés), les sensibilités du modèle à différents paramètres de TRIP (coefficient de Manning, temps de transfert des eaux souterraines, partitionnement des eaux de drainage…) étaient en accord avec les résultats de Pedinotti (2013). Mais aucune modification dans le jeu de paramètres n'a pu résoudre les problèmes de simulation du débit à Niamey, évoqués dans le *chapitre 3*. Dans le cadre de la nouvelle expérience configurée sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, de nouveaux tests ont été réalisés pour répondre à plusieurs questions : *(i)* comment améliorer la simulation du débit à Niamey, en particulier pendant la crue Rouge ? *(ii)* quelles sont les sensibilités aux forçages atmosphériques et de débit (à Ansongo) ? *(iii)* des moyennes interannuelles peuvent-elles être utilisées pour combler les lacunes des jeux de données de forçage ? *(iv)* quelles sont les sensibilités du modèle à des paramètres ou processus directement liés à la production de ruissellement pendant la saison des pluies, et qui conditionnent la crue Rouge (distribution des précipitations, paramètres hydrologiques du sol, production de ruissellement etc…) ? Il ne s'agit donc pas ici d'un inventaire exhaustif des sensibilités du modèle, mais d'une étude de différentes sources d'incertitude dans la simulation du débit à Niamey. L'analyse des simulations, les connaissances sur la zone d'étude, ainsi que l'étude approfondie des processus d'ISBA-TRIP ont permis d'émettre des hypothèses quant aux paramètres à tester pour répondre aux questions posées.

L'analyse de sensibilité présentée ci-dessous a pour double objectif de mieux comprendre et quantifier les sources d'incertitudes dans le débit simulé et de fixer manuellement un jeu de paramètres (listé dans le *Tableau 4. 3*). Il ne s'agit pas ici d'une optimisation numérique des paramètres d'ISBA-TRIP caractéristique de la phase de calibration d'un modèle hydrologique ou de l'assimilation de données ; la complexité et la spatialisation des paramètres du modèle ISBA-TRIP rendraient une optimisation globale très lourde. Le but ici est de fixer une configuration modèle reproduisant de manière satisfaisante la dynamique temporelle et le domaine de variation du débit à Niamey pendant la crue rouge. Cette configuration de référence sera utilisée dans les *chapitres 5* à *7* pour analyser l'impact du forçage pluviométrique sur l'occurrence des inondations. Les tests présentés ci-dessous sont réalisés avec le produit pluviométrique 3B42v7 en forçage, choisi au vu de ses bonnes performances sur la zone (*chapitre 2*) et de sa résolution spatio-temporelle (0,25°*0,25° – 3h) bien adaptée au modèle.

Les résultats présentés ici comparent systématiquement, pour Niamey entre 2003 et 2012, le débit observé aux débits simulés avec et sans modification d'un paramètre, processus ou forçage. C'est-à-dire que la simulation après ajustement d'un jeu de paramètres (*Tableau 4. 3*, courbes rouges sur les

figures) est confrontée à la simulation où 1 des paramètres ajustés est conservé dans sa version nominale (courbes bleues sur les figures). Les performances des simulations par rapport aux observations sont évaluées grâce au coefficient d'efficience de Nash-Sutcliffe (NSE en anglais) (Nash et Suttcliffe 1970, Krausse et al. 2005) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}[(E_i - O_i)^2]}{\sum_{i=1}^{n}[(O_i - \bar{O})^2]}, \qquad \textit{(Eq. 4. 1)}$$

où O et E représentent respectivement les séries observée et estimée, et $\bar{O}$ la moyenne de la série observée. Le NSE correspond au rapport de la variance résiduelle et de la variance observée. Il est positif et tend vers 1 quand les estimations du modèle sont plus proches des observations que celles d'un modèle basé sur la moyenne des observations. Il tend vers 0 quand les performances du modèle égalent celles d'un modèle basé sur la moyenne des observations, et négatif quand le modèle est moins performant. Le NSE est calculé annuellement sur 3 périodes : *(i)* la saison hydrologique, *(ii)* la crue Rouge et *(iii)* la petite décrue. La crue Rouge correspond à la période entre l'étiage et le dernier pic de la crue Rouge, et la petite décrue correspond à la période entre ce pic et le petit étiage (valeur minimale entre les pics des crues Rouge et Guinéenne) (*Figure 4. 1*).

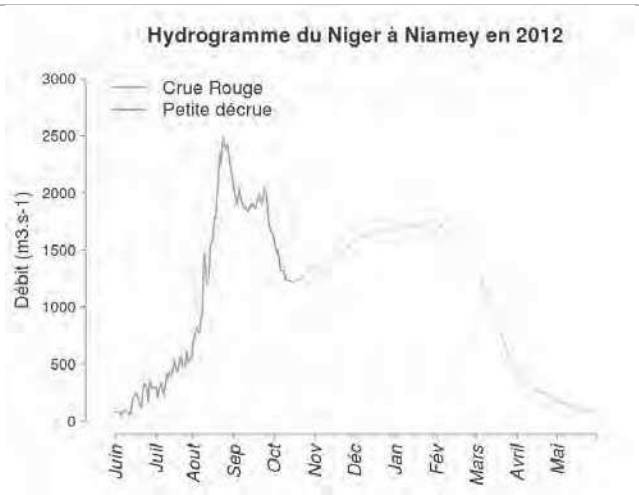


Figure 4. 1 : Illustration des différentes périodes de la saison hydrologique à Niamey (ici pour l'année 2012) ; en rouge la crue Rouge, et en bleu la petite décrue.

2. Sensibilité aux forçages

2.1 Sensibilité au forçage atmosphérique

Les 8 variables représentatives de l'état de l'atmosphère et nécessaires au fonctionnement du modèle ISBA, sont listées dans le *Tableau 3.1*. Hormis les précipitations, les autres composantes du

forçage atmosphérique (rayonnement solaire et atmosphérique, vitesse du vent, température, humidité et pression de l'air) sont issues de la base de donnée WFDEI (WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data ; Weedon et al. 2011 et 2014) ré-analysées par Météo France entre 2003 et 2012 et mises à notre disposition par B. Decharme. Afin d'évaluer la possibilité d'étendre la période d'étude hors de cette fenêtre temporelle en utilisant une moyenne interannuelle du forçage atmosphérique, les *Figure 4. 2*, *Figure 4. 3* et *Figure 4. 4* comparent les simulations basées sur le forçage original ou sa moyenne sur la période 2003-2012. Les deux simulations sont proches des observations sur l'ensemble de la saison (NSE de 0,92 *Figure 4. 2*) et pendant la crue Rouge (NSE > 0,6 *Figure 4. 3 b*) mais pas pendant la petite décrue (NSE négatif, *Figure 4. 3 a*). Les dynamiques et les valeurs des débits simulés par les deux expériences sont assez similaires mais des différences sont notables pendant les pics de la crue Rouge (*Figure 4. 2*). La *Figure 4. 4* compare observations et simulations grâce à un diagramme quantile-quantile qui permet de comparer les distributions des débits journaliers. La simulation basée sur la moyenne interannuelle (calculée sur 2003-2012) améliore la simulation des débits les plus forts, qui ont tendance à être surestimées avec la simulation basée sur le forçage original. La simulation basée sur la moyenne interannuelle peut être considérée comme équivalente voire plus performante que celle basée sur le forçage atmosphérique original pour la période 2003-2012. La moyenne 2003-2012 du forçage atmosphérique (autres que la pluie) est intégrée à la configuration de référence (*Tableau 4. 3*) et utilisée pour toutes les périodes simulées dans la suite des travaux. Au vu de la faible sensibilité de la réponse hydrologique au forçage atmosphérique (autres que la pluie), le forçage interannuel calculé sur la période 2003-2012 est par la suite utilisé pour modéliser la période 1950-2012.

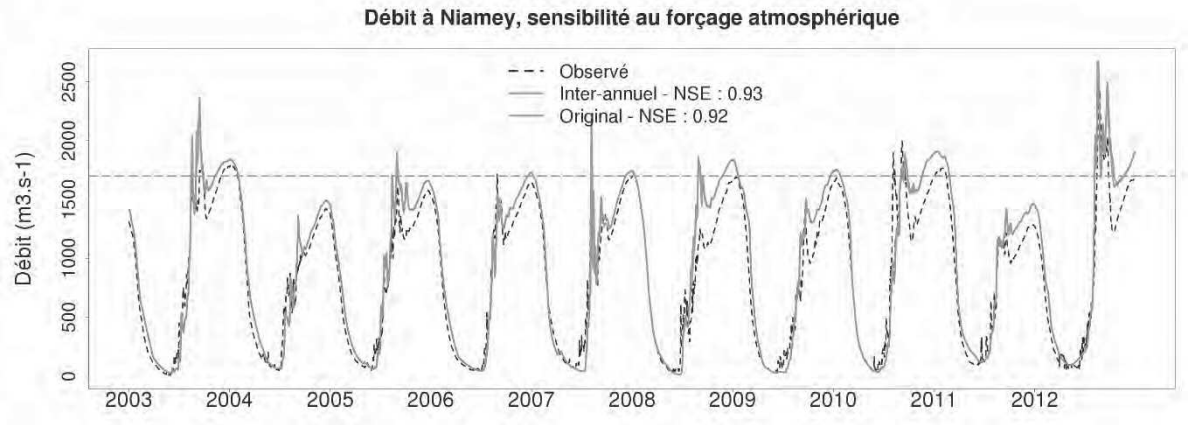


Figure 4. 2 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec le forçage atmosphérique original (courbe bleue) ou sa moyenne interannuelle (courbe rouge). La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

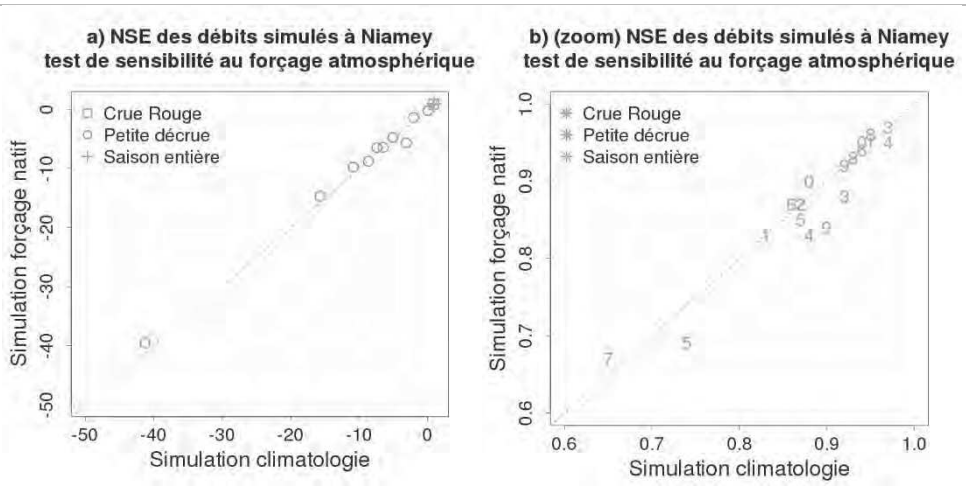


Figure 4. 3 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le forçage atmosphérique original en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur sa moyenne interannuelle, pour les différentes périodes de la saison hydrologique étudiées (saison entière, crue Rouge, petite décrue) ; (a) pour toutes des données, (b) zoom sur les valeurs de la crue Rouge et de la saison entière (où chaque points correspond à un label représentant l'année).

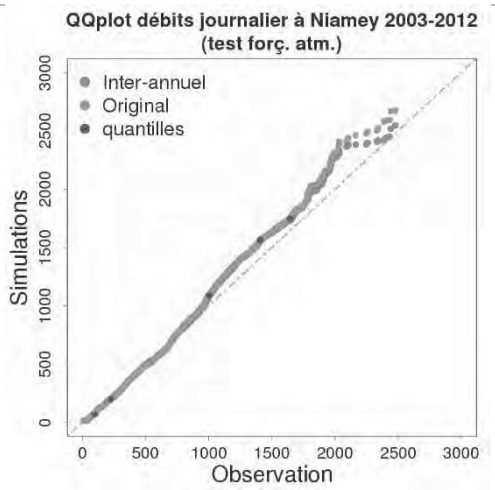


Figure 4. 4 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le forçage atmosphérique original (points bleus) ou sa moyenne interannuelle (points rouges), en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

2.2 Sensibilité au forçage du débit

La configuration de la modélisation du bassin du bief Ansongo-Niamey étant basée sur le forçage du débit en amont du domaine avec les observations de la station d'Ansongo, une erreur dans les observations entraîne de fait une erreur dans les simulations. La question de l'impact des erreurs associées aux observations est primordiale dans ce cas, et d'autant plus que l'ABN atteste que les données de la station d'Ansongo ne sont pas parfaitement fiables. En effet, peu de jaugeages ont été effectués à Ansongo, pour des raisons de sécurité en particulier, et la courbe de tarage n'est construite qu'à partir d'un faible nombre de points ce qui la rend inadéquate pour les étiages extrêmes de la sécheresse des années 70 et 80. Cette station comporte également des lacunes importantes pendant les étiages des années 60 et 90, et depuis 2010 (à cause des conflits armés au Mali). De manière générale, les erreurs du forçage d'Ansongo ont plus d'impact sur la simulation de la crue Guinéenne, au moment où celui-ci constitue l'unique source du débit de Niamey (*Figure 4. 5*). Un test réalisé avec la moyenne interannuelle (2003-2012) d'Ansongo montre que celle-ci peut difficilement remplacer le débit original observé, puisqu'elle peut dégrader la simulation de manière plus importante qu'un débit comportant 30% d'erreur. Dans ces conditions, les données manquantes sont estimées au cas par cas par interpolation en utilisant parcimonieusement la dynamique interannuelle observée (cf les hydrogrammes annuel des débits brut et retouchés en *annexe II*).

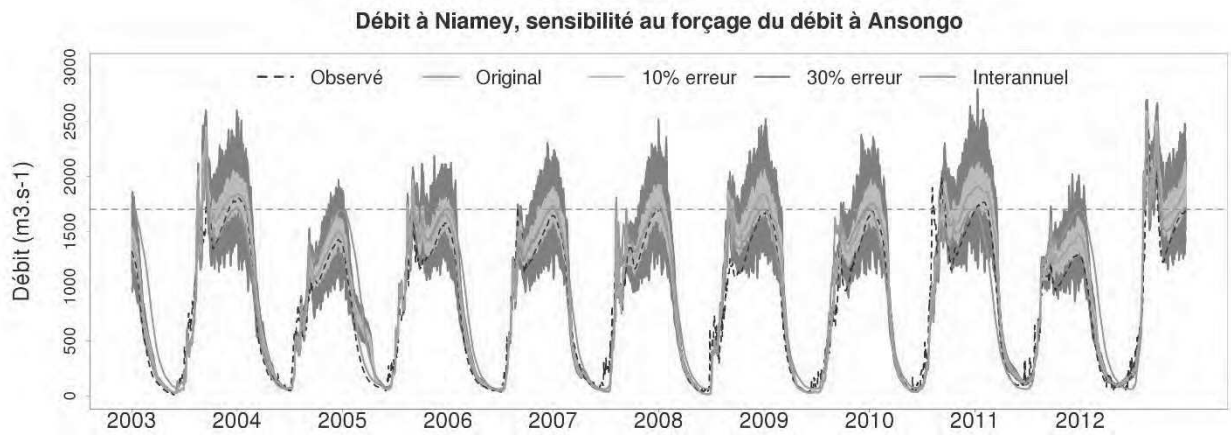


Figure 4. 5 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec le débit d'Ansongo original (courbe rouge), sa moyenne interannuelle (courbe bleue), ou différents scénario d'erreur avec ± 10 (courbes gris clair) ou 30% (courbes grise foncé). La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

2.3 Sensibilité aux résolutions spatiales et temporelles des précipitations

L'impact des caractéristiques du forçage pluviométrique sur la simulation est abordé précisément dans les *chapitres 5* et *6*. Cette section se penche sur la capacité du modèle à tirer parti des résolutions spatio-temporelles relativement fines qu'offrent les produits pluie satellitaires. En région sahélienne, où l'essentiel des précipitations est produit par des systèmes convectifs (*chapitre 1*), la représentation de la haute variabilité spatio-temporelle des précipitations est cruciale. Cette sensibilité dépend cependant du modèle utilisé, des processus qu'il simule et des résolutions spatio-temporelles des processus étudiés.

Dans le cas d'ISBA-TRIP, les forçages pluviométriques, d'une résolution de 0,5*0,5° et 3h, sont créés à partir de produits de résolutions différentes (*Tableau 2.2*). La question de l'impact de la méthode choisie pour distribuer les précipitations spatio-temporellement pour correspondre à la résolution du modèle, est abordée ici. En effet dans une région où le ruissellement de type Hortonien est dominant, les fortes intensités pluviométriques sont nécessaires pour déclencher ce ruissellement (*chapitre 1*). Un forçage pluviométrique moyenné sur une journée et sur une surface relativement large tend à lisser la distribution d'intensités et sous-représenter les pluies intenses. Ce lissage pourrait par conséquence engendrer une sous-estimation du ruissellement comme montré par Vischel et Lebel. (2007).

Le produit 3B42v7, originalement résolu à 0,25° et 3h, est utilisé pour réaliser des forçages, où la pluie est distribuée différemment dans l'espace et dans le temps. Les différents forçages, qui ont pour effet de plus ou moins lisser les pluies, sont présentés dans le *Tableau 4.1*. Bien que les dynamiques et les NSE des simulations réalisées avec les quatre forçages soient identiques, les débits diffèrent et les valeurs des pics de la crue Rouge diminuent progressivement avec le lissage des pluies (*Figure 4. 6*). L'analyse des quantiles (*Figure 4. 7*) montre que l'impact du lissage est d'autant plus important que le débit est fort. D'autres tests ont mis en évidence l'absence de sensibilité de la modélisation à l'horaire choisi pour le pas de temps de 3h dans lequel les pluies journalière sont regroupées.

La diminution et le lissage de la réponse hydrologique face au lissage des champs de pluie proviennent de la nature des précipitations et des processus hydrologiques impliqués sur la zone d'étude. Les précipitations sur la zone d'étude sont issues de MCS intenses et dont la durée de passage en un point ne dépasse que rarement quelques heures (*chapitre 1*). Ces évènements intenses, ainsi que la nature des sols, induisent un ruissellement important et une dynamique torrentielle des écoulements (de type hortonien, *chapitre 1*). Le lissage des précipitations engendre donc une réponse hydrologique moins intense et plus lisse. Quand les résolutions du produit d'estimation des précipitations et du forçage diffèrent, il est donc essentiel de penser à l'impact que peut avoir la méthode de désagrégation choisie, puisqu'elle impacte la simulation indépendamment des performances intrinsèque du produit.

Tableau 4. 1 : Caractéristiques des différents forçages pluviométriques issus du produit 3B42v7

Nom	Répartition spatiale du forçage	Répartition temporelle du forçage
Référence	Le cumul d'un pixel de 0,5° correspond à la moyenne d'une fenêtre de 4 pixels de 0,25°	La même que 3B42v7
Lissage temporel	Le cumul d'un pixel de 0,5° correspond à la moyenne d'une fenêtre de 4 pixels de 0,25°	Le cumul journalier des précipitations est réparti uniformément sur les 8 pas de 3h de la journée
Lissage spatial	Le cumul d'un pixel de 0,5° correspond à la moyenne d'une fenêtre de 9 pixels de 0,25°	La même que 3B42v7
Lissage spatio-temporel	Le cumul d'un pixel de 0,5° correspond à la moyenne d'une fenêtre de 9 pixels de 0,25°	Le cumul journalier des précipitations est réparti uniformément sur les 8 pas de 3h de la journée

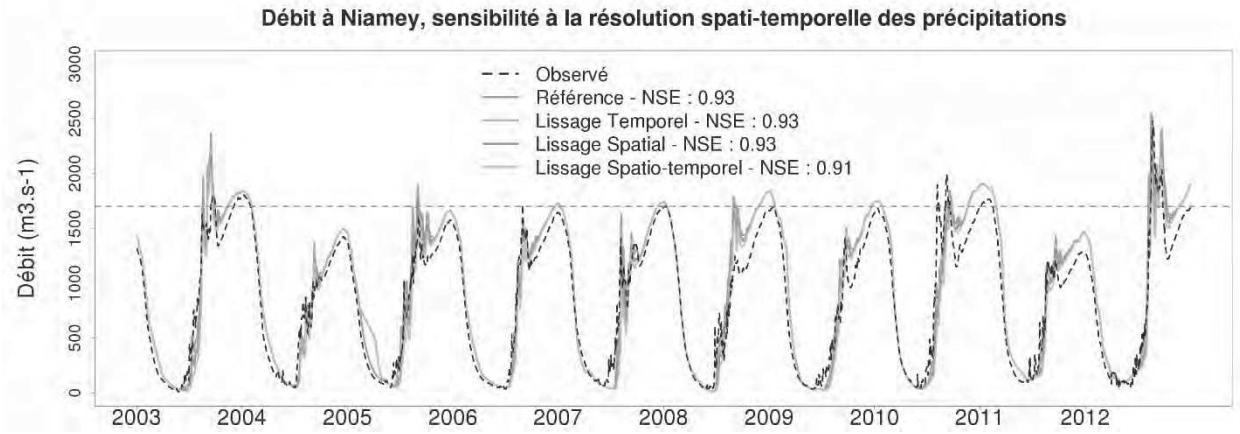


Figure 4. 6 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées (courbes couleurs) avec différents forçages pluviométriques tous issus du même produit d'estimation des précipitations, 3B42v7 (Tableau 4.1). La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

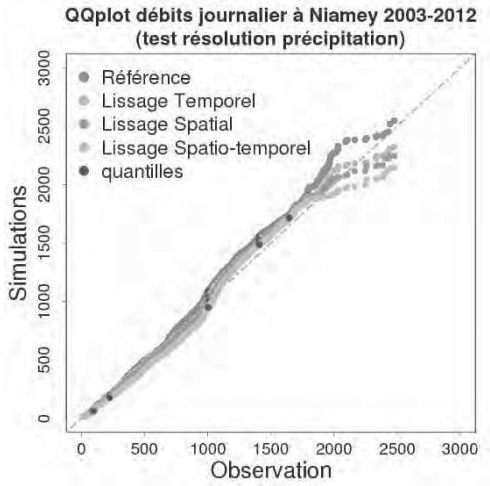


Figure 4. 7 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différents forçages pluviométriques tous issus du même produit d'estimation des précipitations, 3B42v7 (Tableau 4.1), en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

3. Sensibilité aux paramètres de TRIP

3.1 Sensibilité au coefficient de Manning

Le coefficient de Manning intervient dans le calcul de la vitesse d'écoulement (*Eq. 3. 41*) ; quand il augmente, la vitesse d'écoulement diminue (et inversement). Dans la littérature, il varie entre 0,01 et 0,2 pour des surfaces lisses et régulières à accidentées et couvertes de roches et de végétation (Maidment, 1992, 12.15 ; Chow, 1964, 7.25). La valeur de 0,035 correspond à des fleuves moyens à grands (Maidment, 1992, 12.15), et est généralement admise comme valeur moyenne quand le coefficient ne peut être évalué (Arora et Boer 1999). Dans SURFEX version 6, le coefficient de Manning sur la zone d'étude est calculé par le modèle (*Eq. 3. 41*) et compris entre 0,065 et 0,095. Ces valeurs correspondent à des surface très accidentées et denses en végétation, plutôt caractéristiques des zones d'inondations (Maidment, 1992, 10.25 et 12.15 ; Chow, 1964, 7.25), ce qui ne semble donc pas en accord avec le paysage du bassin entre Ansongo et Niamey (*chapitre 1*). Avec ces valeurs, la simulation de la crue Rouge est sous-estimée et la petite décrue n'est pas suffisamment marquée (*Figure 4. 8*). L'écoulement est plutôt lent, s'étalant dans le temps et n'atteignant pas les pics observés. L'uniformisation du coefficient de Manning à la valeur référence de 0,035 améliore la simulation, avec une meilleure dynamique (*Figure 4. 8*) et de meilleurs NSE (en particulier pendant la crue Rouge, *Figure 4. 9*). La diminution des valeurs du coefficient de Manning permet d'accélérer l'écoulement, restituant mieux les dynamiques des bassins contributeurs rive droite à régime torrentiel

(le Gorouol, le Dargol et la Sirba). Malgré des valeurs toujours négatives du NSE pour la petite décrue, les résultats montrent que l'uniformisation du coefficient de Manning à 0,035 améliore la simulation. En termes de distribution des débits journaliers, cette paramétrisation permet également de mieux simuler les débits forts (*Figure 4. 10*). Cet ajustement est conservé et implémenté à la configuration dite de référence (*Tableau 4. 3*).

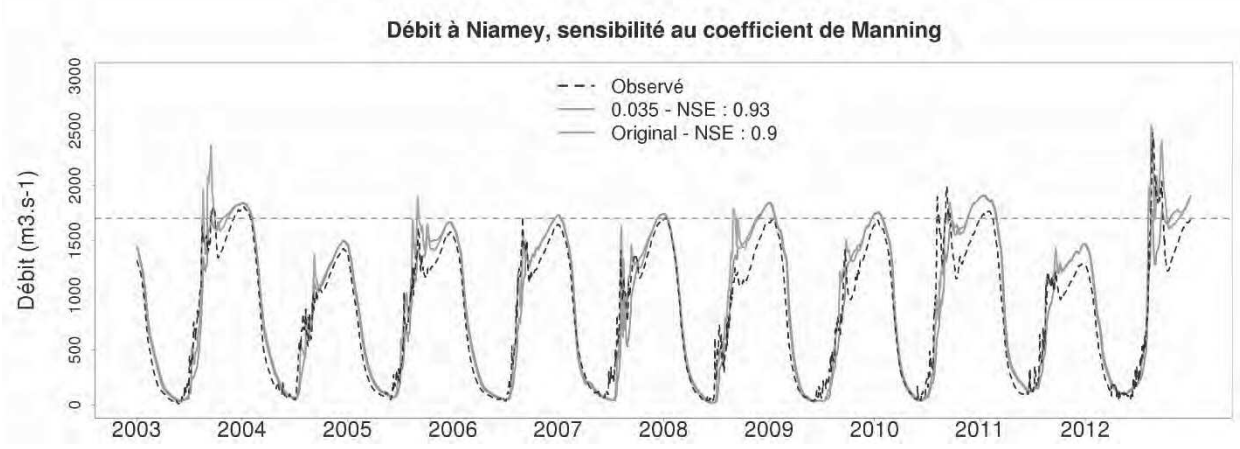


Figure 4. 8 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec le coefficient de Manning original (courbe bleue) ou son uniformisation à 0,035 (courbe rouge). La ligne pointillée grise à 1700m^3.s^{-1} représente le seuil d'inondation.

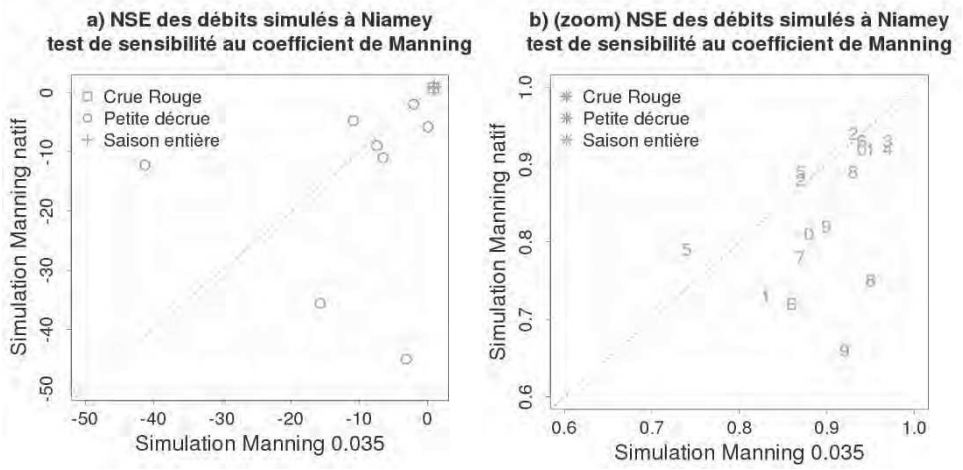


Figure 4. 9 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le coefficient de Manning original en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur son uniformisation à 0,035, pour les différentes périodes de la saison hydrologique étudiées (saison entière, crue Rouge, petite décrue) ; (a) pour toutes des données, (b) zoom sur les valeurs de la crue Rouge et de la saison entière (où chaque point correspond à un label représentant l'année).

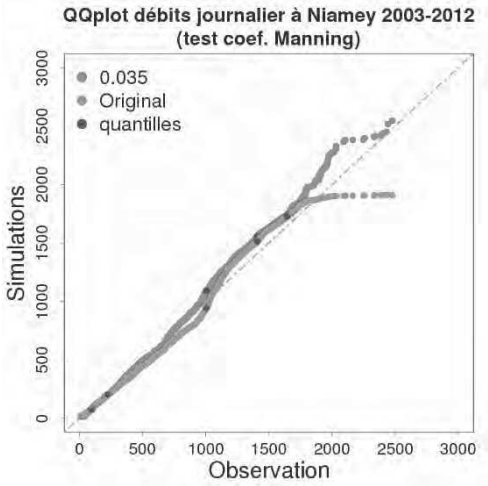


Figure 4. 10 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le coefficient de Manning original (points bleus) ou son uniformisation à 0,035 (points rouges), en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

3.2 Sensibilité au temps de transfert des eaux souterraines

Le transfert des eaux souterraines au réservoir de surface est contrôlé par la variable temporelle τ (jour) (*Eq 3. 33*). A l'origine, cette variable est fixée à 30 jours, mais dans le Sahel et en particulier dans la zone étudiée, le stockage de l'eau dans le sol est très limité (*chapitre 1*). Limiter au maximum ce stockage revient à fixer τ à 1 jour. La *Figure 4. 11* montre que les simulations basées sur des τ de 1 et 30 jours sont très similaires. Cependant, elles montrent aussi une amélioration notable de la simulation de la petite décrue lorsque τ est fixé à 1 jour, induisant une amélioration du NSE sur l'ensemble de la saison hydrologique (*Figure 4. 12*). En revanche, en termes de distribution des débits journaliers (*Figure 4. 13*), le passage à un τ de 1 jour entraîne une surestimation des débits les plus forts. Limiter le stockage et le retour tardif des eaux souterraines à la rivière permet aux précipitations de contribuer plus directement (donc plus rapidement et intensément) aux apports de la crue Rouge et limite une contribution tardive des eaux souterraines pendant la petite décrue. Les conséquences sont les mêmes qu'avec une diminution du coefficient de Manning : des écoulements plus concentrés dans le temps, augmentant les pics et la petite décrue. Les surestimations des débits forts peuvent provenir de la tendance de 3B42v7 à produire des évènements pluvieux intenses (*chapitre 2*). Un autre produit pourrait ne pas engendrer de surestimation. Dans la configuration de référence (*Tableau 4. 3*) τ est fixé à 1 jour ; la priorité étant mise sur la dynamique de la crue Rouge et le réalisme par rapport aux conditions Sahéliennes.

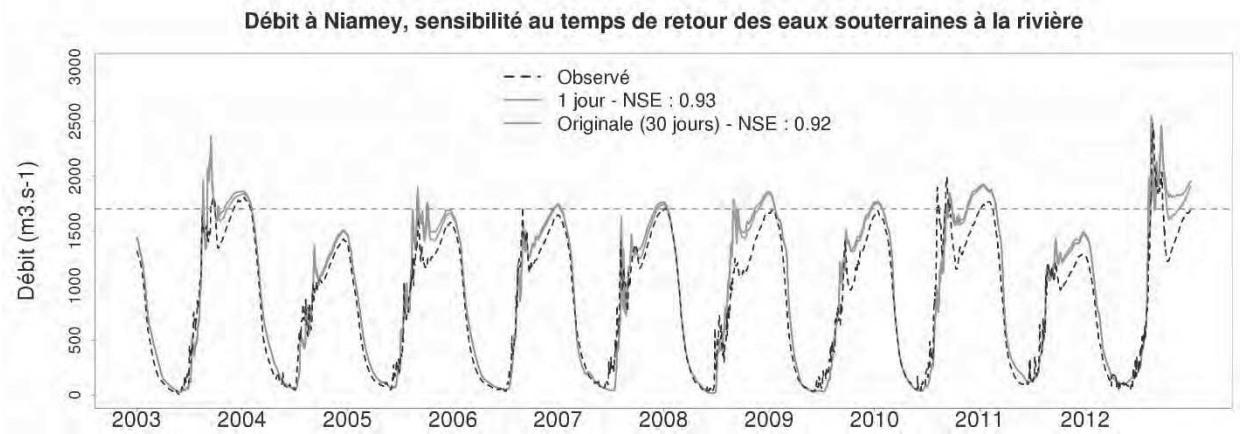


Figure 4. 11 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec le τ original de 30 jours (courbe bleue) ou un τ de 1 jour (courbe rouge). La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

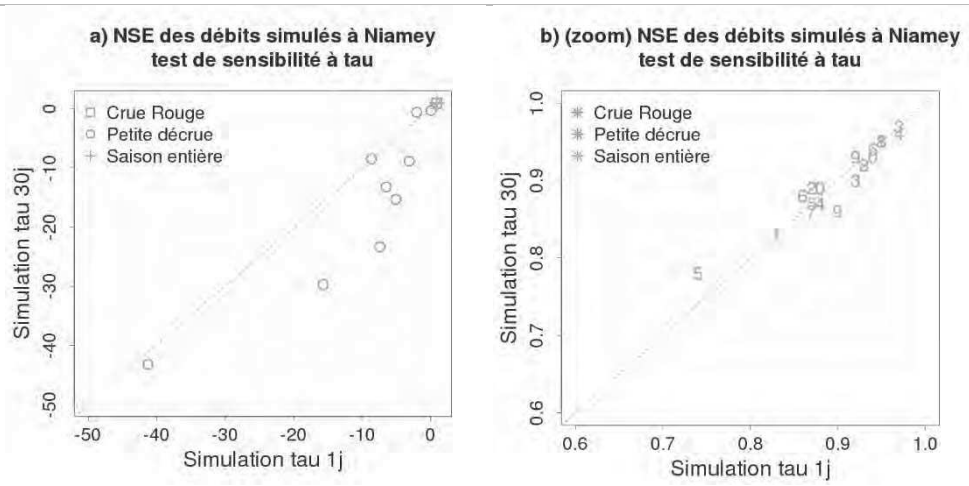


Figure 4. 12 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le τ original de 30 jours en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur un τ de 1 jour, pour les différentes périodes de la saison hydrologique étudiées (saison entière, crue Rouge, petite décrue) ; (a) pour toutes des données, (b) zoom sur les valeurs de la crue Rouge et de la saison entière (où chaque point correspond à un label représentant l'année).

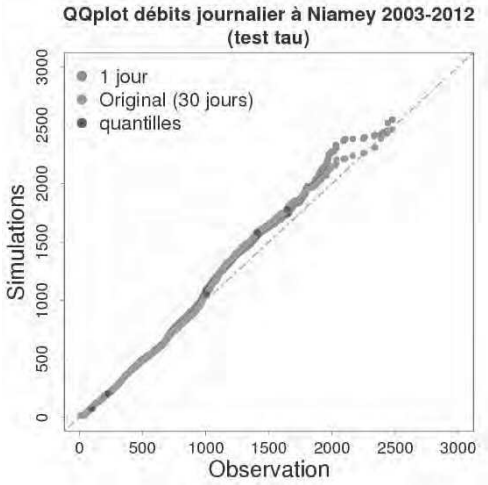


Figure 4. 13 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le τ original de 30 jours (points bleus) ou avec un τ de 1 jour (points rouges), en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

4. Sensibilité aux paramètres et processus d'ISBA

4.1 Sensibilité à l'évapotranspiration (ETP)

En parallèle de ces travaux de thèse, la version 7 de SURFEX a été développée par Météo France (Masson et al. 2013). En supplément de modifications de la structure du code, une modification a été apportée sur le calcul de l'ETP. Dans la version 6, la simulation de la transpiration du sol présentait des anomalies sur les zones très sèches ; la transpiration était positive même sur des sols extrêmement voire complètement secs. Dans la version 7, l'ETP est limitée dans ces conditions (Boone et al. 2011 communication personnelle). Les *Figure 4. 14*, *Figure 4. 15* et *Figure 4. 16* comparent les simulations avec le formalisme de l'ETP de la version 7 (ETP7) ou de la version 6 de SURFEX (ETP6). Pendant la mousson, et donc la crue Rouge, l'ETP est maximale (humidité du sol et couvert végétal maximaux). Sa limitation, grâce au formalisme ETP7, induit un débit plus important pendant cette période qu'avec le formalisme ETP6. Malgré une dominance du ruissellement d'Horton et la faible importance des conditions d'humidité du sol dans la région sahélienne, le modèle favorise le ruissellement de Dunne (*§ 4.2*). Dans ces conditions, la diminution de l'évapotranspiration qui laisse les sols moins secs, permet une saturation en eau des sols et un ruissellement plus rapide. Dans ces conditions, l'ETP7 induit des débits plus importants pendant la crue Rouge. Le début de la montée des eaux est mieux simulé, induisant de meilleurs NSE (*Figure 4. 15*), mais les pics ont tendance à être surestimés (*Figure 4. 14* et *Figure 4. 16*). L'ETP7 est implémentée dans la configuration de référence (*Tableau 4. 3*), pour sa cohérence physique et l'amélioration de la dynamique de la crue Rouge.

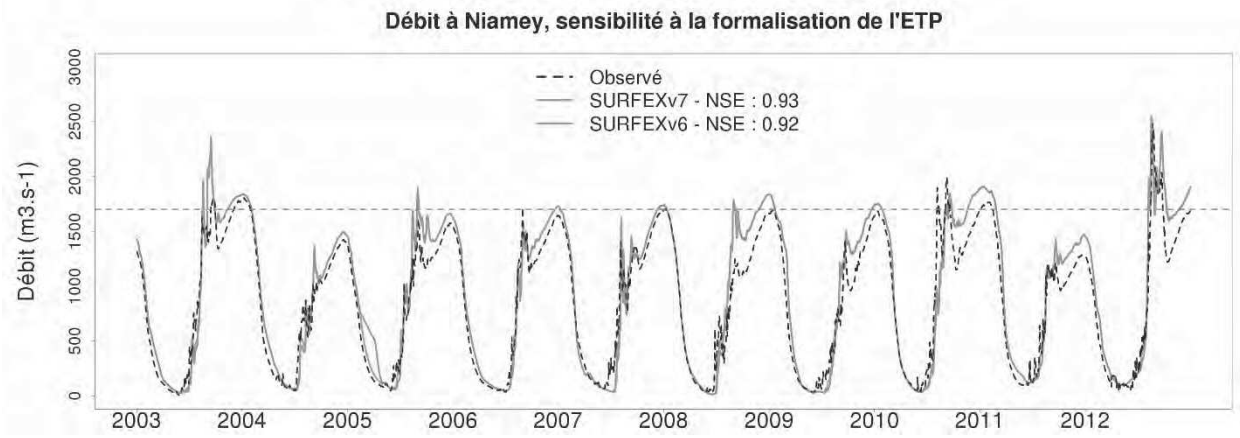


Figure 4. 14 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec l'ETP6 originale (courbe bleue) ou l'ETP7 (courbe rouge). La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

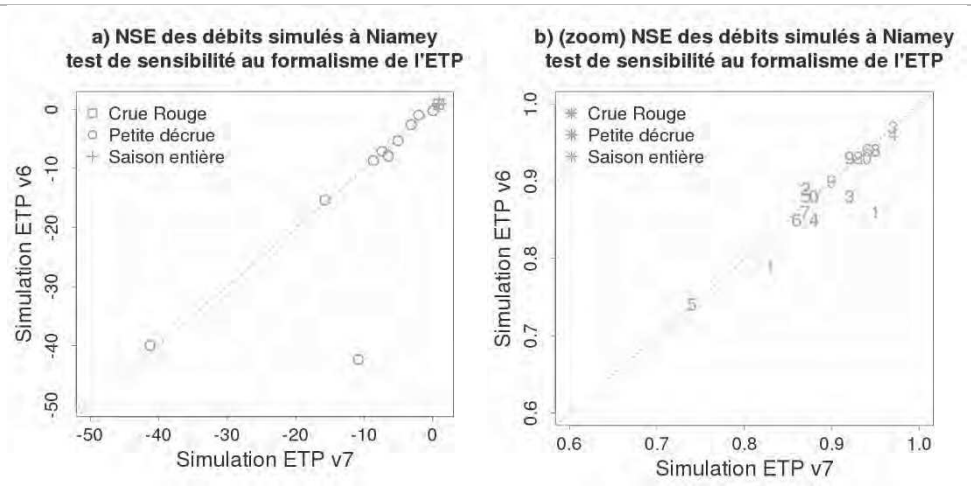


Figure 4. 15 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur l'ETP6 originale en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur l'ETP7, pour les différentes périodes de la saison hydrologique étudiées (saison entière, crue Rouge, petite décrue) ; (a) pour toutes des données, (b) zoom sur les valeurs de la crue Rouge et de la saison entière (où chaque point correspond à un label représentant l'année).

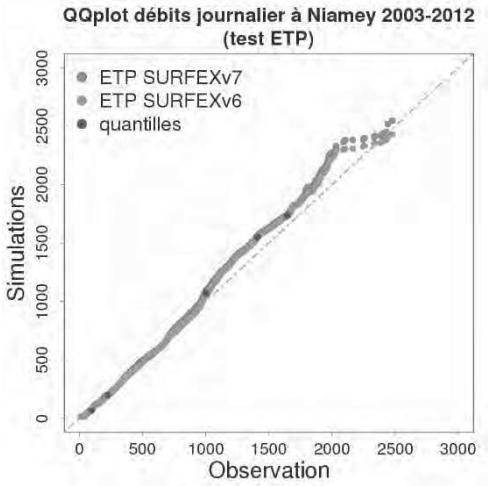


Figure 4. 16 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec l'ETP6 originale (points bleus) ou l'ETP7 (points rouges), en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

4.2 Sensibilité aux paramètres dirigeant le type de ruissellement

Bien que les paramètres relatifs au ruissellement n'aient pas été modifiés pour la configuration de référence, la sensibilité du modèle à ces derniers ainsi que leur impact sur le type de ruissellement sont suffisamment importants pour être soulevés et discutés ici.

Le ruissellement d'Horton correspond à un dépassement de la capacité maximale d'infiltration, lors d'épisodes pluvieux intenses même sur un sol non saturé. La finesse de l'échelle spatiale à laquelle apparaît ce processus est prise en compte par l'approche hydrologique sous-maille développée dans ISBA et activée grâce à l'option « SGH » (Decharme et Douville, 2005 et 2007, *chapitre 3*). D'autre part, le ruissellement de Dunne a lieu lors d'épisodes pluvieux sur sol saturé.

Bien que le ruissellement d'Horton soit caractéristique de l'aire d'étude (*chapitre 1*), les résultats de simulations (*Figure 4. 17 a*) montrent que le ruissellement d'Horton se déclenche très rarement et contribue peu au ruissellement total. Malgré le fait que les proportions et l'alternance du partitionnement entre le ruissellement d'Horton et Dunne semblent erronées, la quantité totale du ruissellement simulé conduit à un débit proche des observations. Si le débit simulé est correct, le modèle présente des limites dans la représentation des processus à l'origine de la production de ruissellement.

L'une des pistes explorée quant à la mauvaise représentation des processus, concerne la distribution sous maille des précipitations. La fraction de la cellule touchée par les précipitations (μ) qui intervient

dans le calcul du ruissellement d'Horton est estimée à partir de l'*Eq. 3. 20*, qui fait intervenir le paramètre β. Une diminution de β engendre une diminution de μ et une augmentation du ruissellement d'Horton. En effet, pour une pluie moyenne sur la cellule donnée, une diminution de la fraction de cellule touchée par la pluie traduit un événement localisé et de forte intensité, capable de dépasser la capacité d'infiltration maximale du sol. Cette piste a été explorée pour tenter d'augmenter la part de ruissellement d'Horton et des tests de sensibilité ont été réalisés pour évaluer l'impact des variations de β sur les ruissellements de Dunne et d'Horton (*Figure 4. 17*) et sur le débit (*Figure 4. 18* et *Figure 4. 19*). Les résultats montrent que la diminution de β entraîne bien une augmentation du ruissellement d'Horton, mais aussi du ruissellement de Dunne. Ce résultat est dû au fait que μ intervient aussi dans l'estimation de la quantité d'eau gouttant de la canopée et partitionnée en ruissellement ou infiltration. L'augmentation du ruissellement total engendre une augmentation du débit simulé (*Figure 4. 18* et *Figure 4. 19*).

L'*Eq. 3. 21* permettant d'estimer β à partir de la taille de la cellule de la grille (d_x) est déterminée par Peter-Lidard et al. (1997) suite aux travaux de Fan et al. (1996) basés sur des données radar (NEXRAD) sur une période de 2 ans (entre 1993 et 1995) dans les grandes plaines au sud des Etats-Unis, dominée par des évènements convectifs en été et stratiformes au printemps et à l'automne. Une des conclusions de Fan et al. (1996) indiquait la nécessité d'élargir l'étude à d'autres régions géographiques. Les singularités de la mousson Ouest Africaine (grands MCS et forte variabilité spatio-temporelle des précipitations) pourraient engendrer une valeur de β différente de celle calculée actuellement par le modèle.

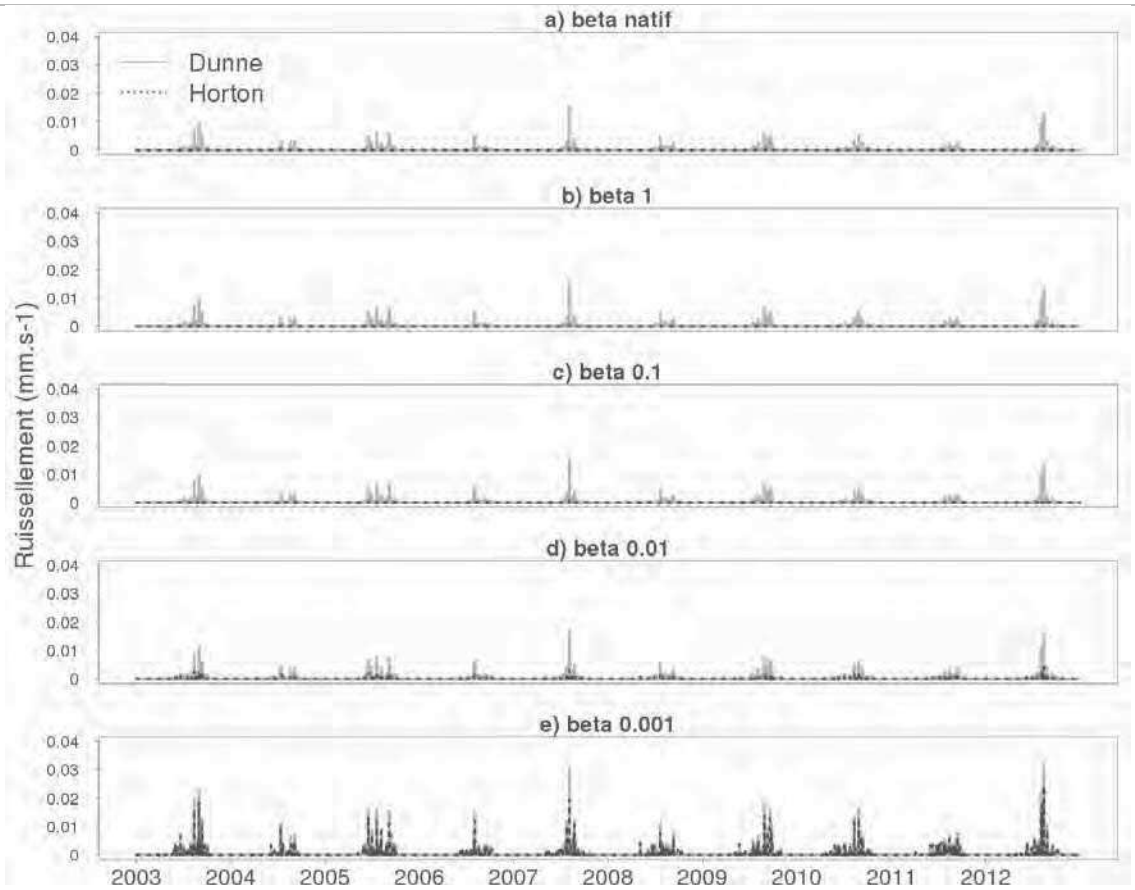


Figure 4. 17 : Séries temporelles du ruissellement d'Horton et de Dunne du bassin du bief Ansongo-Niamey entre 2003 et 2012 en fonction des différentes valeurs de β.

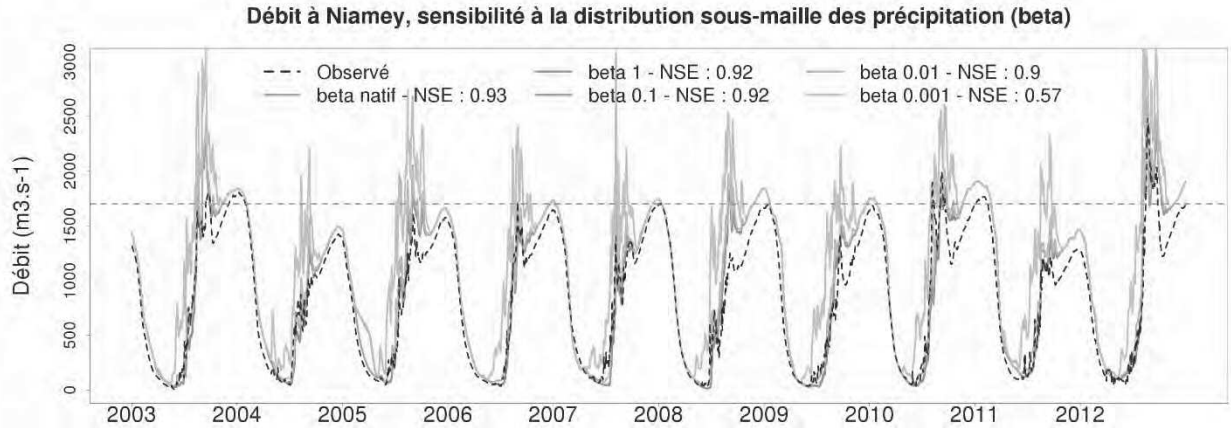


Figure 4. 18 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées (courbes couleurs) avec différentes valeurs de β. La ligne pointillée grise à 1700m^3 s^{-1} représente le seuil d'inondation.

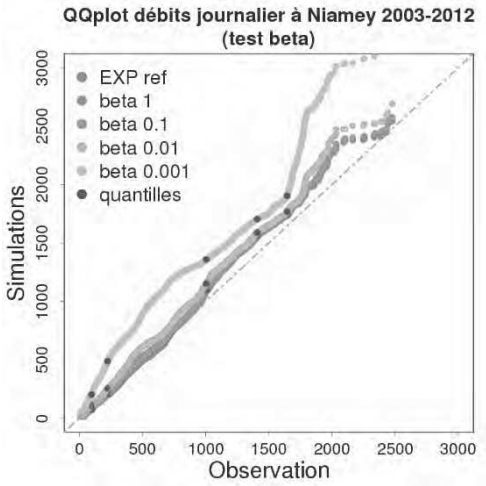


Figure 4. 19 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différentes valeurs de β, en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

4.3 Sensibilité à la couverture végétale

Le jeu de paramètres d'ISBA (*chapitre 3*) découle de la couverture végétale (fraction et type) et de la granulométrie du sol (fraction d'argile et de sable). Par exemple, l'estimation de la lame d'eau ruisselée dépend de paramètres tels que la fraction saturée de la cellule f_{sat} (*Eq. 3. 15*) et la capacité maximum d'infiltration locale I_i (*Eq. 3. 18*), estimées à partir du type de sol et de couverture végétale. Pour comprendre la sensibilité de la modélisation de la crue Rouge, il est pertinent d'étudier ces paramètres qui influencent le partitionnement entre infiltration et ruissellement. Dans l'optique du suivi long terme des changements hydrologiques et du rôle des changements d'occupation du sol, la sensibilité du ruissellement à différents couverts, ainsi que les limites du modèle dans la représentation des processus qui leur sont associés, doivent être étudiés.

La *Figure 4. 20* présente la distribution spatiale de la végétation et de la granulométrie du sol telles qu'elles sont représentées dans ISBA. La fraction de végétation suit un gradient latitudinal qui correspond au gradient de précipitation : Sud plus humide et végétalisé que le Nord (*Figure 4. 20 a*). Les proportions et les caractéristiques des différentes classes de couvertures du sol sont présentées dans le *Tableau 4. 2*. L'ensemble des classes correspondant à de la végétation comporte une fraction caractéristique de végétation (parcs, arbres, herbacées, cultures) et de sol nu. Celle-ci et le LAI (Figure 4. 21) donnent une information sur le caractère couvrant de la végétation. De plus, à chaque type de végétation (parcs, arbres, herbacées, cultures) correspond une profondeur de sol et une profondeur racinaire. Ces caractéristiques sont déterminantes pour le bilan d'eau.

La végétation du bassin du bief telle que décrite par Ecoclimap (2002-2006) correspond principalement à de la savane sahélienne (47,2%) et de la savane arbustive sahélienne (11,5%), qui sont relativement peu couvrantes puisqu'elles comportent respectivement 20 et 50% de sol nu et que leur LAI est toujours inférieur à 2 *(Figure 4. 21*).

Plusieurs tests de sensibilité au type et à la proportion de la couverture végétale sont réalisés. Les *Figure 4. 22*, *Figure 4. 23* et *Figure 4. 25* présentent les résultats de simulation du débit pour chacun des tests et la *Figure 4. 24* présente les impacts des changements de végétation sur les différents termes du bilan d'eau. Les débits maximums sont atteints lorsque la totalité de la couverture du bassin correspond à du sol nu (*Figure 4. 22* et *Figure 4. 23*). Dans ce cas le ruissellement est maximal et le stockage d'eau dans le sol minimal (*Figure 4. 24*). Puis, plus la végétation est couvrante (faible proportion de sol nu et forts LAI), plus le débit diminue (*Figure 4. 22* et *Figure 4. 23*).

Les débits simulés sont les mêmes pour un couvert naturel et constitué d'une strate arbustive (savane arborée sub-saharienne) que pour des cultures (sahélienne ou aride). Ces résultats pointent les limites du modèle à prendre en compte les différences de couverts végétaux. Les caractéristiques de ces deux couverts devraient amener à des réponses hydrologiques différentes (Seguis et al. 2004, Li et al. 2007, Velluet et al. 2014). Mais ici, le modèle est plus sensible au caractère couvrant de la végétation qu'à sa nature.

Les résultats obtenus avec la couverture végétale nominale du modèle montrent que l'association de sol nu et de savane sahélienne dans la couverture du bassin du bief Ansongo-Niamey, décrite par Ecoclimap, engendre un ruissellement et un débit important.

Enfin, le sol contient une plus forte proportion d'argile que de sable, et l'inversion de ces proportions conduit à une détérioration de la dynamique de la simulation (*Figure 4. 25*).

Tableau 4. 2 : Noms, couverture spatiale et caractéristiques des différentes classes d'occupations du sol du bassin du bief Ansongo-Niamey. La couverture spatiale est exprimée en pourcentage de l'aire du bassin du bief. Une classe d'occupation du sol peut être composée d'un ou plusieurs type de végétation (TV) : parcs (P), arbres (A), herbacées (H), cultures (C3, C4) ou de sol nu (S). Les fractions (proportion de chaque TV au sein d'une classe), LAI, profondeurs racinaire et de sol sont explicités pour chaque type de végétation que comprend une classe.

Nom	***Couverture (% bassin)***	***Type végétation (TV)***	***Fraction TV***	***LAI moyen TV***	***Profondeur racines (m)***	***Profondeur sol (m)***
Eaux Intérieures	0,53	–	–	–	–	–
Sol nu	40,26	–	–	–	–	–
Roche	0,03	–	–	–	–	–
Ville Construction	0,02	P – A	0,5 – 0,5	1,5 – 2,0	1 – 2	1 – 3
Savane arborée sub-saharienne	0	A – H – S	0,2 – 0,5 – 0,3	1,98 – 1,18 – 0	3 – 1 – 0,5	3 – 1 – 1
Savane arborée sahélienne	0,1	A – H – S	0,2 – 0,6 – 0,2	2,58 – 1,29 – 0	3 – 1 – 0,5	3 – 1,5 – 1
Savane arbustive sahélienne	11,51	A – H – S	0,2 – 0,6 – 0,2	1,73 – 0,86 – 0	4 – 1 – 0,5	4 – 1,5 – 1
Savane sahélienne	47,2	H – S	0,5 – 0,5	1,02 – 0	1 – 0,5	1,5 – 1
Prairie africaine tropicale	0,2	H	1	2,39	1,5	2
Prairie africaine sahélienne	0	H	1	0,94	1	1,5
Cultures désertiques	0	C3 – C4	0,5 – 0,5	1,26 – 1,26	1 – 1	1,5 – 1,5
Cultures sahéliennes	0,15	C3 – C4	0,9 – 0,1	1,12	1,5 – 1,5	2 – 2

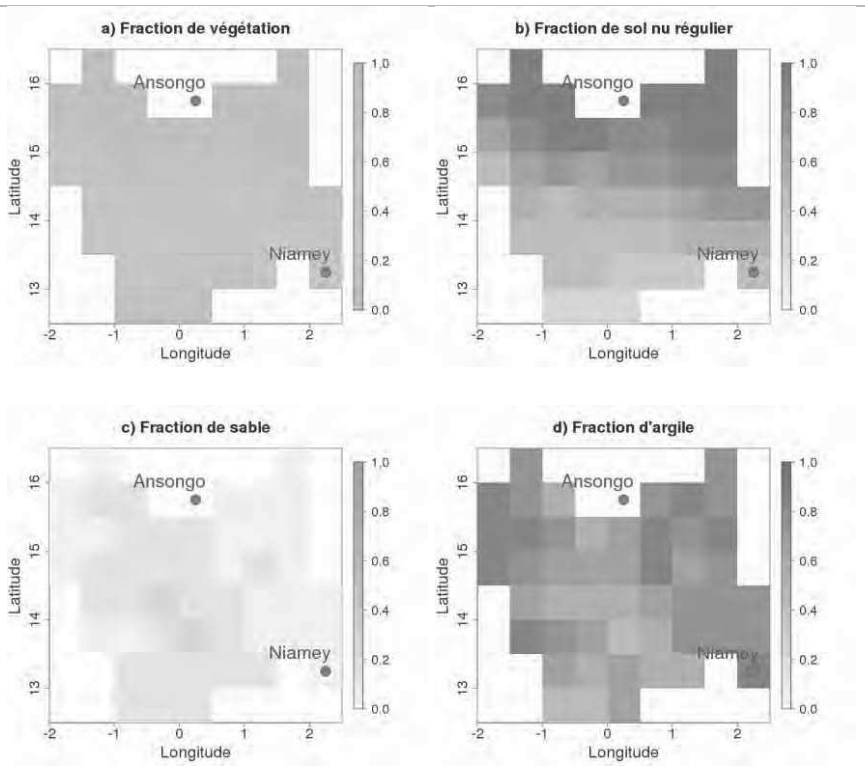


Figure 4. 20 : Cartes des caractéristiques de la surface dans ISBA, proportions de végétation (a), de sol nu (b), de sable (c) et d'argile (d).

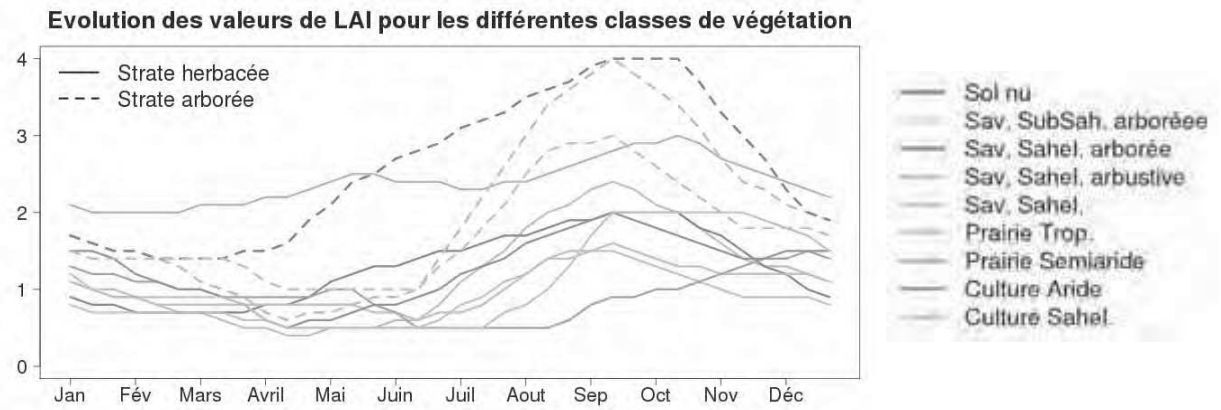


Figure 4. 21 : Evolution saisonnière du LAI pour les différentes classes de végétation. Les traits pleins correspondent à la strate herbacée, et les tirets à la strate arborée.

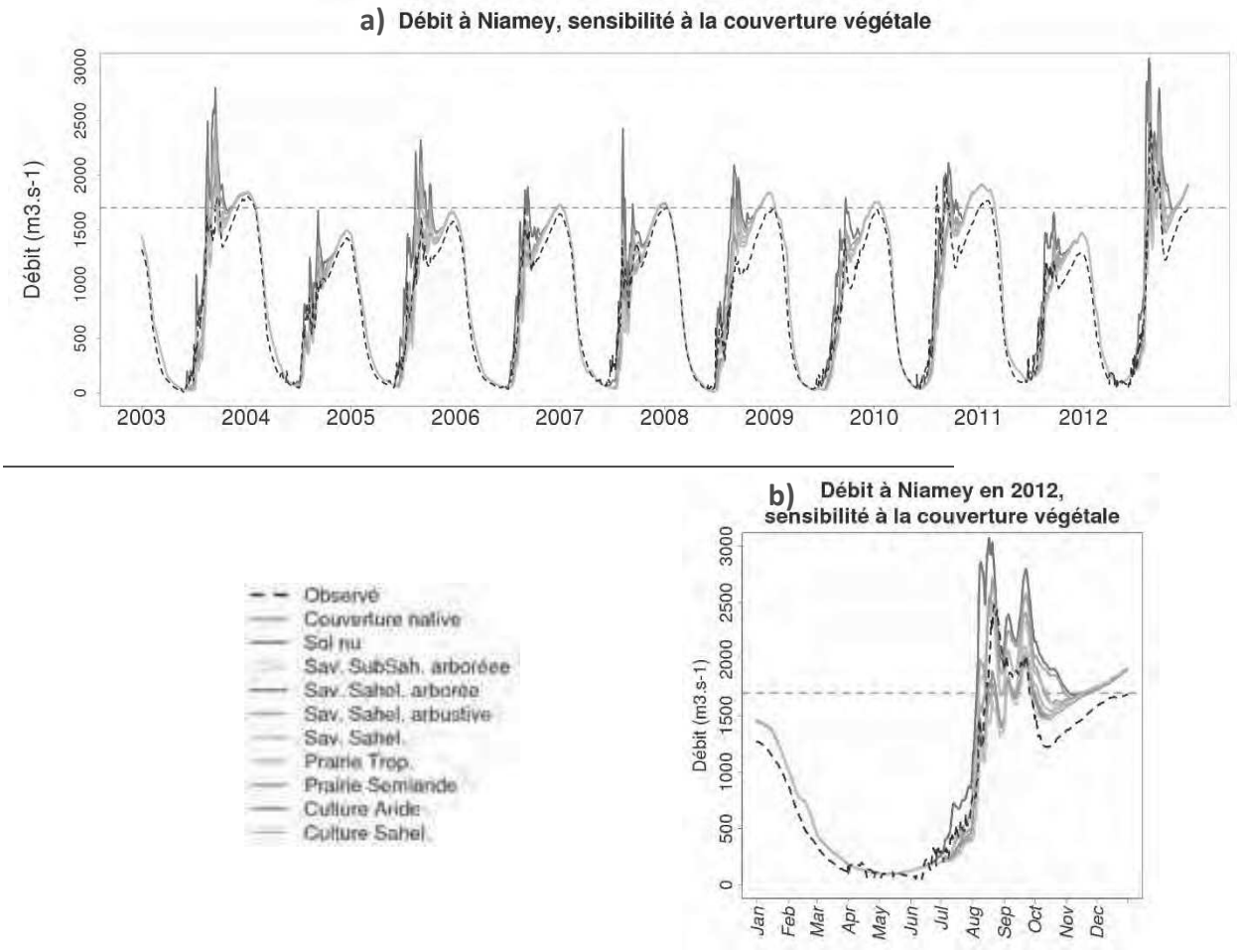


Figure 4. 22 : (a) Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées avec différentes couverture végétales (courbes couleurs). (b) Zoom sur l'année 2012. La ligne pointillée grise à 1700m^3.s^{-1} représente le seuil d'inondation.

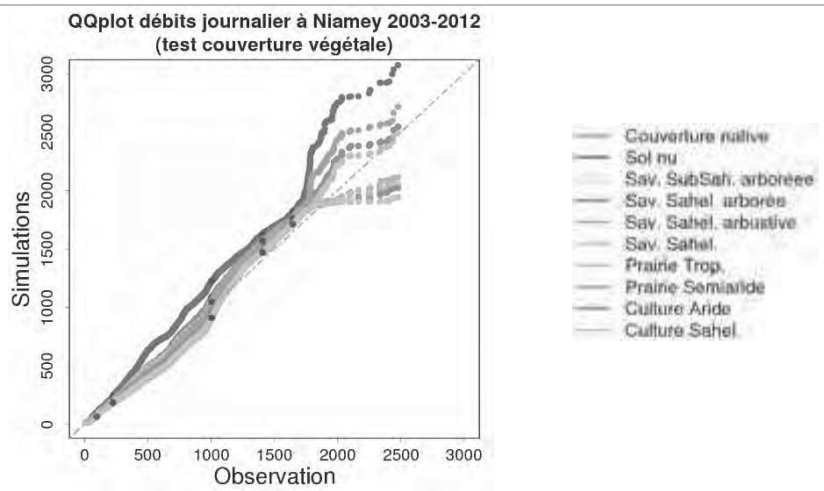


Figure 4. 23 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différents couverts, en fonction des observations ; et quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 (points gris).

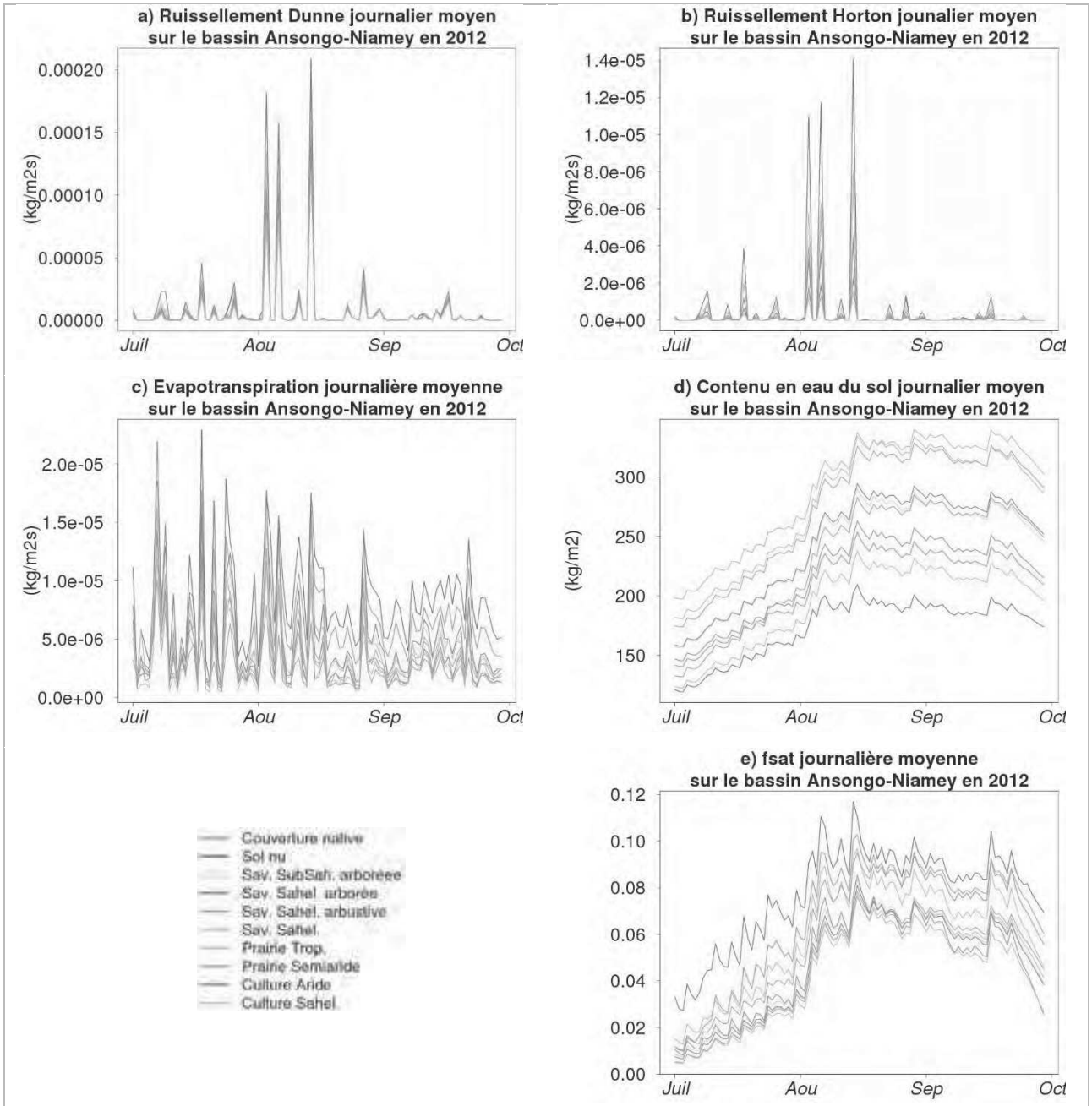


Figure 4. 24 : Séries temporelles du ruissellement de Dunne (a), de d'Horton (b), d'évapotranspiration (c), du contenu en eau du sol (d) et de la fraction saturée du sol (e), journaliers moyens du bassin du bief Ansongo-Niamey pour différentes couverture végétales.

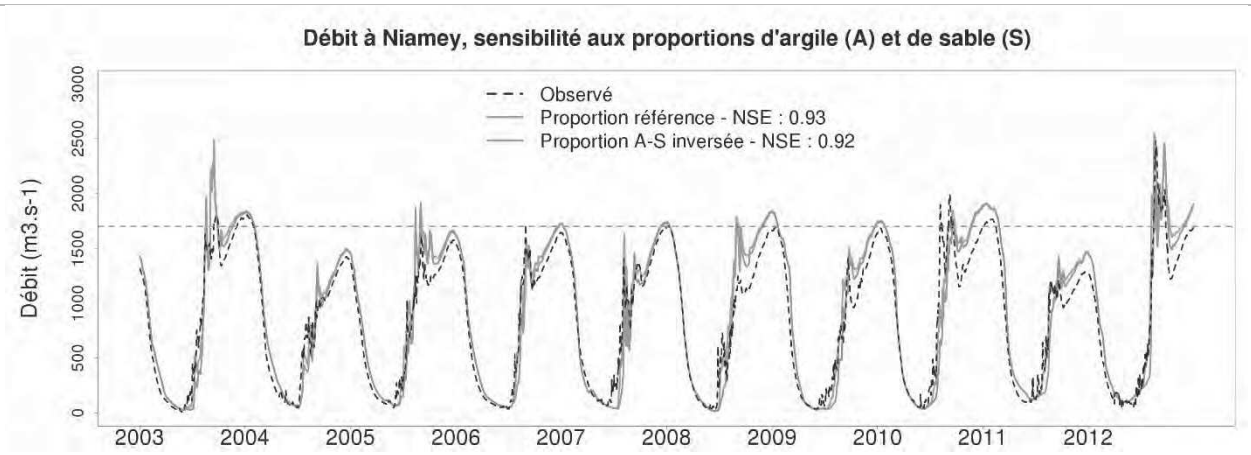


Figure 4. 25 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée (courbe noire pointillée) et simulées (courbes couleurs) avec différentes proportion d'argile et de sable.

L'étude des sensibilités du modèle ISBA-TRIP à différents paramètres, processus et forçages, a permis la mise en place d'une configuration de référence, basée sur un ajustement manuel des paramètres, réalisé en fonction des caractéristiques du bassin et des données disponibles. Les ajustements de la configuration de référence sont résumés dans le Tableau 4. 3 et sont utilisés dans la suite des travaux. Cet ajustement permet l'amélioration du débit simulé à Niamey, en particulier en ce qui concerne la dynamique de la crue Rouge. Il ne nécessite pas de modification lourde du modèle ou de ses paramètres, et est unique pour l'ensemble des simulations réalisées par la suite.

L'étude de sensibilité aux forçages a mis en évidence la possibilité d'utiliser une moyenne interannuelle pour les forçages atmosphériques (autres que précipitations). En revanche, cette étude a aussi démontré la sensibilité de la modélisation aux erreurs liées aux observations du débit à Ansongo. Dans ce cas, une moyenne interannuelle ne peut remplacer des lacunes dans les données qu'au risque d'erreurs significatives dans les simulations. L'étude de sensibilité aux forçages a aussi montré que la sensibilité du modèle à la distribution spatio-temporelle des pluies est importante ; mais moins que la sensibilité à certains paramètres d'ISBA (pour un produit d'estimation des précipitations présentant de bonnes performances tel que 3B42v7). En effet la sensibilité du modèle à certains paramètres, comme celui fixant la distribution sous-maille des précipitations (β), influence fortement le type et la quantité de ruissellement.

Par ailleurs, le couvert végétal original d'ISBA est composé principalement de savane sahélienne et de sol nu, engendrant un ruissellement et un débit important. La représentation du couvert dans ISBA sous-estime la proportion de culture. Les tests de sensibilité montrent cependant que cette classe engendre la même réponse hydrologique qu'une végétation spontanée (savane arborée). La sensibilité de la modélisation au couvert végétal semble être dirigée par le taux de recouvrement de la végétation. Plus la fraction de sol nu est basse et le LAI haut pour une classe donnée, plus le ruissellement et le débit diminuent.

Malgré des sensibilités fortes à certains paramètres et forçages (autres que les précipitations), et la mauvaise prise en compte de certains processus pourtant formalisés (ruissellement de Horton et diversité des couverts végétaux), le modèle ISBA-TRIP permet avec la configuration de référence, de modéliser la crue Rouge à Niamey. La compréhension des sensibilités du modèle pourrait être approfondie, mais n'est pas le cœur des travaux présentés ici. Le projet d'inter-comparaison de modèle de surface ALMIP (AMMA Land surface Model Intercomparison Project) pourra cependant apporter des réponses supplémentaires quant à la représentation des processus des divers réservoirs d'ISBA.

Tableau 4. 3 : Tableau des éléments de la simulation de référence qui diffèrent de la version originale de SURFEX version 6, pour le domaine Ansongo-Niamey.

Forçages		
	Atmosphérique (hors pluie)	*Interannuel, calculé sur la période 2003-2012*
TRIP		
	Coefficient de Manning (n)	*Uniforme à 0,035*
	Temps de retour des eaux souterraines à la rivière (τ)	*1 jour*
ISBA		
	Evapotranspiration	*Version 7 de SURFEX*

Chapitre 5 L'hydrologie du Niger depuis 2000 : produits d'estimation et modélisation hydrologique

L'implémentation et l'ajustement du modèle ISBA-TRIP (chapitre 4), permettant de modéliser la crue Rouge de Niamey, ce modèle est utilisé pour répondre aux problématiques principales posées en introduction de ce manuscrit. Le modèle ISBA-TRIP implémenté sur le bassin du bief Ansongo-Niamey est utilisé dans ce chapitre pour évaluer le potentiel hydrologique de différents produits d'estimation des précipitations. Deux des trois questions centrales de cette thèse sont abordées : (i) Quel est le potentiel des produits d'estimations satellites pour le suivi des inondations récentes du Niger à Niamey, pendant la crue Rouge? (ii) Quels sont les impacts des caractéristiques des différents produits sur la simulation?

Depuis les années 2000, les inondations engendrées par la crue Rouge sont en recrudescence et la période 2000-2013 est marquée par des inondations record, dont la durée et l'intensité ont causé de nombreuses pertes humaines et matérielles (chapitre 1). Il existe un réel besoin et une réelle demande de développement d'un système d'alarme opérationnel pour prévenir de telles catastrophes. Les produits d'estimations des précipitations basés sur des mesures satellites, représentent une alternative prometteuse pour l'hydrologie des bassins sous instrumentés en stations hydrologiques et météorologiques, tel que le bassin du Niger. Il est donc nécessaire d'évaluer le potentiel et les limites de leur utilisation en hydrologie. Cette étude constitue la première tentative de modélisation des évènements récents (entre 2000 et 2013) de la crue Rouge de Niamey, à partir d'estimations des précipitations par satellites.

Le cœur de ce chapitre est constitué de l'article Potential of satellite rainfall products to predict Niger flood events in Niamey*, publié dans l'issue spéciale IPWG de la revue Atmospheric Research (Casse et al. 2015). Une introduction rappelle les enjeux et les problématiques locales liés à la crue Rouge. Six produits d'estimation des précipitations sont utilisés en tant que forçage pour la modélisation de la crue Rouge : un produit issu d'un réseau de pluviomètres, CPC, trois produits issus d'observations satellites, 3B42RT, CMORPH, PERSIANN, et trois produits satellites post-ajustés par des données*

in-situ, 3B42v7 et RFE2. Une analyse comparative des produits rappelle leurs caractéristiques en termes de distribution des précipitations. La capacité des simulations basées sur les différents produits à détecter les années, et les jours d'inondation ainsi que l'impact des caractéristiques de chacun des produits sur le débit modélisé sont discutés.

Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

Atmospheric Research 163 (2015) 162–176

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmos

Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey

C. Casse [a,*], M. Gosset [a,*], C. Peugeot [b], V. Pedinotti [c], A. Boone [c], B.A. Tanimoun [d], B. Decharme [c]

[a] Géoscience Environnement Toulouse (GET) (UMR 5563 CNRS, IRD, Université Toulouse III), Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France
[b] HydroSciences Montpellier (HSM) (UMR 5569, CNRS, IRD, Université Montpellier I, II), France
[c] Centre National de Recherche Météorologique (CNRM) (UMR 3589, CNRS, Météo France), Toulouse, France
[d] Autorité du Bassin du Niger (ABN), Niamey, Niger

a r t i c l e i n f o

Article history:
Received 12 May 2014
Received in revised form 12 January 2015
Accepted 14 January 2015
Available online 28 January 2015

Keywords:
Floods
Satellite rainfall estimates
Sahel
Niger River
Hydrological modelling
Tropical hydrology

a b s t r a c t

A dramatic increase in the frequency and intensity of flood events in the city of Niamey, Niger, has been observed in the last decade. The Niger River exhibits a double outflow peak in Niamey. The first peak, is due to the rainfall occurring within about 500 km of Niamey. It has reached high values in recent years and caused four drastic flood events since 2000. This paper analyses the potential of satellite rainfall products combined with hydrological modelling to monitor these floods. The study focuses on the 125,000 km^2 area in the vicinity of Niamey, where local runoff supplies the first flood. Six rainfall products are tested : a gauge only product – the Climate Prediction Centre (CPC); two gauge adjusted satellite products – the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Multi-Platform Analysis (TMPA 3B42v7) and the CPC regional product African Rainfall Estimate (RFE version 2); and three satellite only products, 3B42RT, the CPC Morphing method (CMORPH) and the Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network (PERSIANN). The products are first inter-compared over the region of interest. Differences in terms of rainfall amount, number of rainy days, spacial extension of the rainfall events and frequency distribution of the rain rates are highlighted. The satellite only products provide more rain than the gauge adjusted ones. The hydrological model ISBA-TRIP is forced with the six products and the simulated discharge is analysed and compared with the discharge observed in Niamey over the period 2000 to 2013. The simulations based on the satellite only rainfall produce an excess in the discharge. For flood prediction, the problem can be overcome by a prior adjustment of the products – as done here with probability matching – or by analysing the simulated discharge in terms of percentile or anomaly. All tested products exhibit some skills in detecting the relatively heavy rainfall that preceded the flood and in predicting that the 95th percentile of the discharge (i.e., the flood alert level in Niamey) will be exceeded. These skills are however variable among products and the best overall results are obtained with the TMPA 3B42 products.

© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Three recent floods on the Niger river have resulted in substantial damage in Niamey in 2010, (Sighomnou et al., 2010; Descroix et al., 2012), 2012 (Sighomnou, 2012; Sighomnou et al., 2013; OXFAM and ACTED report, 2012) and 2013 (Niger Basin Authority, ABN, website, http://www.abn.ne/), causing flooding, property damage and significant loss of life among people living near the river. These events have brought the attention of the media in a region traditionally known for its droughts rather than its floods. The analysis of these recent flood events has shown that they are related to a drastic change in the hydrological regime of the Niger basin in the region around Niamey (Descroix et al., 2012). Despite the severe droughts and a general decrease of the Niger river discharge (Albergel, 1987; Briquet et al., 1996; Mahé et al., 2003), the Niger River's right bank tributaries and other Sahelian rivers (Mahé et al., 2003, 2005; Descroix et al., 2009) have shown an increase in discharge, since the 1970s. This is attributed to changes in the runoff response of the watersheds (Albergel, 1987; Amani and Nguetora, 2002; Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010) resulting from the droughts impact on vegetation cover, land cover clearing and subsequent increased soil crusting (Leblanc et al., 2008; Gardelle et al., 2010). The increase of runoff in the Niger River's right bank tributaries catchment resulted in a modification of the Niger river's regime near Niamey since the 80s, from a single to a double flood hydrograph (Amani and Nguetora, 2002; Descroix et al., 2012; Sighomnou et al., 2013). The first flood occurs during the rainy season and is a direct consequence of rainfall over the Niger River's right bank tributaries in the vicinity of Niamey. This first flood is now frequently more pronounced than the second one, and has caused four major flood events since 2000.

* Corresponding authors at: GET (UMR 5563 CNRS, IRD, UTIII), Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
E-mail addresses: claire.casse@get.obs-mip.fr (C. Casse), marielle.gosset@ird.fr (M. Gosset).

http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.010
0169-8095/© 2015 Elsevier B.V. All rights reserved.

In addition to land-use changes, recent observations have raised the issue of a possible increase in extreme rainfall in the Sahel (Panthou et al., 2012, 2014). This could be the premises of an intensification of the hydrological cycle due to global warming (Giorgi et al., 2011) as already observed in other regions (Alpert, 2002). The risk of flood events is expected to increase if the land use changes continue, whether or not the increased frequency of rainfall extremes is confirmed. To reduce these risks, the flood genesis needs to be better understood and adequate monitoring systems need to be developed.

Currently, the monitoring of the flood risk in Niamey is based essentially on the surveillance of the river height upstream of Niamey. This is suitable for monitoring the second flood, which occurs between January and March, a few months after the end of the rainy season in Niamey. The first flood, which occurs in the heart of the rainy season is a more rapid phenomenon and is a consequence of runoff in the vicinity of Niamey. To predict this first flood the contributing rainfall must be precisely quantified. Given the relatively poor state of the operational gauge network in the area, satellite based rainfall is a very attractive alternative (Hossain et al., 2004). Further benefits of satellite rainfall estimates lie in their spatial and temporal resolutions (0.5°, 3 hourly or better) and in the near real-time availability of some products. However, as already discussed at length for radar based estimates (Berne and Krajewski, 2012 for a review), the potential benefit of high resolution may be outbalanced by the uncertainties and/or biases in the remotely sensed rainfall. These uncertainties and the way they might propagate in hydrological models (Hossain et al., 2004; Hong et al., 2006; Moradkhani et al., 2006; Nikolopoulos et al., 2010) need to be accounted for before any satellite rainfall product is considered for operational prediction.

Several recent works have evaluated satellite rainfall products over Africa based on gauges (Ali et al., 2005; Hughes, 2006; Roca et al., 2010; Jobard et al., 2011; Pierre et al., 2011; Habib et al., 2012; Thiemig et al., 2012; Gosset et al., 2013) and discussed their potential utility for the hydrological prediction of several African rivers (Nile tributaries – Artan et al., 2007; Gilgel Abay – Bitew and Gebremichael, 2011; Senegal river – Stisen and Sandholt, 2010; Volta and Baro-Akobo – Thiemig et al., 2013). Findings are consistent among these papers on the performance of some of the most commonly used product in the Sahelian region. The products that do not ingest any gauge information - Precipitation estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network (PERSIANN), Climate Prediction Centre (CPC) Morphing method (CMORPH) and Tropical Rain Measurement Mission (TRMM) Multi-platform Algorithm (TMPA, 3B42RT) - exhibit positive biases which may cause overestimation of the runoff and discharge when used in hydrological modelling (Thiemig et al., 2012; Gosset et al., 2013). Thiemig et al. (2013) have compared different methods for correcting the biases in the rainfall forcing, either by correcting the products themselves or by adjusting the model to the products (through recalibration for each type of rain forcing). The gauge adjusted products - TMPA 3B42v7 and the CPC regional product African Rainfall Estimate RFE2 - have generally low biases (at least at the monthly scale) but are not free of errors and may distort the spatial or frequency distribution of the rain rates (Gosset et al., 2013), with consequences for hydrology.

In this paper, we analyse the potential of six state of the art rainfall products combined with numerical modelling to analyse and assess the predictability of the Niger river first flood: a gauge only product (CPC), two gauge adjusted satellite products (3B42v7 and RFE2) and three satellite only products (3B42RT, CMORPH and PERSIANN). The study focuses on the ability of the model forced by satellite rainfall to reproduce the relatively high discharge levels encountered in recent years, and simulate the occurrence and length of floods.

Section 2 presents the hydrological context and the behaviour of the first flood observed in Niamey over the last 14 years. Section 3 describes the six rainfall products and compares some of their properties over the studied region. A bias-adjustment of the three products that do not ingest any gauge information is proposed. Section 4 presents the numerical modelling setup, based on the SURFEX platform (SURFace EXternalisée, in French) – ISBA (Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere) land surface model coupled with the TRIP (Trip Runoff Integrating Pathways) routing scheme. Section 5 discusses the simulation results. The discharges simulated with each rainfall product are compared with the observations over the period 2010–2013. The ability of the satellite forced simulations to reproduce the occurrence of the major floods of the period is quantified. The conclusions and perspective of this work are given in Section 6.

2. Hydrological context

The Niger River (Fig. 1) flows through a large part of West Africa. Its source is located in the humid mountainous Fouta Djallon area of Guinea. It initially flows northwards towards the Malian Sahel before turning south-eastwards towards Niamey and finishing its 4200 km long journey in Nigeria (Andersen et al., 2005; Ferry et al., 2012). An original feature of the Niger is its 'inner delta' (the light orange area in Fig. 1), which is characterized by a large lateral expansion of the river and large evaporation losses (Andersen et al., 2005). Around 60% of the inflow is lost in the Delta (Mahé et al., 2009).

Due to weakly connected drainage networks and aridity (so-called endorheism), most of the northern part of the basin does not contribute to the river flow. The river flow in Niamey originates from areas upstream the delta and from active tributaries downstream of the Niger–Mali border. As a consequence, the Niger River in Niamey exhibits two peaks (Fig. 2). The first peak occurs between August and September. It is due to the heavy monsoon rainfall occurring in August over the basins of three right bank tributaries (circled in Fig. 1): the Gorouol River (basin area 44,900 km^2), the Dargol (6940 km^2) and the Sirba (38,750 km^2). These ephemeral rivers (termed "koris") and a series of smaller koris on both banks (27,020 km^2) define a contributing area of 117,610 km^2 (Descroix et al., 2012). The first flood is also named 'red flood' because of the colour of its sedimentary load. The second peak results from runoff during the rainy season (June–September) in the upper basin. The resulting flood wave is smoothed and delayed by routing through the Niger Inner Delta, and occurs in Niamey around January (Fig. 2). Because of it origin the second flood is also named the Guinean flood.

In the past, the two floods used to be merged into a single peak (Amani and Nguetora, 2002; Descroix et al., 2012), but since the 1970s, the first gradually became distinct from the second. Descroix et al. (2012) described this change with the poetic image: 'the dromedary became a camel'. The first flood has intensified in the last decade because of the increase in runoff in the Sahelian zone (Albergel, 1987; Amani and Nguetora, 2002; Mahé et al., 2003, 2005; Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010; Descroix et al., 2009, 2012).

As seen in Fig. 2, the two discharge peaks are lagged in time, and the delay between the two peaks makes it possible to study independently the local rapid Sahelian contributions and the slower signal due to the Guinean flood.

The threshold of 1700 m^3 s^{-1} (equivalent to a river height of 530 cm) is indicated in Fig. 2. According to the Niger Basin Authority (NBA or ABN in French), this is the critical height that triggers flooding. Since 2000 the discharge in Niamey exceeded this threshold during five years: 2006, 2003, 2010, 2012 and 2013 (Table 1). The most recent floods, 2010, 2012 and 2013 were exceptional in their intensity (maximum discharge rates between 1993 and 2429 m^3 s^{-1}) and/or their duration. These are three consecutive records for the first flood since the beginning of discharge observation in Niamey in 1920s. Note that the 2013 flood pattern differs from the other floods: the first flood is brief and intense, and the discharge minimum between the first and the second flood is the lowest of the studied period.

In order to distinguish which part of the first flood can be attributed to the three right bank and other local tributaries, and which part comes from the main course of the river (due to rainfall contribution in Mali)

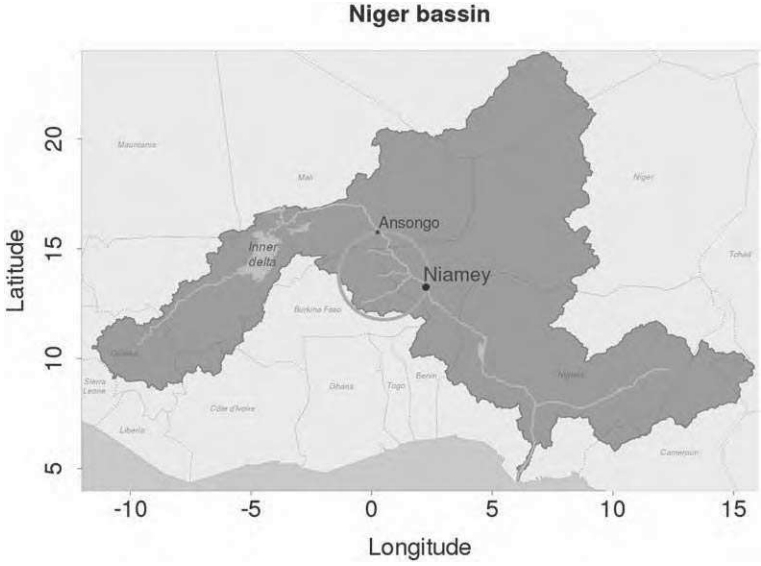


Fig. 1. The Niger River Basin. The circle delineates the right bank basins that contribute to the first or 'red' flood (see text). Only the three tributaries relevant for the study are drawn.

the discharge difference between Niamey and Ansongo is analysed. Fig. 3 presents the accumulated discharge in Ansongo and in Niamey, for the 10 day period preceding the 1st flood peak in Niamey. The difference between Ansongo and Niamey comes from the contribution of the right bank tributaries. A time lag is applied to the Ansongo discharge (1 day) to account for transfer time between Ansongo and Niamey. The lag value has been computed based on optimising the lagged correlation between the time series of Ansongo and Niamey.

Among the 5 years when the flooding threshold is exceeded (i.e., 2003, 2006, 2010, 2012 and 2013) 2003 and 2010 stand out as the years when the Ansongo contribution is larger than the local tributaries contribution. In 2006 both contributions were equivalent. In 2012 the contribution from the local tributaries is high, revealing high rainfall accumulation nearby Niamey. The discharge information at Ansongo is not available for 2013 (problem in the data record); Fig. 3 shows only the Niamey discharge for this year.

In the rest of the paper, we focus on the hydrological impact of the rainfall contributing to the local tributaries of the Niger river (circled in Fig. 1); this zone will be referred to as "the region of Niamey" or "region of interest" hereafter.

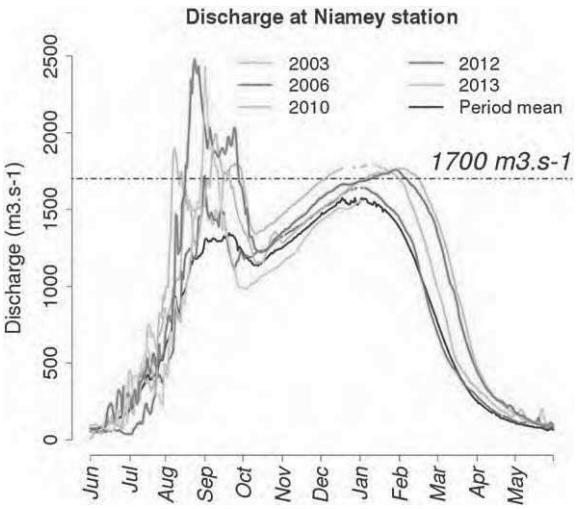


Fig. 2. Niger river discharge in Niamey for the indicated years; the black line is the average discharge for the period 2000–2013 studied in this work. The horizontal dash line is the flood threshold.

3. Rainfall products

3.1. Tested rainfall products

Among the variety of available rainfall products (see an overview on the IPWG website www.isac.cnr.it/~ipwg/), five satellite estimates were considered (Table 2). This choice is made owing to the availability of the products over the 2000–2013 period, when 4 major floods occurred (2003, 2010, 2012, 2013). This study also focuses on products that could be easily utilised in an operational setting because they are available online. Three of the most used near real time global estimates are tested :

- CMORPH (Joyce et al., 2004)
- PERSIANN (Sorooshian et al., 2000)
- 3B42RT (Huffman et al., 2007).

These three rainfall products are not gauge adjusted and are therefore available with a relatively short delay ranging from a few hours (3B42RT) to two days (CMORPH). For simplification, these products are referred to as 'RT' (for near Real Time) in the rest of the paper. These RT products have been evaluated recently through a comparison with the AMMA-CATCH observatory (Lebel et al., 2009) dense gauges network in Niamey. The comparison was done at the daily and 1 degree scale in Gosset et al. (2013) and at an even finer resolution in Guilloteau et al. (2014). Both studies concluded that these RT products exhibit medium to high positive biases compared to the ground reference. They also showed that the products that combine infrared and microwave information exhibit very good correlation with ground observations, in terms of their daily time series (Gosset et al., 2013; Roca et al., 2010) and sub-degree scale spatial structure (Guilloteau et al., 2014). CMORPH exhibits the best scores in terms of correlation and 3B42RT performs best in terms of bias.

In addition to the three satellite-only products, estimators that also ingest rain gauge data are tested :

Table 1
Observed period of flood (number of consecutive day) between 2000 and 2013.

	2003	2006	2010	2012	2013
Number of day above 1700 $m^3 s^{-1}$	15	2	7, 12	42	14

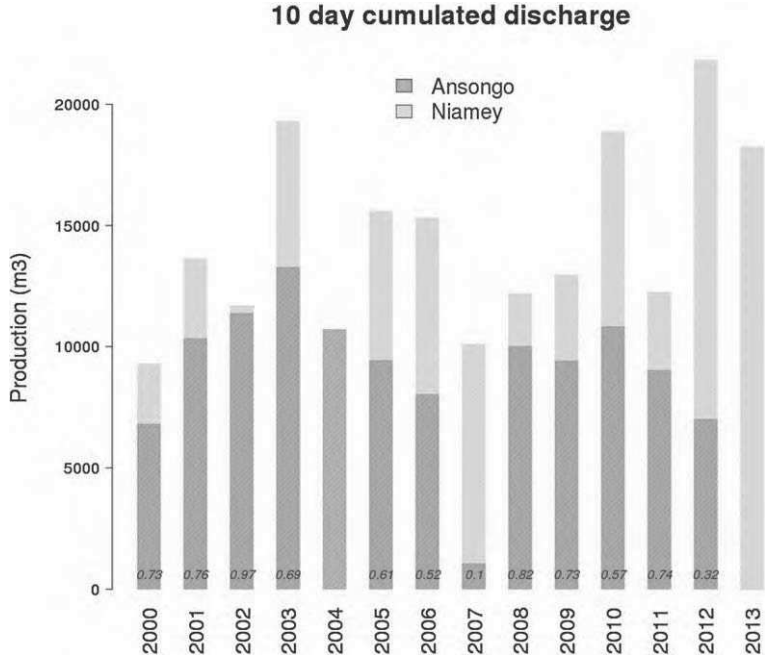


Fig. 3. 10 day cumulated discharge (before the observed discharge peak in Niamey; not fully available for 2004) for Ansongo (blue; not available in 2013) and Niamey (grey). The ratio Ansongo over Niamey is indicated on each bar.

- 3B42v7 (Huffman et al., 2007). According to Gosset et al. (2013) and Guilloteau et al. (2014), the performance of this product compared to gauges (and to other products) over Niamey is high when numerous statistical criteria are considered (overall bias; correlation of the time series and spatial patterns; frequency distribution of the rain rates). This is the only product in our test set available with a long delay (a month).
- RFE2 (Herman et al., 1997; www.cpc.ncep.noaa.gov/products/fews/data.html#rfe2). The evaluation of RFE2 over the Sahel showed that the performance is good at the 10 day scale (Jobard et al., 2011) and the bias is very low (Gosset et al., 2013). However, when evaluated at the daily time step, this product tends to overestimate the number of rainy days (Gosset et al., 2013; Hermance and Sulieman, 2013) and distorts the frequency distribution of rain rates (Gosset et al., 2013).

Finally, a gauge-only product available with a very short delay (less than 2 days) was also used. The CPC product (Xie and Arkin, 1997) uses operational daily gauge information transmitted through the Global Telecommunication System (GTS). In addition to the daily mean rainfall estimate over a 0.5° grid, CPC also provides the number of gauges utilised per pixel. In the region of interest, the density of gauges is low. For each pixel of the CPC product the maximum number of rain gauges is 1. The daily mean number of gauges over the 125 000 km^2 study area, between 2000 and 2013, is 5.2 (±0.66). Therefore we can expect uncertainties in the CPC product due to a substantial spatial representativeness error and smoothing.

3.2. Observed differences between the products

As mentioned above, the satellite rainfall products have already been evaluated in Sahelian Africa by various authors who concentrated on different spatio-temporal scales: monthly and 10 days in Jobard et al (2011) and Pierre et al. (2011); daily and 1 degrees in Gosset et al (2013) and Roca et al. (2010), and even finer resolution in Guilloteau et al. (2014). In this section, we concentrate on the observed differences between the products over the catchment between Ansongo and Niamey (125,000 km^2). Analyzing the physical and algorithmic reasons behind these differences is not in the scope of this paper; the objective is to quantify the differences and assess how they may (or not) impact flood prediction.

3.2.1. Rainfall accumulation, Inter-annual variability, intensity distributions

Table 3 compares the mean rainfall (JJAS) over the 2003–2013 period for the 6 products. As expected, the seasonal (JJAS) rainfall accumulation of the two post-adjusted satellite products (3B42v7 and RFE2) are very close to the gauge product (CPC) which produces 406 mm of rain on average. As found in previous studies, the RT products provide more rain than the products that ingest the gauge information. 3B42RT and CMORPH rainfall accumulation are of the same order of magnitude (respectively 620 mm and 660 mm) and are about 50% higher than the amount from gauges or gauge-adjusted products. PERSIANN exhibits the highest amount (928 mm) producing about twice as much rain as the gauge-adjusted products. These numbers

Table 2
Main characteristics of the six tested rainfall products.

	Ingested data	Region covered	Temporal resolution	Spatial resolution	Period tested	Data access website
CPC	Rain gauges	Global	Daily	0.5°	2000 to 2013	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
RFE2	Satellite + Gauges	Regional Africa	Daily	0.1°	2001 to 2013	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
TRMM 3B42v7	Satellite + Gauges	Global	3 h	0.25°	2000 to 2013	http://trmm.gsfc.nasa.gov/
TRMM 3B42RT	Satellite	Global	3 h	0.25°	2000 to 2013	http://trmm.gsfc.nasa.gov/
CMORPH	Satellite	Global	3 h	0.25°	2003 to 2013	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
PERSIANN	Satellite	Global	3 h	0.25°	2000 to 2013	http://chrs.web.uci.edu/persiann

Table 3
Inter-annual mean of the JJAS rainfall ± standard deviation for the period 2003–2013. The three last lines refer to the bias-adjusted RT product described in Section 3.2.2.

	Areal mean seasonal rainfall [mm]
CPC	406 ± 71
RFE2	448 ± 79
TRMM3B42v7	417 ± 77
TRMM3B42RT	620 ± 89
CMORPH	660 ± 107
PERSIANN	928 ± 171
TRMM3B42RT bias adjusted	458 ± 66
CMORPH bias adjusted	413 ± 71.5
PERSIANN bias adjusted	439 ± 109

are consistent with the positive bias reported by several authors that compared the RT products with a ground reference (Roca et al., 2010; Jobard et al., 2011; Pierre et al., 2011; Thiemig et al., 2012; Gosset et al., 2013; Guilloteau et al., accepted for publication).

Fig. 4 highlights the differences among products in terms of seasonal (JJAS) accumulation (a), number of rainy days (b), mean conditional daily rainfall (c) and spatial extension of the daily rain patterns (d) over the period 2000–2013. The mean conditional daily rainfall is calculated for pixels with at least 0.5 mm/day. The spatial extension is the percentage of pixels with at least 0.5 mm on days when the mean areal rainfall over the domain is above 0.5 mm.

Unlike the season total (Fig. 4a), the temporal and spatial distributions of rainfall vary substantially among the 3 products that ingest gauge information. CPC and RFE2 tend to spread the rainfall over more rainy days (Fig. 4b), and for each day, over a larger part of the basin (Fig. 4d) than 3B42v7. Rainfall events cover about 65–70% of the region of interest for CPC and RFE, and less than 50% for 3B42v7. On the opposite, the mean conditional rainfall (Fig. 4c) is higher for 3B42v7 (just above 10 mm/day on average) than for RFE2 and CPC (both below 10 mm/day). These differences are expected to impact the hydrological response. The low number of gauges that is actually available over the region in CPC, explains why this product tends to smooth the rainfall information. The differences between 3B42v7 and RFE, comes from the nature of the algorithms and the fact that 3B42, unlike RFE, uses microwave information in addition to the infra-red data as detailed in their reference papers.

The 3 RT products provide more rainfall than the gauge-adjusted products, steadily over the years. Further analysis has shown that the bias is the steadiest for 3B2RT, followed by PERSIANN, while CMORPH's bias is the most variable from year to year. All 3 RT products exhibit a relatively high mean conditional daily rainfall (Fig. 4c); 3B42RT and CMORPH are both about 13 mm/day on average, and PERSIANN, 14 mm/day. In terms of spatial extension and number of rainy days, there is no common trend among the 3RT products. PERSIANN generates more rainy days and more extended events than the 2 other RT; 3B42RT has the lowest number of rainy days and smaller spatial extension among the RT products.

It is noteworthy in Fig. 4 that the difference in the number of rainy days and spatial extension is higher among the 3 gauge-adjusted products, than for the 3 RT products; the largest difference being between RFE and 3B42v7.

An important consideration for hydrological applications is the distribution of the rainfall by intensity classes. Vischel and Lebel (2007) and Gosset et al. (2013), both focusing in West Africa, mentioned a strong sensitivity of the simulated runoff to the proportion of heavy rainfall. In the Sahel runoff production is indeed mainly conditioned

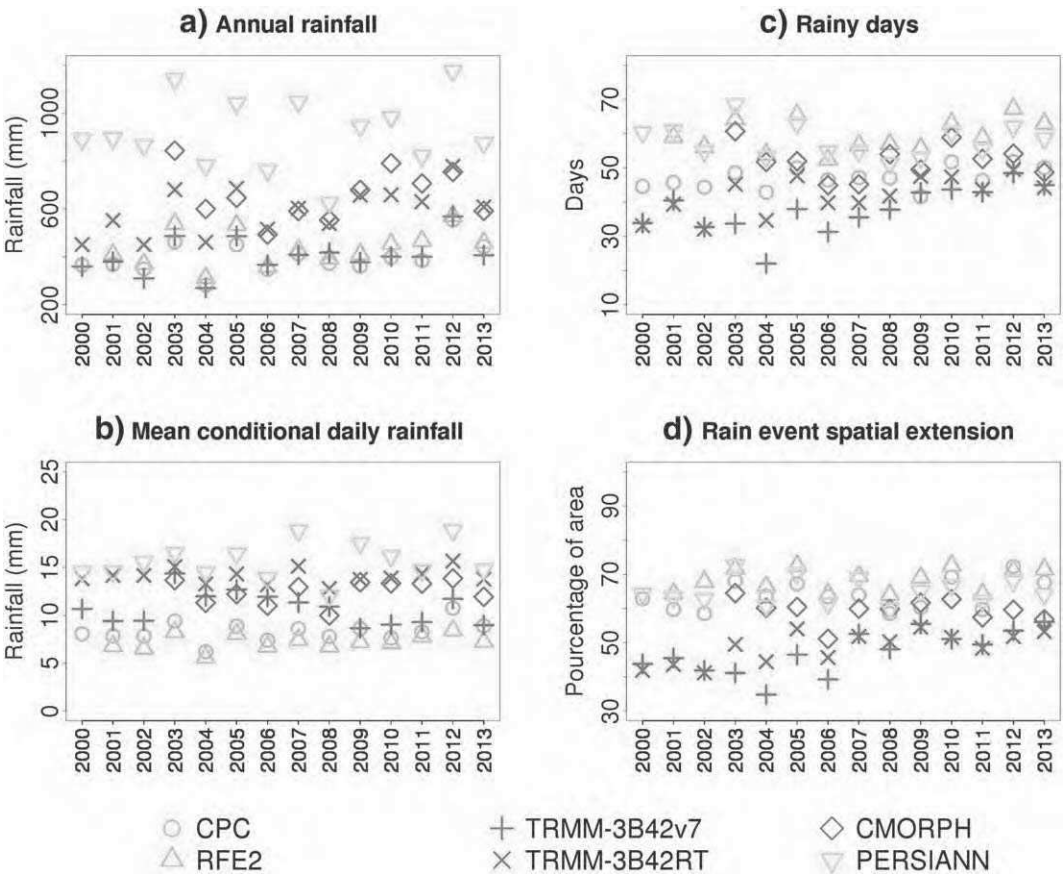


Fig. 4. Inter-annual 2000–2013 rainfall series observed by the 6 tested products. a) mean areal seasonal rainfall; b) mean number of rainy days; c) mean conditional daily rainfall; d) mean % of rain extension over the studied area (see text).

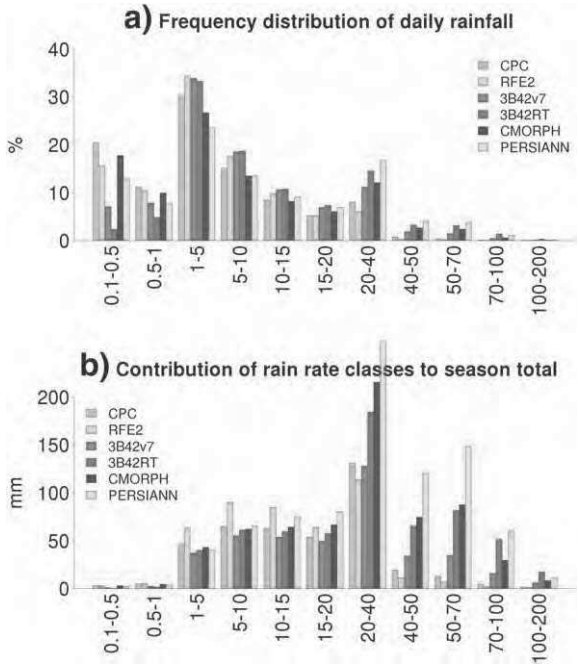


Fig. 5. a) Frequency distribution of daily rainfall for each product. b) Contribution of rain rate classes to the season total.

by the contrast between rainfall intensities and soil hydraulic conductivity, as Hortonian processes are dominant (Peugeot et al., 1997).

Fig. 5 presents the frequency distribution of the daily rainfall (a) and the contribution of rain rate classes to the season total (b) computed for the region of interest, for JJAS and the period 2003–2013. Fig. 5b shows that the differences in the total rainfall among the products in mostly explained by the rainfall classes above 20 mm/day. As mentioned in previous studies, the three RT estimators produce a high proportion of intense (above 40 mm/day) rainfall. In contrast, the gauge-only product CPC produces much rain below 1 mm/day. This is most probably due to smoothing effects and the low density of the GTS gauge network in the region. A similar tendency to produce a relatively high proportion of low rain rates is found for RFE2. The 3 products that use the microwave information (3B42; PERSIANN and CMORPH) show a good agreement, with a relatively low amount of rain due to the classes 0.1 to 10 mm/day.

These results are consistent with those reported by many authors (Roca et al., 2010; Jobard et al., 2011; Pierre et al., 2011; Thiemig et al., 2012; Gosset et al., 2013; Guilloteau et al., accepted for publication): the products differ not only by their annual rainfall totals but also by the way rainfall is distributed in time, in space, and by rain intensity classes. These differences impact the simulated hydrological response when these products are used as forcing (Stisen and Sandholt, 2010; Gosset et al., 2013; Thiemig et al., 2013). Gosset et al. (2013) evaluated the 3 RT products by comparison with the dense network of gauges from AMMA-CATCH Niger (Lebel et al., 2009) near Niamey. They concluded that these products were positively biased and showed that they resulted in excess runoff when used as forcing to hydrological models. An adjustment of these 3 products is therefore proposed in the next section.

3.2.2. Correction of the RT products

The most common practice for bias-adjusting satellite rainfall products is to inject gauge information, as done for 3B42v7 and RFE2. If RT gauge information is not available (or if it is unreliable or the network density is too sparse for the information to be valuable), the correction can be done on a climatological basis. Probability matching between a series of satellite estimates and a reference rainfall time series is an accepted solution (Thiemig et al., 2013).

In the present case, the objective is to bias-adjust the rainfall products at the 0.5° / 3 h resolution. At this resolution and given the low density of the gauge network in Africa, the ground reference based on gauges only is impacted by smoothing effects. Given the good performance previously reported for 3B42v7 (Gosset et al., 2013), and our own analysis based on the AMMA-CATCH Niger time series, it was decided to match the frequency distributions of the 3 RT products to 3B42v7.

The principle of the probability matching method for correcting a series $Y = [y_1, y_n]$ based on the statistical properties of another variable $X = [x_1, x_m]$ is reviewed here. First, the cumulative distribution function (cdf) of both Y and X is calculated. Then, each value y_i, is replaced by the value in the series X which has the same cdf value as y_i. For instance, if the cdf value of y_i is 94% then y_i is replaced by the 94th percentile of the variable X.

An analytical formulation of the function that converts the Y series is fit using a reference data set and then applied to any series of Y that needs correction. The correction formulae were determined by comparing the series of each RT product with 3B42v7 over 10 years (2003–2013) over the studied area. A polynomial function with degree 2 or less was found adequate:

$$Y_{corr} = a + bY + cY^2 \quad (1)$$

where Y_{corr} is the bias-adjusted product (set to 0 if it is negative) and Y is the RT value. The formulae fitted for the 3 RT products are given in Table 4 for information; please note that this correction was found to be adapted to the location and period where it was fitted and should not be used in other conditions. Table 4 is only informative.

The inter-annual characteristics of the bias-adjusted RT products and their frequency distributions are displayed in Figs. 6 and 7. After correction the rainfall accumulations and the proportion of high rain rates are in better agreement as seen in the figures and in Table 3. A simple, global correction such as the one implemented herein fails in the case of a strong inter-annual variability in the product performance. For instance, Fig. 4a shows that in 2008 PERSIANN accumulation is relatively lower than for the other years. Fig. 6 shows that for that year, the product correction brings PERSIANN below all the other products. The same is true for CMORPH in 2012. Further analysis would be needed and an adjustment of the products on a year to year basis might be better, however this is beyond the scope of the present analysis.

4. Hydrological simulations set up

4.1. The SURFEX-ISBA-TRIP Model

The hydrological simulation is based on the land surface model (LSM) ISBA (Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere) coupled with the routing scheme TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) within the SURFEX platform (www.cnrm.meteo.fr/surfex/, Masson et al., 2013) developed at MeteoFrance.

ISBA was initially developed by Noilhan and Planton (1989). Some developments have been done to improve the hydrological modelling, such as: the inclusion of a third soil layer (force-restore soil method, Boone et al., 1999), the implementation of a sub-grid hydrology describing Dunne and Horton runoff (Decharme and Douville, 2005), and the

Table 4

	a	b	c
TRMM3B42RT	−0.01	0.74	0
CMORPH PERSIANN	−0.048	0.567	0.004

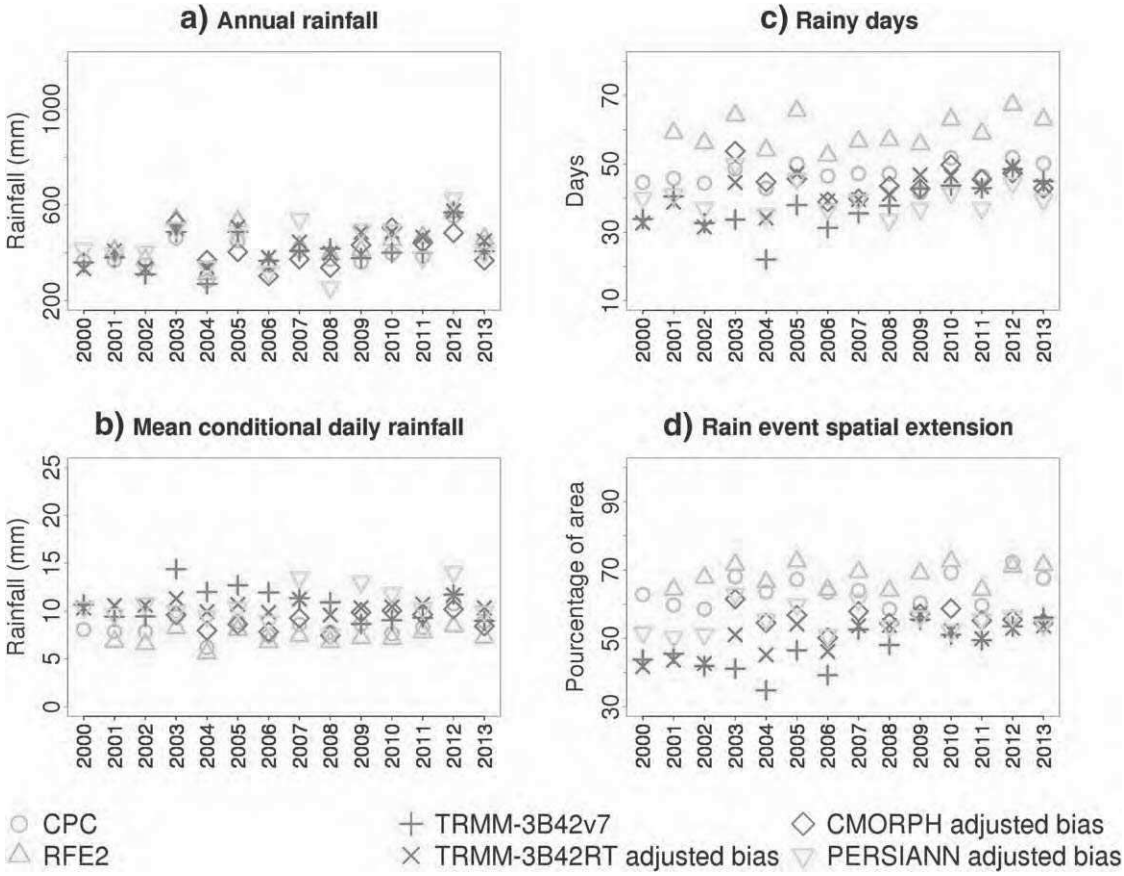


Fig. 6. Same as Fig. 4 with corrected RT products.

implementation of an exponential profile of the saturated hydraulic conductivity with soil depth (Decharme and Douville, 2005; Decharme et al., 2006).

The TRIP routing scheme was developed at the Tokyo University by Oki and Sud (1998). Initially it converted the ISBA simulation runoff into river discharge thanks to a global river channel network and a single

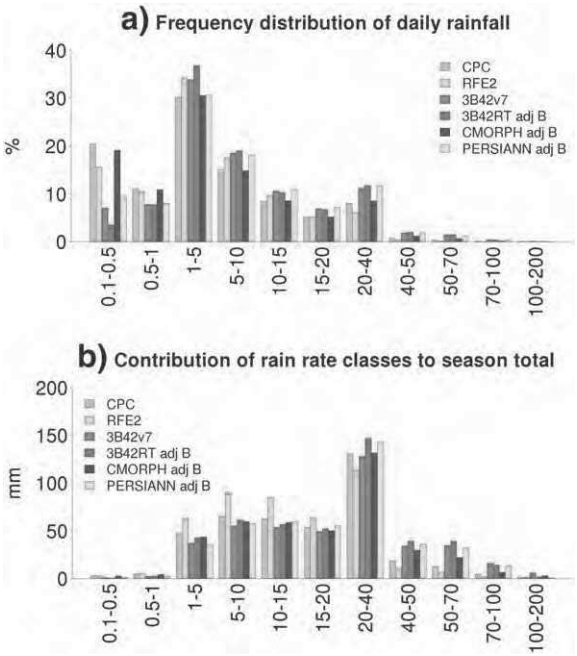


Fig. 7. Same as Fig. 5 with corrected RT products.

surface reservoir (S). S is linearly related to river mass, using a uniform and constant flow velocity (0.5 m s^{-1}). The latest version of TRIP coupled with ISBA takes into account a variable flow velocity computed via Manning equation (Eq. (2)) (Decharme et al., 2010), a groundwater reservoir (G) (Decharme et al., 2010), a two way flood scheme (F) (Decharme et al., 2008) and a deep aquifer reservoir (Aq) (Pedinotti et al., 2012). This new system results in the following governing equations:

$$\begin{aligned} \frac{\delta G}{\delta t} &= \alpha Q_{sb} - Q_{out}^{G} \\ \frac{\delta S}{\delta t} &= Q_{in}^{S} + Q_{out}^{G} + (Q_{out}^{F} - Q_{in}^{F}) + Q_{out}^{S} \\ \frac{\delta F}{\delta t} &= Q_{in}^{F} + (P_f - I_f - E_f) - Q_{out}^{F} \\ \frac{\delta Aq}{\delta t} &= (1-\alpha)\, Q_{sb} - Q_{out}^{Aq} \end{aligned} \tag{2}$$

where Q_{in} and Q_{out} represent, respectively, the inflow and the outflow of the relevant reservoir. α is a fixed value (0.75) defining the partition of the deep drainage (sb) going to ground water (α) and aquifer (1 − α). Here water going to deep aquifer reservoir does not contribute to the river. I_f and E_f are respectively the infiltration and the evaporation and P_f the rainfall, over the flood plain. More details can be found in Pedinotti et al., 2012. The outflow from a river grid cell is defined as:

$$Q_{out}^{S} = \frac{v}{L} S \quad with \quad v = \frac{k}{n_{riv}} R^{2/3} s^{1/2} \tag{3}$$

where Q_{out} is the simulated river discharge (m^3 s^{-1}), L is the river length (m), S is the water mass (kg), k is a constant equal to 1, R is the hydraulic radius (m) and s is the downstream river height loss per unit length (mm^{-1}).

The grid resolution of the model is 0.5°*0.5° degrees, the time step of ISBA is 10 min, the time step of the input variables is 3 h and the coupling between ISBA and TRIP is daily.

4.2. Specific configuration

Simulating the discharge over the entire Niger basin, including the propagation through the inner delta, has proved to be difficult (Decharme et al., 2011; Pedinotti et al., 2012) because the hydrodynamics inside the delta and its flood plains are not resolved explicitly by the relatively simple flood parameterization used herein. In order to correctly assess the rapid response of the watershed to the monsoon rainfall in the vicinity of Niamey (circle in Fig. 1), bias in the simulation propagated from upstream should be avoided. Therefore, in the current study, a specific set up was adopted in order to examine the hydrological response to the 'local' rainfall: the observed discharge is imposed approximately 350 km upstream of Niamey (and before the junction with the 3 right bank tributaries) at the station located in the city of Ansongo (Figs. 1 and 8). The numerical experiment is limited to the Niger basin between Ansongo (15°40′N, 0°30′E, Mali) and Niamey (13°31′N, 2°6′E, Niger), including the tree right bank tributaries: Gorouol, Dargol and Sirba.

This configuration is a research version, but could be considered for operational flood prediction. For operational purposes, one could run the model with a daily discharge collected in Ansongo (or, in the future, from satellite altimetry). Some flood models are based solely on relating the discharge in one point with the discharge upstream. The use of ISBA-TRIP accounts for the rainfall-runoff processes on the right bank basins, which contribute to a significant portion of the discharge in Niamey (as seen in Fig. 3).

4.2.1. Atmospheric forcing

Forcing data consists in rainfall (Section 3.1), and atmospheric state variables: air temperature, specific humidity, wind components at 10 m and surface pressure. For the currents runs, the atmospheric state variables are based on the WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data (WFDEI, Weedon et al., 2011). WFDEI provide eight meteorological variables at 3-hourly time steps for global surface at 0.5° × 0.5° resolution. Note that the WATCH rainfall field is replaced by the products described herein.

A sensitivity test covering a decade (from 2003 to 2012) showed that there is no significant difference, in terms of discharge, between simulations forced with the WFDEI data set or with an inter-annual mean (for all meteorological variables except rainfall), at each time step. As the WFDEI data set was available from 2003 to 2012 only, we used an inter-annual mean to force the LSM ISBA from 2000 to 2013. Note that this low sensitivity of the simulated discharge anomaly to using a climatological forcing is particularly interesting for operational flood forecast perspective, which could be based on an inter-annual mean atmospheric state value.

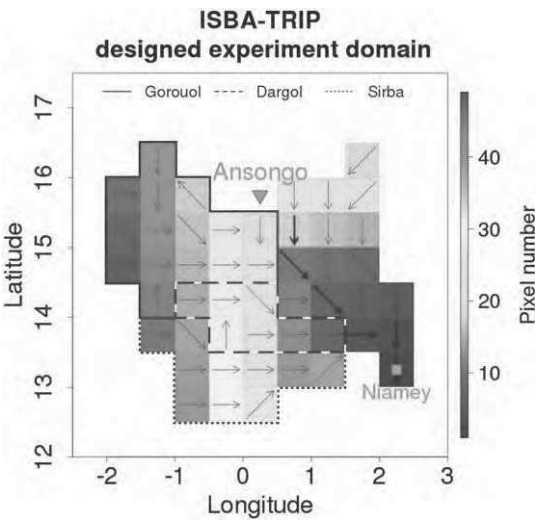


Fig. 8. The area of the Niger basin (between Ansongo and Niamey) considered for the simulation, covering 49 0.5° × 0.5° pixels (numbered 1 to 49 with the colour scale).

4.2.2. Discharge constraint at Ansongo

In this special experiment, we forced TRIP at Ansongo with observed discharge at this station. The Niger Basin Authority provided daily discharge from 2000 to 2013.

4.2.3. Other parameters

The SURFEX model relies on a simple first-order physical representation of hydrologic processes. The model parameters are derived from the ECOCLIMAP database (Champeaux et al., 2005) and other physiographic information (soil type, topography, etc.). Thus, the model can be used on ungauged basins and/or at the global scale, without calibration. The ISBA-TRIP model is ultimately intended for use in a coupled global climate model (which requires a compromise in terms of the level of complexity and implies a relatively coarse spatial resolution).

For the current simulations, the ISBA parameter values needed for calculating the energy and water surface budget are kept standard as in Pedinotti et al. (2012). Note, however, that certain key hydrological parameters (such as those controlling sub-grid runoff or river flow) can be adjusted for a specific case or basin application. The default large scale parameter values have been determined using simple empirical and geomorphological relationships in order to apply the ISBA-TRIP model at the global scale, thus smaller or basin-specific errors are to be expected. After some sensitivity studies, an adjustment of the Manning coefficient (n_{riv} in TRIP; Eq. (4)) was done over the study area. The initial value of this parameter was 0.065 for the Niger river between Ansongo and Niamey, and around 0.095 over the other parts of the drainage area. This resulted in very 'slow' or flattened simulated discharge. In the current study, a spatially constant value of 0.035 is prescribed over the entire area. This value is consistent with the range of values reported for large rivers (Maidment, 1992) and described in the literature (Chow, 1964; Gray, 1972).

5. Results

5.1. Simulated discharge

The discharge simulated at the Niamey station using the 9 different rainfall forcing is compared to the observations in Fig. 9. The Nash-Sutcliffe Efficiency coefficient (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970; Krause et al., 2005) is calculated as:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left[(E_i - O_i)^2\right]}{\sum_{i=1}^{n}\left[\left(\overline{O} - O_i\right)^2\right]} \quad (4)$$

where O is the observed data series, and E the estimated data series.

The agreement between the observations and the simulations forced by any of the 3 products that ingest gauge information (CPC, RFE2 and 3B42v7) is high (top plot in Fig. 9). The NSE is slightly higher for the 3B42v7 based simulation. The zoom on the first flood shown below (Fig. 10) reveals that the simulation based on this forcing is best at reproducing the fast variations of the discharge. This is attributable to the high temporal resolution (3 h) of this product and also due to its ability to reproduce the spatial patterns (Guilloteau et al., accepted for publication) in contrast with the tendency of RFE2 to smooth the rainfall patterns (Section 3.2.1 and Figs. 4 and 5). As expected, the simulations

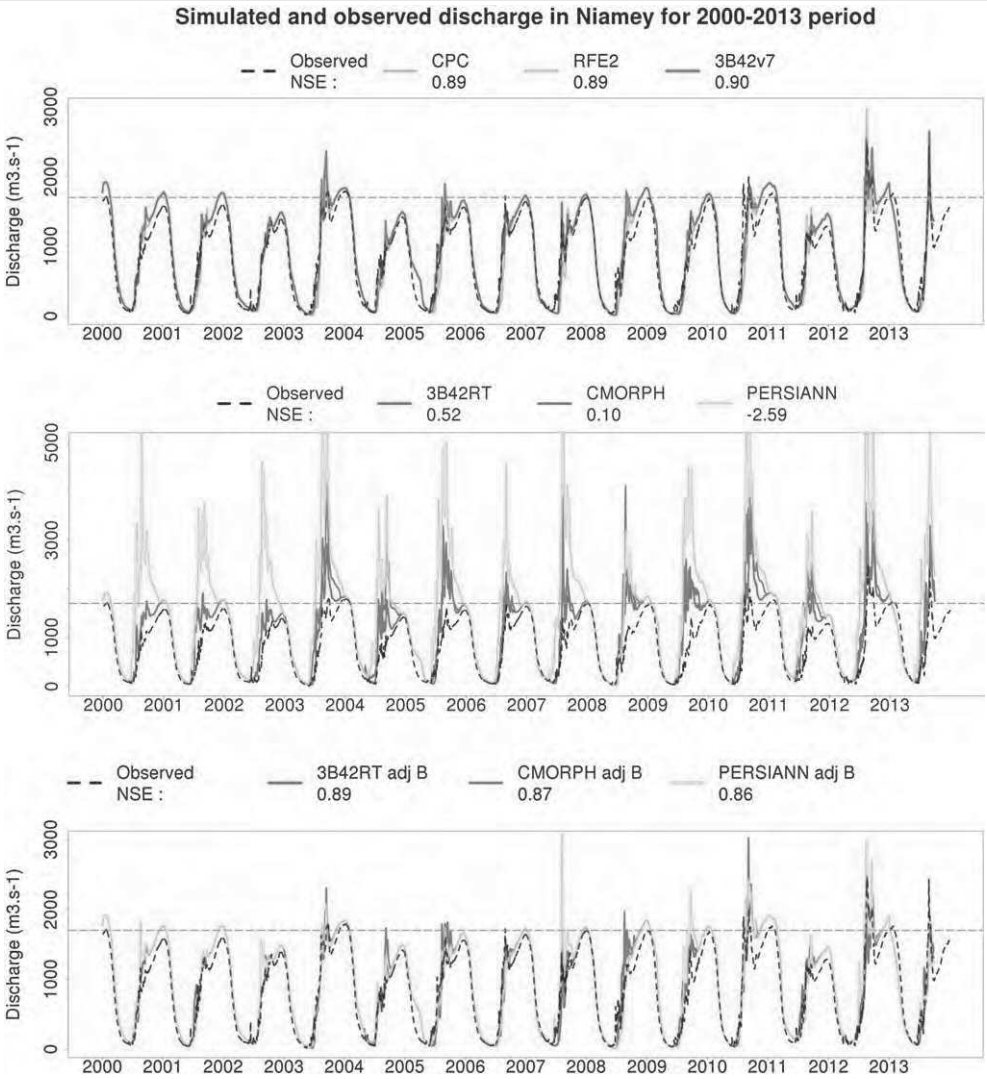


Fig. 9. The observed (black dash) and ISBA-TRIP simulated discharge at Niamey for the indicated rain forcing. Top: CPC, RFE2, 3B42 v7. Middle: 3B42RT, CMORPH and PERSIANN. Bottom: the 3 bias-adjusted RT products. The horizontal grey dashed line refers to the 1700 $m^3 s^{-1}$ value that defines the flood threshold. The NSEs (Eq. (5)) are indicated on the plots.

based on the RT estimators produce strong positive biases in the discharge (middle plot in Fig. 9). The RT products bias-adjusted with the simple probability matching method provide much better results (bottom plot in Fig. 9). The best NSE is obtained for the bias-adjusted version of 3B42RT, which has the same skill as the gauge fed products.

5.2. A closer look to flood events dynamics

Figs. 10 and 11 illustrate the genesis of the 2012 and 2010 floods and the rain that caused it, using various rainfall products. The time evolution and spatial distribution of rainfall within the forty-nine pixels is shown in the uppermost panels. The Y axis is the pixel number (as in Fig. 8); the larger the number, the further away from Niamey the pixel is. The rainfall is given as the daily amount of rainfall (in mm) per pixel. The bottom panels depict, with the same x axis, the daily time series of mean rainfall over the domain and the observed and simulated discharge.

In 2012 (Fig. 10), the two successive rises of the discharge are associated with at least 2 major events that occurred in August (August 3rd and August 13th for 3B42v7 Fig. 10c). These rainfall events are estimated as the highest rainy days of the period by all products (the 99th percentile is reached); however the absolute intensity of these events vary among the products.

RFE2, CPC and 3B42v7 have similar values of the cumulated rainfall over the period and the domain (Section 3.2) because they both ingest gauge information. Further examination of the two uppermost panels in Fig. 10b and c reveals the differences in the way the rainfall is distributed, in time and space. It also shows the consequences on the simulated hydrological response. RFE2 spreads the rain smoothly over the domain and the rain rates are quite low, thus limiting the runoff and subsequent discharge. The 3B42v7 and CPC simulations follow the observed rise in the observed discharge much better. The dashed lines in the bottom panels show the inter-annual mean of the discharge and confirm that the agreement between the 3B42v7 forced simulation and the observation is steady. The underestimation of the discharge with RFE2 is a stable feature (and in accordance to what was found by Gosset et al. (2013) in Benin).

As seen in Fig. 9, the positive bias in the RT products propagates as a positive bias in the discharge. The positive shift of the frequency distribution (Fig. 7b) enhances this bias (Thiemig et al., 2012; Gosset et al., 2013). Bias-adjusting the products improves the results. The best simulation is obtained with the bias-adjusted version of 3B42RT (Fig. 10d). The response to the first intense event is well reproduced, however, the bias-adjustment reduces too much the effect of the second event. As mentioned in Section 3.2.2, CMORPH bias

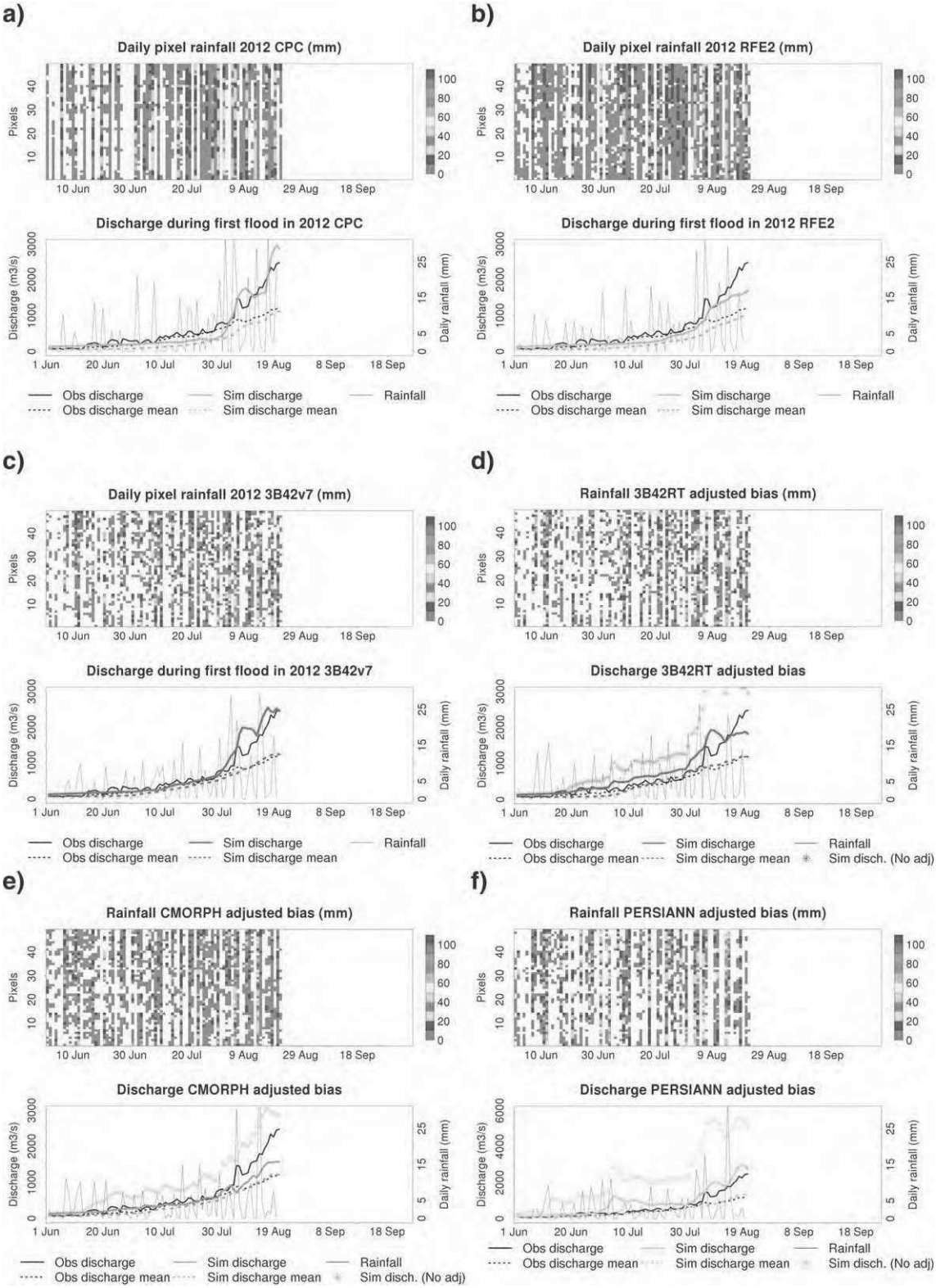


Fig. 10. Time evolution of the rainfall over the region (i.e., the 49 pixels numbered in Fig. 8) and the observed and simulated discharge between the 1st of June and the observed first peak in 2012. Top: y axis : pixel number (1 to 49); x axis: day of year; the colour represents the amount of rainfall (in mm) for each pixel and day. Bottom: Time evolution of the mean rainfall over the zone (light grey), the observed discharge (black) and its inter-annual mean (back dashes), the simulated discharge (colour) and its inter-annual mean (coloured dashes); for RT products stars represent the simulated discharge before bias-adjustment of the forcing.

in 2012 is low compared to the other years and the correction over-compensates the bias leading to an underestimation of the outflow (Fig. 10e). PERSIANN (Fig. 10f) is the most biased and the rise in the discharge is both too high and much too early. The bias-adjustment improves the simulation, but the early rise of the discharge is not eliminated and the positive bias is lower but persists.

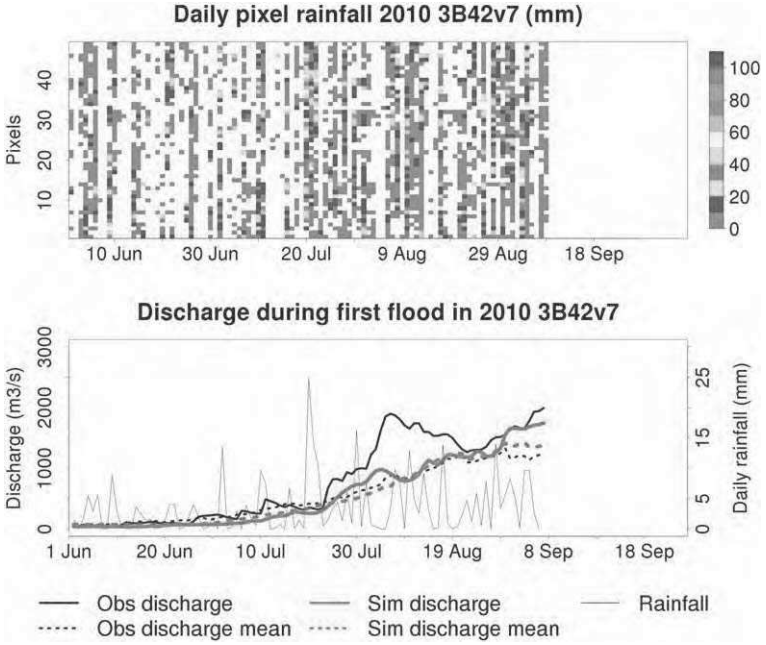


Fig. 11. Same as Fig. 10 for 3B42v7 in 2010.

Similar tendencies in the differences between the products and their consequences on the hydrological response may be drawn from the 2003, 2006 and 2013 sequence (not shown).

The 2010 flood is presented in Fig. 11, for the 3B42v7 forcing only as an illustrative example of the limits of the hydrological simulations. Between July 19th and August 19th, the observed discharge increases sharply, but no product detects any strong rainfall and accordingly the simulation misses this increase and remains close to the inter-annual mean. ABN reported a dyke rupture which could explain the disagreement between the discharge observations and the rainfall.

The time series in Figs. 10 and 11 point out that between the rainfall events and the successive rises in the discharge that build the Niamey first flood, the time lag is about 2 to 5 days. This implies that rainfall products need to be available with a delay of 1 to 2 days in order to be useful for operational purposes.

5.3. Flood prediction

As mentioned previously, the ABN considers that the critical outflow that leads to flood is 1700 $m^3 s^{-1}$. Based on the analysis of the discharge time series, this threshold is equivalent to the 95th percentile, over the 2000–2013 period. This section discusses the ability of the products plus model to predict a period of time when the 1700 $m^3 s^{-1}$ level or the 95th percentile in the discharge are exceeded.

Fig. 12 summarizes the periods per year when the observed and simulated discharges exceeded the 1700 $m^3 s^{-1}$ threshold. The agreement between the observations and the simulations forced by CPC and the gauge-adjusted products – RFE2 and 3B42v7 – is quite good. 2003, 2012 and 2013 are correctly detected as flooded for at least one day by these 3 simulations. They all miss the short flood in 2006. CPC misses also the 2010 flood and 3B42v7 falsely detects floods in 2005 and 2008. As expected from the previous sections, the simulations based on the RT products generate a lot of spurious floods because of the excess of rainfall. The 3B42RT and PERSIANN based simulations generate floods every year. The results are improved with the bias-adjusted RT products; however numerous false alarms remain (3 for 3B42RT and PERSIANN and 1 for CMORPH) and the misses increase (CMORPH and PERSIAN miss the 2013 flood).

In Fig. 13 a similar analysis is performed using the 95th percentile of each discharge series as a threshold (the line of observation is thus identical in Figs. 12 and 13). 2003, 2010, 2012 and 2013 stand out as flooded years with a good agreement between the simulations (except in 2013 for bias-adjusted CMORPH and PERSIANN). The agreement between the observations and the simulations, in terms of detecting the occurrence of years with at least one flood day, is improved : (i) for the gauge-adjusted product a slight improvement is found for 3B42v7, only 1 year with false alarm (ii) for the RT products, the improvement is spectacular. The number of years with a falsely detected flood is much reduced (2 years for 3B42RT and CMORPH and 4 with PERSIANN).

This suggests that an ensemble prediction based on several RT estimators (and ideally sub-ensembles based on the uncertainty, for each estimator) would provide some skill for detecting years with flood risk. A more challenging task however is to predict the duration and timing of the flood, within the season.

In Tables 5 and 6, the skill of the simulations is analysed in terms of probability of detection (POD) and false alarm rate (FAR) for individual

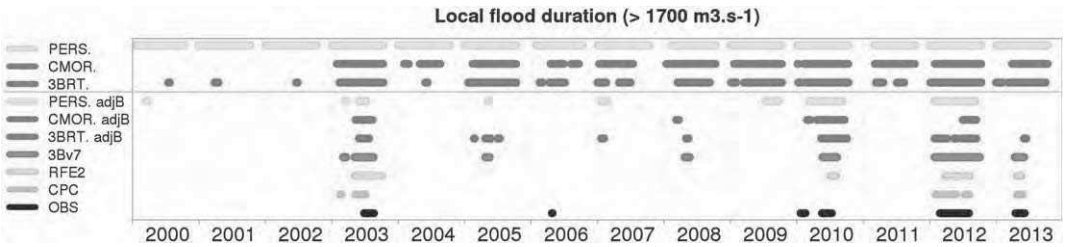


Fig. 12. Period when the observed (black) or simulated (colours) discharge is above 1700 $m^3 s^{-1}$. For each year the ASO period is shown.

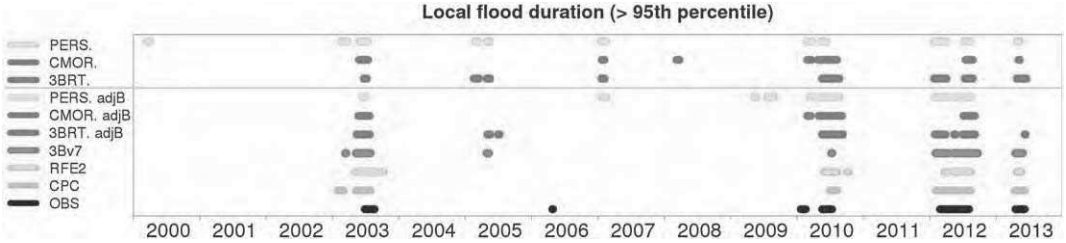


Fig. 13. Period when the observed (black) or simulated (colours) discharge is above the 95th percentile. For each year the ASO period is shown.

flood days, based on the 95th percentile. In addition to the classical POD (or FAR) calculated by comparing each observed flood with the simulated discharge on the same day, we also allowed a temporal tolerance. The detection is considered valid if one flood day is predicted within a time window of plus/minus N days. This tolerance window allows verifying if the prediction system (rain forcing + model) diagnoses a flood event but not its exact timing. The relatively coarse resolution of the model, the simplified representation of the runoff processes, the uncertainty in the rain forcing may cause slight shifts in the timing of the hydrological response. Fig. 9 shows indeed that the daily scale details in the discharge are different for the various simulations and for the observation. Tables 5 and 6 report the results for the classical POD and FAR, and with tolerance windows of 1, 2, 3 and 5 days.

With the simulations based on CPC and 3B42v7, the POD is 60%, and rises at 71% for a time tolerance of 2 days or more. For these two simulations the FAR is initially 33% and drops to 22% and below for a 2 day tolerance. The CPC and 3B42v7 based simulations are in very good agreement, despite the differences between these two products in terms of number, intensity and spatial extension of the rainy days (Fig. 4). This may be due to the type of model (global LSM) and relative coarse grid resolution used, which reduces the sensitivity to the rain forcing. The scores are however lower with RFE2, which tends to generate more false alarm, in agreement with its tendency to overestimate the number of rainy days (Fig. 4).

The scores are substantially lower for the RT products. A tolerance window of 2 days is needed to reach a POD close to 60% and FAR close to 30%. The POD obtained with the bias-adjusted products is similar than for the raw RT. The best performance is for 3B42RT and PERSIANN, while the POD is low for CMORPH. With a tolerance of 5 days the POD for the best RT based simulations is 67% and the FAR below 25%.

5.4. Inter-annual variability

The previous sections have established that the satellite based simulations have some skill in predicting floods, even if the product has biases, as long as the analysis is based on a relative level (percentile) rather than the absolute level. An important consideration however is the stability of the rain products performance over the years used to calculate the percentiles. If the bias changes drastically from one year to another (due to a change in one of the rainfall algorithm parameters, for instance) it may lead to an erroneous detection of the flood risk because an anomaly appears in the series. Fig. 14 analyses the inter-annual variability of the peak discharge (first flood), and the consistency between the simulations and the observations. We focus on the relative variation. To do so, the series of 14 (i.e.,; 2000–2013) annual maximum discharges are standardized (i.e., subtraction of the inter-annual mean and division by the standard deviation) and we study the positive or negative anomalies : for any variable x, defined over the period as a time series of observed x_i, the anomaly of x for a given hydrological year i is :

$$A_{xi} = \frac{x_i - \bar{x}_i}{\sigma_{xi}} \quad (5)$$

where $\bar{x}_i$ is the inter-annual mean, and σ_{xi} is the standard deviation of the 14 member sample of x.

The correlations between the series of simulated and observed peak discharge anomalies are indicated on each plot in Fig. 14. Given the small number of points (and the fact that the hydrological response to rainfall is non-linear), we calculated both the classical Pearson's linear correlation coefficient (Pearson, 1896) and the Spearman's rank correlation coefficient (Spearman, 1904). To verify the significance of the agreement between series, and the differences between products, these correlations were re-calculated 13 times by omitting each year in turn. The correlations drop slightly when 2012 is omitted (there is a mean decrease of 0.07 for both coefficients) but the tendencies observed are otherwise very stable. For the series used in Fig. 14, the value of the simulated peak discharge on a given year is taken on the date of the observed peak. However the results are very similar if the discharge anomaly is calculated, for each series, on the day of their relative maximum. For the latter (not shown) the correlations are slightly higher than in Fig. 14 for 3B42RT, CMORPH, RFE and CPC, and slightly lower for 3B42v7, PERSIANN. The relative merits of the products stay the same.

The agreement between the simulated and observed discharge peak anomalies is good for most simulations. The only exception is CMORPH, and this is in direct relation with the year to year variability of the product bias mentioned in Section 3.2. The best agreement is between the 3B42v7 forced simulation and the observations

Table 5
Probability of detection (POD) and POD with different temporal tolerance windows (plus or minus 1, 2, 3 and 5 days).

	POD	Window 1 day	2 days	3 days	5 days
CPC	0.61	0.66	0.71	0.74	0.77
RFE2	0.53	0.64	0.73	0.80	0.83
3B42v7	0.60	0.66	0.71	0.74	0.76
3B42RT	0.47	0.53	0.57	0.63	0.69
CMORPH	0.30	0.35	0.41	0.45	0.50
PERSIANN	0.36	0.44	0.50	0.57	0.69
3B42RT adj B	0.43	0.50	0.57	0.61	0.67
CMORPH adj B	0.32	0.35	0.39	0.42	0.47
PERSIANN adj B	0.46	0.52	0.58	0.64	0.67

Table 6
False alarm rate (FAR) and FAR with different temporal tolerance windows (1, 2, 3 and 5 days).

	FAR	Window 1 day	2 days	3 days	5 days
CPC	0.32	0.25	0.20	0.17	0.12
RFE2	0.39	0.31	0.26	0.22	0.15
3B42v7	0.33	0.28	0.22	0.17	0.12
3B42RT	0.44	0.34	0.28	0.23	0.16
CMORPH	0.55	0.38	0.29	0.21	0.08
PERSIANN	0.54	0.43	0.33	0.25	0.16
3B42RT adj B	0.49	0.38	0.29	0.26	0.22
CMORPH adj B	0.53	0.38	0.31	0.26	0.19
PERSIANN adj B	0.45	0.32	0.24	0.23	0.18

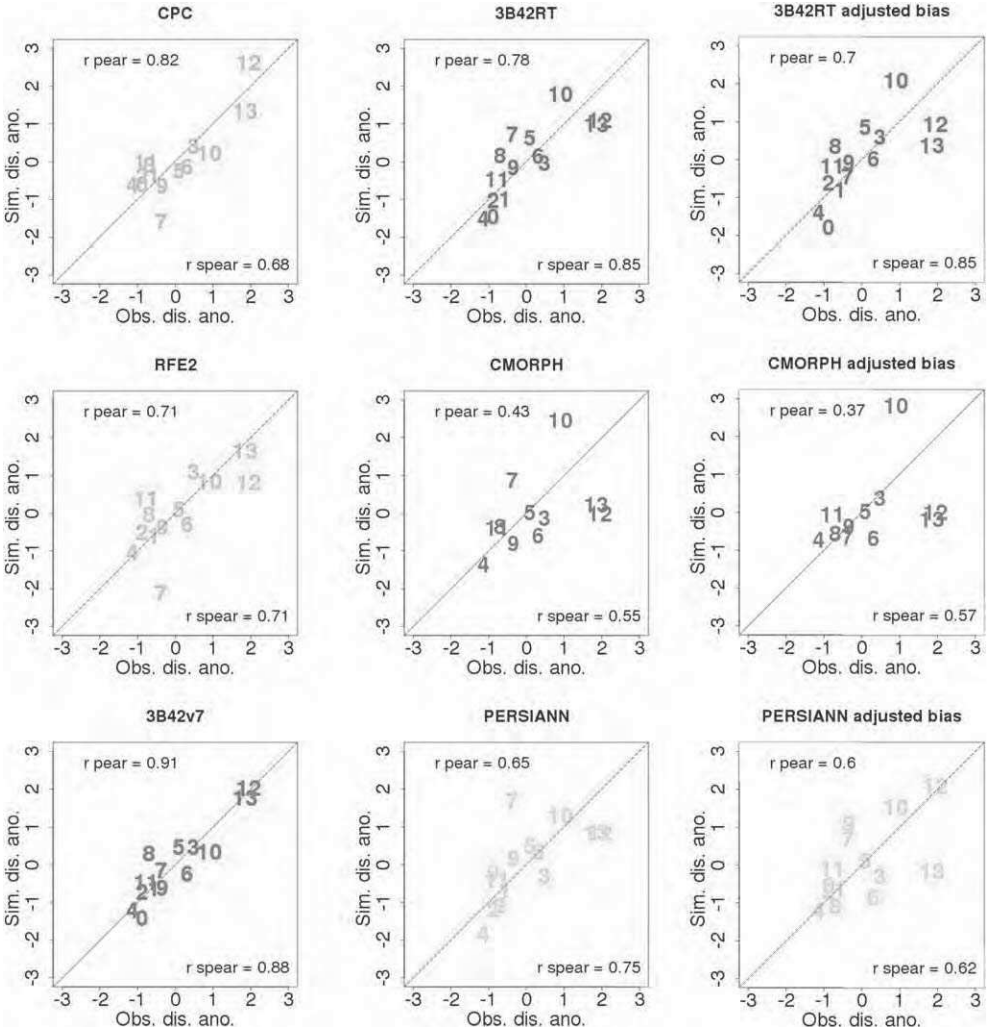


Fig. 14. For each tested rainfall product, and the corrected version of the 3 RT products: scatter plots of the anomaly in the simulated peak discharge versus the anomaly in the observed peak discharge. The last 2 digits of the year are indicated for each dot (i.e., 12 = 2012).

(correlation above 0.9). This can be attributed to the fact that this product is gauge bias-adjusted, and it also performs well in terms of intensity, space and time distribution of the rainfall patterns (Guilloteau et al., accepted for publication). The second best is the simulation based on the CPC product (despite the low number of gauges available) closely followed by the 3B42RT simulation. It is noteworthy that the results are not improved (and even slightly degraded) when using the bias-adjusted rainfall products. Again, it comes from the use of the relative variations of the discharge, which provide a useful information even in case of strong bias in the rain forcing, as long as the latter is steady over the years.

The various analysis from Section 5 suggest that, when using RT rainfall products that have (positive) biases, analyzing the model output in relative terms (percentile, anomaly) provides slightly more skill than bias-adjusting the products themselves. This result is model dependant. A hydrological model with finer resolution and a different representation of the rainfall-runoff relation may lead to a different conclusion. Also the bias-adjustment technique tested here is very simple and other methods should be tested.

6. Conclusion

This work is the first analysis of the recent enhancement of first or 'red' floods events in Niamey based on satellite rainfall observations. It demonstrates the usefulness of state of the art rainfall products to monitor the genesis of these events and predict their occurrence.

Two conditions are necessary to predict floods with a hydrological model forced with a rainfall satellite product: (i) the product must detect the relatively high rainfall accumulations that lead to flooding and (ii) the model must be able to transform the rainfall excess into a discharge exceeding a critical level. The critical level may be absolute or relative.

In this study, the large scale ISBA-TRIP LSM-routing model, working at a relatively coarse spatial resolution (0.5°) is used with no calibration/adjustment to account for the hydrological specificities of the Niger right rim basins. The model is forced with six rainfall products, three of them ingest rain gauge information, and the three others are based on satellite information only. The comparison of the rainfall products over the 125,000 km^2 large study area, in the Sahel, reveals some substantial differences. The products based on satellite only – and which are available with a short delay, thus referred as RT – have a common tendency to produce more rain than the gauges (and for PERSIANN, much more). The rainfall intensity distribution and the spatial and temporal patterns differ; even among the products that ingest gauge data and have the same seasonal accumulations.

The discharges simulated with the 6 products as forcing have been compared with the observations at the Niamey station for the period 2000–2013. A bias-adjusted version of the RT products, based on a probability matching technique with 3B42v7 as a reference was also tested.

- The comparison of the simulated/observed discharge time series reveals a good global agreement (on the basis of the Nash Sutcliff Efficiency or NSE, above 0.89) when the model is forced by any of the products that ingest gauges (CPC, RFE2, 3B42v7). The NSE drops when the RT products are used, because of the excess rainfall they generate. The NSE is high (above 0.85) for the bias-adjusted RT products.

The ability of the simulations to predict the flood risk has been analysed with several diagnostics and at different scales.

- The detection of the discharge reaching a relative threshold (here, the 95% percentile) is a better diagnostic than detecting the absolute level ($1700\ m^3\ s^{-1}$). The former diagnostic reduces the impact of the products error propagation in the hydrological model. With the tested products and model, the analysis of the 95th percentile is sufficient and bias-adjustment does not provide a better diagnostic of the flood.
- The simulations are able to detect the years when a flood occurred; but some of this skill is lost (in 2013) when the RT product are unbiased. The simulations based on the RT products, diagnose floods in 2 of the 'un-flooded' years.
- The ability of the simulations to diagnose that a given day is or not flooded, was tested with and without a temporal tolerance window. The best scores are obtained with 3B42v7 and CPC, with a POD of 60% (FAR of 30%), and with a tolerance of 2 days a POD above 70% (and FAR 20%). For the RT products the best results are obtained for 3B42RT with POD above 60% and FAR below 30%, with a tolerance of 3 days; then, PERSIANN is also satisfactory.
- The agreement between the simulations and the observations, in detecting the relative amplitude of the annual peak discharge (inter-annual anomalies) is very good (correlation above 0.9 for 3B42v7; 0.8 for CPC and 3B42RT) − except for CMORPH, because of the year to year variability of its bias.

These results demonstrate that the state of the art satellite rainfall products - even RT if used with caution - can be quantitatively useful for diagnosing the flood risk in Niamey. The work also highlights the benefit of rainfall estimators with stable performances over the years for hydrological applications or any early warning system. Even though RT products are not meant for studying inter-annual variability (products that combine more information are better suited from a climatological view point), their use in an early warning system requires steady statistics in order to detect extreme events.

A deeper analysis of the hydrological processes is needed to further improve the hydrological modelling and fully exploit the spatial and temporal information provided by the satellite rainfall products. More work is planned to study the sensitivity of the prediction chain to various parameters: the model spatial resolution, the soil infiltration properties − which have been shown to vary in the recent years because of changes in the land use (Albergel, 1987; Amani and Nguetora, 2002; Mahé et al., 2003, 2005; Leblanc et al., 2008; Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010; Gardelle et al., 2010; Descroix et al., 2009, 2012), the parameterization of the runoff production and the need to better account for the Hortonian nature of runoff over this area (Descroix et al., 2009, 2012; Amogu et al., 2010). Testing other hydrological models is also under consideration. Future development will also include working with ensemble inputs in order to account for uncertainties in the rain forcing (Hossain et al., 2004; Hong et al., 2006; Moradkhani et al., 2006).

These results show that a prediction tool based on monitoring both (i) the early rise in the slow variation of the Niger outflow upstream Niamey and (ii) the 'local' rainfall that cause the rapid rise of the first peak, would improve the operational monitoring of the Niger River floods in Niamey. Monitoring the outflow before Niamey is currently achieved by the Niger Basin Authority (ABN) by in situ gauging; in the future it could be based on high resolution altimetry, with data provided by the future SWOT (Surface Water Ocean Topography) satellite. The Global Precipitation Mission (GPM) era with its enhanced sampling of rainfall by a micro-wave constellation (Hou et al., 2013) especially in the Tropics thanks to Megha-Tropiques (Chambon et al., 2012), is expected to provide RT rainfall products with higher resolution and better accuracy. These should improve the study of 'local' hydrological phenomena such as the Niamey first flood or other hydrological extremes.

Acknowledgements

We warmly thank Luc Descroix for his advices on this work, and the Niger Basin Authority (ABN), for providing the Niger River discharge data and for their collaboration. We would like also to thank all the teams that provided the various rainfall data sets online. This work as been co-funded by the French Centre National d'Etudes spatiales (CNES) and the Midi-Pyrénées region.

References

ACTED, OXFAM, République du Niger, UNICEF, 2012. Enquête auprès des ménages sinistrés par les inondations à Niamey. République du Niger.

Albergel, J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface − application aux petits bassins du Burkina Faso. The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources, Vancouver. IAHS Publication 168, pp. 355−365.

Ali, A., Amani, A., Diedhiou, A., Lebel, T., 2005. Rainfall estimation in the Sahel. Part II: evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products. J. Appl. Meteorol. 44, 1707−1722.

Alpert, P., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. Geophys. Res. Lett. 29, 1−4.

Amani, A., Nguetora, M., 2002. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey. 4th FRIEND 2002 − Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice, Cape Town, South Africa. IAHS Publication 274, pp. 449−456.

Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., Belleudy, P., 2010. Increasing river flows in the Sahel? Water 2, 170−199. http://dx.doi.org/10.3390/w2020170.

Andersen, I., Dione, O., Jarosewich-Holder, M., Olivry, J.C., 2005. The Niger River Basin: A Vision for Sustainable Management. The International Bank for Reconstruction and Development / The World Bank.

Artan, G., Gadain, H., Smith, J.L., Asante, K., Bandaragoda, C.J., Verdin, J.P., 2007. Adequacy of satellite derived rainfall data for stream flow modeling. Nat. Hazards 43, 167−185. http://dx.doi.org/10.1007/s11069-007-9121-6.

Berne, A., Krajewski, W.F., 2012. Radar for hydrology: unfulfilled promise or unrecognized potential? Adv. Water Resour. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.005.

Bitew, M.M., Gebremichael, M., 2011. Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. Water Resour. Res. 47, W06526. http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009917.

Boone, A., Calvet, J.C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land-surface scheme using the force-restore method. J. Appl. Meteorol. 38, 1611−1630.

Briquet, J.P., Mahé, G., Bamba, F., Olivry, J.C., 1996. Changements climatiques recents et modification du regime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali) in: L'hydrologie Tropicale. Géoscience et Outil Pour Le Développement. IAHS PUBLICATION; Paris, pp. 157−166.

Chambon, P., Roca, R., Jobard, I., Aublanc, J., 2012. TAPEER-BRAIN PRODUCT algorithm theoretical basis document level 4. Megha-Tropiques Technical Memorandum.

Champeaux, J.L., Masson, V., Chauvin, F., 2005. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. Meteorol. Appl. 12, 29−32. http://dx.doi.org/10.1017/S1350482705001519.

Chow, V.T., 1964. Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Company, Inc. (-Section 7, VIII).

Decharme, B., Douville, H., 2005. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. Clim. Dyn. 26, 65−78. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-005-0059-7.

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rhône basin. J. Hydrometeorol. 7, 61−80.

Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., Aires, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: off-line evaluation over South America. J. Geophys. Res. 113, D11110. http://dx.doi.org/10.1029/2007JD009376.

Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., Cazenave, A., 2010. Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part II: uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. J. Hydrometeorol. 11, 601−617. http://dx.doi.org/10.1175/2010JHM1212.1.

Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., Prigent, C., 2011. Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. Clim. Dyn. 38, 1389−1412. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9.

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around

the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. J. Hydrol. 375, 90–102. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., Vauclin, M., 2012. Change in Sahelian Rivers hydrograph: the case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. Glob. Planet. Chang. 98–99, 18–30. http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.009.

Ferry, l., Muther, N., Coulibaly, N., Martin, D., Mietton, M., Cissé Coulibaly, Y., Olivry, J.C., Paturel, J.E., Barry, M.A., Yéna, M., 2012. Le fleuve Niger de la forêt tropicale guinéenne au désert saharien – Les grands traits des régimes hydrologiques. IRD UNESCO.

Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., 2010. Less rain, more water in ponds : a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel. (Gourma region, Mali). Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 309–324.

Giorgi, F., Im, E.-S., Coppola, E., Diffenbaugh, N.S., Gao, X.J., Mariotti, L., Shi, Y., 2011. Higher hydroclimatic intensity with global warming. J. Clim. 24, 5309–5324. http://dx.doi.org/10.1175/2011JCLI3979.1.

Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. Q. J. R. Meteorol. Soc. 139, 923–940. http://dx.doi.org/10.1002/qj.2130.

Gray, D.M., 1972. Manuel des principes d'hydrologie. Comité national canadien de la decennia hydrologique internationnale, Ottawa, Canada (Chapitre VII).

Guilloteau, C., Gosset, M., Vignolles, C., Alcoba, M., Tourre, Y., Lacaux, J.P., 2014. Impacts of Satellite-Based Rainfall Products on Predicting Spatial Patterns of Rift Valley Fever Vectors. J. Hydrometeor 15, 1624–1635. http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-13-0134.1.

Habib, E., ElSaadani, M., Haile, A.T., 2012. Climatology-focused evaluation of CMORPH and TMPA satellite rainfall products over the Nile Basin. J. Appl. Meteorol. Climatol. 51, 2105–2121. http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0252.1.

Herman, A., Kumar, V.B., Arkin, P.A., Kousky, J.V., 1997. Objectively determined 10-day African rainfall estimates created for famine early warning. Int. J. Remote Sens. 18, 2147–2159. http://dx.doi.org/10.1080/014311697217800.

Hermance, J.F., Sulieman, H.M., 2013. Comparing satellite RFE2 data with surface gauges for 2012 extreme storms in African East Sahel. Remote Sens. Lett. 4, 696–705. http://dx.doi.org/10.1080/2150704X.2013.787498.

Hong, Y., Hsu, K., Moradkhani, H., Sorooshian, S., 2006. Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response: error propagation from satellite rainfall. Water Resour. Res. 42, W08421. http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004398.

Hossain, F., Anagnostou, E.N., Dinku, T., Borga, M., 2004. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. Hydrol. Process. 18, 3277–3291. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.5659.

Hou, A.H., Kakar, R.K., Neeck, S., Azarbarzin, A.A., Kummerow, C.D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., Iguchi, T., 2013. The Global Precipitation Measurement (GPM) Mission. Bull. Am. Meteorol. Soc. http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1 (e-View).

Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P., Stocker, E.F., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. J. Hydrometeorol. 8, 38–55. http://dx.doi.org/10.1175/JHM560.1.

Hughes, D.A., 2006. Comparison of satellite rainfall data with observations from gauging station networks. J. Hydrol. 327, 399–410. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.041.

Jobard, I., Chopin, F., Berges, J.C., Roca, R., 2011. An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. Int. J. Remote Sens. 32, 2353–2376. http://dx.doi.org/10.1080/01431161003698286.

Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., Xie, P., 2004. CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. J. Hydrometeorol. 5, 487–503.

Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Adv. Geosci. 5, 89–97.

Lebel, T., Parker, D.J., Flamant, C., Bourles, B., Marticorena, M., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J.M., Ngamini, J.B., Polcher, J., Redelsperger, J.L., Thorncroft, C.D., 2009. The AMMA field campaigns : multiscale and Multidisciplinary observations in the West Africab region. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136 (S1), 8–33. http://dx.doi.org/10.1002/qj.486.

Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. Glob. Planet. Chang. 61, 135–150. http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.011.

Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. Compt. Rendus Geosci. 341, 538–546. http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.002.

Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau, in: hydrology of the Mediterranean and Semiarid Region, Montpellier. IAHS Publ. 278, 215–222.

Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. J. Hydrol. 300, 33–43. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028.

Mahé, G., Bamba, F., Soumaguel, A., Orange, D., Olivry, J.C., 2009. Water losses in the inner delta of the River Niger : water balance and flooded area. Hydrol. Process. 23, 3157–3160. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7389.

Maidment, D.R., 1992. Handbook of Hydrology. McGraw-Hill Company, Inc. (Chapter 10 Section 10.4.3).

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., El Khatib, R., Essaouini, K., Gibelin, A.L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafont, S., Lebeaupin, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.F., Marguinaud, P., Moktari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., Voldoire, V., 2013. The SURFEXv7.2 externalized platform for the simulation of Earth surface variables and fluxes. Geosci. Model Dev. 6, 929–960.

Moradkhani, H., Hsu, K., Hong, Y., Sorooshian, S., 2006. Investigating the impact of remotely sensed precipitation and hydrologic model uncertainties on the ensemble streamflow forecasting. Geophys. Res. Lett. 33, L12401.

Nash, Je, Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282–290.

Nikolopoulos, E.I., Anagnostou, E.N., Hossain, F., Gebremichael, M., Borga, M., 2010. Understanding the scale relationships of uncertainty propagation of satellite rainfall through a distributed hydrologic model. J. Hydrometeorol. 11, 520–532. http://dx.doi.org/10.1175/2009JHM1169.1.

Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. Mon. Weather Rev. 117, 536–549.

Oki, T., Sud, Y.C., 1998. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) – a global river channel network. Earth Interact. 2, 1–36.

Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Blanchet, J., Quantin, G., Ali, A., 2012. Extreme rainfall in West Africa: a regional modeling. Water Resour. Res. 48, W08501. http://dx.doi.org/10.1029/2012WR012052.

Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., 2014. Recent Trend in the Regime of Extreme Rainfall in the Central Sahel.

Pearson, K., 1896. Mathematical contributions to the theory of evolution. III. Regression, heredity, and panmixia. Philosophical transactions of the royal society a: mathematical. Phys. Eng. Sci. 187, 253–318. http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1896.0007.

Pedinotti, V., Boone, A., Decharme, B., Crétaux, J.F., Mognard, N., Panthou, G., Papa, F., Tanimou, B.A., 2012. Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologica system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16, 1745–1773. http://dx.doi.org/10.5194/hess-16-1745-2012.

Peugeot, C., Esteve, M., Galle, S., Rajot, J.L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of Hapex-Sahel experiment. J. Hydrol. 188–189, 179–202.

Pierre, C., Bergametti, G., Marticorena, B., Mougin, E., Lebel, T., Ali, A., 2011. Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling. J. Geophys. Res. 116, D018201. http://dx.doi.org/10.1029/2011JD016115.

Roca, R., Chambon, P., Jobard, I., Kirstetter, P.-E., Gosset, M., Bergès, J.-C., 2010. Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates. J. Appl. Meteorol. Climatol. 49, 715–731. http://dx.doi.org/10.1175/2009JAMC2318.1.

Sighomnou, D., 2012. Evènements de crues du mois d'Août 2012 sur le Niger. (Note Technique). Autorité du Bassin du Niger (ABN).

Sighomnou, D., Ilia, A., Tanimoum, B., 2010. Evènements de crue de juillet à septembre 2010 dans le niger moyen. (Note Technique). Autorité du Bassin du Niger (ABN).

Sighomnou, D., Descroix, L., Mahe, G., Moussa, I.B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O.M., Dessay, N., Delaître, E., Maiga, O.F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel? Sécheresse 24, 3–13. http://dx.doi.org/10.1684/sec.2013.0370.

Sorooshian, S., Hsu, K.L., Gao, X., Gupta, H.V., Iman, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. Bull. Am. Meteorol. Soc. 81 (9), 2035–2046.

Spearman, C., 1904. The proof and measurement of association between two things. Am. J. Psychol. 15, 72. http://dx.doi.org/10.2307/1412159.

Stisen, S., Sandholt, I., 2010. Evaluation of remote-sensing-based rainfall products through predictive capability in hydrological runoff modelling. Hydrol. Process. 24, 879–891. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7529.

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., De Roo, A., 2012. Validation of satellite-based precipitation products over sparsely gauged African River Basins. J. Hydrometeorol. 13, 1760–1783. http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-032.1.

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., De Roo, A., 2013. Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. J. Hydrol. 499, 324–338. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.012.

Vischel, T., Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: idealized simulation of runoff sensitivity. J. Hydrol. 333, 340–355.

Weedon, G.P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W.J., Blyth, E., Osterle, H., Adam, J.C., Belllouin, N., Boucher, O., Best, M., 2011. Creation of the WATCH Forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century. J. Hydrometeorol. 12, 823–848. http://dx.doi.org/10.1175/2011JHM1369.1.

Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bull. Am. Meteorol. Soc. 78 (11), 2539–2558.

Ce chapitre met en évidence le potentiel des estimations des précipitations satellites, pour la modélisation du débit de la crue Rouge à Niamey et la détection des inondations, sur la période 2000-2013.

D'une part les produits ne présentent pas tous les mêmes cumuls de précipitation. Les produits d'estimation dit temps réel (3B42RT, CMORPH, PERSIANN), qui n'intègrent que des informations satellites, ont tendance à surestimer les cumuls de pluies. Par conséquent, ces produits engendrent un biais positif dans les simulations. Leur débiaisage (par la méthode d' « histogram matching ») permet de réduire ce biais et d'améliorer les scores avec un NSE de 0,85. Mais le débiaisage comporte des lacunes et entraine des sous-estimations du débit en particulier concernant les pics de débit de la crue Rouge. Les simulations basées sur des produits intégrant des données issues de pluviomètres (CPC, 3B42v7 et RFE2) présentent les meilleurs scores, avec des NSE supérieurs à 0,89.

D'autre part, même des produits présentant des cumuls équivalents, distribuent les précipitations différemment spatio-temporellement et en intensité. Ces différences impactent de manière significative la simulation. Les produits lissant les précipitations (RFE2), avec plus de jours pluvieux, spatialement étendus mais peu intenses, tendent à sous-estimer le débit simulé. Alors que les produits concentrant plus les précipitations, avec moins de jours pluvieux mais des précipitations intenses et plus localisées (3B42v7), permettent une meilleure simulation de la dynamique et des pics de la crue Rouge. Il est toutefois important de rappeler que la modélisation hydrologique est sensible au choix de la méthode de désagrégation choisie pour changer d'échelle entre le produit d'estimation des précipitations et le forçage du modèle (chapitre 4). En effet une distribution uniforme d'une pluie journalière pour chaque pas de temps tri-horaire d'une journée engendre un lissage du champ de pluie. Dans cette étude menée au début des travaux de thèse, les produits disponibles à l'échelle journalière (CPC et RFE2) sont désagrégés de manière uniforme sur la journée, exacerbant leur tendance au lissage (en particulier pour le plus lissant, RFE2, cf chapitre 2). Avec une méthode de désagrégation temporelle non uniforme, le débit simulé augmente, améliorant les simulations avec RFE2 et créant des surestimations pour CPC (chapitre 6 et 7).

Enfin l'analyse de la détection des inondations est menée à différentes échelles temporelles (annuelle et journalière) et à partir de seuils absolu ou relatif. Les résultats montrent un meilleur diagnostic à partir du seuil relatif centile 95, correspondant au seuil des inondations (1700 $m^3.s^{-1}$) de la série observée du débit de Niamey entre 2000 et 2013. Ce seuil relatif permet de diminuer les fausses alarmes obtenues avec l'application du seuil absolu. Ici encore, les produits intégrant des données in-situ présentent les meilleurs résultats. Avec le seuil absolu, les produits temps réel sont systématiquement en fausse alarme, leur débiaisage permet de limiter ces fausses alarmes mais engendre des cas de non détection. L'approche par seuil relatif sans débiasage permet l'obtention de

meilleurs résultats. La probabilité de détection journalière est de 60% pour les meilleures simulations (3B42v7 et CPC) et augmente jusqu'à 70% avec une tolérance de 2 jours. Les produits temps réel nécessitent une tolérance de 5 jours pour obtenir de tels scores. En plus des erreurs et incertitudes associées aux estimations des précipitations, une part des erreurs de détection des inondations (fausses alarmes et non détection) peut être attribuée à la modélisation avec ISBA-TRIP. Il faut donc garder à l'esprit que les bonnes performances de certains produits, comme 3B42v7, peuvent venir de leur meilleure représentation des MCS sahélien mais aussi de leurs fortes intensités qui compensent la mauvaise représentation des processus de ruissellement (chapitre 4). Le perfectionnement de la modélisation, avec un modèle consacré à l'hydrologie du bassin de bief, pourrait améliorer les performances de détection des crues associées aux différents forçages pluviométriques.

Ce chapitre a mis en évidence d'une part le potentiel de la modélisation ISBA-TRIP pour simuler la crue Rouge de Niamey, et d'autre part le potentiel des produits satellites en tant que forçage pluviométrique. Le débiaisage des produits temps réel peut être remplacé par une analyse relative des résultats de modélisation. Un regard attentif doit être porté sur les caractéristiques des précipitations estimées par les produits, même si les cumuls sont satisfaisants, la distribution des précipitations est aussi une des clefs de la bonne simulation des débits.

Chapitre 6 Apport hydrologique du produit TAPEER de Megha-Tropiques et de son modèle d'erreur

*La récente mission franco-indienne Megha-Tropiques (MT) membre de la constellation GPM, vise à améliorer l'échantillonnage des mesures satellites en région tropicale pour une meilleure compréhension des cycles de l'eau et de l'énergie de l'atmosphère. Le produit d'estimation des précipitations TAPEER (Figure 6. 1) a été développé dans le cadre de cette mission et élargit le spectre des produits d'estimation des précipitations. Comme présenté dans le chapitre 2, l'algorithme TAPEER combine les mesures des radiomètres MO embarqués sur MT (SAPHIR) à celles d'autres satellites membres de la constellation GPM et aux mesures IR des satellites géostationnaires. TAPEER est un produit satellite « pur », c'est-à-dire qu'il n'intègre que des données MO et IR et n'est pas post ajusté par des données in-situ. Il fournit une estimation du cumul journalier des précipitations à une résolution de 1°*1° sur la bande intertropicale entre 30°S et 30°N (Figure 6.1). Outre l'échantillonnage amélioré en zone tropicale grâce au satellite MT, l'originalité du concept de TAPEER réside dans l'estimation d'erreur qui accompagne ce produit, TAPEER signifiant Tropical Amount of Precipitation with an Estimation of ERror. Deux questions principales se posent avec l'avènement de ce nouveau produit, (i) quelles sont ses performances et son apport pour le suivi hydrologique ? (ii) quel est l'apport de l'estimation de l'erreur associée aux précipitations, et comment se propage-t-elle dans la modélisation hydrologique ?*

Ce chapitre aborde de manière prospective, d'une part les performances hydrologiques de ce nouveau produit (toujours pour une modélisation ciblée sur la crue Rouge du Niger à Niamey), et d'autre part l'apport des différentes données satellite qu'intègre l'algorithme. TAPEER est d'abord confronté aux autres produits satellites et in-situ présentés dans le chapitre 2. Puis des versions de TAPEER, intégrant différentes sources de données sont comparées : TAPEER avec ou sans les données de SAPHIR, TAPEER basé sur les données satellites issues d'une constellation équivalente à celle disponible en 1998, TAPEER sans mesure MO. Par la suite la question de l'apport de l'estimation de l'erreur des précipitations et de son utilisation est abordée.

Après avoir été utilisé avec succès pour évaluer les performances hydrologiques de différents produits et étudier les impacts des différentes caractéristiques des pluies sur la modélisation (chapitre 5), le modèle ISBA-TRIP, dans sa configuration ciblée sur le bief Ansongo-Niamey, est de nouveau utilisé ici.

Le produit TAPEER dans sa version actuelle est disponible pour les années 2012, 2013 et 2014, l'analyse n'est cependant menée que sur l'année 2012. D'une part parce que le débit observé à Ansongo (entrée du modèle) comporte de nombreuses lacunes en 2013 et 2014 (annexe II) qui engendreraient une incertitude forte sur la modélisation ces années-là. D'autre part, parce que les versions de TAPEER avec des modifications de la constellation MO ne sont disponibles qu'en 2012.

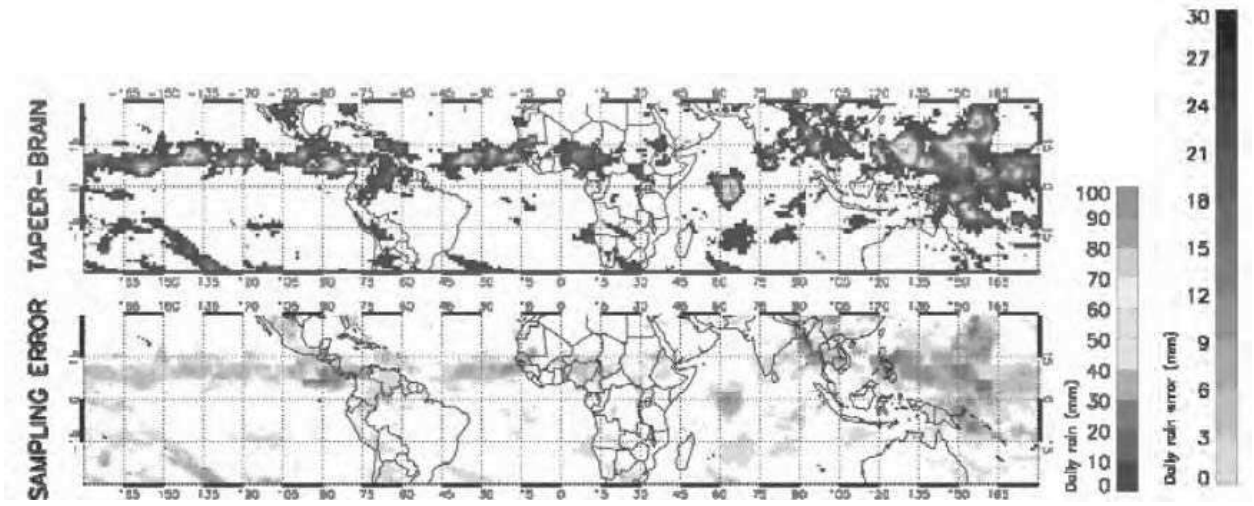


Figure 6. 1 : Exemple du produit TAPEER (version précédente à 1.5) à l'échelle des Tropiques, journée du 30 juillet 2009. Haut : pluie journalière (mm) ; Bas : erreur associée (mm) (source : Chambon et al. 2013b).

Les estimations des précipitations du produit TAPEER n'ont pas été intégrées dans l'évaluation des différents produits développée dans le *chapitre 2*, à cause du faible nombre d'années disponibles (étant donnée la date de lancement de la mission MT). En revanche plusieurs études ont déjà comparé des versions précédentes du produit TAPEER au produit KRIG-DENSE sur le degré carré de Niamey (Chambon et al. 2013b) et au produit 3B42v7 sur l'ensemble de la ceinture tropicale (Chambon et al. 2013b). Ces études ont mis en avant les bonnes performances des précédentes versions de TAPEER.

1. Apport de TAPEER pour la modélisation hydrologique de la crue Rouge à Niamey

La version actuelle 1.5 du produit TAPEER est utilisée dans cette étude. Elle combine des données IR et MO issues des couples satellites/radiomètres décrit dans le *Tableau 6. 2* (ligne 1). Le radiomètre MADRAS étant hors service depuis janvier 2013, les données issues de SAPHIR sont intégrées à l'algorithme TAPEER pour améliorer l'échantillonnage sur la ceinture tropicale. L'algorithme de TAPEER se base sur la technique UAGPI, qui après co-localisation des acquisitions IR et des pluies instantanées issues des observations MO et de l'algorithme BRAIN (*chapitre 2*) détermine : une valeur de température de brillance TB correspondant à un seuil pluie non-pluie (TB_{seuil}) et la moyenne conditionnelle des précipitations (R_{cond}). Ces paramètres, déterminés sur une fenêtre d'entraînement (3°*3°*1j pour TB_{seuil} et 5°*5°*5j pour R_{cond}), sont représentatifs de la fenêtre spatio-temporelle d'entraînement et prennent en compte implicitement la situation météorologique. Ils permettent par la suite de déterminer les cumuls de pluie à une résolution journalière de 1°*1°.

La résolution spatio-temporelle du forçage atmosphérique d'ISBA-TRIP étant 0,5°*0,5° et tri-horaire, le produit TAPEER doit être désagrégé avant d'être utilisé comme forçage de ce modèle. La désagrégation spatiale de 1° à 0,5° consiste à attribuer le cumul pluviométrique du pixel père aux 4 pixels fils. La désagrégation temporelle consiste à distribuer sur 1 des 8 pas de temps journaliers de 3h, le cumul journalier des précipitations estimé par TAPEER. En effet pour représenter la dynamique temporelle des MCS, dont est issue la quasi-totalité du cumul pluvieux en Afrique de l'Ouest (*chapitre 1*), et à cause de la sous-estimation des simulations qu'engendre un lissage de cette dynamique (*chapitre 4*), il est nécessaire de recourir à une telle méthode de désagrégation temporelle. La désagrégation temporelle de TAPEER d'une résolution journalière à tri-horaire est donc réalisée de manière non uniforme, c'est-à-dire qu'elle consiste à distribuer les précipitations journalières dans un seul pas de temps de 3h (16h-18h).

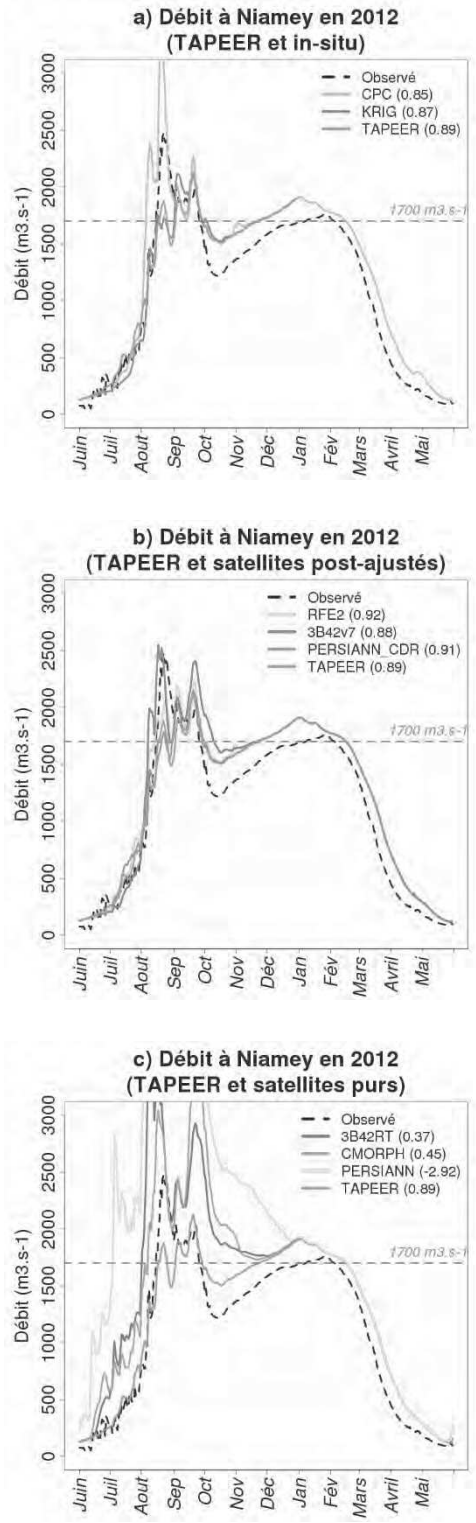


Figure 6. 2 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé en pointillés noirs, débits simulés en couleur et NSE entre parenthèses.

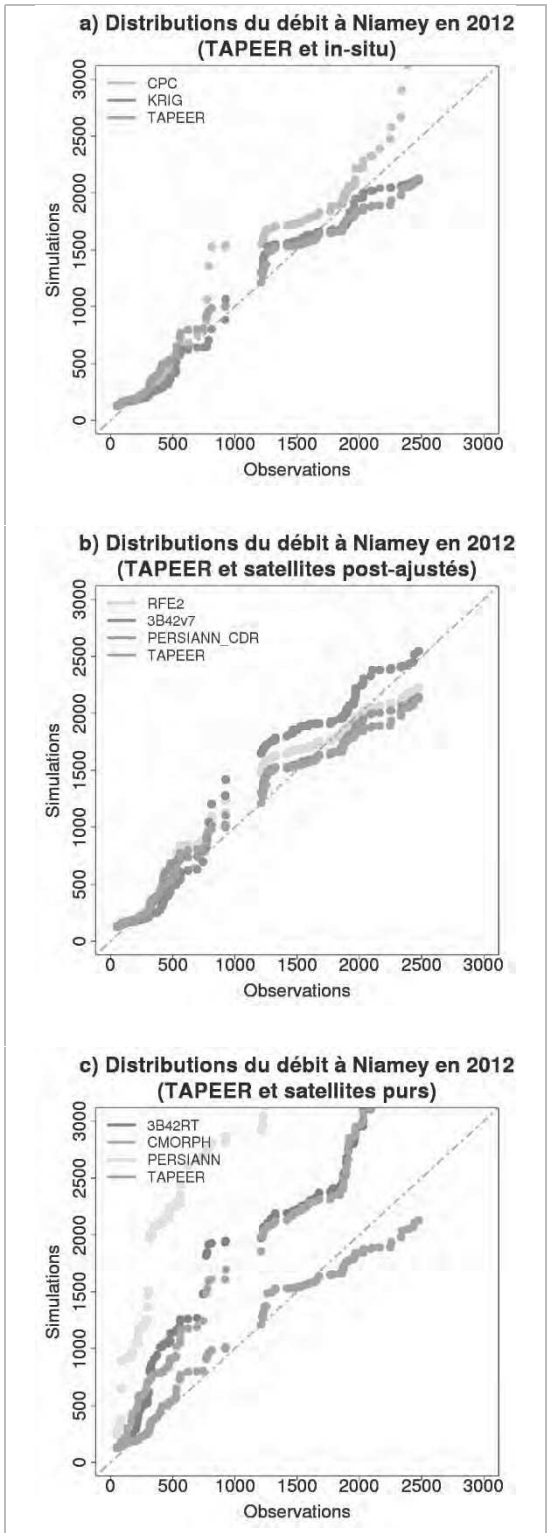


Figure 6. 3 : Graphiques Quantiles-Quantiles des débits simulés du Niger pendant la crue Rouge à Niamey en 2012 en fonction des quantiles du débit observé.

L'étude des performances hydrologiques de TAPEER est réalisée pour l'année 2012 et la simulation basée sur le forçage TAPEER est comparée aux simulations basées sur les autres produits décrits dans le *chapitre 2*. La même démarche de désagrégation spatio-temporelle est appliquée à l'ensemble des produits résolu journalièrement (*Tableau 2. 2*).

La simulation issue du forçage TAPEER présente une bonne performance (NSE : 0,89), cependant elle sous-estime le pic de la crue Rouge (*Figure 6. 2*). Malgré cette sous-estimation du débit au mois d'août, la simulation avec TAPEER présente les meilleurs résultats des produits satellites purs et se rapproche voire égale les performances des produits in-situ et des produits satellites mixtes (post ajustés par des données in-situ). En termes de distribution des débits journaliers, la *Figure 6. 3* montre que le débit simulé à partir du produit TAPEER est proche de l'observation, et comme pour les produits KRIG et RFE2, les simulations ont tendances à sous-estimer les quantiles les plus forts, c'est-à-dire les valeurs de débit les plus extrêmes.

L'approche par seuil relatif ne peut pas être abordée ici étant donné que l'étude est réalisée sur une seule année. Le seuil d'inondation absolu ($1700 m^3s^{-1}$) est franchi pendant 35 jours, contre 42 observés en inondation. Mais TAPEER fait partie des produits les plus performants en termes de détection des inondations avec une POD[2] de 0,76 et une FAR[3] très faible de 0,07. Ces très bons résultats (tant pour TAPEER, que pour RFE2, PERSIANN-CDR ou KRIG) doivent tout de même être remis en perspective puisqu'ils se basent sur une unique année d'analyse (2012). Or il a été démontré dans le *chapitre 5* que les POD et les FAR sont moins satisfaisants sur l'ensemble de la période 2000-2013 (pour les autres produits que TAPEER). Les fortes intensités et les forts cumuls pluviométriques de l'année 2012 pourraient permettre certaines compensations des lacunes de représentation des processus dans le modèle, et donc une bonne qualité de simulation cette année-là. Il est aussi intéressant de noter les différences de résultat obtenu en fonction de la méthode de désagrégation temporelle choisie pour les produits résolu à 1 jour. Le lissage du champ de pluie engendré par une distribution uniforme des précipitations dans la journée, engendre des débits moins importants (*chapitre 4*). Les FAR sont alors quasi nul mais les POD sont faibles et d'environ 0,5 ; c'est-à-dire qu'un jour en inondation sur deux seulement est détecté par la simulation. Ces résultats confirment la sensibilité de la modélisation hydrologique sahélienne à la distribution temporelle des précipitations et l'intérêt de porter une attention particulière à la désagrégation lorsqu'elle est nécessaire.

[2] *POD : Probability Of Detection, également défini dans le chapitre 5*
[3] *FAR : False Alarm Rate, défini dans le chapitre 5*

Tableau 6. 1 : Résumé des périodes d'inondation (en jour), des POD et des FAR, pendant la crue Rouge à Niamey en 2012, déterminés à partir du seuil absolu de 1700m3s^{-1} (fixé par l'ABN), pour les observations et les différentes simulations. (résultats obtenu avec des précipitations distribuées uniformément pour les 8 pas de temps journaliers du forçage, pour les produits dont la résolution temporelle native est de 1 jour, les autres résultats correspondant à une distribution concentrée sur 1 seul pas de temps.)*

DONNEES		INONDATION		POD		FAR	
Observation		42					
Simulations							
In-situ	KRIG	33	*(22)**	0,66	*(0,52)**	0,12	*(0)**
	CPC	57	*(26)**	1	*(0,55)**	0,36	*(0,1)**
Satellite mixte	3B42v7	61		0,93		0,52	
	RFE2	46	*(21)**	0,97	*(0,5)**	0,12	*(0)**
	PERSIANN-CDR	36	*(17)**	0,74	*(0,38)**	0,12	*(0)**
Satellite pur	TAPEER	35	*(12)**	0,76	*(0,28)**	0,07	*(0)**
	3B42RT	74		1		0,76	
	CMORPH	68		1		0,61	
	PERSIANN	102		1		1,42	

Comme dans le *chapitre 5*, la *Figure 6. 4* présente pour TAPEER (a) et d'autres produit (b à e), la répartition spatio-temporelle des précipitations journalières sur le bassin du bief Ansongo-Niamey (panneaux supérieurs) ainsi que les séries temporelles de la pluie moyenne sur le bassin et du débit du Niger observé et simulé à Niamey (panneaux inférieurs). Cette représentation met en évidence l'influence de la distribution des pluies sur la production hydrologique.

Par exemple, pour la période comprise entre le 30 juillet et la 19 août, les produits RFE2 et 3B42v7 présentent des cumuls journaliers moyens de précipitation similaires, mais les débits simulés présentent des différences (panneaux inférieurs des *Figure 6. 4c* et *e*). Le 30 juillet le débit simulé à partir du forçage RFE2 est supérieur à celui basé sur 3B42v7. Par la suite cette tendance s'inverse, et la simulation basée sur RFE2 sous-estime le pic de crue d'environ 500m^{3}s^{-1} (soit environ $\frac{1}{5}$ de la valeur du pic) et celle basée sur 3B42v7 atteint le pic observé (avec une tendance à la surestimation). La plus grande différence entre ces deux produits ne réside pas dans le cumul moyen journalier des précipitations sur le bassin, mais dans leur distribution spatio-temporelle et en intensité (panneaux supérieurs des *Figure 6. 4c* et *e*). Comme déjà noté dans les *chapitres 2* et *5* RFE2 présente des champs de pluies plus lisses que 3B42v7. Sa corrélation spatiale est forte et il présente aussi plus de jours pluvieux peu intenses que 3B42v7 ; les intensités maximales journalières par pixels ne dépassant pas 60mm pour RFE2 alors qu'elles excèdent plusieurs fois 100mm pour 3B42v7. Les conséquences sur

la modélisation sont notables, et les fortes intensités locales du produit 3B42v7 engendrent plus de ruissellement et donc un débit plus important. Les mêmes résultats que ceux de RFE2 sont obtenus avec le produit KRIG. Malgré sa qualité sur l'ensemble de sa période de disponibilité (1950-2012, *chapitre 2*), l'année 2012 présente un réseau in-situ plus lâche, pouvant expliquer son manque de représentativité spatiale engendrant un lissage des champs de pluie et une sous-estimation du pic de débit. Le produit CPC présente les mêmes caractéristiques spatio-temporelles que RFE2 et KRIG mais avec des intensités maximales plus intenses (supérieure à 100mm), il présente également des cumuls journaliers moyens élevés ; amenant à une production plus importante et à des surestimations de débit.

Enfin, en comparaison à ces produits, le motif du panneau supérieur de la *Figure 6. 4a* montre que la répartition spatio-temporelle des pluies de TAPEER semble intermédiaire entre les produits lissants (KRIG, RFE2 et CPC) et hétérogènes (3B42v7). Ses intensités maximales sont de l'ordre de 60mm, comme pour KRIG et RFE2, mais sont plus fréquentes que pour ces deux produits. En termes de cumul journalier (*Figure 6. 4a* panneau inférieur), TAPEER semble sous-estimer plusieurs évènements autour du 9 août, en comparaison aux autres produits. Le débit simulé est proche des observations, jusqu'au 9 août. Après cette date et jusqu'au mois de septembre il est inférieur aux observations. Cette sous-estimation trouve son origine dans la sous-estimation des précipitations, d'une part autour du 9 août et d'autre part entre les 17 et 20 août. En effet pour cette dernière période la majorité des produits présentent des cumuls journaliers et des intensités relativement bas, à l'exception de CPC qui semble produire trop de pluie. En conséquence le débit simulé ne reproduit pas le pic de débit observé, 3B42v7 amorce une diminution de débit trop rapide, TAPEER, RFE2 et KRIG simulent une réponse lissée et assez « plate ».

Malgré la sous-estimation du débit avec le produit TAPEER, il est encore une fois important de noter, que ses performances hydrologiques peuvent être directement comparées à celles des produits in-situ ou satellites mixtes, alors qu'il s'agit d'un produit satellite pur. En comparaison aux autres produits satellites purs et dans le cas de la zone étudiée, TAPEER, s'il était disponible en temps réel, serait une source prometteuse de données pour l'hydrologie opérationnelle. Mais cette étude prospective, du potentiel de TAPEER pour des applications en hydrologie, n'est menée ici que sur une année limitant les conclusions que l'on peut en tirer.

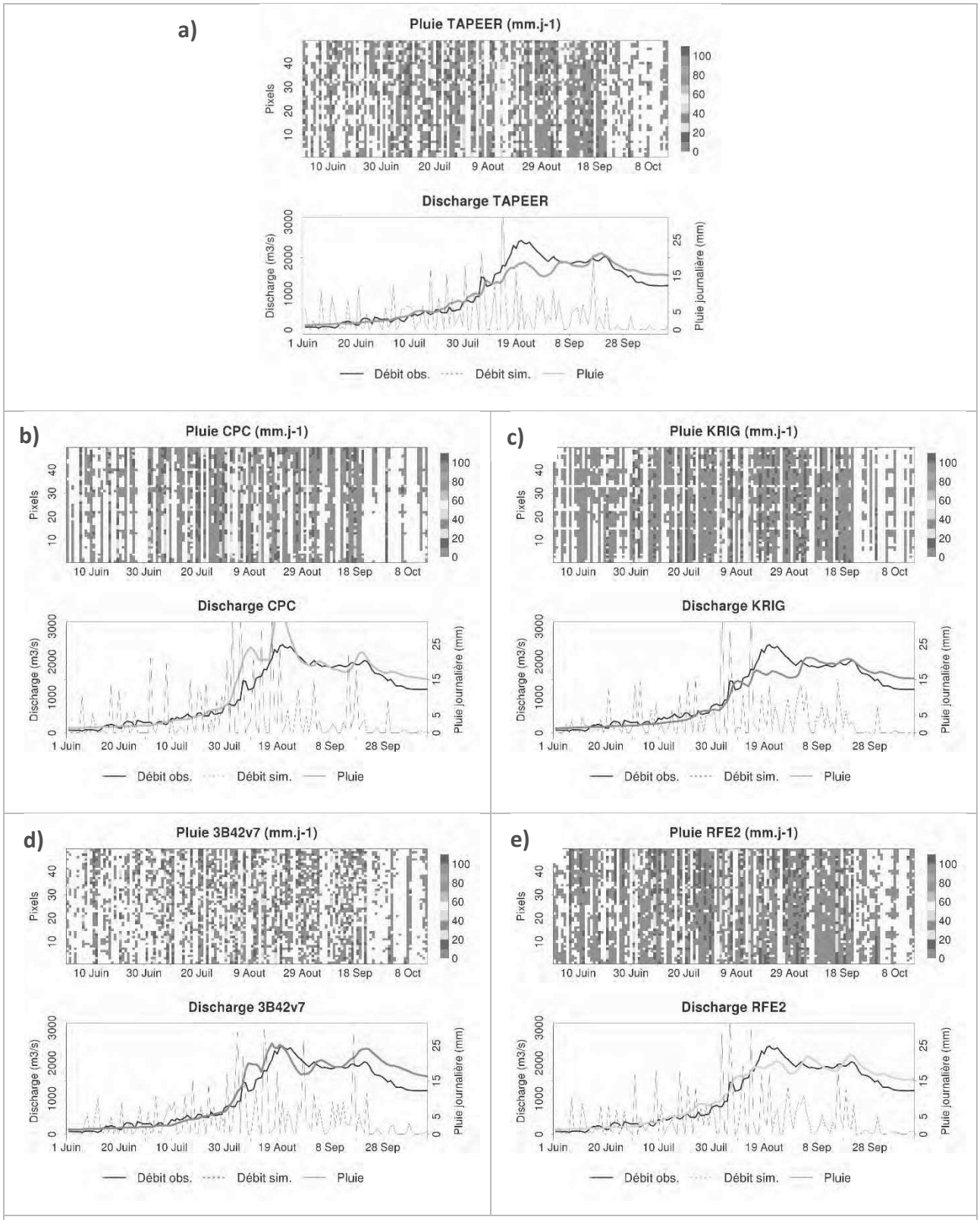


Figure 6. 4 : Séries spatio-temporelles des précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey (x jours et y pixels : 1 Niamey, 49 le plus éloigné de Niamey) (panneaux supérieurs) et (b) séries temporelles journalières de la pluie moyenne sur cette aire et des débits du Niger à Niamey pendant la crue Rouge observé et simulés à partir des forçages TAPEER (a), CPC (b), KRIG (c), 3B42v7 (d) et RFE2 (e).

2. Apport des différentes sources de données satellitaire dans les performances de TAPEER

Comme de nombreux produits d'estimation satellite des précipitations, le produit TAPEER se base sur diverses sources de mesures satellites IR et MO. Plusieurs études ont démontré l'apport des données MO pour l'amélioration de la qualité des estimations satellites des précipitations (revue dans Chambon et al. 2013b). Cette section aborde la question de l'impact sur l'hydrologie des données MO utilisées dans TAPEER, pour comprendre l'apport des différentes sources d'acquisition MO (en particulier du sondeur MT SAPHIR) et quel serait l'impact d'une dégradation de la constellation satellite portant les radiomètres MO. En effet, toute mission spatiale a une durée de vie limitée à cause de son coût d'exploitation et de l'obsolescence inévitable des satellites et de leur charge utile. La mission TRMM a pris fin en 2015, et comme l'ensemble des missions de type recherche, la mission MT n'est pas vouée à être maintenue sur le long terme. Dans ce contexte, les constellations MO ne sont pas éternelles et sont susceptible d'être dégradées. Quel serait l'impact de cette dégradation sur la simulation hydrologique ?

Des simulations hydrologiques basées sur différentes versions de TAPEER sont comparées. Ces versions sont issues de constellations différentes combinant plus ou moins de sources de données MO (*Tableau 6. 2 colonne 3*). La version TAPEER actuelle (ou TAPEER 1.5) correspond à la constellation disponible en 2012, elle est ensuite dégradée pour obtenir une version sans les données SAPHIR pour tester l'apport du satellite MT, sans les données SAPHIR ni SSM/I 15 et 16 (conditions comparables à la constellation disponible en 1998 lorsque TRMM a été lancé) et sans aucune donnée MO. Pour les versions avec MO le même algorithme d'estimation des précipitations, basé sur la méthode UAGPI est utilisé, mais la diminution du nombre de radiomètres MO signifie la dégradation de la base d'apprentissage à partir de laquelle sont déterminés les paramètres TB_{seuil} et R_{cond}. En revanche cette méthode n'est plus applicable dans le cas de l'absence de MO. Les seuils TB_{seuil} et R_{cond} sont alors fixés par rapport à la valeur moyenne pour le bassin du bief Ansongo-Niamey au cours de la saison des pluies 2012. Ils ne sont plus spécifiques d'une zone réduite et d'une situation météorologie.

Tableau 6. 2 : Résumé des différentes constellations utilisées pour TAPEER

Nom de la version	***Source IR***	***Source MO***	***TB_{seuil}***	***R_{cond}***
TAPEER 1.5	MSG2/SEVIRI (Afrique de l'ouest)	MT/SAPHIR AQUA/AMSR2 TRMM/TMI DMSP 15-16-17-18/SSM/I	UAGPI (3°*3°*1j)	UAGPI (5°*5°*5j)
TAPEER sans SAPHIR	MSG2/SEVIRI (Afrique de l'ouest)	AQUA/AMSR2 TRMM/TMI DMSP 15-16-17-18/SSM/I	UAGPI (3°*3°*1j)	UAGPI (5°*5°*5j)
TAPEER type constellation 98	MSG2/SEVIRI (Afrique de l'ouest)	AQUA/AMSR2 TRMM/TMI DMSP 17-18/SSM/I	UAGPI (3°*3°*1j)	UAGPI (5°*5°*5j)
TAPEER sans MO	MSG2/SEVIRI (Afrique de l'ouest)	–	210 K	9 mm

La *Figure 6. 5* compare les précipitations estimées par TAPEER 1.5 et ses versions dégradées. D'une part la diminution des sources de MO, avec la suppression de SAPHIR puis la suppression de SSM/I 15 et 16, engendre une dispersion plus importante de la relation. La réduction de l'échantillonnage MO engendre une augmentation de la variance de l'estimation des précipitations. La suppression de SAPHIR de la constellation induit un biais négatif. La suppression de SAPHIR et de SSM/I 15 et 16 induit également ce biais négatif, mais engendre aussi un biais positif pour les pluies les plus intenses. D'autre part, la suppression totale des MO qui induit une valeur fixe de TB_{seuil} et R_{cond} engendre une dispersion et un biais positif importants.

La section précédente a mis en évidence les bonnes performances des simulations basées sur la version nominale de TAPEER (NSE = 0,89, *Figure 6. 2*). Ici la *Figure 6. 6* montre que ces performances sont égalées par les versions sans SAPHIR (NSE = 0,82) et de la constellation 98 (sans SAPHIR ni SSM/I 15 et 16, NSE = 0,85), mais des différences importantes sont toutefois notables. TAPEER sans SAPHIR, qui présente un biais négatif des précipitations par rapport aux autres versions (*Figure 6. 5*), engendre le débit le plus faible (*Figure 6. 6*). La simulation basée sur la constellation 98 commence par sous-estimer celle issue de la version originale de TAPEER (juillet-août), puis la dépasse. Les tendances observées dans la comparaison des estimations des précipitations (*Figure 6. 5*) se retrouvent donc dans la simulation hydrologique. De même le biais important sur les estimations des précipitations qu'engendre la suppression totale de données MO, se propage dans la simulation hydrologique et la dégrade fortement.

Les dégradations de la constellation engendrent une dégradation de la simulation hydrologique et l'information MO est un apport primordial pour l'utilisation des produits pluie satellites en hydrologie. Cependant les simulations obtenues avec la version nominale de TAPEER ou après la diminution des sources de MO sont proches, et plus proches entre elles en comparaison aux produits testés dans la section précédente, ce qui indique une certaine stabilité de l'algorithme TAPEER malgré la variation de la constellation.

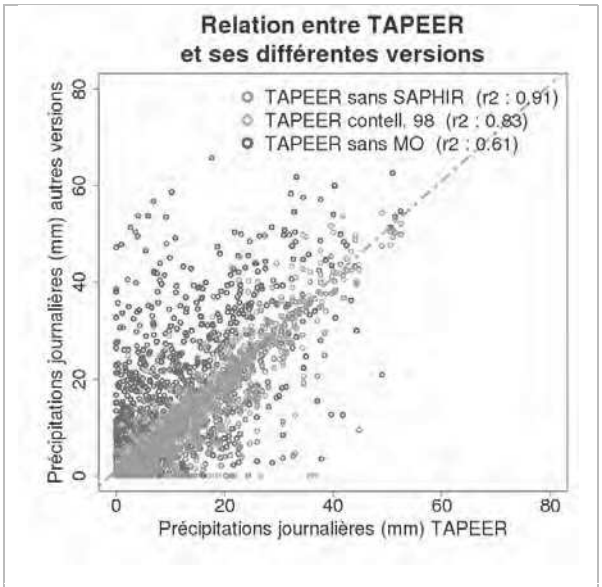


Figure 6. 5 : Précipitations (journalières par pixel) des différentes constellations dégradées de TAPEER en fonction de celles de la constellation originale.

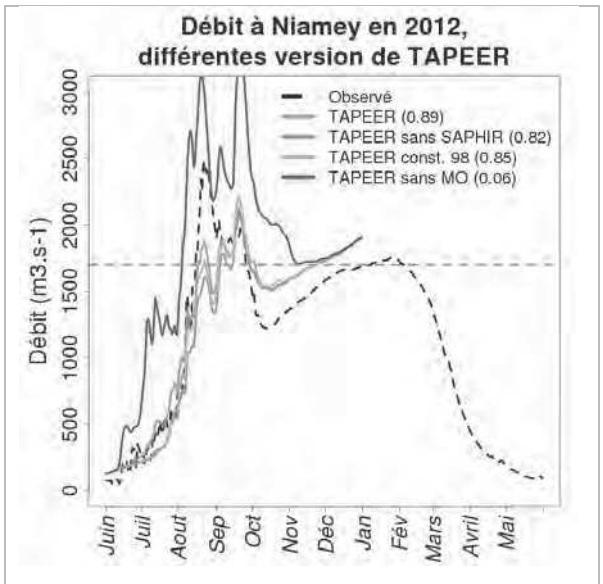


Figure 6. 6 : Hydrogramme du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé (en pointillés noirs) et débits simulés (à partir des précipitations issues des différentes constellations de TAPEER) en couleur et NSE entre parenthèses.

De plus, si les résultats entre la version sans SAPHIR et de la constellation 98 sont comparables, c'est en raison de la corrélation temporelle des mesures effectuées par les radiomètres. En effet la seule différence entre ces deux versions de TAPEER réside dans la suppression, pour la version de la constellation 98, des données des radiomètres SSM/I embarqués sur les satellites DMSP 15 et 16. Les satellites DMSP sont héliosynchrones et leurs horaires de passage au-dessus Niamey pour l'été 2012 sont proches (*Tableau 6. 3*). Or, comme l'ont déjà soulevé les travaux de Chambon et al. (2013a), la qualité des estimations des précipitations n'est pas améliorée quand la base de données d'entraînement est élargie mais qu'elle comporte une redondance d'information.

Tableau 6. 3 : Heures de passage des différents satellites héliosynchrones DMSP (portant les radiomètres SSM/I) au-dessus de Niamey pour l'été 2012

Satellite	***Heures moyenne de passage à l'équateur (en 2012)***
DMSP 15	04h00 et 15h30
DMSP 16	06h00 et 17h30
DMSP 17	06h08 et 17h38
DMSP 18	08h30 et 20h00

3. Apport de l'estimation d'erreur TAPEER - Propagation de l'incertitude sur la pluie dans la modélisation hydrologique

Les caractéristiques des estimations des précipitations (cumul et distribution) impactent la modélisation hydrologique (*chapitre 5,* Gosset et al. 2013). Le potentiel en hydrologie des produits d'estimation des précipitations est directement lié à leur capacité à reproduire précisément les champs de pluie (cumul et distribution). Les produits (en particulier les produits satellites purs) peuvent être corrigés de leurs biais avant d'être utilisés en tant que forçage (*chapitre 5*, Thieming et al. 2013) ou une approche adaptée (seuil en débit relatif, *chapitre 5*) peut être développée pour tirer parti des simulations malgré ces biais. Néanmoins, ces méthodes déterministes fournissent une seule simulation de débit par champs de pluie et ne permettent pas de connaître la plage de variation possible du débit simulé en fonction de l'incertitude sur les précipitations. Un produit pluviométrique assorti d'une barre d'erreur permet de mettre en œuvre des méthodes ensemblistes, dans lesquelles plusieurs réalisations du forçage pluviométrique permettent d'obtenir un ensemble de débits simulés. Ces méthodes ont un intérêt en opérationnel pour fournir des prévisions probabilistes et en recherche pour mieux comprendre la propagation d'incertitude à travers le modèle. Plusieurs auteurs ont étudié la propagation des erreurs associées aux précipitations dans la modélisation hydrologique, en appliquant cette méthode, à partir de mesures in-situ (Paturel et al. 1995, Nijssen 2004), radar (Hossain et al. 2004b, Zhu et al. 2013) et satellites (Hossain et al. 2004a, Hong et al. 2006, Moradkhani et al. 2006, Nikopoulos et al. 2010, Paiva et al. 2012). Dans ces études les scénarii ou ensembles de précipitation sont générés en appliquant une erreur préalablement estimée, par comparaison avec une référence ou grâce à un modèle d'erreur.

Après une explication des principes de l'estimation de l'erreur associée aux précipitations par satellite, cette section présente les premiers résultats de l'étude de la propagation de l'erreur des

précipitations estimée par TAPEER dans la modélisation hydrologique. Différents tests sont réalisés pour appliquer l'erreur aux champs de pluie estimés, en fonction de différentes hypothèses de corrélation spatio-temporelle de l'erreur.

3.1 Erreur associée aux estimations des précipitations

3.1.1 Généralités

L'erreur quadratique moyenne de l'estimation des précipitations par rapport à la pluie réelle S^2, est composée de deux termes : le biais B^2 et l'incertitude I^2. Le biais représente une erreur systématique et l'incertitude correspond à la variance de l'estimation. Si l'estimation présente un biais, elle surestime ou sous-estime systématiquement la réalité. Si l'estimation présente une incertitude, sa valeur peut varier pour l'estimation d'une même pluie réelle. Le biais et l'incertitude sont indépendants, et une estimation des précipitations peut présenter un fort biais et une faible incertitude, ou inversement *(Figure 6. 7*).

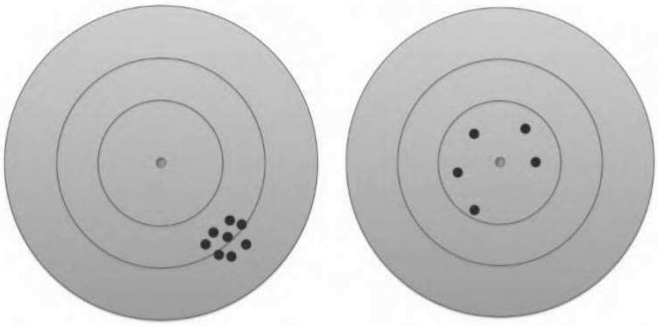


Figure 6. 7 : Illustration des différences entre le biais (a) et l'incertitude (b) d'une estimation, par analogie avec une cible (d'après Chambon 2011). Le centre de la cible en rouge représente la valeur réelle d'une variable et les points noirs ses estimations. Dans le cas de la figure a le biais est plus grand que l'incertitude, la figure b présente le cas contraire.

Toutes les mesures, in-situ ou satellites, constituent un échantillonnage discret d'une variable continue. Pour les mesures satellites, l'échantillonnage est ponctuel dans le temps (une mesure instantanée à chaque passage du satellite, *Figure 6. 8a*), et pour les pluviomètres, ponctuel dans l'espace (*Figure 6. 8b*). Les mesures sont ensuite interpolées pour se ramener aux résolutions temporelles et spatiales requises. Différentes sources d'erreur sont présentes dans la chaîne

d'estimation des précipitations. Elles peuvent provenir : *(i)* de l'échantillonnage (densité de pluviomètre insuffisante, revisite d'un satellite peu fréquente), *(ii)* du capteur (erreur d'étalonnage des capteurs satellites, erreur de lecture sur un pluviomètre) ou *(iii)* des algorithmes qui convertissent les variables mesurées (température de brillance, réflectivité radar) en intensité de pluie. Chacune de ces sources d'erreurs est susceptible d'engendrer des erreurs systématiques (biais) ou aléatoires (incertitudes).

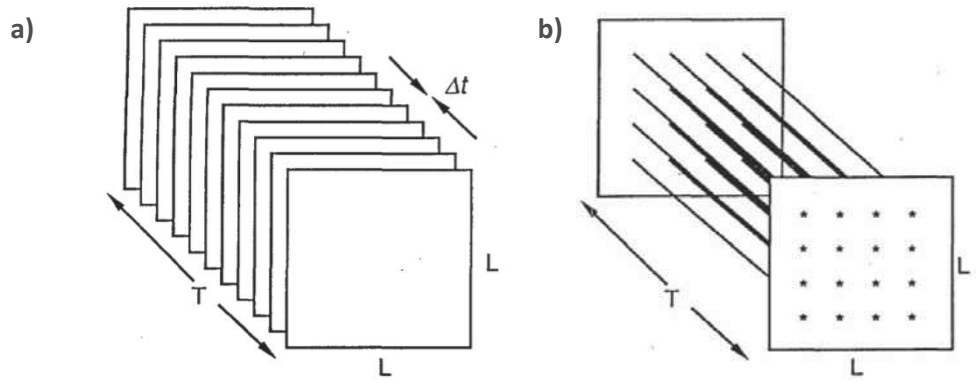


Figure 6. 8 : Illustration de la différence de nature de l'échantillonnage des précipitations dans le temps (a) ou dans l'espace (b) (d'après North et Nakamoto 1989).

En supposant que les 3 termes de l'erreur sont indépendants, le bilan d'erreur des estimés peut être écrit sous la forme suivante :

$$S^2 = S^2_{échantillonnage} + S^2_{algorithmie} + S^2_{etalonnage} \qquad \textit{(Eq. 6. 1)}$$

L'erreur totale (S^2) associée à un produit d'estimation des précipitations, peut être estimée par différents modèles d'erreur, de complexité variable. Ces modèles peuvent être basés sur des études empiriques (comparaison des champs de pluie estimés avec une référence) ou théoriques (analyse des sources d'erreurs et physique de la mesure), prendre en compte les erreurs systématiques et/ou aléatoires, considérer ou non la structure spatio-temporelle de l'erreur.

Steiner et al (2003) et Hossain et Anagnostou (2006) ont développé un modèle à partir de la comparaison systématique des produits satellitaires et des champs de pluie haute résolution issus du réseau de radars américains. Ces modèles associent à chaque point de grille du champ de pluie estimé par satellite, une variance d'estimation en mm, mais aussi une probabilité de fausse alarme ; ils donnent également les valeurs des distances spatio-temporelles de corrélation de l'erreur. De tels

modèles se prêtent bien à la génération d'ensembles et ont été utilisés pour différentes études de propagation d'erreur, sur les bassins nord-américains (Nijssen et al. 2004, Maggioni et al. 2013). Cependant ces modèles empiriques présentent plusieurs limites. Tout d'abord ils ne permettent pas de séparer les différents termes de l'incertitude. Ensuite ils supposent que la référence ne présente pas d'erreur et que les caractéristiques de l'erreur, déterminées aux Etats Unis, sont transférables sous d'autres régions et régimes pluviométriques, ce qui est discutable.

Pour TAPEER un modèle théorique d'erreur, basé sur la physique de la mesure satellite et les principes algorithmiques, a été développé par Chambon (2011) dans le cadre de sa thèse. L'estimation d'erreur fournie par TAPEER et utilisée ci-dessous est issue de ses travaux.

3.1.2 L'erreur TAPEER (Chambon 2011 et Chambon et al. 2013b)

Pour rappel, TAPEER fournit une estimation journalière de la pluie moyenne à une résolution spatiale de 1°*1°. Selon la méthode UGPI, ce cumul journalier est estimé comme le produit d'une pluie moyenne conditionnelle (R_{cond}) par une fraction pluvieuse moyenne journalière (*FP*). Cette dernière est déterminée par le nombre de pixels au-dessus du seuil TB_{seuil} (pour le degré et le jour considéré) pour chaque image IR de la journée.

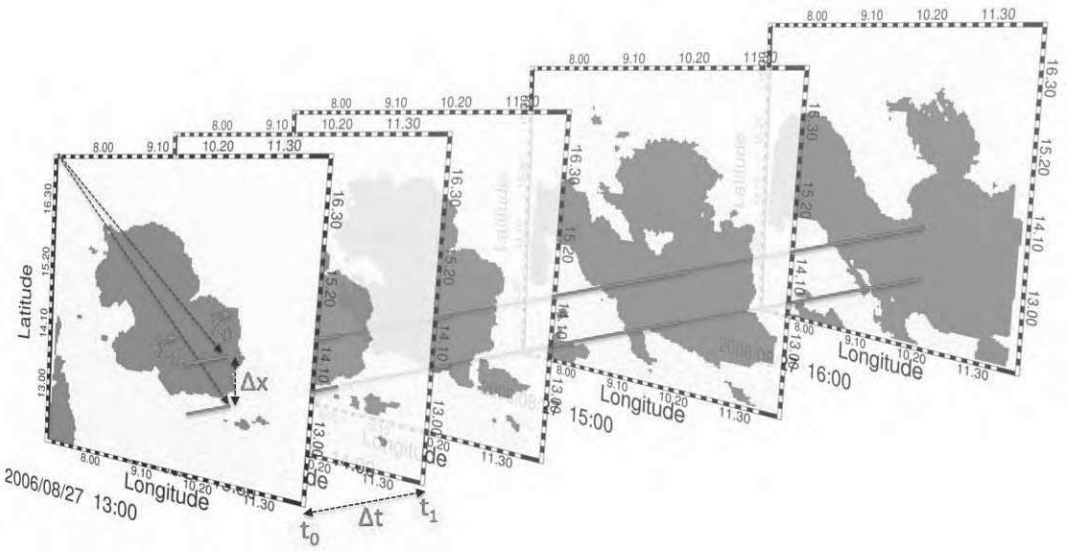


Figure 6. 9: Illustration des images IR seuillées (FP) utilisées dans l'UGPI de TAPEER (source : Chambon 2011). Δx est la distance entre deux échantillons (résolution spatiale) et Δt est la période écoulée entre deux échantillonnages d'un point (résolution temporelle).

- *Les erreurs d'algorithmie et d'étalonnage*

L'estimation des erreurs d'algorithmie et d'étalonnage n'est pas implémentée dans la version TAPEER 1.5 utilisée dans cette étude. Mais des développements sont encore en cours au sein de l'équipe scientifique MT pour finaliser et compléter ce modèle d'erreur. Le terme d'erreur d'étalonnage est considéré par Chambon (2011) comme négligeable par rapport aux autres sources d'erreur, compte tenu du niveau de précision des capteurs actuels. L'erreur d'algorithmie, de loin le plus complexe des trois termes de l'erreur totale, prend en compte les différentes erreurs dans l'algorithme UGPI utilisé par TAPEER pour déterminer TB_{seuil} et R_{cond}. Certaines de ces erreurs sont héritées de l'algorithme BRAIN qui produit les pluies instantanées utilisées pour le calcul de R_{cond}, d'autres sont associées à la représentativité du volume d'apprentissage.

- *L'erreur d'échantillonnage*

L'erreur d'échantillonnage est calculée comme la variance d'estimation de la fraction pluvieuse journalière. *C'est une incertitude* (pas de terme de biais) qui dépend de la variance du champ de pluie (σ^2) et du nombre d'échantillons indépendants (N_{ind}) au sein du volume d'estimation (1°*1°*1j) :

$$S^2_{échantillonage} = \frac{\sigma^2}{N_{ind}} \qquad \textit{(Eq. 6. 2)}$$

Le nombre total d'échantillons journaliers N dépend du nombre de pixels A de l'image IR et du nombre d'acquisition journalières T (ici 96 grâce aux mesures de Meteosat) :

$$N = A\,T \qquad \textit{(Eq. 6. 3)}$$

Pour le calcul de l'incertitude d'échantillonnage de TAPEER, la corrélation spatio-temporelle des champs de pluie est prise en compte donc N_{ind} est inférieur à N. Les travaux de Chambon (2011) démontrent que N_{ind} peut être évalué en divisant respectivement la taille du domaine A et la période T, par les distances de décorrélation spatiale d^2, et temporelle τ du champ de pluie :

$$N_{ind} = \frac{A}{d^2}\,\frac{T}{\tau} \qquad \textit{(Eq. 6. 4)}$$

L'estimation de N_{ind}, nécessite la réalisation de variogrammes spatiaux et temporels pour déterminer d^2 et τ . Par définition un variogramme détermine l'autocorrélation d'une série de données en fonction de la distance (spatiale ou temporelle). Les fenêtres définies pour construire ces derniers sont de 5°*5°*10j, échelle nécessaire pour obtenir des distances de décrorrélation spatio-temporelle robustes.

La *Figure 6. 10* présente la distribution des erreurs associées à l'estimation des précipitations estimées par TAPEER. Les erreurs sont comprises entre 0 et 8 mm, pour l'année 2012 sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, et la distribution est dominée par les erreurs comprises entre 0 et 0,5mm (*Figure 6. 10a*). Si les erreurs sont faibles en absolu, en termes de pourcentage du cumul de précipitation estimé (*Figure 6. 10b*) elles sont très hautes pour les faibles cumuls (inférieur à 1mm par jour) et diminuent avec l'intensité des précipitations. Ces résultats sont en accord avec les précédents travaux de Chambon (2011).

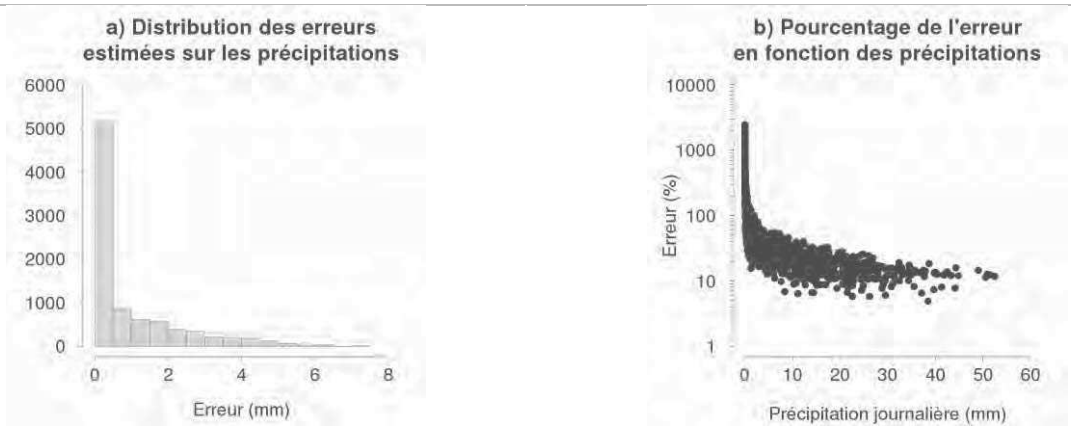


Figure 6. 10 : Distribution des erreurs estimées par TAPEER en mm (a) et représentation de l'erreur (en pourcentage des précipitations estimées) en fonction des précipitations (b).

3.2 Propagation d'erreur dans la modélisation hydrologique

3.2.1 Méthodologie : les différentes applications de l'erreur sur les cumuls

Le produit TAPEER fournit à l'échelle de 1°*1°*1j une estimation du cumul des précipitations (p, en mm) ainsi que la valeur de l'incertitude d'échantillonnage (i, en mm). L'incertitude d'échantillonnage peut être utilisée pour générer un ensemble de réalisations de l'erreur (i) qui peut être appliqué aux précipitations (p) afin de générer un champ de pluie intégrant l'erreur (p_i). Pour cela une hypothèse doit être faite quant à la corrélation spatio-temporelle des erreurs. Plusieurs tests ont été réalisés et sont résumés dans le *Tableau 6. 4*.

Tableau 6. 4 : Résumé des différents tests réalisés pour appliquer l'incertitude (i) aux champs de pluie estimés (p).

Hypothèses sur l'incertitude	***Méthodes***
Maximale	$p_i = p \pm IF$
Indépendante	$p_i = p \pm I\,F_{aléatoire}$
Corrélée spatialement	$p_i = p \pm I\,F_{corrélé\ à\ 5°}$
Corrélée temporellement	$p_i = p \pm I\,F_{corrélé\ à\ 5j}$
Corrélée spatio-temporellement	$p_i = p \pm I\,F_{corrélé\ à\ 5°\ et\ 5j}$

Pour chaque réalisation le champ d'erreur (*i*) est généré comme le champ d'incertitude TAPEER *I* multiplié par une fonction *F* qui détermine la corrélation spatio-temporelle de l'erreur. Dans le cas de l'hypothèse d'incertitude maximale, pour chaque pixel et pas de temps, *I* est ajoutée ou soustraite, donc le champ *F* prend la valeur + 1 (scenario 1) ou -1 (scenario 2) pour tous les pixels et pas de temps. Ceci correspond à interpréter l'erreur d'échantillonnage de TAPEER comme un biais. Pour les autres hypothèses, la fonction *F* est un champ tridimensionnel (spatial et temporel) gaussien, de variance unité et avec différentes hypothèses sur la corrélation spatio-temporelle. Dans le cas de l'hypothèse d'incertitude indépendante, le champ gaussien *F* est décorrélé. Dans les cas des hypothèses d'incertitude corrélée (spatialement, temporellement ou les deux), le champ gaussien *F* a une corrélation imposée par un variogramme exponentiel où la portée ϕ est fixée à 5 (pour que les champs soient décorrélés à 5° et ou 5j *Figure 6. 11*).

$$\gamma(x) = C\left(1 - e^{-3\left(\frac{x}{\phi}\right)}\right) \qquad \textit{(Eq. 6. 5)}$$

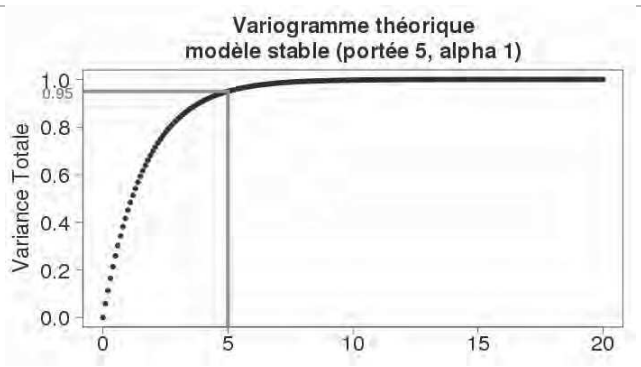


Figure 6. 11 : Variogramme théorique basé sur un modèle exponentiel (Eq. 6. 5), pour lequel la portée ϕ est fixée à 5.

Pour chaque hypothèse un ensemble de 50 forçages est réalisé, excepté pour la première hypothèse d'erreur maximale pour laquelle deux forçages sont réalisés (scénarii 1 et 2). Des exemples de champs de pluies ainsi que de réalisations de champs d'erreur en fonction des différentes hypothèses sont donnés dans la *Figure 6. 12*.

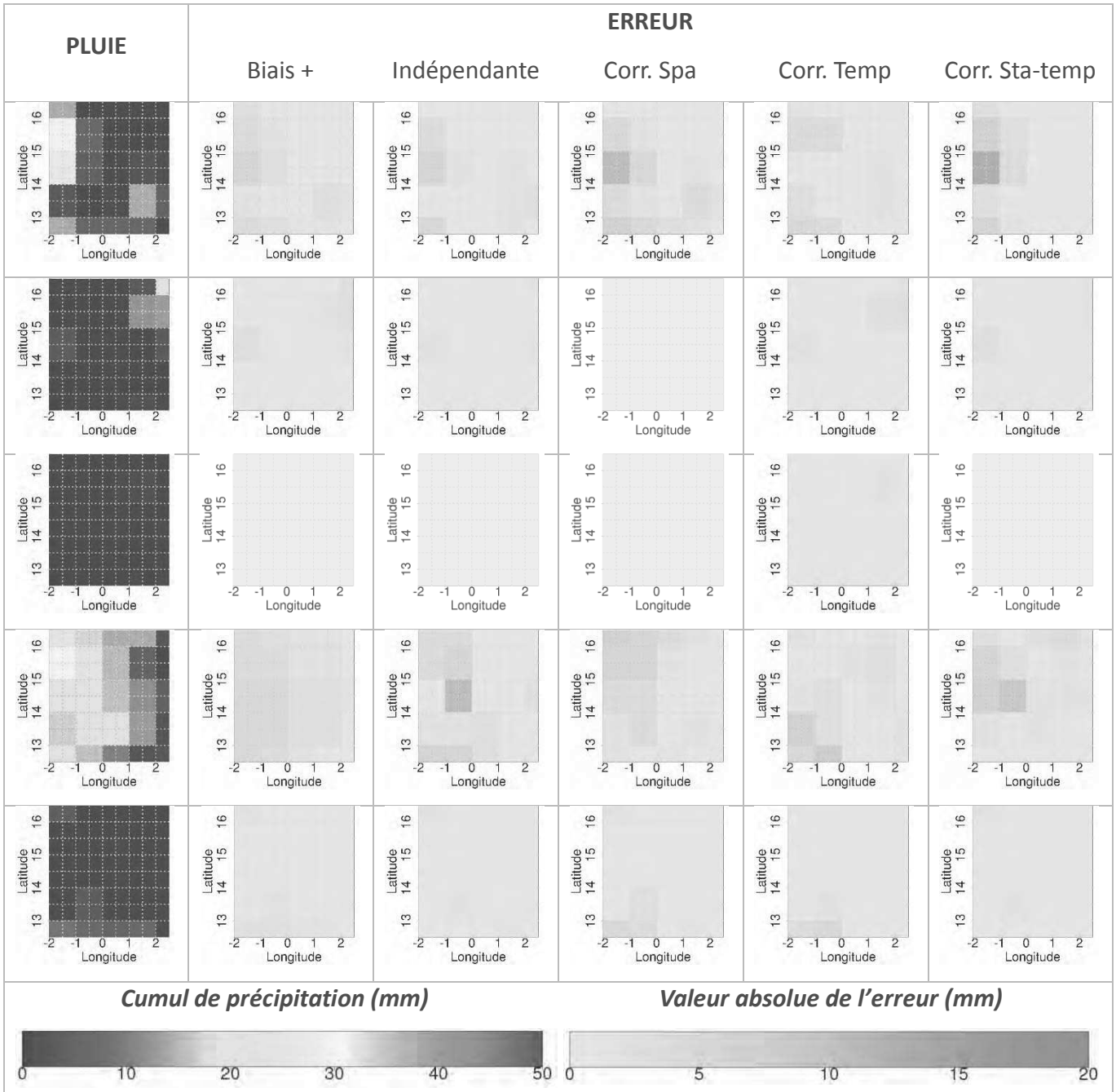


Figure 6. 12 : Exemple de champs de pluie (1ère colonne) et de champs d'erreurs en fonction de différentes hypothèses (colonnes 2 à 6) du 15 au 20 juillet 2012 (lignes de 1 à 5).

3.2.2 Impact de l'erreur et de sa structure sur l'hydrologie

La *Figure 6. 13* présente les résultats des simulations basées : sur la pluie TAPEER (sans erreur) S_{ref} et sur les ensembles de précipitations pour lesquels l'erreur a été appliquée S_{ens} (selon les diverses hypothèses de corrélation spatio-temporelle présentées dans le *Tableau 6. 4*). Un indice (basé sur le coefficient de variation) est mis en place pour évaluer l'écart journalier entre S_{ref} et S_{ens}. Il consiste pour chaque jour, à diviser l'écart type σ_{ens} de S_{ens} par S_{ref}. Plus les S_{ens} sont dispersées autour de S_{ref}, plus cet indice s'éloigne de 0. La distribution de cet indice pour les différentes hypothèses de corrélation de l'erreur est présentée dans la *Figure 6. 14*. Les résultats montrent que la plus grande différence entre S_{ref} et S_{ens} est obtenue avec l'hypothèse de l'erreur maximale, où l'erreur estimée est appliquée au cumul à la manière d'un biais positif ou négatif. Quant aux différentes hypothèses de corrélation de l'erreur, les résultats montrent que plus le champ d'erreur est corrélé plus la différence entre S_{ref} et S_{ens} augmente. Les *Figure 6. 13* et *Figure 6. 14* mettent en évidence que la corrélation spatiale de l'erreur engendre une plus grande dispersion des S_{ens} autour de S_{ref} qu'une corrélation temporelle. Dans le cas précis de cette étude la modélisation hydrologique serait donc plus sensible à une corrélation spatiale que temporelle de l'erreur. Ce résultat est une conséquence de la forte intermittence des précipitations à l'échelle journalière sur la zone d'étude. Cette intermittence du champ de pluie est de plus exacerbée par la distribution non uniforme des précipitations journalière, qui impose un écart minimum de 24h entre les épisodes pluvieux.

L'erreur se propage donc différemment dans la modélisation en fonction des hypothèses avec lesquelles elle est appliquée sur le cumul estimé. Si les S_{ens} sont comparées aux observations, dans le cas de l'application de l'erreur sous forme de biais, ou avec une corrélation spatio-temporelle, le pic de débit observé peut être atteint pour certaines réalisations, mais dans la majorité des cas la tendance de la sous-estimation du pic de crue reste présente. L'erreur actuelle de TAPEER, qui ne prend pas en compte les termes d'algorithmie et d'étalonnage, est inférieure à 8mm sur la zone d'étude et pour la période considérée et relativement faible pour les intensités les plus fortes, responsables du ruissellement sur la zone d'étude. Mais quand elle est appliquée de manière non aléatoire, une erreur même faible peut tout de même engendrer des changements significatifs dans la simulation du débit, en particulier lorsqu'une corrélation spatiale ou spatio-temporelle est considérée.

Ici les tests menés sont académiques et les hypothèses de corrélation sont fixées sur 5° et 5j. L'évaluation réelle de l'autocorrélation des champs de l'erreur associée aux précipitations sur la zone d'étude permettrait d'aller plus loin dans l'utilisation et la compréhension de la propagation de l'erreur dans la modélisation hydrologique. L'autocorrélation des champs d'erreur pourraient être déterminée en utilisant comme référence un champ de pluie haute résolution issu d'un radar (Hossain

et Anagostou 2006). La couverture radar sur la zone d'étude, et en Afrique de l'Ouest en général, ne permet pas une telle étude. En revanche d'autres sites en zone tropicale, tel que des sites brésiliens pourraient être envisagés pour continuer ces travaux.

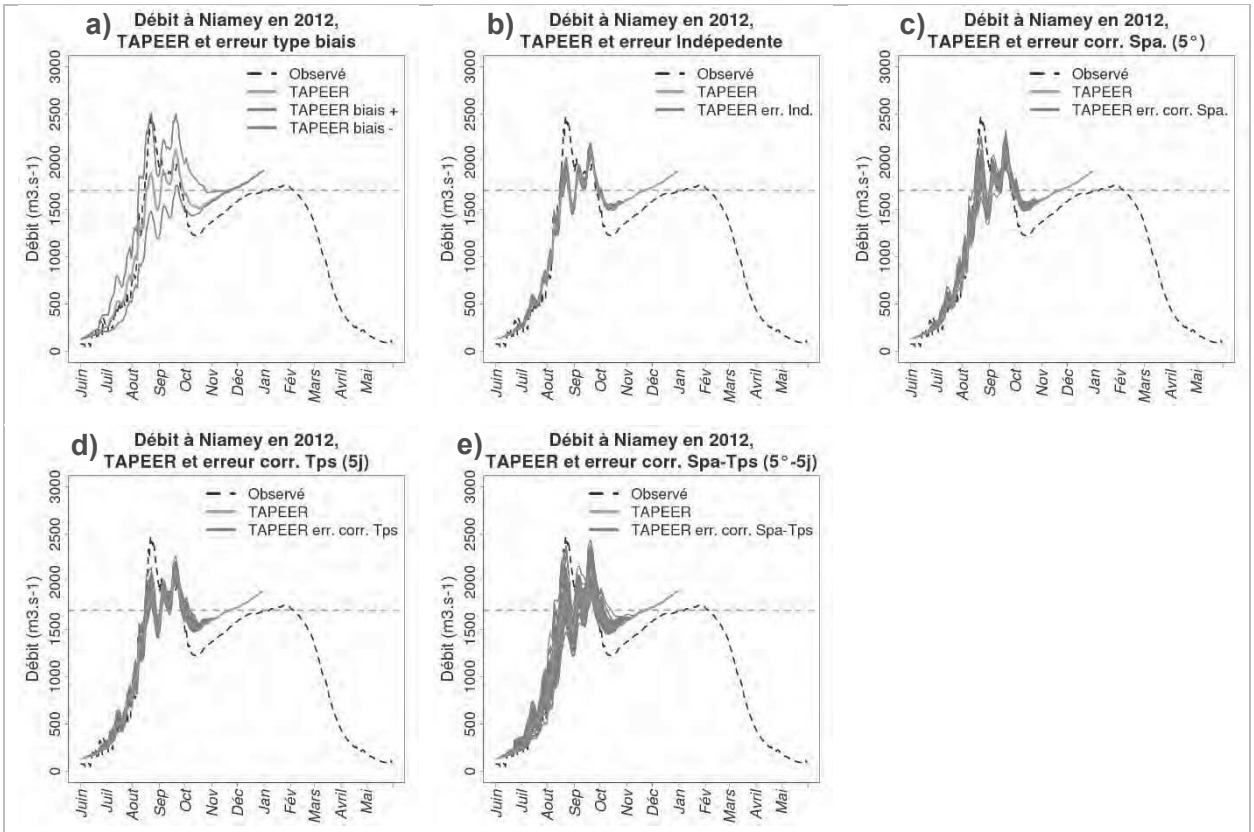


Figure 6. 13 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé (pointillés noirs) et débits simulés avec les précipitations TAPEER sans (ligne rouge) et avec erreur (lignes grises), avec l'hypothèse d'un comportement de biais (a), d'indépendance (b), de corrélation spatiale (c), temporelle (d), ou spatio-temporelle (d).

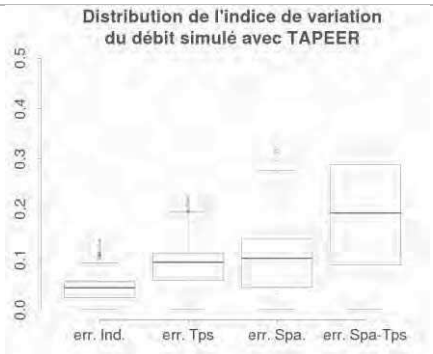


Figure 6. 14 : Représentation de la distribution (boîtes à moustaches) de l'indice de variation de l'ensemble des simulations S_{ens} par rapport à la simulation de référence S_{ref} pour les hypothèses de corrélation du champ d'erreur.

3.2.3 L'erreur TAPEER et les différentes constellations

Enfin, l'erreur d'estimation des précipitations de TAPPER est comparée en fonction de la constellation utilisée. L'erreur étant appliquée selon l'hypothèse qu'elle ne présente pas de corrélation spatiale ou temporelle. Les distributions des valeurs absolues et relative (*Figure 6. 15*) des erreurs des précipitations avec les constellations sans SAPHIR et 98 sont similaires à celle de la constellation originale de TAPEER ; elles varient entre 0 et 8mm et sont principalement composées d'erreurs inférieures à 0,5mm (*Figure 6. 15 panneaux supérieurs*). De plus, de la même manière que pour la constellation originale de TAPEER leurs valeurs relatives (*Figure 6. 15 panneaux inférieurs*) sont fortes pour les faibles cumuls et diminuent avec l'intensité. Suite à la suppression totale des données MO, les valeurs absolues et relatives des erreurs augmentent. L'erreur (en valeur absolue) varie alors entre 0 et 14mm, avec une majorité d'erreurs inférieures à 1mm.

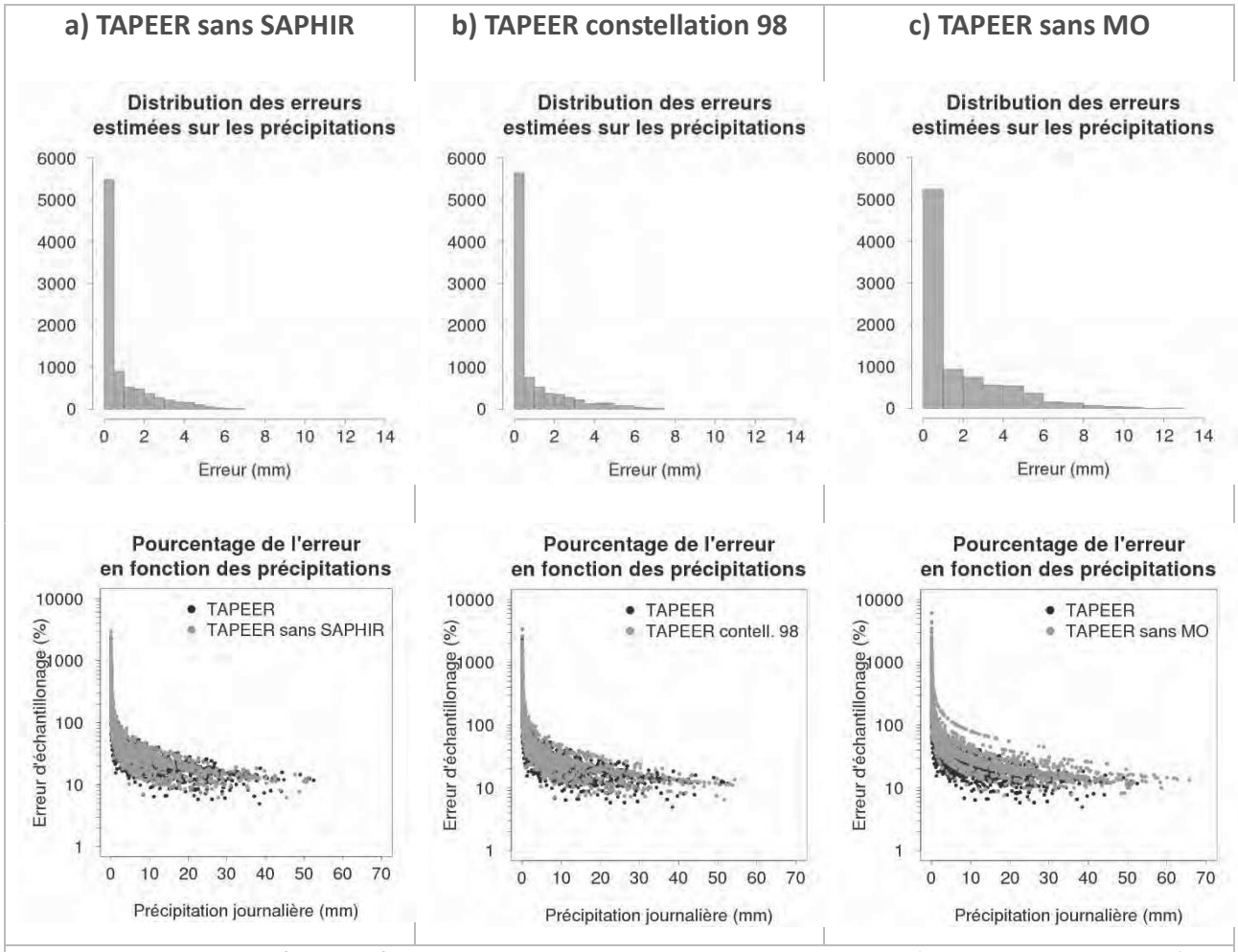


Figure 6. 15 : Distribution des erreurs estimées par TAPEER en mm (panneaux supérieurs) et représentation de l'erreur (en pourcentage des précipitations estimées) en fonction des précipitations (panneaux inférieurs) pour les différentes constellations dégradées.

Les *Figure 6. 16* et *Figure 6. 17* présentent les résultats des simulations basées sur la pluie avec (S_{ens}) ou sans (S_{ref}) erreur aléatoire pour les différentes versions des constellations dégradées de TAPEER. Ces résultats mettent en évidence que la dispersion des S_{ens} autour de S_{ref} est relativement faible pour les différentes constellations dégradées et équivalente aux résultats obtenus avec la version originale de la constellation de TAPEER. L'impact sur la modélisation de la corrélation du champ d'erreur est plus important que la dégradation de la constellation MO. En revanche la suppression totale de mesures MO entraîne le maximum d'erreur dans le débit simulé. Si dans ce cas l'indice de variation est plus faible que pour les autres constellations c'est en raison de la très forte valeur de S_{ref}.

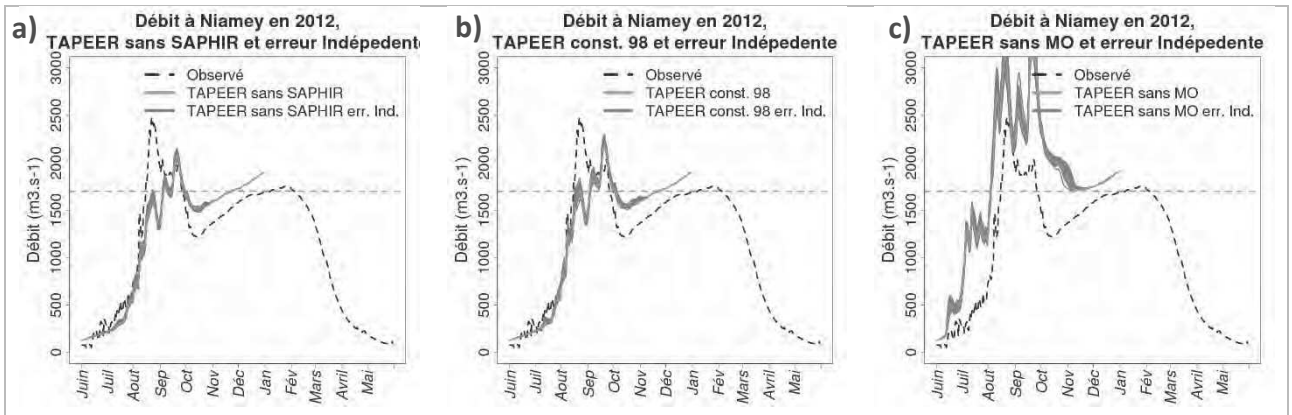


Figure 6. 16 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé (en pointillés noirs) et débits simulés à partir des précipitations issues des pluies TAPEER sans erreur (ligne rouge) et à partir des ensembles de précipitations pour lesquels l'erreur est appliquée (lignes grises) avec l'hypothèse d'indépendance, pour la constellation sans SAPHIR (c), 98 (b) et sans MO (c).

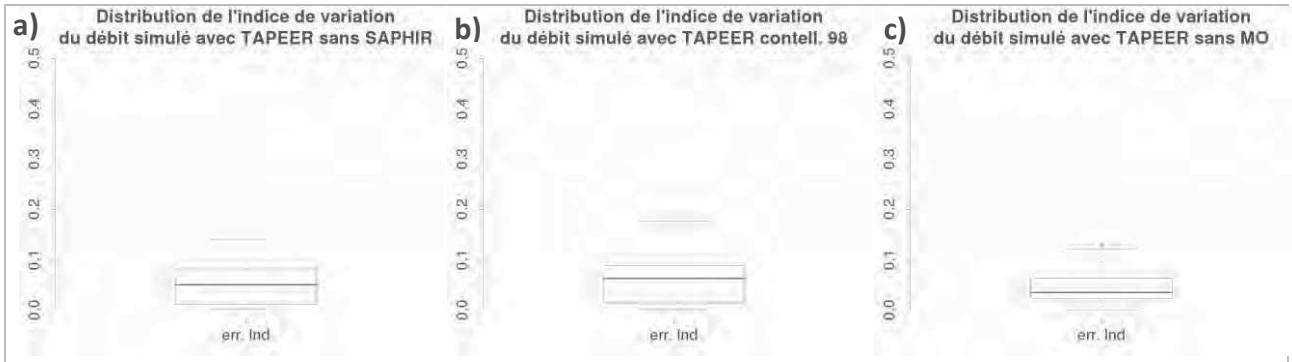


Figure 6. 17 : Distribution (boîtes à moustaches) de l'indice exprimant de dispersion des ensembles de simulation S_{ens} (application d'une erreur indépendante) par rapport à la simulation de référence S_{ref}, pour la constellation sans SAPHIR (c), 98 (b) et sans MO (c).

Ce chapitre constitue une étude prospective du potentiel hydrologique du nouveau produit TAPEER de la mission MT, ce produit dans sa version actuelle 1.5 est disponible pour les années 2012, 2013 et 2014. Cette étude, toujours basée sur le modèle ISBA-TRIP implémenté sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, n'est menée que sur la saison hydrologique 2012. D'une part parce que la qualité du débit observé à Ansongo en 2013 et 2014 engendrerait une forte incertitude sur le débit simulé. Et d'autre part, parce que les estimations des précipitations à partir des constellations MO dégradées ne sont disponibles que sur cette période.

Les résultats de modélisation pour l'année 2012 montrent que malgré une sous-estimation du pic de crue (notable également avec d'autres produits), la simulation basée sur le forçage TAPEER (désagrégé temporellement de manière non uniforme) présente de bonnes performances (NSE=0,89). La simulation hydrologique basée sur TAPEER a également une bonne capacité à détecter les inondations à l'échelle journalière avec la méthode du seuil absolu (POD=0,76 et FAR=0,07). Ce résultat classe TAPEER parmi les produits présentant le plus fort potentiel hydrologique, au même titre que les produits in-situ ou satellites post-ajustés, et devant les autres produits satellites pur. Cependant ces bons résultats doivent être pondérés par la courte période sur laquelle l'analyse est effectuée. En effet, pour l'ensemble des produits déjà testés sur une période plus longue (2000-2013, chapitre 5) la détection d'inondation est particulièrement performante pour l'année 2012 mais se dégrade significativement quand une décennie entière est considérée. Une étude sur une période plus longue est nécessaire pour confirmer les performances de TAPEER. Il serait de plus pertinent de tester les capacités de ce nouveau produit sur d'autres bassins tropicaux.

Les performances du produit TAPEER sont cependant dépendantes des données utilisées pour estimer les précipitations. En effet, les données MO sont indispensables pour construire un produit suffisamment précis pour des applications hydrologiques. Sur le site et la période considérés, la diminution des données MO engendre une erreur sur le débit simulé. La suppression de SAPHIR engendre un biais négatif sur la pluie et la suppression des DMSP 15 et 16 un biais positif pour les pluies les plus intenses (en comparaison à la constellation native). Ces variations sur les pluies se propagent dans la modélisation et engendrent une erreur plus importante sur le débit simulé que la version nominale de TAPEER. Le fort biais positif dans les précipitations engendré par la suppression totale de donnée MO, ne permet pas d'utiliser un tel produit pour la simulation hydrologique (pour une étude basée sur les valeurs absolues de débit).

Enfin l'analyse de l'erreur associée aux estimations des précipitations fournies par le produit TAPEER, ainsi que son application, ont été abordées dans ce chapitre, toujours de manière prospective. L'erreur absolue ne dépasse pas 8mm. Si elle est considérée de manière relative au cumul

de pluie elle est très forte pour les cumuls faibles et diminue avec l'intensité jusqu'à arriver à de faibles valeurs pour les intensités les plus fortes. L'impact de l'erreur dépend de la manière dont elle est appliquée sur les cumuls de précipitation. Plus l'erreur est corrélée spatio-temporellement, et plus elle impacte le débit. L'impact de la corrélation de l'erreur est d'ailleurs plus important que la diminution de la base de données MO. La réelle corrélation de l'erreur étant inconnue les tests ont été réalisés avec des distances de décorrélation spatiales de 5° et temporelles de 5j. Mais une meilleure connaissance de l'autocorrélation réelle de l'erreur est nécessaire pour aller plus loin dans l'application précise des champs de pluie sur le cumul des précipitations. Deux possibilités s'offrent à l'estimation de l'autocorrélation du champ d'erreur : des méthodes de modélisation ou des méthodes empiriques ; via une estimation de l'erreur par comparaison à un champ de pluie issu de mesures denses sur une grande surface (telle que développée par Hossain et Anagostou 2006). Ces perspectives sont essentielles à l'utilisation correcte de l'erreur associée aux estimations de précipitations.

Chapitre 7 L'hydrologie du Niger à Niamey depuis 1950 : facteurs climatiques et environnementaux

L'histoire des changements hydrologiques du Niger depuis les années 1950 est tumultueuse et n'a pas encore livré tous ses secrets. Les facteurs qui la façonnent sont en perpétuel changement et intimement liés les uns aux autres. Les variations climatiques peuvent entraîner des changements de couverture végétale, qui induisent de nouvelles caractéristiques hydrologiques des sols. Les actions anthropiques, qui peuvent aussi être guidées par les conditions climatiques en plus de la démographie, évoluent et induisent également des changements hydrologiques. S'ajoutent les variations du réseau de drainage dans l'environnement Sahélien, où les koris peuvent changer de lit d'une année à l'autre et où leur contribution au lit principal du Niger varie dans le temps. Ces changements peuvent être dus, par exemple, à des variations climatiques (telle qu'une intensification des pluies entraînant des ruptures d'endoréisme), et/ou des variations de couvert végétal (favorisant certains chemins de l'eau).

L'impact de chacun de ces facteurs sur les variations hydrologiques du Niger à Niamey est compris d'un point de vue théorique. Mais leur rôle conjoint ou différé dans le temps est encore en discussion et reste difficile à attribuer. Ce chapitre aborde le dernier volet des objectifs de cette thèse et vise à mettre en évidence le rôle des variations climatiques (précipitations) dans les changements hydrologiques long terme de la crue Rouge à Niamey. La modélisation hydrologique, grâce à sa capacité à décomposer les sensibilités, est utilisée pour mettre en évidence le rôle des différents facteurs impliqués dans les variations de la crue Rouge. L'étude se base sur le modèle ISBA-TRIP, au regard de ses capacités à détecter les tendances annuelles d'occurrence des crues (chapitre 5).

Une étude préliminaire, publiée dans la revue Proceeding of International Association of Hydrological Sciences (Casse et Gosset 2015 annexe VI), introduit le potentiel de cette approche. Toujours dans l'optique de mettre en évidence le potentiel des produits d'estimation des précipitations satellites, elle se base sur le produit PERSIANN-CDR, disponible depuis 1983. Les

résultats ont mis en évidence la possibilité de simuler les grandes tendances des changements hydrologiques observés à Niamey depuis 1983, sans prendre en compte une évolution des changements d'utilisation du sol. Les conditions récentes de végétation et de réseaux hydrologiques permettent donc la simulation des tendances hydrologiques observées depuis les années 1980, les précipitations étant le principal moteur de variations.

Ce chapitre présente la continuité de cette étude pour approfondir l'analyse du rôle des précipitations. La période d'étude a été étendue jusqu'en 1950, pour prendre en compte les trois périodes climatiques et hydrologiques bien connues, que l'Afrique de l'Ouest a traversées. Le cœur de ce chapitre est constitué de l'article Model-based study of the role of rainfall and Land Use Land Cover in the changes in Niger *Red flood*s occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012 *soumis à la revue HESS. Il introduit les problématiques autour des changements éco-hydro-météorologiques en Afrique de l'Ouest et dans le bassin du Niger ainsi que la possibilité d'utiliser la modélisation comme levier pour décomposer les sensibilités de l'hydrologie aux pluies, à la couverture du sol et à la taille du réseau de drainage. Différents produits d'estimation des précipitations sont utilisés, dont un seul disponible sur la période entière 1950-2012 et issu d'un réseau in-situ – KRIG – et deux disponibles seulement depuis 1983 – CPC et PERSIANN-CDR. Dans un premier temps les variations pluviométriques et hydrologiques observées sont analysées. Puis la modélisation est utilisée pour déterminer si les précipitations seules peuvent expliquer les changements hydrologiques ; d'abord sur la période 1983-2012 avec tous les produits, puis entre 1950 et 2012 avec KRIG. Les rôles des changements d'utilisation du sol et de la taille du réseau de drainage sont investigués, quand la pluie seule ne peut plus expliquer les changements hydrologiques.*

Model-based study of the role of rainfall and Land Use Land Cover in the changes in Niger *Red flood*s occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012.

C. Casse[1], M. Gosset[1], T. Vischel[2], G. Quantin[2], B. A. Tanimoun[3]

[1] Géoscience Environnement Toulouse (GET) (UMR 5563 CNRS, IRD, Université Toulouse III), Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

[2] Laboratoire des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) (UMR 5564, CNRS, IRD, Université Grenoble I), France

[3]Autorité du Bassin du Niger (ABN), Niamey, Niger

Submission to HESS

Corresponding author address:
Claire CASSE or M Gosset,
GET (UMR 5563 CNRS, IRD, UTIII),
Observatoire Midi-Pyrénées,
14 avenue Edouard Belin,
31400 Toulouse.

E-mail: claire.casse@get.obs-mip.fr ; marielle.gosset@ird.fr

1. Introduction

The Sahel region has overcome drastic changes over the last 60 years. The long drought that occurred in the 70s and 80s (Lamb 1982, Le Barbé and Lebel 1997, Nicholson et al. 2000, Camberin et al. 2002, Le Barbé et al. 2002, L'Hôte et al. 2002, Dai et al. 2004, Lebel and Ali 2009, Panthou et al. 2014) is considered as one of the strongest climatic signal of the 20th century (L'Hôte et al. 2002, Dai et al. 2004, Narisma et al. 2007). In addition to dramatic consequences on the population, this drought induced long term changes on the eco- and hydrosystems. Since the 90s the region has come back to wetter conditions even though the annual rainfall is not back to the levels reached in the 50s or 60s. This recent recovery is heterogenic over the Sahel, with dry conditions persisting in the Westernmost part (Nicholson et al. 2000, L'Hôte et al. 2002, Dia et al. 2004, Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014). In the Central-East Sahel the rainfall deficit is dropping over the last decade, interannual variability is strong (Dai et al. 2004) and rainfall appears more intense (more extreme events) than in the50s and 60s (Panthou et al. 2014).

Concurrent with these climatic variations West Africa has experienced major hydrological changes. The Niger is the largest river of West Africa and goes through a strong climatic gradient from the humid Guinean region to the sub-desertic Sahara and through the semi-arid Sahel. The hydrological response to the extended drought of the 70s-80s has been different in the various sub-regions of the Niger basin. In the Guinean region the discharge deficit was twice as important as the rainfall deficit (Briquet et al. 1996, Mahé et al. 2000, Mahé 2009, Paturel et al. 2010). After the 70s-80s the discharge deficit of the Bani (the main tributary of upper Niger River) compared to the 50s reached 80% (Mahé et al. 2000). During the same dry years the phenomenon kown as "sahelian paradox" (Descroix et al. 2009) was observed in many part of the Sahel: an increase in runoff despite the deficit in rainfall (Albergel 1987, Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, 2005, 2009). This phenomenon resulted in a discharge increase in exoreic[4] basins (Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, 2005, 2009, Descroix et al. 2009, Amogu et al. 2010) and in larger pond surfaces, infiltration and water table levels in the endorheic[5] areas (Desconnet et al. 1997, Leduc et al. 2001, Favreau et al. 2009, Gardelle et al. 2010).

The discharge of the Niger River in Niamey, the capital city of Niger, is impacted by the hydrological behaviour of both the upper Niger basin and of the sahelian tributaries. The rainfall in the upper Niger triggers the "*Guinean flood",* which propagates slowly and occurs in Niamey after

[4] *where the hydrographic network does connect to a river and or to the ocean*
[5] *where the hydrographic network does not connect to a river*

the rainy season (around January) (Millot 1913, Pardé 1933, Descroix et al. 2012, Sighomnou et al. 2013). The rainfall drained by the Sahelian tributaries in the vicinity of Niamey, superimposes on the Niger River flows and triggers the *"Red flood"*; "*red*" refers to the colour of the water loaded in iron oxide sediment during this period (Millot 1913, Pardé 1933, Descroix et al. 2012, Sighomnou et al. 2013). Before the rainfall deficit of the 70s-80s the hydrograph in Niamey was single peaked; the *Red flood* was lower and almost merged with the *Guinean flood*. Gradually after the 70s-80s, the runoff increased in the sahelian tributaries enhancing their contribution to the *Red flood*. Consequently the hydrograph in Niamey evolved from a "one peak" to a "two peak" shape (Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, Amogu et al. 2010, Sighomnou et al. 2013). Descroix et al. (2012) poetically described this phenomenon as "the dromedary became a camel". The increasing intensity of the *Red flood* in the last decade has enhanced the inundation risk, causing dramatic human and material losses. In 2003, 2010, 2012 and 2013 water levels and duration of the inundation were the highest ever recorded since the beginning of observations in 1920 (Sighomnou et al. 2013).

The reasons for this dramatic increase in the flood risk in Niamey are still debated by the scientific community. Previous studies (Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, Amogu et al. 2010, Descroix et al. 2013) have invoqued the increase of the runoff coefficient in three main tributaries of the Niger before Niamey (the Gorouol, Dargol and Sirba rivers) since the 70s. Several authors (Seguis et al. 2004, Leblanc et al. 2008, Descroix et al. 2009, 2012) attributed this hydrological changes to Land Use and Land Cover (LULC) changes. In Sahel runoff is indeed mainly controlled by surface conditions (Collinet et Valentin, 1979, Albergel et al. 1987, Cazenave et Valentin, 1992), which have been changing under climatic (Hiernaux and Le Houérou 2006, Leblanc et al. 2008) and anthropic pressure - wood harvesting (Peltier et al. 1995, Leblanc et al. 2008) or crop extension (Valentin et al. 2004). Recently small scale changes in the hydrographical network in the vicinity of Niamey have been invoqued as a possible driver for *Red flood* increase (Amogu et al. 2010, Descroix et al. 2012, Mamadou et al. 2015). In some parts of the Niger left bank, which used not to contribute to the river (endoreism), heavy runoff has increased the network connection (Leblanc et al. 2008, Amogu et al. 2010) and opened new water channels to the main river. The role of a changing rainfall regime in the flood risk increase is also an open question (Nka et al. 2015). Recent studies imply that rainfall is intensifying in Sahel (Panthou et al, 2014). In a region where the runoff is very dependent on high rainfall intensities (Vischel et Lebel 2007, Casse et al. 2015) a strong hydrological response to rainfall extremes is expected.

The interactions and co-occurrence of the LULC, water pathway and rainfall changes over the past decades, makes it difficult to attribute the flood risk increase on the basis of observations alone.

Unlike the intricate reality, models allow testing the influences of each processe or variable independently. Model based studies have described the role of LULC on runoff in West Africa (Mahé et al 2005, Li et al. 2007). Many authors used hydrological modelling (based on different scale, basin, data set and model to infer the role of climate and LULC on hydrological changes in West Africa since 1950 (1950-1998: Seguis et al. 2004, 1951-2000: D'Orgeval and Polcher 2008, 1950-2009: Aich et al. 2015). The conclusions differ among these studies: D'Orgeval and Polcher (2008) found that LULC was less important than rainfall changes, in contrast to Seguis et al. (2004), while Aich et al. (2015) concluded on the role of both LULC and climate. None of these studies include the most recent period and the record *Red flood*s of 2010 and 2012. Casse and Gosset (2015) presented a preliminary work based on a satellite rainfall product (PERSIANN-CDR) between 1983 and 2012. They showed that rainfall variability alone could explain the observed changes in the Niger river hydrograph in Niamey over the last 30 years.

This paper analyses the evolution of the Niger *Red flood* in Niamey from 1950 to 2012 based on long term records of rainfall and discharge, and a hydrological model. It investigates the sensitivity of the hydrological response to rainfall variability, and also to LULC and drainage area changes. Casse and Gosset (2015) highlighted the role of rainfall over the last 3 decades. The present work investigates if similar conclusions can be drawn when a longer period, that includes the 50s-60s wet conditions and the 70s-80s droughts, is considered. The model is first run with present LULC conditions in order to analyse solely the effect of rainfall variability. The impact of LULC and drainage area modification is investigated in a second step. The numerical experiment is first carried out over the 1983-2012 period where 3 different and independent rainfall products are available. This is to verify that previous conclusions on the hydrological impact of rainfall changes over the last 30 years are robust and independent of the rainfall data set. The changes since 1950 are then analysed using the only data set available for the extended period (based on rain gauges). Section 2 describes the study area, the data and the hydrological model set up. Section 3 presents the observed changes in rainfall and discharge over 1950-2012. Section 4 analyses the hydrological model output, compares the simulated and observed changes over the six decades, and discuss the sensitivity to LULC and drainage area changes. Section 5 gives the conclusions about the role of rainfall variability and other sources of change in the increase of the *Red flood* events since the 1950s.

2. Data and method

2.1 Study area and hydrological context

This study focuses on the area where the runoff responsible for the *Red flood* is produced. This area is situated in the middle Niger basin, in the sahelian belt, between Ansongo (15°40'N, 0°30'E, Mali) and Niamey (13°31'N, 2°6'E, Niger) as contoured in red in Fig.1 (top left panel). The right bank of the Ansongo-Niamey reach collects 3 main tributaries (Fig. 1 bottom lef pannel): the Gorouol (in Alcongui), the Dargol (in Kakassi) and the Sirba (in Garbey). These are the first tributaries of the Niger river since the inner delta. The Gorouol, Dargol and Sirba are ephemeral rivers, named koris, which flow only during the rainfall season. The left bank of the Niger in the study zone is mainly endorheic. The hydrographical network is organised in connected ponds and the runoff does not contribute much to the Niger river. Amogu et al. (2010) and Mamadou et al. (2015) have reported however that in parts of the left bank the hydrographical network is changing and water channels are created down to the main river bed; the phenomenon is known as "endorheic rupture" and increase the runoff contribution from the left bank to the Niger main stream.

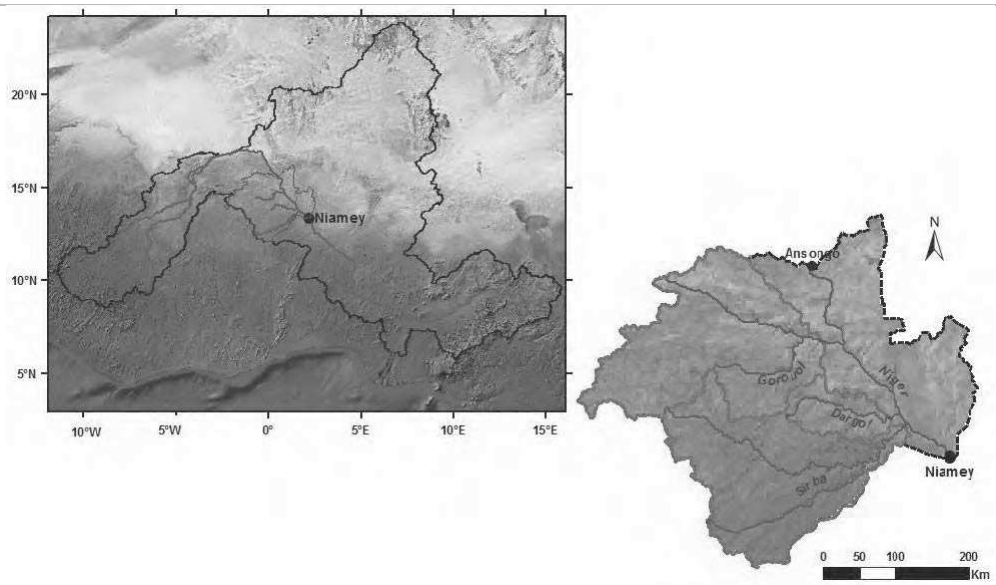


Figure 1 : Map of the Niger basin (top left) and zoom on the Ansongo-Niamey reach basin (bottom right). The red contours on the bottom right plots delineate the 3 main tributaries contributing to the Red flood (C. Casse and L. Gal, based on SIEREM and NOAA data base).

Figure 2 displays the discharge recorded at Ansongo and Niamey gauging stations in 2012 and 1955. 2012 is a good illustration of a strong *Red flood* event in Niamey. As discussed in the introduction and visible in Fig. 2b, the discharge in Niamey is the superposition of the *Guinean flood,* arriving from the upper Niger basin (as seen at Ansongo, Fig. 2Figure 2a) and, of the additional runoff generated in the Gorouol, Dargol and Sirba basin between July-October.

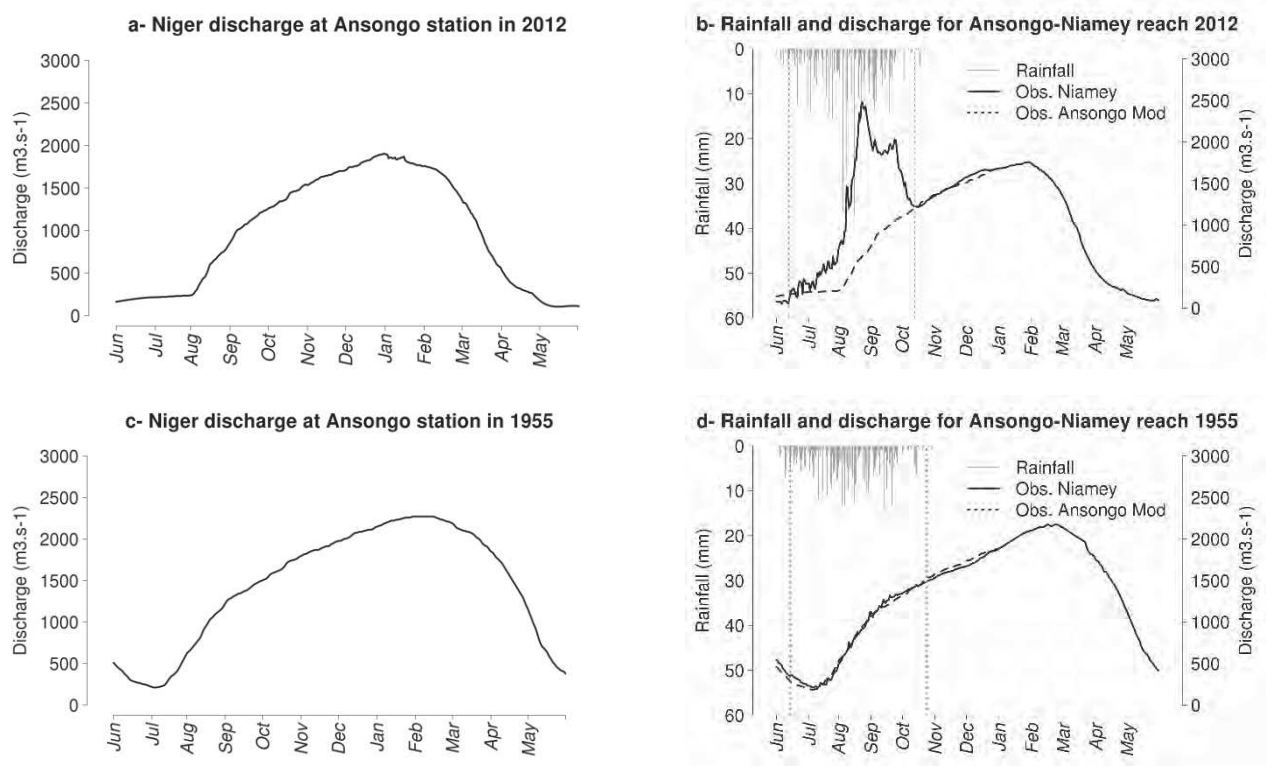


Figure 2 : Discharge of the Niger in Ansongo station in 2012 (a) and 1955 (c) and discharge of the Niger in Niamey (black line) and Ansongo (dashed line) after morphing (see text) in 2012 (b) and 1955 (d). The downwards bars in b) and d) are the daily rainfall in Ansongo-Niamey reach basin. The blue vertical lines in b) and c) indicate the beginning and the end of the Red flood period.

2.2 Discharge data

Five discharge gauging stations within the studied zone are used to analyse the observed changes and also as input/comparison for the model simulations. Ansongo (Mali) at the head of the study zone is needed to analyse the *Guinean flood* before any influence of the *Red flood* on the discharge. Ansongo data is also needed as input to the hydrological model (see below). The discharge in Niamey is the main focus of this work, and is the best quality data record of all five. The discharge at the 3 right bank tributaries outlets (Alcongui, Kakassi and Garbey) is used to quantify the locally generated runoff and its variability over the years. All discharge data is provided by the Niger Basin Authority (ABN) data base. The data set covers 60 years from 1953 to 2012 for Ansongo and Niamey (with a significant number of missing data during low flows water in Ansongo during 60s and 90s), and 1957-2012 period for Alcongi, Kakassi and Garbey stations with 28 complete common years (1957, 1963 to 1975, 1977, 1979, 1980, 1982 to 1987, 2006, 2006 to 2008 and 2012).

2.3 Quantifying the Red flood contribution to Niamey's discharge

As the study focuses on the *Red flood* in Niamey, a first challenge is to isolate this flood from the *Guinean flood* in the Niamey discharge, based on available observations. For recent years, where the two floods are clearly independent (Fig. 2b), an automatic algorithm based on maxima detection can be implemented. For distant years where the two floods were almost merged (Fig. 2d) the task is difficult. A two-step method suitable for both merged and non-merged flood hydrographs is implemented. First, the period where the runoff leading to *Red flood* occurs is delimited. Second, the *Red flood* contribution is quantified based on comparing Niamey's and Ansongo's discharge.

For each year the *Red flood* period is delimited based on the observed rainy season, as illustrated with the vertical lines in Fig. 2 (b an d). The longest rainfall record, available for the whole 1953-2012 period is used (see section 2.3 below). The starting date of the *Red flood* period is set as the day when 10% of the annual rainfall amount is reached. The end date is set to the day when 98% of the annual rainfall is reached plus a 10 day margin. The margin accounts for the time needed for runoff over the entire drainage area to reach Niamey.

Once the *Red flood* period is delimited, the next step is to quantify the proportion of Niamey's discharge attributable to runoff in the Ansongo-Niamey sub-basin, from what is propagating from the upper basin. Two methods have been used. The first method assumes that the main runoff contribution between Ansongo and Niamey comes from the 3 right bank tributaries. With this assumption the sum of the 3 discharges can be used as a proxy. This method however occults the contribution of direct rainfall over the river bed or runoff from the left bank. Also the station records are not available on the entire studied period. The second method is based on subtracting the Ansongo's discharge to the Niamey's discharge. Note that during the *Guinean flood* (Fig. 2 a and c) the discharge in Ansongo is higher than in Niamey (Fig. 2 b and d). The source of this loss is not yet understood; according to ABN experts it may come both from evaporation and water loss through bedrocks fracture or flush back from Niger main stream into dry koris after the rainy season. This loss must be accounted for before substracting Ansongo's to Niamey's discharge. To do so Ansongo's discharge is morphed to fit the shape of the *Guinean flood* as observed in Niamey. This is illustrated by the difference between the dash line in Fig 2b (resp. 2d) and the plain line in Fig 2a (resp. 2c). Then the local contribution is estimated as the area between Niamey's discharge (black line in Fig 2b) and Ansongo's morphed discharge (dash line), between the beginning and end of the red flood period (vertical blue lines in Fig 2b).

Whatever the method used, the estimation of local runoff production is prone to uncertainty. In method one (sum of 3 tributaries discharge) the errors may come from the quality of the data record

and ignoring rainfall over the river bed and the left bank. In method two, most of the error comes from the quality of the data record in Ansongo and also from the difficulty to quantify the losses in the discharge between Ansongo and Niamey. In any case, the objective here is not an accurate quantification of the runoff every year but rather the analysis of the main trends and relative changes over 60 years.

2.4 Rainfall data record

Rainfall data is used in section 3 to analyse the observed changes in the climatic and hydrological signals. It is also needed as forcing for the hydrological model. Rainfall over the Niger basin is associated with the West African Monsoon and falls mainly between June and October. In the studied area, like in overall Sahel, 90% of rainfall comes from propagating Meso-scale Convective Systems (MCS) (Laurent et al. 1998, Mathon et al. 2002, Lebel et al. 2003). Although MCS patterns varies, they often organize in a curved convective line followed by a stratiform region (Houze 1993). The resulting rain fields are characterized by strong space-time variability, with intense rain rates when the convective front is passing through (typically during less than an hour in a given point at ground) followed by a few hours of less intense rainfall in the stratiform part. Reproducing this highly spatially and temporally variable patterns is a challenge for the different rainfall products. This is an important point when forcing models because the hydrological response depends not only on the accumulations but also on the distribution of rainfall in time, space, and intensity classes (Gosset et al. 2013, Casse et al. 2015). Three rainfall data records have been used in this work (Table 1). All three are spatialized rainfall products, provided on a regular grid and well suited for forcing a distributed hydrological model. Two of the products are based on rain gauge information and one on satellite information. The three products are described below. Their assessment against a dense network of gauges situated in Niamey is presented in the appendix 1.

- *"KRIG" : a research product based on a rich set of operational gauges (available since 1950)*

This regional product provided by the Laboratoire des Transfert en Hydrologie et Environnement (LTHE), hereafter named KRIG product, is a gauge based rainfall estimate. This product is based on a data base first built by Le Barbé et al. (2002) and updated by Panthou et al. (2014). KRIG product is based on rain gauge records from different institutes: the Centre Inter-Etats d'Etudes Hydraulique (CIEH), the AGRometeorology, Hydrology, METerology centre (AGRYMET) and the National Weather services from several African countries (DMN in French). The available network density is variable during the period and inside the basin. Over the studied area and after quality control, the available number of stations ranges from 60 to 15 gauges between 1950 and 2012, and since 2006 the network is sparser, with less than 30 gauges (Fig. 3). As in Vischel et al. 2011, the kriging technique

is used to interpolate the daily gauge information and provide a regularly gridded product with a 0.5*0.5° resolution.

- *"CPC" : an operational gauge product (available since 1979)*

The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Centre (CPC) provides the CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation, here after named **CPC**, and available on http://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/ CPC_UNI_PRCP/GAUGE_GLB/ (both data and documentation). This daily-0.5° product, available from 1979 to present, is based on the Gandin (1965) optimal interpolation which according to Chen et al. (2008) provides a robust global precipitation estimate in different condition of climate, season and network density. On the contiguous United States a correlation of 0.5 was found between the referenced network (30km station-to-station distance) and a synthetic sparse network which mimics tropical Africa situation (400km station-to-station distance) (Chen et al. 2008). On the Ansongo-Niamey reach basin, the annual mean number of gauges has been increasing over the period and ranges from 1.5 (1980) to 6.2 (2010) (Fig. 3). This density is very low compared to the density provided by the KRIG product above. Casse et al. (2015) however showed that a hydrological model forced with CPC gave satisfactory results over the area for the 2000-2013 period, where the annual mean number of gauges is around 5.2 (±0.66).

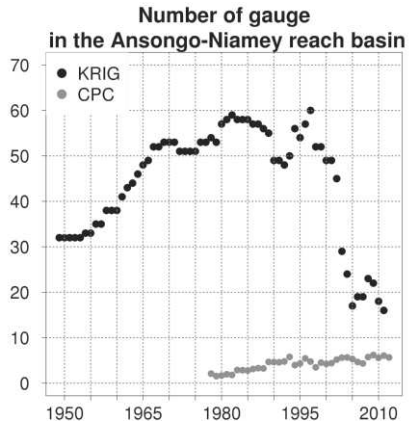


Figure 3 : Number of rain gauges for the two in-situ rainfall estimates products KRIG (a) and CPC (b) on the Ansongo-Niamey reach basin.

- *"PERSIANN-CDR" a satellite based product (available since 1983)*

Based on the PERSIANN algorithm (Sorooshian et al. 2000) a new Climate Data Record called PERSIANN-CDR (Ashouri et al. 2015) with a daily-0.25° resolution is currently available from 1983 to present (www.ncdc.noaa.gov/cdr/operationalcdrs.html). PERSIANN-CDR is based on high

temporal resolution infrared information from geostationary satellite (GridSat-B1, from the International Satellite Cloud Climatological Project, ISCCP) and a bias correction based on the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly rainfall estimates (Ashouri et al. 2015).

Table 1: Summary of the different rainfall estimate products characteristics.

	Data	Cover	Temp. Res.	Spa. Res.	Dates	Used period	Agencies	Ref	Web
KRIG	in-situ		Daily	0.25°	1950-2012	1953-2012	LTHE	Panthou et al., 2014	
CPC	in-situ	Global	Daily	0.5°	1979-present	1983-2012	NOAA /CPC	Chen et al., 2008	http://www.cpc.noaa.gov/products/fews/data.html
PERSIANN-CDR	satellite in-situ	60° N-S	Daily	0.25°	1983-2013	1983-2012	NOAA	Ashouri et al., 2015	http://www.ncdc.noaa.gov/cdr/operationalcdrs.html

2.5 Hydrological model and set up

The hydrological simulation is based on the ISBA-TRIP model, already used in Casse et al. (2015) and Casse and Gosset (2015) to study the Ansongo-Niamey reach of the Niger basin. Casse et al. (2015) tested the model over the 2000-2013 period with a variety of rainfall products. They showed that ISBA-TRIP was able to reproduce the frequency of *Red flood*s in the recent period. Casse and Gosset (2015) used the same model and the rainfall product PERSIANN-CDR to study the 1983-2012 period, also with satisfactory results.

- *The ISBA-TRIP coupled model*

Within the SURFEX modelling platform (developed by Météo France and standing for SURFace Externalisée in French; www.cnrm.meteo.fr/surfex/, Masson et al. 2013), a Land Surface Model (LSM) is coupled to a routing model (RM). ISBA-TRIP is a distributed model based on an explicit representation of the physical processes.

The LSM, called ISBA (Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere) computes the water (and energy) balance based on the soil/vegetation properties of each grid cell and the atmospheric forcing provided at each time step. Several options are available within ISBA to produce runoff; here the production is based on a parameterization of sub-grid hydrology.

ISBA output feeds the routing model called TRIP (Total Runoff Integrating Pathway) which turns surface runoff, ground water and floodplain water contributions into discharge for each grid cell, and then propagates the surface flows through the river network. TRIP reservoirs implemented in the version 6 of SURFEX (currently used in this study) are: the river, the ground water, the flood plain, and the aquifer. Within these reservoirs, evaporation and infiltration occurs only in flood plains.

Distributed parameters (based on physical equation or on fixed values) control the river hydrology: length, slope, width, depth, Manning coefficient of the river, Manning coefficient of flood plain, partitioning coefficient between groundwater and aquifer, return time of groundwater and aquifer to the river.

For more precision on the ISBA-TRIP model physics please refer to Noilhan and Planton (1989, first developers), Boone et al. (1999, for the soil layers physics), Decharme et Douville (2005 and 2007, for the subgrid hydrology), Decharme et .al (2006, for vegetation impact on infiltrtion) or Pedinotti et al. (2012, for the implementation on the Niger basin).

The model is implemented on the Ansongo-Niamey reach basin (Fig. 4) with a grid resolution of 0.5°*0.5° and a 3h time step for the atmospheric forcing. This configuration is described in details in Casse et al. 2015 and Casse and Gosset 2015. The value of the daily discharge at the head of the reach (Ansongo pixel) is needed as input. The observed discharge data at the Ansongo station provided by the ABN is used for this purpose.

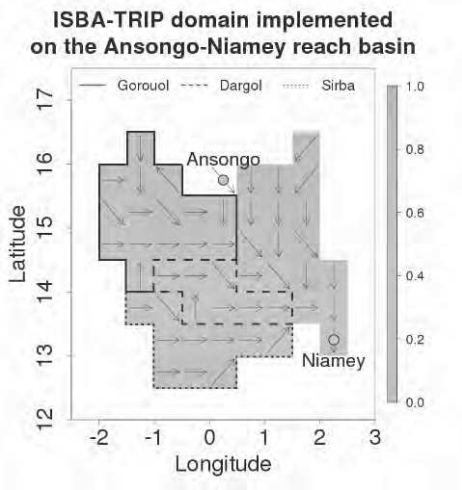


Figure 4 : ISBA-TRIP domain implemented on the Ansongo-Niamey reach basin. The color scale represent the vegetation fraction on the area. Green colour and values close to 1 indicate full vegetated cells and brown colour and values close to 0 indicate bare soil.

- *Atmospheric forcing*

ISBA needs a classical atmospheric forcing (precipitation, temperature, pressure, humidity, radiance and wind) to compute the water balance for each grid cell. Here the atmospheric forcing, except for rainfall, is provided as a climatological mean value for each day. The daily value was computed from the 2003-2012 period based on the WATCH Forcing Data methodology applied to

ERA-Interim data (WFDEI, Weedon et al., 2011), reanalysed by Météo France (Decharme personal communication). Sensitivity tests have been run to verify the sensitivity of the model output to the atmospheric forcing. The tests showed that using a climatological mean does not impact the simulated discharge during the high flow and does not change the characteristic of the simulated *Red flood*. The focus here being on the *Red flood* simulation, the sensitivity to the rainfall forcing is the dominant factor.

The rain forcing is provided by the three rainfall data set described in 2.2, PERSIANN-CDR, CPC and KRIG. Since the model is not calibrated for each products, the differences between the 3 simulations are due to differences between the rain products (Appendix 1). Using 3 independent rainfall dataset will consolidate the conclusions concerning the role of rainfall changes on hydrology.

- *Vegetation map*

The parameters needed for ISBA to compute energy and water balance, are based on the vegetation cover and soil properties. In the reference simulation the vegetation map (vegetation type and fraction, Fig. 4) is based on the Ecoclimap data (Masson et al. 2003, which cover 2002-2006 period) and the soil texture (sand, silt proportion) is based on FAO data. These data sets are considered as representative of the current situation in the area. The bare sol proportion on the basin ranges from 20 to 100% and follow the rainfall latitudinal gradient with less vegetation in the north than in the south. Within ISBA, the vegetation cover of the Ansongo-Niamey reach basin is composed mainly of sahelian savannah and bush sahelian savannah, which present low coverage (LAI < 2 and at least 20% of bare soil). Contrary to landscape description found in the literature (Amogu et al. 2010, Descroix et al. 2012), Ecoclimap data does not consider any croplands in the study area. However sensitivity studies (not shown) have shown that the model is sensitive to the vegetation cover fraction (LAI and proportion of bare soil) rather than the vegetation type (crop vs no crop). Thus LULC changes impact on hydrology is explored by changing the vegetation cover fraction.

The simulations over the whole 1953-2012 period are first run with the current soil/vegetation characteristics, with the objective to analyse only the impact of rainfall regime changes. In a second step the vegetation cover fraction is changed to be more representative of the beginning of the period, with less area covered by bare soil and more wood.

3. Observed rainfall and hydrological changes since 1950s

This section summarizes the hydrological and climatic changes observed over the study area since the 1950s. The variability of the discharge in Niamey is analysed in the light of the variability of its two components: *(i)* the *Guinean flow* arriving through Ansongo and *(ii)* the runoff generated over the Ansongo-Niamey sub-basin. The analysis is based on the inter-annual series of the normalized rainfall index and similar indexes computed from the discharge data. The normalized rainfall index, for a series of N annual rainfall accumulation values R_i (here N=60) is defined each year *i* by:

$$I_i = \frac{R_i - \bar{R}}{\sigma_R} \qquad (Eq.\ 1)$$

where $\bar{R}$ and σ_R are the mean and the standard deviation of the R_i series. Similar indexes have been computed from the discharges data during the *Red flood* period based on the following yearly mean variables:

- The mean discharge in Ansongo (in m^3s^{-1}).
- The mean discharge in Niamey (in m^3s^{-1})
- The mean *differential discharge* computed as the difference between the Niamey and the morphed Ansongo discharges.
- The mean of the sum of the discharges from the 3 tributaries (Dargol, Sirba and Gorouol).

As discussed in section 2.2 the two last variables are proxies to the local runoff contribution to Niger discharge. All the variables above are calculated during the *Red flood* period. This period is calculated each year based on the rainfall time series as detailed in section 2.1.

Figure 5 illustrates the rainfall and hydrological changes in the Ansongo-Niamey reach basin through 6 decades, from 1953 to 2012.

The rainfall index (or anomaly) (Fig. 5a) is based on the KRIG rainfall estimates (the only product available on this long period). The 50s and 60s are the wettest decades of the studied period (all years present a positive index), followed by two decades with rainfall deficit in the 70s and 80s (starting in 1968). Since the 90s the rainfall index presents strong interannual variability; it is higher than in the dry period but still below the wettest decades. These results, derived for the Ansongo-Niamey reach basin with the KRIG rainfall data set, are consistent with the 3 main climatic periods the Sahelian region has undergone since 1950, as described in the literature (Lamb 1982, Le Barbé et Lebel 1997, Nicholson et al. 2000, Camberlin et al. 2002, Le Barbé et al. 2002, L'Hôte et al. 2002, Dai et al. 2004, Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014). Both wet and drought decades were observed

and the heterogenous rainfall recovery highlighted by several authors (Nicholson et al. 2000, L'Hôte et al. 2002, Dia et al. 2004, Lebel et Ali 2009, Panthou et al. 2014) is confirmed over the studied area.

Figure 5b, c and d illustrate the inter-annual variability of respectively, the mean discharge in Niamey during the *Red flood* period (Fig. 5d), and its two contributors: the *Guinean flow* as recorded in Ansongo (Fig. 5b) and the local runoff (Fig. 5c). In Fig. 5c the two proxies used to quantify local runoff contribution to the discharge (section 2.3) are displayed. The grey shade is for the index computed from the differential discharge between Ansongo and Niamey; the yellow colour is for the index based on the sums of the tributaries. The gaps in the latter series are due to missing data.

As expected, the trends in the Ansongo discharge variability are consistent with what is known of rainfall variability in West Africa and Sahel over the last 60 years: the wet decades of the 50s and 60s are associated with the highest discharge index, the long period with negative index during the 70s and 80s highlights the decrease in discharge during the drought in the upper Niger basin. From the 90s the discharge index have increased again but are still lower than in the 50s-60s wet conditions and shows an enhanced inter-annual variability.

In contrast with the relatively similar trends displayed by rainfall (Fig. 5a) and the Ansongo discharge (Fig. 5b) the index for the local runoff contribution (Fig. 5c) shows a very different evolution over the 6 decades. The salient feature is an increase over the period with mostly negative values until the mid 80s and increasing positive values afterwards. Given the many sources of uncertainty in deriving the two proxies (section 2.3) the agreement is quite remarkable and shows that the observed trend is robust. Both proxies agree that wet decades present smaller index than drier ones; indicating that runoff in the Ansongo-Niamey basin tends to increase over the entire studied period, with a sharp increase since the 90s. This result reflects the paradoxical behaviour of Sahelian basins described by several authors (Albergel 1987, Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, 2005, Mahé et Paturel 2009, Descroix et al. 2009, 2012, Sighomnou et al. 2013). Previous studies have attributed the changes in runoff coefficient to the effect of LULC changes (Seguis et al. 2004, Leblanc et al. 2008, Descroix et al. 2009, 2012). The reason for the sharp increase in runoff since the 90s and the possible role of rainfall intensification is debated in the community. Analysis at the yearly scale, as presented above does not allow to conclude. The model based simulations in the next section shine some light on these questions.

As expected, Niamey *Red flood* (Fig. 5d) changes over 1953-2012 reflect the influence of the flow coming from the upper basin (Fig. 5b) and local contributions (Fig. 5c). In the 50s and 60s when the upper flow is high but local runoff is small, the mean discharge index is average, with a succession

of positive and negative years. During the 70s and 80s drought it reaches the lowest values. In the recent period when the index for the upper basin flow is average but local runoff is increasing sharply, the *Red flood* levels increase drastically and reach their highest values.

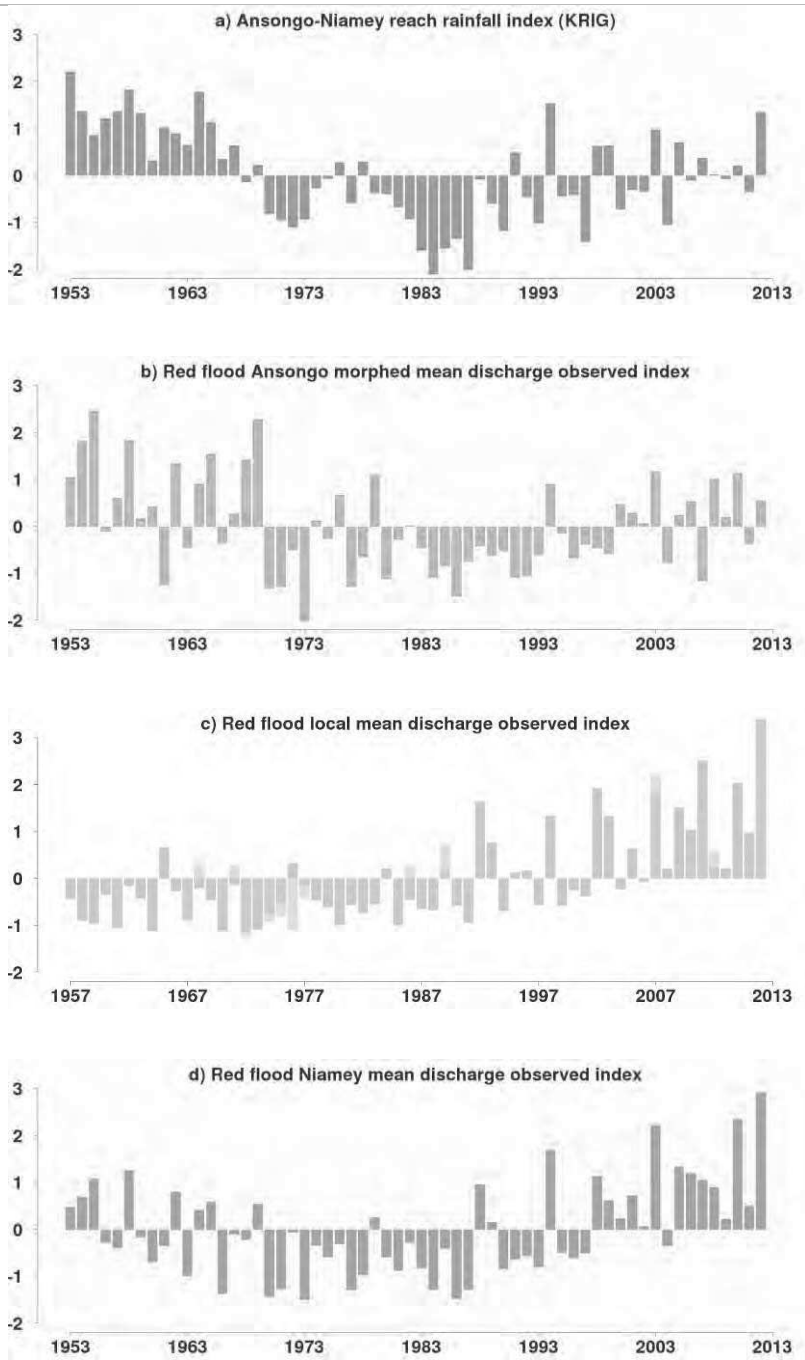


Figure 5: Evolution between 1953 and 2012 of the normalized indexes of: rainfall (a), Red flood period mean discharge in Ansongo (b), Red flood period mean differential discharge (c, grey), Red flood period mean discharge of the 3 right bank tributaries (c, yellow) and Red flood mean discharge Niamey (d).

4. Model based analysis, sensitivity tests and attribution of the changes

This section presents the modelling results and their ability to reproduce the hydrological changes discussed in the previous section. First for the entire simulated period (1953-2012) the soil/vegetation parameters in ISBA-TRIP are held constant from year to year and the only source of variability in the hydrological response is the discharge in Ansongo and the rainfall forcing. The drainage area and vegetation maps are those of Figure 4, and are representative of present conditions. If this simulation is able to reproduce the observed changes, then rainfall variability can be considered the main driver for the hydrological changes. If not, other sources of change in the hydrological response, such as LULC, should be explored via the model. The results are first presented for 1983-2012 when 3 different rainfall forcing are available. This is the period when the sharpest increase in the runoff has been observed (Fig. 5c) and record *Red flood*s occurred. This is also the period when the Niger's hydrograph has gradually transformed into a two peak shape. Can the simulation reproduce these changes? Can they be explained by the rainfall "recovery" from the 90s? The simulations since 1953 are then presented to verify if the paradoxical behaviour illustrated by Fig. 5a and d (wet years and average *Red flood* in the 50-60 period, average rainfall and extreme floods in the 90-2012 period) can be reproduced. The sensitivity to the vegetation cover and to the drainage area is explored.

4.1. 1983-2012 period

- *Mean decadal hydrograph*

The mean decadal hydrograph is a good synthetic indicator of the salient changes between the decades. The observed and simulated decadal hydrograph for the last 3 decades (1983-1992, 1993-2002 and 2003-2012) are presented in Fig. 6. According to Fig. 6a the observed discharge has globally increased through the 3 decades, both in term of flood length and intensity. The increase in the Guinean flood (November to May) is consistent with the increase in the Ansongo discharge already discussed (Fig. 5b). The progressive apparition of the Red flood, clearly separating from the Guinean flood in the last decade (2003-2012) is visible in Fig. 6a. The decadal mean of the total water volume during the Red flood (integration of Niamey discharge during the Red flood), raised from 5.1 to 8.9 km^3 during the 3 observed decades (Table 2). The enhancement of the Red flood due to the combined effect of an increase in the upper basin flow (Fig. 5b) and local runoff (Fig. 5c) is visible on the decadal hydrographs.

The simulated decadal mean hydrographs, based on the 3 rainfall forcing – KRIG, CPC and PERSIANN-CDR – are able to reproduce the main features of the observed changes: the *Red flood* increase and the progressive bi-modal shape reinforcement (Fig. 6b, c, d and Table 2).

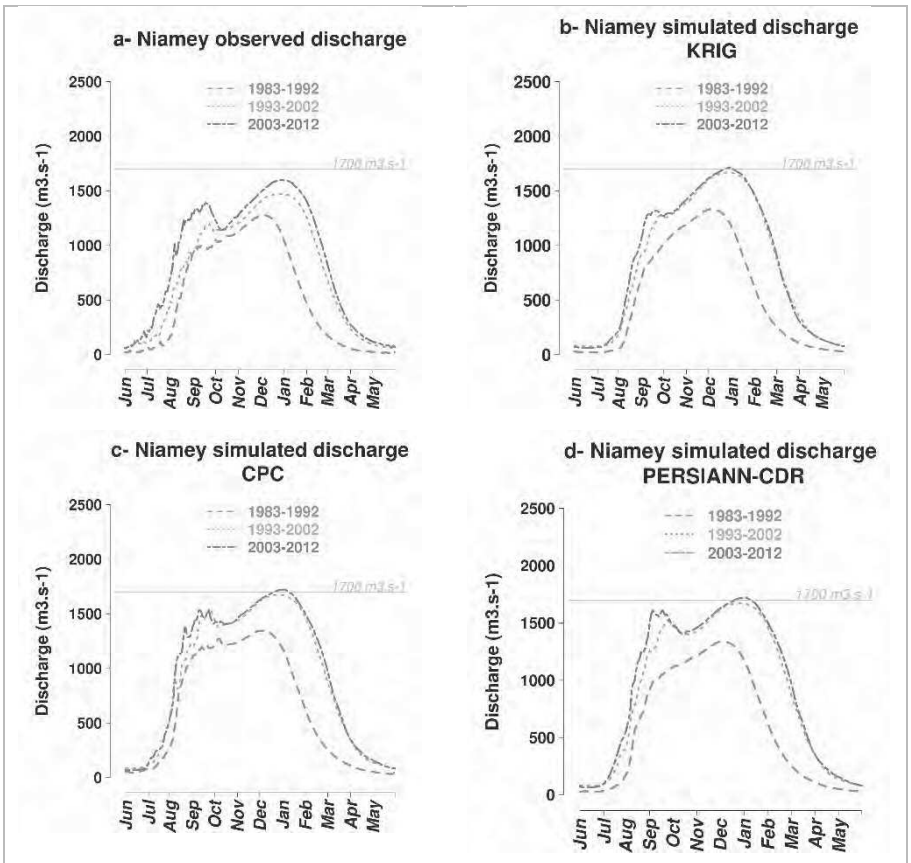


Figure 6: Observed and simulated decadal mean Niamey discharge between 1983 and 2012.

- Quantile-quantile analysis

The frequency distribution of the daily discharge during the *Red flood*, for each decade are analysed. The simulated and observed distributions are compared in two ways: *(i)* first the observations and simulations are compared decade by decade (Fig. 7), in order to verify the ability of the model to reproduce realistic distributions of the daily discharge; *(ii)* then the relative changes in the distributions, between decades, are analysed both for observations (Fig. 8a) and for observations (Fig. 8b, c and d).

The distribution comparison between simulated and observed daily *Red flood* discharge (Fig. 7) for the 3 decades, highlights that all simulations tend to overestimate the observed discharge, for each 3 decades. This is confirmed in Table 2 with the values of the mean decadal volume of the *Red flood*. This systematic overestimation is mainly due to the observed deficit between Ansongo and Niamey (section 2.2), which is not simulated by the current modelling. The differences among the 3 simulations are due to differences in rainfall distribution among the 3 rain products (Appendix A).

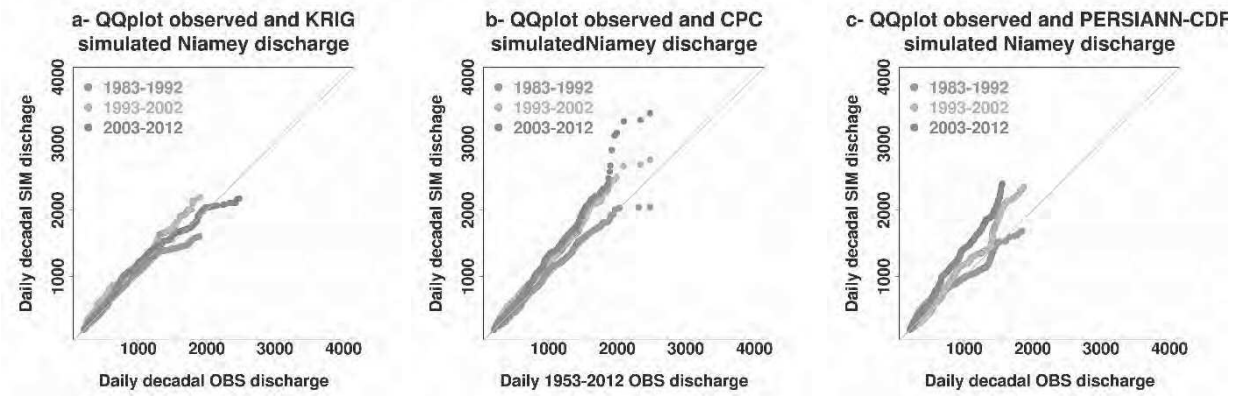


Figure 7: Quantile-Quantile plot of the Red flood period distribution of daily discharge of each decade between 1983 and 2012. The x axis is for observations and the y axis for the simulations.

Despite the overall positive bias, the simulations reproduce the observed relative changes between the driest (1983-1992) and the most recent decades (2003-2012) (Fig. 8): an overall increase of the discharge. For the 1993-2002 decade, simulations are too close to the 2003-2012 distribution while in the observations the 1993-2012 distribution is closer to the driest decade 1983-1993. Because of missing data in the Ansongo discharge data during the 90s, part of the series was reconstructed by interpolation. As the Ansongo data is used as an input to the hydrological model (section 2.4), these errors in the discharge may explain some of the discrepancies in the 1993-2002 simulations.

These results show that with constant LULC and drainage area conditions, the simulations are able to reproduce the main trends of the hydrological regime changes between 1983 and 2012: the discharge increase and the *Red flood* reinforcement are well simulated. Interannual rainfall variability can thus be considered as the main driver for the hydrological changes during 1983-2012 period, as already found in Casse and Gosset (2015). Here, the use of 3 different rainfall products, based on independent data sets, methods, and with different characteristics over the domain (Appendix A), reinforce the previous results.

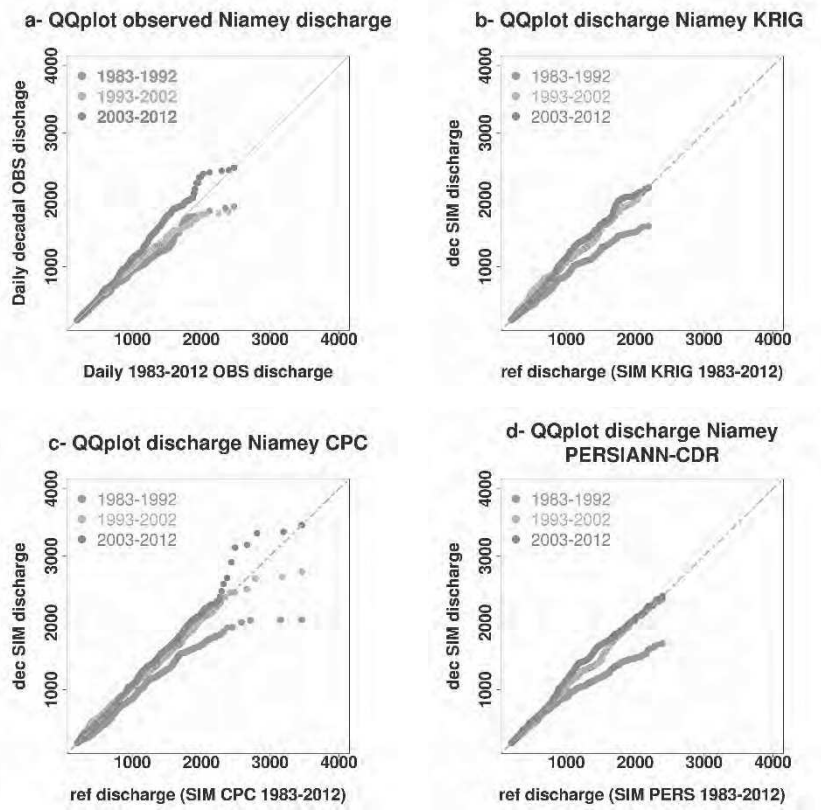


Figure 8: Quantile-Quantile plot of the distribution of daily discharge in Niamey (observed in a ; simulated in b-c-d) for each decade, the reference (x axis) is the Red flood observed/simulated daily discharge between 1983 and 2012

4.2.<u>1953-2012 period</u>

Over the 1953-2012 period, the observed mean decadal hydrograph (Fig. 9a) varies according to the 3 climatic periods observed in Fig. 5a: *(i)* the highest discharge and longest high water level season are observed during the wettest decades (1953-1962 and 1963-1972), *(ii)* discharge decreases during the first dry decade (1973-1982) and reaches its lower level during the driest decade (1983-1992), *(iii)* before rising up over the two last decades (1993-2002 and 2003-2012), but without reaching the 50s-60s levels. From 1953 to 1982, the decadal hydrograph is unimodal. A few individual years present a bi-modal shape (1964, Fig. 12), but these are too few to influence the decadal mean. In any case the *Red flood* level never exceed the *Guinean flood* in these early decades. The last decade (2003-2012) bi-modal hydrograph shape, reflects the increase in intensity and frequency of the annual bi-modal regime and the occurrence of the *Red flood* overpassing the *Guinean flood* (2012, Fig. 2b). Based on the total water volume of the *Red flood* two major period appears, consistent with the annual mean Niamey *Red flood* discharge index (Fig. 5d): *(i)* 1953 to 1993 characterised by a decrease of

the decadal mean volume during the rainy season (from 7.3 km^3 in 1953-1962 to 5.1 km^3 in 1983-1992) and (ii) 1993 to 2012 characterised by a steady increase towards the highest values of the whole period (from 7 km^3 in 1993-2002 decade to 8.9 km^3 in 2003-2012). As previously highlighted in Fig. 5d, the recent *Red flood* (since the 90s) is higher than during the wettest decades.

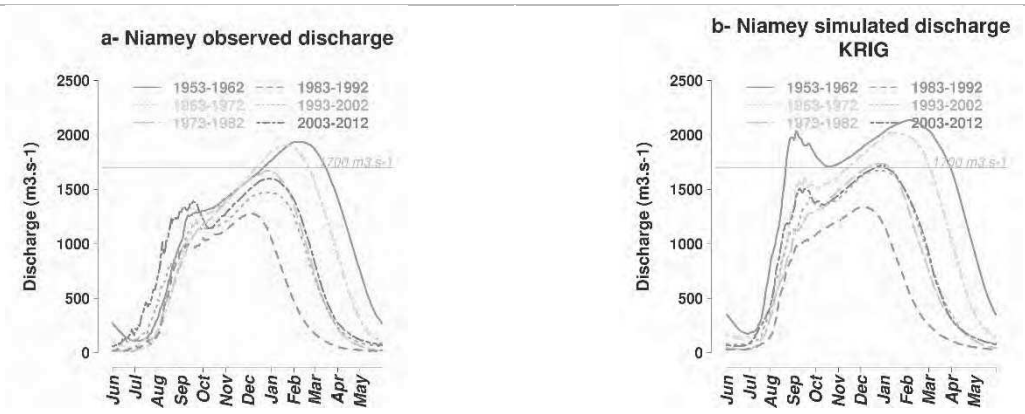


Figure 9: Observed and simulated decadal mean discharge at Niamey station between 1953 and 2012.

The simulation reproduces well the unimodal shape of the 1973-1982 hydrograph (Fig. 9). The daily discharge distribution are close to the observation (Fig. 10) for this decade, even though relatively to the other decades (Fig 11) 1973-1982 is too high compared to the observations. In Fig. 11a for observations, the 1983-1992 discharge exceeds 1973-1982 discharge, while it the opposite for the simulations (Fig. 11b).

The most striking feature in Figures 9, 10 and 11 is the overestimation of the discharge for the wettest and early decades 1953-1962 and 1963-1972, where the simulations produce too much runoff. For these wet decades, the discharge overestimation leads to an increase of the Red flood and a reinforcement of the bi-modal shape of the decadal hydrograph (Fig. 9b), contrary to observations. The high rain rates over the area during the wet decades leads to enhanced runoff and high discharge during the *Red flood*, whereas in the observations the *Red flood* values are low during these decades. The *Red flood* decadal mean volume values, confirm the strong over estimation for the early decades (Table 2).

The present surface conditions (low vegetation cover and high proportion of bare soil) and drainage area, lead to high runoff and local contribution. With these conditions simulations agree with the observed trends in *Red flood* occurrence and intensity between the 70s-80s decades and the present period. For earlier decades (50s and 60s) the *Red flood* is highly overestimated; changes other than the rainfall regime need to be investigated to understand this runoff excess and reduce it in the simulations.

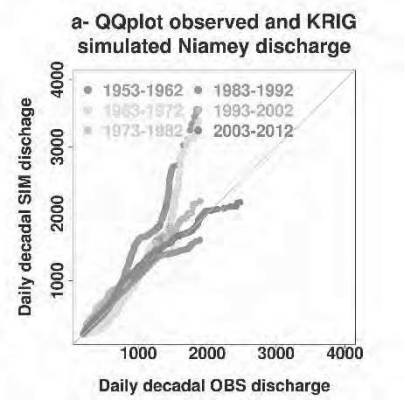


Figure 10: Quantile-Quantile plot of the Red flood period distribution of daily discharge of each decade between 1953 and 2012. The x axis is for observations and the y axis for the simulations.

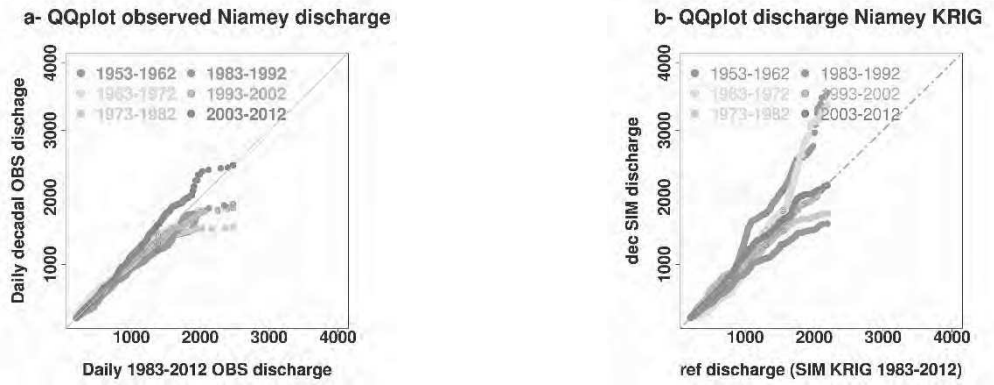


Figure 11:.Quantile-Quantile plot of the distribution of daily discharge in Niamey (observed in a ; simulated in b) for each decade since 1953 ; the reference (x axis) is the Red flood observed/simulated daily discharge between 1983 and 2012

Table 2 : Observed and simulated Decadal mean total Red flood volume (in km^3), and difference between observed and simulated values (express in observation percentage).

	1953-1962	1963-1972	1973-1982	1983-1992	1993-2002	2003-2012
Observation	7.3	6.1	5.6	5.1	7	8.9
KRIG	12.5 *70%*	9.2 *50.5%*	6.9 *23.5%*	5.3 *4%*	7.9 *13%*	8.7 *-2%*
CPC	- -	- -	- -	6.6 *30%*	8.8 109 *26.5%*	9.3 109 *5%*
PERSIANN-CDR	- -	- -	- -	5.4 109 *6%*	8.5 109 *22%*	9.6 109 *7%*

4.3. Sensitivity to LULC and drainage area changes

Several authors have reported that the LULC and the drainage network have changed in the study area since the 20th century (Leblanc et al. 2008, Amogu et al 2010, Mamadou et al. 2015). In this section we investigate the sensitivity of the simulated *Red flood* discharge to the vegetation cover and to the drainage area to assess their potential role in the observed hydrological changes in Niamey. The year 1964 illustrates well the overestimation of *Red flood* during the wet decades. *Figure 12*a presents the 1964 simulated and observed discharge in Niamey, the observed discharge in Ansongo (used as input) and the rainfall series over the Ansongo-Niamey reach basin. The observation shows the previously mentioned deficit between Ansongo and Niamey which is not reproduced by the model. But during the *Red flood* the positive bias in the simulated discharge in Niamey clearly exceeds this deficit. The model response to the highest rainfall rates is too strong, leading to an overestimation of the peak by 1000 m^3s^{-1}. Figure 12 displays the observed discharge in Niamey and the simulated discharge with 3 different model configurations: *(i)* standard set up with present condition (***SC***), *(ii)* maximum vegetalised condition (***VC***) with wooded sahelian savannah on the entire Ansongo-Niamey reach basin, and *(iii)* maxium vegetalized condition with a reduce drainage area (***VCRD***) without the left bank and the northern part of the Gorouol tributary. VC simulation reduces the mean *Red flood* discharge by about 16%, and VCRD by about 20.2%., which is an improvement compared to the reference simulation but the discharge is still overestimated. The same behaviour is found for the overall 1953-1962 and 1963-1972 decades (Fig. 13). Changing the LULC and drainage area improves the daily distribution of the discharge and its relative position compared to the 1983-2012 period. However, unlike for observations (Fig 11a) the *Red floods* simulated in the 50s-60s are still exceeding the *Red flood*s of recent decades (Fig 13c).

Some of the remaining positive bias in the VCDR simulation is due to the limits of the ISBA-TRIP model, which is not able to reproduce the loss between Ansongo and Niamey. The coarse resolution of the model and in its simple representation of the vegetation cover and the drainage systems are also limitations. Crops or specific sahelian ecosystems (as in tigger bush, Seghieri et al. 1994, Galle et al. 1999) are not represented explicitely in the present configuration. The complex hydrological behaviour of the temporary tributaries (koris) and their evolution within the season, when heavy rainfall may create new water path-ways is not reproduced with a global model as ISBA-TRIP. More work will be done in the future to improve the model realism.

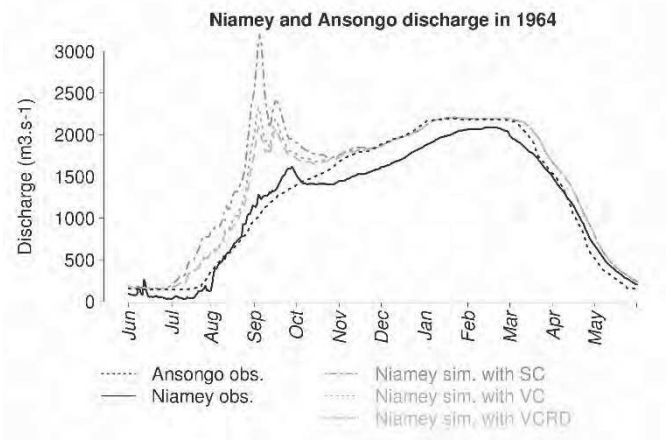


Figure 12: Hydrogram of observed discharge in Ansongo and Niamey station (black dotted and solid lines) simulated discharge in Niamey (coulored lines) with 3 scenarii : recent surface condition (RC), fully vegetated basin condition (VC) and fully vegetated basin with smaller drainage area condition (VCDR).

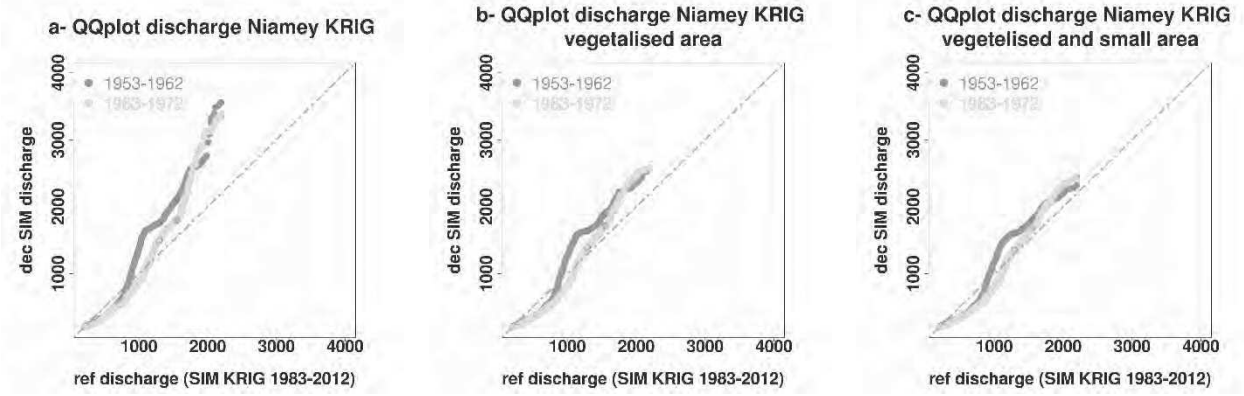


Figure 13: Quantile-Quantile plot of daily annual discharge of each decade, the reference is daily discharge between 1983 and 2012

5. Conclusion

This paper analyses hydrological changes in the Sahel region since the 1950s with a focus on the middle Niger river in the vicinity of Niamey where floods have increased drastically. The study focuses on the Ansongo-Niamey reach basin where the *Red flood*, that caused many damages in the last decade, is generated. The rainfall over the studied area has followed the general trend that Sahel has overcome between 1953 and 2012: a wet period during 50s and 60s, a long drought during 70s and 80s, and a recent partial recovery of rainfall. The intensity of the *Red flood* in Niamey is influenced by the upper Niger flow arriving in Ansongo and by "local" runoff produced in the sub-

basin between Ansongo and Niamey. Changes in the *Red flood* signal over the last 60 years are explained by the changes in both components which have been analysed based on standard indexes. The upper Niger contribution has followed the climatic trend. The corresponding index is positive during the 50s-60s negative during the droughts of the 70s-80s, and varies around 0 since the 90s. The local runoff contribution has been continuously increasing over the 1953-2012 period, which is paradoxical given the rainfall signal. This double influence results in a progressive increase of the *Red flood* since the 80s, and paradoxically the *Red flood* has been higher in the last decade than in the wettest decades of the series.

This study provides a better understanding of the roles of rainfall and surface conditions (LULC and drainage area) in these observed changes, thanks to hydrological simulations. The simulations based on the current surface conditions are able to reproduce the observed trend in *Red flood* occurrence and intensity since the 80s. This has been verified with three independent rainfall data sets, which provide similar monthly rainfall accumulations over the domain but with marked differences at smaller scales. This result implies that rainfall inter annual variability is the main driver for the changes observed since the early 80s: the hydrograph has become bimodal ("camel" shape) and the *Red flood* is intensifying. The simulation results since 1953 (only one rainfall product available) reveals that LULC and drainage area changes should be considered. The simulation based on current surface conditions reproduces the main hydrological changes since the 70s, but overestimates the discharge during the 50s and 60s. Increasing the vegetation cover and reducing the drainage area decreases the runoff production in the model and simulates discharges closer to the observations 50s and 60s. This result implies that changes in the environmental conditions are responsible for the change in hydrological behaviour between the 50s-60s decades and the 70s to present period. The scenario which emerges from these results is the following: in 50s and 60s surface conditions, with more woody area and less crop and bare soil than in the present days, limited the runoff and thus the local contribution to the *Red flood* despite the high rainfall amounts. Changes in surface conditions (because of climatic variations and anthropic pressure) during 70s and 80s have increased the runoff coefficient as already suggested by many authors (Amani and Nguetora 2002, Mahé et al. 2003, Amogu et al. 2010, Descroix et al. 2013, Aich et al. 2015). This led to an increased local contribution to the *Red flood* in spite of the rainfall deficit. This new surface conditions result in an enhanced sensitivity of the hydrological response to rainfall variability, because runoff has increased and surface water propagates relatively fast on bare or poorly vegetated soils. Accordingly, since the 90s, the rainfall "recovery" is enhancing the local runoff production and conducts to a dramatic increase of the *Red flood*. The *Red flood* is also well separated in time from the *Guinean flood*, exceeds it, and has reached the highest level ever recorded. Climate variability with its consequences on the

rainfall regime, and LULC changes have both played a role, in turn, in the recent flood risk increase in Niamey. Whether climate/rainfall variability or LULC is the dominant factor depends on the time scale considered.

More work could be done to analyse the exact timing of the changes. The model used here is relatively coarse in resolution, the physics is simplified and does not represent all the complexity of the vegetation-hydrology interaction. Uncertainties in the rainfall forcing and the discharge data is also limiting. Further effort should be done to understand the role of rainfall in the recent increase of the *Red flood* intensity. Has some specific changes in the rainfall regime contributed to the increased flood risk (increase in the frequency or intensity of extreme events, changes in the dry/wet spells, *etc*…)? High-resolution rainfall products, models and LULC changes maps are needed to investigate these questions at the relevant scales. Effort should also be done to better understand the drainage area changes and integrate a more realistic representation of the temporary rivers (Koris) and of the endoreic areas, in the hydrological modelling.

Acknowledgments

We warmly thank the Niger Basin Authority (ABN), for providing the Niger River discharge data and for their collaboration. We would like also to thank all the teams that provided the various rainfall data sets online. We also are grateful to L. Gal for her precious help and advice for the maps. This work has been co-funded by the French Centre National d'Etudes spatiales (CNES) and the Midi-Pyrénées region.

References

Aich, V., Liersch, S., Vetter, T., Andersson, J., Müller, E., Hattermann, F., 2015. Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. Water 7, 2796–2820. doi:10.3390/w7062796

Albergel, J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface - Application aux petits bassins du Burkina Faso, in: The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. IAHS, Vancouver, pp. 355–365.

Amani, A., Nguetora, M., 2002. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey, in: 4th FRIEND 2002 - Regional Hydrology : Bridging the Gap between Research and Practice. IAHS PUBLICATION, Cape Town, South Africa, pp. 449–456.

Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., Belleudy, P., 2010. Increasing River Flows in the Sahel? Water 2, 170–199. doi:10.3390/w2020170

Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D.K., Knapp, K.R., Cecil, L.D., Nelson, B.R., Prat, O.P., 2015. PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies. Bulletin of the American Meteorological Society 96, 69–83. doi:10.1175/BAMS-D-13-00068.1

Boone, A., Calvet, J.-C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. Journal of Applied Meteorology 38, 1611–1630.

Briquet, J.P., Mahé, G., Bamba, F., Olivry, J.C., 1996. Changements climatiques recents et modification du regime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali), in: L'hydrologie Tropicale : Géoscience et Outil Pour Le Développement. IAHS PUBLICATION, Paris, pp. 157–166.

Camberlin, P., Beltrando, G., Fontaine, B., Richard, Y., 2002. Pluviométrie et crises climatiques en Afrique Tropicale : changements durables ou fluctuations interannuelles ? Histoire et Géographes 263–273.

Casenave, A., Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. Journal of Hydrology 130, 231–249. doi:0022-1694/92/$05.00

Casse, C., Gosset, M., 2015. Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983–2013 period. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences 370, 117–123. doi:10.5194/piahs-370-117-2015

Casse, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B.A., Decharme, B., 2015. Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. Atmospheric Research 163, 162–176. doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010

Chen, M., Shi, W., Xie, P., Silva, V.B.S., Kousky, V.E., Wayne Higgins, R., Janowiak, J.E., 2008. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. Journal of Geophysical Research 113. doi:10.1029/2007JD009132

Collinet, J., Valentin, C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle, Nouvelle perspectives - Applications agronomiques. ORSTOM.

Dai, A., Lamb, P.J., Trenberth, K.E., Hulme, M., Jones, P.D., Xie, P., 2004. The recent Sahel drought is real. International Journal of Climatology 24, 1323–1331. doi:10.1002/joc.1083

D'Amato, N., Lebel, T., 1998. On the Characteristics of the rainfall eveents in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. International Journal of Climatology 18, 955–974.

Decharme, B., Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. Climate Dynamics 29, 21–37. doi:10.1007/s00382-006-0216-7

Decharme, B., Douville, H., 2005. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. Climate Dynamics 26, 65–78. doi:10.1007/s00382-005-0059-7

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône basin. Journal of Hydrometeorology 7.

Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., Leduc, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. Journal of Hydrology 188-189, 155–178.

Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., Vauclin, M., 2012. Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. Global and Planetary Change 98-99, 18–30. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. Journal of Hydrology 375, 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012

Descroix, L., NIANG, A.D., DACOSTA, H., PANTHOU, G., QUANTIN, G., Diedhiou, A., 2013. Evolution des pluies de cumul élévé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger Moyen (Sahel). Climatologie 10, 37–50.

D'Orgeval, T., Polcher, J., 2008. Impacts of precipitation events and land-use changes on West African river discharges during the years 1951–2000. Climate Dynamics 31, 249–262. doi:10.1007/s00382-007-0350-x

Eldridge, R.H., 1957. A synoptic study of West African disturbance lines. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 83, 303–314.

Galle, S., Ehrmann, M., Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern: a case study of tiger bush in western Niger. Catena 37, 197–216.

Gandin, L.S., 1965. Objective analysis of meteorological fields.

Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., 2010. Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface water from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). Hydrology and Earth System Sciences 14, 309–324.

Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 139, 923–940. doi:10.1002/qj.2130

Hiernaux, P., Le Houérou, H.N., 2006. Les parcours du Sahel. Sécheresse 17, 51–71.

Houze, R.A., 1993. Cloud dynamics. Academic Press, San Diego.

Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Gu, G., 2009. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. Geophysical Research Letters 36, L17808. doi:10.1029/2009GL040000

Huffman, G.J., Alder, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., Schneider, U., 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. Bulletin of the American Meteorological Society 78, 5–20.

Kirstetter, P.-E., Viltard, N., Gosset, M., 2012. An error model for instantaneous satellite rainfall estimates: evaluation of BRAIN-TMI over West Africa. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 139, 894–911. doi:10.1002/qj.1964

Lamb, P.J., 1982. Persistence of Subsaharan drough. Nature 299, 46–48. doi:0028-0836/82/350046-03$01.00

Laurent, H., d'AMATO, N., Lebel, T., 1998. How important is the contribution of the mesoscale convective complexes

to the Sahelian rainfall? Physics and Chemistry of the Earth 23, 629–633.

Le Barbé, L., Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. Journal of Hydrology 188-189, 43–73.

Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. Journal of climate 15, 187–202.

Lebel, T., Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). Journal of Hydrology 375, 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030

Lebel, T., Diedhiou, A., Laurent, H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. Journal of Geophysical Research 108. doi:10.1029/2001JD001580

Lebel, T., Parker, D.J., Flamant, C., Bourlès, B., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J.M., Ngamini, J.B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C.D., 2010. The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 136, 8–33. doi:10.1002/qj.486

Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. Global and Planetary Change 61, 135–150. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.011

Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in south-west Niger. Journal of hydrology 243, 43–54.

L'Hote, Y., Mahé, G., Somé, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. Hydrological Sciences Journal 47, 563–572.

Li, K.Y., Coe, M.T., Ramankutty, N., De Jong, R., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. Journal of Hydrology 337, 258–268. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.038

Mahé, G., 2009. Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. Hydrological Sciences Journal 54, 704–712. doi:10.1623/hysj.54.4.704

Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau, in: Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Region. IAHS PUBLICATION, Montpellier, pp. 215–222.

Mahé, G., Olivry, J.-C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F., Servat, E., 2000. Relations eaux de surface–eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 330, 689–692.

Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. Comptes Rendus Geoscience 341, 538–546. doi:10.1016/j.crte.2009.05.002

Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. Journal of Hydrology 300, 33–43. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028

Mamadou, I., Gautier, E., Descroix, L., Noma, I., Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Genthon, P., Amogu, O., Malam Abdou, M., Vandervaere, J.-P., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. CATENA 131, 130–139. doi:10.1016/j.catena.2015.03.017

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. Journal of climate 16, 1261–1282.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., others, 2013. The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes.

Mathon, V., Laurent, H., 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 127, 377–406.

Mathon, V., Laurent, H., Lebel, T., 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. Journal of applied meteorology 41, 1081–1092.

Millot, J.A., 1913. Les crues du Niger. Annales de Géographie 22, 68–93. doi:10.3406/geo.1913.8385

Narisma, G.T., Foley, J.A., Licker, R., Ramankutty, N., 2007. Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. Geophysical Research Letters 34. doi:10.1029/2006GL028628

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 Niño and the 1998 La Niña years. Journal of Climate 13, 2628–2640.

Nka, B.N., Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J.E., Ribstein, P., 2015. Trends in West African floods: a comparative analysis with rainfall and vegetation indices. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 12, 5083–5121. doi:10.5194/hessd-12-5083-2015

Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parametrization of Land Surface Processes for Meteorological Models.

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. doi:10.1002/joc.3984

Paturel, J.-E., DIAWARA, A., KONG, A., SIOU, L., TALIN, E., FERRY, L., MAHé, G., DEZETTER, A., MUTHER, N., MARTIN, D., others, 2010. Caractérisation de la sécheresse hydropluviométrique du Bani, principal affluent du fleuve Niger au Mali. Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources 661–667.

Pedinotti, V., Boone, A., Decharme, B., Crétaux, J.F., Mognard, N., Panthou, G., Papa, F., 2012. Characterization of the hydrological functioning of the Niger basin using the ISBA-TRIP model. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 8, 9173–9227. doi:10.5194/hessd-8-9173-2011

Peltier, R., Bertrand, A., Lawali, E.M., Madon, G., Montagne, P., 1995. Marchés ruraux de bois-énergie ay Sahel. Bois et Forêts des Tropiques.

Pardé, M., 1934. Fleuves et rivières. Les Études rhodaniennes 10, 97–100.

Roca, R., Chambon, P., Jobard, I., Kirstetter, P.-E., Gosset, M., Bergès, J.-C., 2010. Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error

Estimates. Journal of Applied Meteorology and Climatology 49, 715–731. doi:10.1175/2009JAMC2318.1

Rowell, D.P., Milford, J.R., 1993. On the Generation of African Squall Lines. Journal of Climate 6, 1181–1193.

Seghieri, J., Galle, S., Rajot, J.L., 1994. La brousse tigrée dans le Sahel Nigérien : étude de la cofluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle. Presented at the Xème journées hydrologiques, ORSTOM, pp. 123–141.

Seguis, L., Cappelaere, B., Milesi, G., Peugeot, C., Massuel, S., Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. Hydrological Processes 18, 3401–3413.

Sighomnou, D., Descroix, L., Mahe, G., Moussa, I.B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O.M., Dessay, N., Delaître, E., Maiga, O.F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel? Sécheresse 24, 3–13. doi:10.1684/sec.2013.0370

Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H.V., Imam, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. Bulletin of the American Meteorological Society 81, 2035–2046.

Valentin, C., Rajot, J.-L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. Agriculture, Ecosystems & Environment 104, 287–302. doi:10.1016/j.agee.2004.01.035

Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T., Viarre, J., Gosset, M., Cazenave, F., Panthou, G., 2011. Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. Journal of Hydrometeorology 12, 1465–1482. doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1

Weedon, G.P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W.J., Blyth, E., Österle, H., Adam, J.C., Bellouin, N., Boucher, O., Best, M., 2011. Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. Journal of Hydrometeorology 12, 823–848. doi:10.1175/2011JHM1369.1

Appendix 1

The three long term rainfall data set used in the present study have been evaluated against a dense network of gauges. The network is one of the 3 instrumented site of the AMMA-CATCH observatory system (African Monsoon Multidisciplinary Analysis - CATCH standing for Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique in French, Lebel et al. 2010). It is located in the region of Niamey. The site covers an area of 1° x 1° (centred at 2.5°E and 13.5°N) and monitors the rainfall since 1990 with a dense gauge network (between 40 and 50 gauges). This high resolution network was already used as a reference to compare and validate satellite rainfall products (Roca et al. 2010, Gosset et al. 2013, Kirstetter et al. 2012) The rain gauges produce 5min punctual rainfall series which are interpolated to a 0.25°-3h grid by Langrangian kriging (Vischel et al. 2011). This ground reference is refered to as "KRIG DENSE" hereafter.

Figure A1 compares the 3 rainfall estimates and the ground reference KRIG DENSE. The comparison is carried out on four pixels of 0.5°at a daily time step between 1990 and 2012 for the rainiest months (June, July, August and September). The interannual series of rainfall accumulation is satisfactory for all 3 products, but KRIG is closer to the reference (r^2 0.85) than PERSIANN-CDR (r^2 0.7) and CPC (r^2 0.68). KRIG and PERSIANN-CDR tend to smooth the rainfall fields in time, with a low daily conditional mean rainfall (Fig. A1b) and a lot of rainy days (Fig. A1c). Both KRIG and PERSIANN-CDR reproduce well the rainfall extension seen by the reference between 1990 and 2005 but KRIG overestimate the spatial extension in the last 5 years (this is attributed to the reduce number of gauges in the network). CPC follows the tendency observed with the reference but has the greatest interannual variability and tends to underestimate the rainfall events extension. As highlighted in several studies (Roca et al. 2010, Gosset et al 2013, Casse et al. 2015), rainfall products with similar annual rainfall accumulation, may exhibit large differences in the spatial, temporal and intensity distribution of rainfall. These difference may impact the hydrological simulations (Casse et al. 2015).

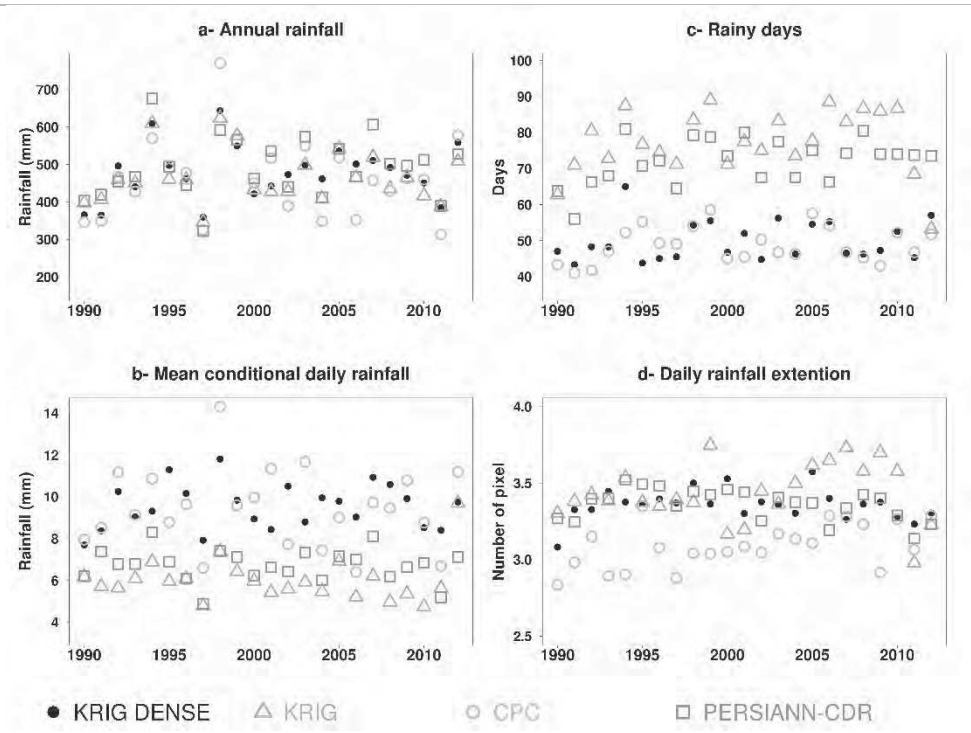


Figure A1: Annual (JJAS) series of rainfall characteristics between 1990-2012 compute for the reference (KRIG-DENCE, black dots) and the 3 tested products : KRIG open (green triangle), CPC (open orange circle) and PERSIANN-CDR (open blue square). a) presents the mean annual rainfall amount series, b) presents the annual number of rainy day, c) presents the mean conditional daily rainfall series and d) presents the mean of rain extension over the studied area (in pixel).

Les principales conclusions de ce chapitre, constitué par l'article Model-based study of the role of rainfall and Land Use Land Cover in the changes in Niger *Red flood*s occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012 *soumis à la revue HESS sont les suivantes :*

- *Le bassin du bief Ansongo-Niamey connaît les mêmes variations climatiques que l'ensemble du Sahel depuis les années 1950 : une période humide pendant les années 1950 et 1960, suivie par une longue sécheresse pendant les années 1970 et 1980, puis une période de « reprise » des précipitations depuis les années 1990 avec des cumuls qui n'atteignent pas les valeurs de la période humide et qui sont très variables interannuellement.*

- *Les variations interannuelles du débit d'Ansongo correspondent aux variations climatiques et la contribution du bassin supérieur du Niger à la crue Rouge, suit les variations de l'indice de précipitation.*

- *La contribution locale à la crue Rouge de Niamey ne cesse d'augmenter depuis les années 1950. Depuis les années 1990, malgré le fait que les pluies n'aient pas retrouvé les cumuls de la période humide (années 1950 et 1960), la contribution locale à la crue Rouge est plus importante.*

- *Entre 1983 et 2012, les simulations basées sur une configuration récente (c'est-à-dire avec les caractéristiques du couvert végétal et de l'aire de drainage correspondant à la période 2003-2012) sont capables de reproduire les changements hydrologiques majeurs à Niamey. A savoir l'augmentation de la crue Rouge et la progressive apparition d'un double pic de crue. Ces résultats sont obtenus avec 3 types de forçage de précipitations, issus de produits d'estimation des précipitations différents.*

- *Entre 1953 et 1972, la même configuration entraîne une surestimation du débit pendant la crue Rouge. Les précipitations abondantes associées à des conditions de surfaces induisant un fort taux de ruissellement entraînent une forte contribution locale à la crue Rouge. Une végétalisation du bassin, ainsi qu'une réduction de l'aire de drainage permettent la diminution de la contribution locale.*

- *Ces conclusions sur les tendances générales de l'attribution des changements hydrologiques ne peuvent être approfondies qu'à condition de baser la modélisation sur un outil plus précis, prenant mieux en compte les spécificités des différentes classes de végétation. D'autre part, les erreurs inhérentes aux forçages de débits et de précipitations limitent la précision des conclusions.*

- *Un doute persiste en particulier sur la décennie 1973-1982. Pour celle-ci le débit simulé est proche des observations. En revanche relativement aux autres décennies le débit simulé entre 1973-1982 semble trop important. Cette légère surestimation pourrait provenir d'une sous-estimation de la végétation ou d'une surestimation de l'aire de drainage. Le rôle des changements du sol persisterait donc dans les années 1970. Le fait que le forçage atmosphérique (hors précipitations) corresponde à une moyenne interannuelle entre 2003 et 2012 constitue également une source possible d'erreur. Les conditions atmosphériques pendant la sécheresse pourraient différer des conditions plus récentes. Celles-ci entraineraient une sous-estimation de l'évapotranspiration et donc des écoulements plus importants.*

- *Le scénario que semble ébaucher cette étude est que les conditions générales de surface des années 1950 et 1960 limitaient le ruissellement et donc la contribution locale à la crue Rouge, malgré des cumuls de pluies importants. Des changements de conditions de surface entre les années 1970 et 1980 ont progressivement mené à une augmentation des coéficients de ruissellement et donc de la contribution locale à la crue Rouge, malgré le déficit pluviométrique. Enfin la « reprise » des précipitations depuis les années 1990, associée à cette augmentation de la contribution locale, entraîne une augmentation importante de la crue Rouge, qui dépasse celle des années les plus humides et se détache de la crue Guinéenne allant même jusqu'à la dépasser. Les 30 dernières décennies, les pluies seules permettent d'expliquer les changements hydrologiques. Ce sont donc les changements des précipitations sur des surfaces déjà modifiées, qui ont entraîné l'augmentation récente de la crue Rouge à Niamey.*

- *La lumière doit encore être faite sur la manière dont les précipitations ont changé depuis les années 1990, à l'échelle journalière et infra-journalière, pour mieux comprendre l'impact de ces changements sur l'hydrologie. Une modélisation plus fine des processus de ruissellement serait nécessaire pour analyser le rôle éventuel de l'intensification des pluies décrite par certains auteurs (Panthou et al., 2014).*

Conclusions & Perspectives

Les travaux de thèse présentés dans ce manuscrit s'inscrivent dans le cadre de la mission Megha-Tropiques (MT), visant à améliorer la compréhension des cycles de l'eau et de l'énergie dans la zone tropicale. Ils s'inscrivent également dans un cadre plus général d'utilisation des moyens spatiaux pour répondre à cet objectif. Ces travaux se focalisent plus particulièrement sur le suivi de l'hydrologie et de ses changements, grâce à une approche combinant la modélisation et les estimations des précipitations. L'Afrique de l'Ouest est touchée depuis les années 1950 par de fortes variations climatiques et hydrologiques. Mais elle ne bénéficie pas encore de moyens d'observations in-situ suffisamment stables dans le temps et couvrant de larges échelles, pour le suivi et la gestion intégrée des conséquences qu'induisent de tels changements. Le Niger est le bassin hydrologique le plus grand de l'Afrique de l'Ouest. Il constitue une ressource essentielle pour les populations, mais peut aussi être la cause de dramatiques inondations. Niamey, fait partie des nombreuses villes ayant connu une recrudescence des inondations (fluviales en particulier) depuis les années 2000. En 2003, 2010, 2012 et 2013 les plus hauts débits jamais enregistrés depuis le début des observations (en 1920) ont été atteints, causant de nombreuses pertes humaines et matérielles. Ces évènements se sont produits pendant la crue Rouge, engendrée par les écoulements torrentiels locaux pendant la mousson, qui se superposent aux contributions amont. Ce phénomène reste difficile à suivre et à prévoir par des systèmes de modélisation débit-débit, basés sur les observations de débits aux niveaux des stations hydrologiques. D'une part à cause de la logistique opérationnelle que demande un tel suivi et d'autre part à cause de la nature des écoulements : les koris (responsables de la contribution locale des précipitations engendrant la crue Rouge) sont temporaires et leur lit variable. Ces travaux se sont concentrés sur le bassin du bief Ansongo-Niamey où s'écoulent les koris alimentant la crue Rouge du Niger à Niamey.

Les produits d'estimation des précipitations issus de mesures satellites constituent une alternative majeure pour le suivi des bassins peu ou pas assez couverts par des systèmes de mesures des précipitations in-situ. Dans cette étude divers produits satellites ont été utilisés en tant que forçage d'un modèle global (ISBA-TRIP), pour évaluer leur potentiel hydrologique et leur capacité à reproduire la crue Rouge de Niamey. Tous ces produits satellites sont disponibles sous forme de grille avec des résolutions spatiale de 0.25° à 1° et temporelle journalière et infra journalière (3h). Ces caractéristiques les rendent adaptés au forçage de modèles distribués et à la dynamique des MCS sahéliens, qui génèrent des pluies hétérogènes spatio-temporellement. D'une part, des produits satellites « purs », n'intégrant que des mesures satellites (IR et MO) ont été utilisés (3B42RT, CMORPH, PERSIANN). Ces produits disponibles en temps quasi réel (avec quelques heures à quelques jours de délai) sont les plus adaptés à un suivi opérationnel des bassins hydrologiques. Un 4ème produit satellite pur, TAPEER, a également été testé. TAPEER, issu de la mission MT, est un produit de type recherche, pas encore disponible en temps réel. Il appartient à une nouvelle génération de produits satellites, qui associent une estimation de l'erreur à l'estimation des précipitations. Des produits satellites « post-ajustés », c'est-à-dire dont les algorithmes intègrent des données satellites et in-situ, ont également été utilisés (3B42v7, RFE2, PERSIANN-CDR). Ces produits ne sont pas adaptés à un suivi opérationnel temps réel, mais de nombreuses études ont mis en avant leurs performances ; généralement meilleures que celles des produits satellites purs. Ils ont donc permis de répondre aux diverses questions posées dans cette thèse et d'évaluer quelles caractéristiques du forçage pluviométrique sont nécessaires pour le suivi de la crue Rouge à Niamey. Enfin, des produits issus de mesures in-situ ont également été utilisés : un produit global avec un faible nombre de pluviomètres sur la zone d'étude (CPC) et un produit régional issu d'un réseau plus dense (KRIG, fourni par le LTHE). D'une part ces produits, souvent considérés comme des références, ont été confrontés aux produits satellites. D'autre part ils constituent de plus longues archives que les produits satellites et sont indispensables pour les études des changements passés.

1. Potentiel hydrologique des estimations des précipitations par satellites

Un des objectifs de ces travaux de thèse était d'évaluer le potentiel des estimations des précipitations satellites, pour le suivi de la crue Rouge et de la recrudescence récente des inondations à Niamey.

1.1 Capacité à reproduire les débits observés

Les résultats ont montré que deux caractéristiques sont requises pour qu'un produit soit fiable pour la restitution du débit : une bonne estimation du cumul, et une bonne représentation de la distribution des précipitations (spatio-temporellement et en intensité). Sur la zone et la période d'étude, les précipitations estimées par les produits satellites purs présentent des biais positifs importants. Ceux-ci se propagent dans la modélisation et induisent des débits très au-dessus de la réalité. Les produits satellites post-ajustés et in-situ présentent des cumuls de précipitation plus réalistes et engendrent des simulations plus proches des observations. Cependant, malgré des cumuls de précipitation similaires, les débits simulés peuvent présenter des dynamiques et des valeurs différentes. En accord avec de précédentes études (Roca et al. 2011, Gosset et al. 2013), ces travaux ont mis en évidence que les produits présentant le même cumul annuel peuvent distribuer différemment les précipitations et ainsi engendrer des réponses hydrologiques différentes. Les produits concentrant les précipitations temporellement et spatialement et présentant de fortes intensités (tel que 3B42v7) permettent la meilleure reproduction du débit observé. D'après ces résultats ces produits reproduiraient mieux les caractéristiques des précipitations sahéliennes, alors que des produits lissant les précipitations engendrent une réponse hydrologique plus molle et des débits sous-estimés. Les produits basés sur des mesures in-situ ont tendance à lisser le champ de pluie à cause du sous échantillonnage spatial et des limites des algorithmes d'interpolation spatiale. La nature hétérogène des pluies produites par les MCS nécessite un échantillonnage spatial dense.

1.2 Capacité à reproduire les inondations

L'ABN (Autorité du bassin du Niger) a défini un seuil d'inondation au-dessus duquel il est considéré que le fleuve déborde de son lit majeur. Quand ce seuil absolu est utilisé, les simulations basées sur les produits satellites purs engendrent des fausses alarmes permanentes. Deux solutions ont été testées pour pouvoir utiliser ces produits : le débiaisage des estimations des précipitations et la mise en place d'un seuil relatif (basé sur un quantile). Si la détection des inondations s'améliore après le débiaisage, elle est encore meilleure avec l'utilisation d'un seuil relatif. Le débiaisage est une opération délicate, qui demande une référence et une méthode adaptée. Sans ces conditions les produits peuvent être dégradés. Par exemple ici la technique de débiaisage a permis de réduire le biais mais parfois de manière trop abrupte entrainant des cas de non détection des inondations. Le seuil relatif à l'inverse permet de conserver les produits « bruts » et adapte simplement la valeur du seuil en fonction du produit considéré. Si le biais du produit est stable dans le temps cette méthode permet d'améliorer significativement les performances des produits satellites purs. Enfin cette méthode

permet également d'améliorer les résultats des produits les plus performants. Avec un seuil relatif appliqué sur la période 2000-2013 et avec 2 jours de tolérance la probabilité de détection dépasse 70% (Taux de fausse alarme autour de 25%) pour les meilleurs produits (CPC, RFE2 et 3B42v7). Il faut étendre la durée de tolérance à 5 jours pour obtenir de tels résultats avec les produits satellites purs.

1.3 Apport de l'étude

Ces travaux constituent la première tentative de suivi de la crue Rouge de Niamey à partir d'une modélisation hydrologique utilisant un forçage pluviométrique basé sur des produits d'estimation satellite. Les résultats, bien qu'encore impropres à un suivi opérationnel en temps réel sont encourageants. Il semble possible d'utiliser un produit temps réel, avec une bonne répartition spatio-temporelle mais un biais ; si celui-ci est stable dans le temps et que la méthode d'analyse des résultats est adaptée (seuil relatif plutôt qu'absolu). Il serait très intéressant de pouvoir comparer ces résultats avec une approche similaire basée sur un modèle hydrologique conceptuel, à l'échelle du bassin du bief Ansongo-Niamey, et à l'échelle du bassin du Niger dans son intégralité. De plus l'assimilation de données spatiales altimétriques (thèses C. Emery et V Pedinotti) est une piste intéressante pour améliorer la simulation, ou pour le forçage dans des configurations de sous-bassin comme développées dans cette étude.

1.4 Limites et perspectives

L'une des limites de ces résultats réside dans la méthode de modélisation choisie. Le modèle global ISBA-TRIP ne peut modéliser le delta intérieur du Niger correctement, engendrant de grandes erreurs dans la modélisation du débit du Niger moyen. Un tel modèle global ne peut prendre en compte des spécificités locales et se concentre sur le bilan à l'échelle du bassin. L'implémentation du modèle sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, nécessaire pour contrer ce problème, engendre une incertitude sur les résultats de modélisation à cause de la sensibilité de cette configuration au forçage du débit à Ansongo.

D'autre part le modèle ISBA-TRIP présente une résolution assez grossière de 0.5°*0.5°. Cette résolution spatiale est adaptée aux produits d'estimations des précipitations, mais moins aux processus hydrologiques locaux, dont les échelles clés sont très fines. Malgré la représentation sous-maille des précipitations et de l'hydrologie, des tests de sensibilité ont mis en évidence les limites de la modélisation et les sensibilités fortes des paramètres régissant ces processus. Les bons résultats des

produits avec des fortes intensités et une hétérogénéité spatio-temporelle reflètent peut-être une compensation des faiblesses du modèle.

Le lissage des champs de pluie entraînant une sous-estimation du débit, peut être exacerbé par une méthode de désagrégation non adaptée. En effet, plusieurs produits sont moins résolus que le modèle ; les utiliser en forçage nécessite donc de les désagréger. Or une désagrégation uniforme produit des champs de pluie trop lisses. Sur la zone d'étude et avec les produits considérés, une désagrégation temporelle concentrant toute les précipitations journalières dans un pas de temps de 3h a été considérée comme représentative de la dynamique des MCS sahélien. Et une désagrégation spatiale uniforme a été appliquée. Une meilleure méthode de désagrégation (thèse C. Guilloteau) pourrait améliorer les résultats de simulation.

2. Le produit pluviométrique TAPEER de Megha-Tropiques, et la propagation de l'erreur associée

2.1 Contexte et utilisation du produit TAPEER

L'avènement du produit TAPEER, issu de la mission MT, vient enrichir le panel des produits d'estimation des précipitations. TAPEER appartient à une nouvelle génération de produits satellite (GPM) qui sont basés sur une quantité importante de données MO et dont l'innovation réside dans l'estimation de l'erreur associée aux précipitations. Ce produit destiné à la recherche (en opposition aux produits opérationnels) est disponible à une résolution de 1°*1°*1j. Son algorithme se base uniquement sur des mesures satellites IR et MO, à ce titre TAPEER est un produit d'estimation des précipitations satellite pur. Sa version actuelle TAPEER 1.5 a été utilisée en tant que forçage du modèle ISBA-TRIP implémenté sur le bassin du bief Ansongo-Niamey, pour approfondir la question de la propagation de l'erreur du forçage pluviométrique dans la modélisation hydrologique. Mais d'autres questions sont soulevées par sa première utilisation en tant que forçage. D'une part, les performances hydrologiques de TAPEER étaient encore inconnues jusqu'à son utilisation dans cette étude et doivent être explorées. D'autre part dans un contexte où l'échantillonnage MO des tropiques risque de diminuer avec la fin de TRMM, l'impact d'une dégradation de la constellation MO sur TAPEER doit également être abordé.

2.2 Performances hydrologiques et dégradation de la constellation Micro-Onde

Les résultats des simulations pour l'année 2012 ont démontré que le produit TAPEER égale les performances des produits satellites post-ajustés et des produits in-situ, pour la modélisation de la crue Rouge du Niger à Niamey. TAPEER engendre une sous-estimation du pic de crue, mais le même constat est fait pour de nombreux produits en 2012. Malgré tout il est clair que TAPEER surpasse les autres produits satellites purs et qu'il présenterait un potentiel fort pour le suivi opérationnel s'il était disponible en temps réel.

Pour tester l'impact de la diminution de la base d'apprentissage MO, nécessaire à l'algorithme de TAPEER, différentes simulations ont été réalisées à partir de constellations plus ou moins riches en mesures MO (avec ou sans SAPHIR, ou d'autres radiomètres). Les bonnes performances de la version nominale de TAPEER chutent avec la diminution de la base d'apprentissage MO. En effet, la diminution de la base d'apprentissage MO induit des biais dans l'estimation des précipitations. Ces biais se propagent par la suite dans la modélisation hydrologique et impactent le débit simulé. Par exemple, sans SAPHIR dans la constellation MO utilisée pour construire TAPEER, un biais négatif sur les précipitations apparait et engendre un débit simulé plus faible qu'avec la version nominale de TAPEER (et sous-estimant encore plus les observations). Malgré tout, les simulations réalisées à partir des différentes constellations sont assez semblables et performantes, reflétant une certaine robustesse de l'algorithme TAPEER à la diminution des données MO. En revanche l'absence totale de MO implique une modification de cet algorithme (suppression de la phase d'apprentissage). Ce changement induit des biais très importants dans les précipitations, qui se répercutent dans la modélisation hydrologique et la dégradent fortement. La présence de mesures MO est donc indispensable pour que le produit TAPEER soit performant dans la modélisation hydrologique.

2.3 Propagation de l'erreur

L'erreur associée aux précipitations estimées par TAPEER (fournie pour chaque pixel et pas de temps) correspond à l'erreur d'échantillonnage. Cette erreur est relativement forte pour les faibles cumuls et diminue avec l'intensité; les pluies les plus fortes présentent une faible erreur. Si TAPEER fournit une estimation de l'erreur, la structure de celle-ci n'est cependant pas connue. Différentes hypothèses quant à sa corrélation spatio-temporelle ont été testées pour appliquer l'erreur aux champs de pluies en générant des ensembles. Ces tests ont mis en évidence l'impact de la corrélation spatio-temporelle des champs d'erreurs. Si l'erreur est indépendante (entre pixels et pas de temps) les ensembles correspondants n'induisent pas de forte dispersion des simulations hydrologiques. La

corrélation spatio-temporelle de l'erreur a plus d'impact sur la modélisation que la diminution du nombre de radiomètres MO dans la constellation.

2.4 Limites et perspectives

De par son caractère prospectif cette étude comporte de nombreuses limites qui devront être repoussées par des travaux ultérieurs. La version actuelle du produit TAPEER n'est disponible que depuis 2015 et cette étude constitue la première application hydrologique. Elle aura permis de démontrer le potentiel hydrologique du produit TAPEER pour la zone et la période considérées. Mais l'étude devra être étendue dans le temps et à d'autres régions pour confirmer ces conclusions.

L'erreur de TAPEER est relativement faible pour les cumuls les plus importants qui contribuent le plus au ruissellement (pour la zone d'étude). L'impact de son application sur les précipitations utilisées en forçage de la modélisation hydrologique dépend surtout de la structure des champs d'erreur. Cette sensibilité de l'hydrologie à la structure de l'erreur nécessite une connaissance approfondie de l'autocorrélation des champs d'erreur, soit par des méthodes de modélisations physiques soit grâce à des méthodes empiriques (Steiner et al. 2003, Hossain et Anagostou 2006). Ces dernières nécessitent des champs de pluie de référence bien résolus sur de grandes surfaces (type réseau de radars) et sont encore impossibles en Afrique de l'Ouest. Mais elles pourraient être envisagées dans d'autres bassins tropicaux équipés de radar, comme au Brésil.

3. Evolution de la crue Rouge depuis 1950 : quelles sont les causes ?

3.1 Contexte

Enfin, le dernier volet de ces travaux de thèse s'est focalisé sur les causes de l'évolution de la crue Rouge de Niamey, et le rôle des précipitations depuis les années 1950. L'ensemble du bassin du Niger est soumis aux variations et aux changements climatiques que traverse l'Afrique de l'Ouest. Mais d'autres facteurs influencent son hydrologie, comme en zone sahélienne, où un phénomène d'augmentation du débit a été observé depuis la période de sècheresse des années 1970-1980. De nombreuses études se sont penchées sur le rôle des changements de couverture et d'utilisation des sols, et sur leurs influences sur l'augmentation du ruissellement. Mais le rôle des précipitations est encore trop peu connu, alors qu'elles ont fortement varié depuis les années 1950 et qu'elles semblent s'intensifier depuis les années 1990. La modélisation a été utilisée comme un levier pour décomposer les rôles des changements de surfaces et des conditions pluviométriques entre 1950 et 2012. Le rôle

des changements de régime hydrologique (ruptures d'endoréisme) au sein de l'aire de drainage participant à la crue Rouge a également été abordé dans cette étude.

3.2 Apport de l'approche choisie

Tout d'abord la modélisation a été utilisée pour tester séparément les différents facteurs influençant l'hydrologie du bassin du bief Ansongo Niamey. En effet, les variations du climat, du couvert végétal et de l'hydrologie étant intimement liées et imbriquées, la comparaison de corrélations de séries temporelles n'est pas suffisante pour prouver ou exclure une relation de causalité. En premier lieu, seules les variations des précipitations ont été explorées. La configuration du modèle était donc stable sur la période étudiée et seules les précipitations évoluaient. Puis les effets des variations de couvert végétal et d'aire de drainage ont été explorés.

Etant donnée la sensibilité de la modélisation aux caractéristiques des précipitations (cumul et distribution) et afin de tirer des conclusions indépendantes du type d'estimation des précipitations, l'étude s'est basée sur plusieurs produits : deux produits in-situ (KRIG et CPC) et un produit satellite post ajusté (PERSIANN-CDR). Mais seule la période 1983-2012 était couverte par l'ensemble de ces produits climatiques. Et la période 1953-1982 a été analysée seulement sur la base d'un seul produit (KRIG).

3.3 Scénario des causes de l'évolution de la crue Rouge du Niger

Les résultats ont démontré qu'avec l'ensemble des produits, les variations des précipitations seules permettent de reproduire les principaux changements hydrologiques entre 1983 et 2012 : le renforcement de la crue Rouge et sa dissociation d'avec la crue Guinéenne. L'étude étendue avec le seul produit disponible depuis 1953 a montré en revanche que les précipitations seules ne peuvent expliquer les changements hydrologiques entre les décennies les plus anciennes (1950-1960) et les décennies suivantes (1970-2010). Des changements tels que la végétalisation du bassin et la réduction de l'aire de drainage (mimant une proportion d'endoréisme plus importante) pour les premières décennies permettent cependant de se rapprocher des observations. Cette étude, en accord avec les précédents résultats de Aich et al (2015), montre le rôle conjoint des changements de surface et des précipitations sur les modifications de l'hydrologie du bassin et de la crue Rouge. Cependant ces travaux vont plus loin en permettant d'affiner la chronologie de leurs impacts. Ces résultats associées aux connaissances accumulées par de nombreuses études (depuis Albergel 1986 jusqu'aux récentes études de Descroix et al. 2013 et Mamadou et al. 2015) permettent d'établir un scénario hypothétique

des causes des changements de la crue Rouge à Niamey. Pendant les décennies 1950-1960, la couverture végétale et l'infiltrabilité des sols, limitaient le ruissellement malgré des précipitations abondantes. A partir des années 1970 un changement drastique des conditions de surface s'est amorcé. Les causes, difficilement dissociables, sont imputables au déficit pluviométrique et aux activités anthropiques. Ces facteurs persistants ont modifié les propriétés du sol induisant une augmentation du ruissellement (Amani et Nguetora 2002, Mahé et al. 2003). Celle-ci allant jusqu'à engendrer des ruptures d'endoréisme dans certaines parties du bassin (Amogu et al. 2010, Mamadou et al. 2015). Une augmentation des écoulements des affluents du bief Ansongo-Niamey a donc été observable malgré le déficit pluviométrique pendant les années 1970-1980. Avec la « reprise » des précipitations depuis les années 90, les écoulements continuent d'augmenter. Mais cette fois à cause de l'évolution des précipitations principalement. Depuis, la crue Rouge se détache de la crue Guinéenne et la dépasse fréquemment, surtout depuis les années 2000. L'augmentation récente de la crue Rouge est donc liée aux changements passés des conditions de surface favorisant le ruissellement et aux évolutions récentes des précipitations.

3.4 Limites et perspectives

Tout d'abord cette étude devrait être réalisée avec un autre produit d'estimation des précipitations sur la période 1953-2012. Mais les principales limites, en particulier sur la chronologie des évènements, résident dans la représentation des changements de conditions de surface. D'une part la sensibilité d'ISBA-TRIP aux différentes classes de végétation est limitée, le modèle étant plus sensible aux proportions qu'aux types de végétation. Pour aller plus loin dans la compréhension des causes des changements hydrologiques des bassins sahéliens, une modélisation plus adaptée est nécessaire. D'autre part une restitution fidèle des variations du couvert végétal et du réseau de drainage est nécessaire pour alimenter les modèles, et pourrait se baser sur la télédétection. Enfin l'étude des changements infra-journaliers des précipitations est nécessaire pour approfondir cette étude. En effet si la reprise récente des précipitations a engendré une modification de la crue Rouge, les changements fine échelle des précipitations (intensité horaire, distribution spatiale infra journalière, etc…) et leur impact sur l'hydrologie restent encore inconnus.

4. Perspectives générales

L'approche combinant modélisation hydrologique et estimation satellite des précipitations, pour le suivi et la compréhension des changements hydrologiques au sein de bassins peu instrumentés pourrait être développée de multiples manières. Certaines de ces perspectives sont directement liées aux collaborations développées au cours de cette thèse.

Dans un premier temps concernant l'utilisation des moyens spatiaux pour le suivi et la compréhension de l'hydrologie tropicale, les collaborations développées au sein de l'équipe MT et GPM-SWOT, pourront permettre de poursuivre l'approche développée dans ces travaux : *(i)* Les travaux de thèse de C. Guilloteau portant sur la désagrégation physiquo-statistique des précipitations satellites pour l'hydrologie tropicale, permettront d'améliorer l'utilisation des produits satellites, *(ii)* une estimation de la structure de la corrélation des champs d'erreur de TAPEER (mais aussi de l'ensemble des estimations satellites) doit être menée pour tirer parti de cette information sans induire artificiellement une erreur trop importante dans les simulations hydrologiques *(iii)* d'autres données telles que les précipitations estimées par lien télécom (Raincell), ou les hauteurs d'eau par altimétrie (SWOT) sont également envisagées pour améliorer le suivi hydrologique des bassins tropicaux, *(iv)* et enfin ces problématiques peuvent être transposées à d'autres bassins d'intérêt tels que le Paraná ou l'Amazone en Amérique du sud (IPH), ou le Mékong en Asie (RECIF-CARE).

L'utilisation d'un modèle global (ISBA-TRIP), en collaboration avec le CNRM, a mis en évidence son potentiel mais aussi ses limites dans la représentation de processus locaux. Les tests de sensibilité menés dans ces travaux ont soulevé des questions quant à la représentation de certains processus qui pourront être développées dans le cadre du projet ALMIP (African Land Surface Models Inter-comparison Project). D'autre part le partenariat avec le LTHE (dans le cadre du projet LEFE – EC2CO dirigé par T. Vischel) sera poursuivi pour développer une approche de modélisation plus régionale nécessaire pour approfondir les questions d'attribution des changements de la crue Rouge à Niamey (thèse C. Wilcox).

Enfin la collaboration avec l'ABN aura permis d'une part la conduite de cette thèse (grâce aux acquisitions de données et à leur expertise) et d'autre part à amener quelques éléments de réponse à l'ABN concernant le potentiel de l'approche combinant modélisation hydrologique pluie-débit et estimation satellite des précipitations. Ces éléments de réponse leur ont été présentés à l'occasion de journées d'échange sur l'hydrologie ouest africaine et sur l'utilisation des moyens spatiaux pour son suivi quantitatif et qualitatif (avec la participation de l'ABN et des laboratoires de l'Observatoire Midi-Pyrénées).

Liste des figures

Figure 1. 1 : Bassin topographique du bassin du Niger (a) d'après Ferry et al. (2012) ainsi que sa représentation simplifiée (b) d'après Descroix et al. (2013) 22

Figure 1. 2 : Débit du Niger en 2012-2013 (année hydrologique 2012) pour les stations hydrologiques de Koulikoro, Ansongo, Niamey et Lokoja 25

Figure 1. 3 : Illustration des MCS ouest africains 27

Figure 1. 4 : Illustration des variations pluviométriques au Sahel d'Afrique de l'Ouest entre 1950 et 2007 29

Figure 1. 5 : Inondation Niamey (source M. Ascani) 31

Figure 1. 6 : Carte du bassin du Niger et zoom sur le bassin du bief Ansongo-Niamey 32

Figure 1. 7 : Paysages de la rive droite du bief Ansongo-Niamey 32

Figure 1. 8 : Illustration de la dynamique saisonnière des koris contributeurs au Niger en amont de Niamey. (courtoisie de J.P. Vandervaere et M. M. Abdou) 34

Figure 1. 9 : Exemple de croûte alguale (ou biologique) dans le bassin du kori Mele Haoussa (courtoisie de J. P. Vandervaere) 36

Figure 1. 10 : Illustration de l'évolution de l'occupation des sols dans le bassin du Boubon entre 1975, 1989 et 2005, d'après les travaux d'Amogu et al. (2010) 39

Figure 1. 11 : Illustration de l'évolution de l'occupation des sols dans le bassin du Gorouol entre 1979 et 1999 d'après les travaux d'Amogu et al. (2010) 39

Figure 1. 12 : Hydrogramme décennal moyen du débit du Niger aux stations d'Ansongo (a) et Niamey (b) pendant les 6 dernières décennies. 41

Figure 1. 13 : Illustration du développement du réseau de drainage en densité et connectivité dans un sous bassin endoréique du site de Gassan entre 1950, 1960, 1975 et 1992, d'après les travaux de Leblanc et al. (2002) 42

Figure 1. 14 : Recensement des évènements effectifs et possibles des ruptures d'endoréisme dans la région de Niamey, d'après les travaux de Mamadou et al. (2015) 42

Figure 2. 1 : Schématisation des processus nuageux observés par les IR ou les MO 50

Figure 2. 2 : Illustration de MCS observés par IR (a, Meteosat) et MO (b, TMI/TRMM canal 85Ghz) (courtoisie de K. Ramage) 52

Figure 2. 3 : Schématisation de la constellation GPM 53

Figure 2. 4 : Carte du bassin du Niger avec le positionnement des boîtes contenant le degré carré de Niamey et la zone d'estimation des précipitations de KRIG 56

Figure 2. 5 : Evolution du nombre de pluviographes utilisés pour les produits in-situ de 1950 à 2013, sur le degré carré de Niamey et le bassin du bief Ansongo-Niamey 56

Figure 2. 6 : Vue d'artiste du satellite Megha-Tropiques lancé le 12 octobre 2011(source : http//cnes.fr) et trace au sol de son orbite pour une durée de 1 jour (source : Desbois et al. 2007). 58

Figure 2. 7 : Graphiques des séries temporelles annuelles des cumuls, moyennes conditionnelles journalières, jours pluvieux, extensions spatiales moyennes, des précipitations des différents produits en fonction de la référence (KRIG-DENSE) pour le degré carré de Niamey 66

Figure 2. 8 : Distribution des fréquences et de la contribution au cumul annuel, des différentes classes d'intensité des précipitations, pour chaque produit 68

Figure 2. 9 : Séries temporelles annuelles des cumuls, moyennes conditionnelles journalières, jours pluvieux, extensions spatiales moyennes, des précipitations des différents produits pour le bassin du bief Ansongo-Niamey 70

Figure 3. 1 : Schématisation des processus modélisés par la plate-forme SURFEX 74

Figure 3. 2 : Schématisation des processus d'ISBA 78

Figure 3. 3 : Carte du paramètre K_{sat}, conductivité hydraulique à saturation, du modèle ISBA sur la fenêtre Ouest-Africaine, pour l'implémentation sur le bassin du Niger 86

Figure 3. 4 : Schématisation des processus de TRIP (source Pedinotti 2012) 87

Figure 3. 5 : Carte du paramètre n, coefficient de Manning, du modèle TRIP sur la fenêtre Ouest-Africaine, pour l'implémentation sur le bassin du Niger 92

Figure 3. 6 : Débits observés et simulés avec la version nominale de SURFEX version 6 implémentée sur l'ensemble du bassin du Niger et le forçage pluviométrique 3B42v7 ; pour les stations de Koulikoro, Niamey et Lokoja 95

Figure 3. 7 : Domaine de la configuration du modèle ISBA-TRIP sur le bassin du bief Ansongo-Niamey 96

Figure 3. 8 : Débit du Niger à Niamey observé et simulés avec SURFEX version 6 implémenté sur le bassin du bief Ansongo Niamey sans modification des paramètres et après leur ajustement 97

Figure 3. 9 : Contributions moyennes des différents sous-bassins du bassin du bief Ansongo-Niamey à la crue Rouge de Niamey (de l'étiage au 10 octobre) calculées entre 2003 et 2012. 98

Figure 3. 10 : Débit du Niger à Niamey observé et simulés avec SURFEX version 6 implémenté sur le bassin du bief Ansongo Niamey avec ou sans la rive gauche. 98

Figure 4. 1 : Illustration des différentes périodes de la saison hydrologique à Niamey (ici pour l'année 2012) 103

Figure 4. 2 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec le forçage atmosphérique original ou sa moyenne interannuelle 104

Figure 4. 3 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le forçage atmosphérique original en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur sa moyenne interannuelle 105

Figure 4. 4 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le forçage atmosphérique original ou sa moyenne interannuelle, en fonction des observations 105

Figure 4. 5 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec le débit d'Ansongo original, sa moyenne interannuelle, ou différents scénario d'erreur avec ± 10 ou 30% 106

Figure 4. 6 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec différents forçages pluviométriques tous issus du même produit d'estimation des précipitations, 3B42v7 108

Figure 4. 7 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différents forçages pluviométriques tous issus du même produit d'estimation des précipitations, 3B42v7 109

Figure 4. 8 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec le coefficient de Manning original ou son uniformisation à 0,035 110

Figure 4. 9 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le coefficient de Manning original en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur son uniformisation à 0,035 110

Figure 4. 10 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le coefficient de Manning original ou son uniformisation à 0,035, en fonction des observations 111

Figure 4. 11 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec le τ original de 30 jours ou un τ de 1 jour 112

Figure 4. 12 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur le τ original de 30 jours en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur un τ de 1 jour 112

Figure 4. 13 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec le τ original de 30 jours ou avec un τ de 1 jour 113

Figure 4. 14 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec l'ETP6 originale ou l'ETP7 114

Figure 4. 15 : NSE annuels (entre 2003 et 2012) de la simulation basée sur l'ETP6 originale en fonction des NSE annuels de la simulation basée sur l'ETP7 114

Figure 4. 16 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec l'ETP6 originale ou l'ETP7, en fonction des observations 115

Figure 4. 17 : Séries temporelles du ruissellement d'Horton et de Dunne du bassin du bief Ansongo-Niamey entre 2003 et 2012 en fonction des différentes valeurs de β. 117

Figure 4. 18 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec différentes valeurs de β 117

Figure 4. 19 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différentes valeurs de β, en fonction des observations. 118

Figure 4. 20 : Cartes des caractéristiques de la surface dans ISBA, proportions de végétation, de sol nu, de sable et d'argile 121

Figure 4. 21 : Evolution saisonnière du LAI pour les différentes classes de végétation 121

Figure 4. 22 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec différentes couverture végétales et zoom sur l'année 2012 122

Figure 4. 23 : Graphique quantile-quantile des débits journaliers, entre 2003 et 2012 à Niamey, simulés avec différents couverts, en fonction des observations 122

Figure 4. 24 : Séries temporelles du ruissellement de Dunne, de d'Horton, d'évapotranspiration, du contenu en eau du sol et de la fraction saturée du sol, journaliers moyens du bassin du bief Ansongo-Niamey pour différentes couverture végétales. 123

Figure 4. 25 : Séries temporelles du débit à Niamey (entre 2003 et 2012) observée et simulées avec différentes proportion d'argile et de sable. 124

Figure 6. 1 : Exemple du produit TAPEER (version précédente à 1.5) à l'échelle des Tropiques, journée du 30 juillet 2009 (source : Chambon et al. 2013b) 148

Figure 6. 2 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé débits simulés 150

Figure 6. 3 : Graphiques Quantiles-Quantiles des débits simulés du Niger pendant la crue Rouge à Niamey en 2012 en fonction des quantiles du débit observé. 150

Figure 6. 4 : Séries spatio-temporelles des précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey et séries temporelles journalières de la pluie moyenne sur cette aire et des débits du Niger à Niamey pendant la crue Rouge observé et simulés à partir des forçages TAPEER, CPC, KRIG,, 3B42v7 et RFE2 154

Figure 6. 5 : Précipitations (journalières par pixel) des différentes constellations dégradées de TAPEER en fonction de celles de la constellation originale. 157

Figure 6. 6 : Hydrogramme du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé et débits simulés (à partir des précipitations issues des différentes constellations de TAPEER) 157

Figure 6. 7 : Illustration des différences entre le biais et l'incertitude d'une estimation, par analogie avec une cible (d'après Chambon 2011) 159

Figure 6. 8 : Illustration de la différence de nature de l'échantillonnage des précipitations dans le temps ou dans l'espace (d'après North et Nakamoto 1989) 160

Figure 6. 9: Illustration des images IR seuillées (FP) utilisées dans l'UGPI de TAPEER (source : Chambon 2011). Δx *est la distance entre deux échantillons (résolution spatiale) et* Δt *est la période écoulée entre deux échantillonnage d'un point (résolution temporelle).* 161

Figure 6. 10 : Distribution des erreurs estimées par TAPEER en mm et représentation de l'erreur (en pourcentage des précipitations estimées) en fonction des précipitations 163

Figure 6. 11 : Variogramme théorique basé sur un modèle exponentiel, pour lequel la portée ϕ *est fixée à 5.* 164

Figure 6. 12 : Exemple de champs de pluie et de champs d'erreurs en fonction de différentes hypothèses du 15 au 20 juillet 2012 165

Figure 6. 13 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé et débits simulés avec les précipitations TAPEER sans et avec erreur 167

Figure 6. 14 : Représentation de la distribution de l'indice de variation de l'ensemble des simulations S_{ens} *par rapport à la simulation de référence* S_{ref} *pour les hypothèses de corrélation du champ d'erreur* 167

Figure 6. 15 : Distribution des erreurs estimées par TAPEER en mm et représentation de l'erreur (en pourcentage des précipitations estimées) en fonction des précipitations pour les différentes constellations dégradées. 168

Figure 6. 16 : Hydrogrammes du Niger à Niamey pour l'année hydrologique 2012, débit observé et débits simulés à partir des précipitations issues des pluies TAPEER sans erreurs et à partir des ensembles de précipitations pour lesquels l'erreur est appliquée avec l'hypothèse d'indépendance, pour la constellation sans SAPHIR, 98 et sans MO. 169

Figure 6. 17 : Distribution de l'indice exprimant de dispersion des ensembles de simulation S_{ens} *(application d'une erreur indépendante) par rapport à la simulation de référence* S_{ref}*, pour la constellation sans SAPHIR, 98 et sans MO* 169

Liste des tableaux

Tableau 2. 1 : Tableau des caractéristiques des différentes mesures des précipitations 48

Tableau 2. 2 : Résumé des caractéristiques des produits utilisés 61

Tableau 2. 3 : Valeurs moyennes (et écarts types en italique) des cumuls, moyennes conditionnelles, jours pluvieux et extensions spatiales entre 2003 et 2012 pour le bassin du bief Ansongo-Niamey 71

Tableau 3. 1 : Liste des variables atmosphériques nécessaires au fonctionnement d'ISBA en mode forcé 75

Tableau 3. 2 : Liste des variables pronostiques d'ISBA 79

Tableau 3. 3 : Liste des paramètres d'ISBA 84

Tableau 3. 4 : Liste des paramètres de TRIP 90

Tableau 3. 5 : Données nécessaires pour la modélisation avec le modèle ISBA-TRIP 99

Tableau 4. 1 : Caractéristiques des différents forçages pluviométriques issus du produit 3B42v7 108

Tableau 4. 2 : Noms, couverture spatiale et caractéristiques des différentes classes d'occupations du sol du bassin du bief Ansongo-Niamey. 120

Tableau 4. 3 : Tableau des éléments de la simulation de référence qui diffèrent de la version originale de SURFEX version 6, pour le domaine Ansongo-Niamey. 126

Tableau 6. 1 : Résumé des périodes d'inondation (en jour), des POD et des FAR, pendant la crue Rouge à Niamey en 2012, déterminés à partir du seuil absolu de 1700m3s^{-1} (fixé par l'ABN), pour les observations et les différentes simulations 152

Tableau 6. 2 : Résumé des différentes constellations utilisées pour TAPEER 156

Tableau 6. 3 : Heures de passage des différents satellites héliosynchrones DMSP (portant les radiomètres SSM/I) au-dessus de Niamey pour l'été 2012 158

Tableau 6. 4 : Résumé des différents tests réalisés pour appliquer l'incertitude (i) aux champs de pluie estimés (p). 164

Références

ACTED-OXFAM, République du Niger, UNICEF, 2012. Enquête auprès des ménages sinistrés par les inondations à Niamey, République du Niger.

Aich, V., Liersch, S., Vetter, T., Andersson, J., Müller, E., Hattermann, F., 2015. Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. Water 7, 2796–2820. doi:10.3390/w7062796

Albergel, J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface - Application aux petits bassins du Burkina Faso, in: The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. IAHS, Vancouver, pp. 355–365.

Ali, A., Amani, A., Diedhiou, A., Lebel, T., 2005b. Rainfall estimation in the Sahel. Part II: Evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products. Journal of Applied Meteorology 44, 1707–1722.

Ali, A., Lebel, T., Amani, A., 2005a. Rainfall estimation in the Sahel. Part I: Error function. Journal of applied meteorology 44, 1691–1706.

Alpert, P., Ben-Gai, T., Baharad, A., Benjamini, Y., Yekutieli, D., Colacino, M., Diodato, L., Ramis, C., Homar, V., Romero, R., Michaelides, S., Manes, A., 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. Geophysical Research Letters 29. doi:10.1029/2001GL013554

Amani, A., Nguetora, M., 2002. Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey, in: 4th FRIEND 2002 - Regional Hydrology : Bridging the Gap between Research and Practice. IAHS PUBLICATION, Cape Town, South Africa, pp. 449–456.

Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., Belleudy, P., 2010. Increasing River Flows in the Sahel? Water 2, 170–199. doi:10.3390/w2020170

Andersen, I., Dione, O., Jarosewich-Holder, M., Olivry, J.C., 2005. The Niger River Basin: A Vision for Sustainable Management, The International Bank for Reconstruction and Development / The World Bank. ed.

Arora, V.K., Boer, G.J., 1999. A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. Journal of Geophysical Research 104, 30965–30979.

Artan, G., Gadain, H., Smith, J.L., Asante, K., Bandaragoda, C.J., Verdin, J.P., 2007. Adequacy of satellite derived rainfall data for stream flow modeling. Natural Hazards 43, 167–185. doi:10.1007/s11069-007-9121-6

Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D.K., Knapp, K.R., Cecil, L.D., Nelson, B.R., Prat, O.P., 2015. PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies. Bulletin of the American Meteorological Society 96, 69–83. doi:10.1175/BAMS-D-13-00068.1

Berne, A., Krajewski, W.F., 2013. Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? Advances in Water Resources 51, 357–366. doi:10.1016/j.advwatres.2012.05.005

Best, D.J., Roberts, D.E., 1975. Algorithm AS 89: The Upper Tail Probabilities of Spearman's Rho. Applied Statistics 24, 377. doi:10.2307/2347111

Bhumralkar, C.M., 1975. Nulerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circualetion Model. Journal of Applied Meteorology ^{1}4, 1246–1258.

Bitew, M.M., Gebremichael, M., 2011. Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. Water Resources Research 47. doi:10.1029/2010WR009917

Boone, A., Calvet, J.-C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. Journal of Applied Meteorology 38, 1611–1630.

Boone, A., Etchevers, P., 2001. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site. Journal of Hydrometeorology 2, 374–394.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., Noilhan, J., 2000. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. Journal of Applied Meteorology 39, 1544–1569.

Boucher, M., Favreau, G., Massuel, S., Vouillamoz, J.M., 2006. Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) au Niger par la méthode de Résonance Magnétique Protonique (RMP) (Rapport final BRGM No. RP-54746-FR).

Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., Vauclin, M., 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. Boundary-Layer Meteorology 66, 173–200.

Briquet, J.P., Mahé, G., Bamba, F., Olivry, J.C., 1996. Changements climatiques recents et modification du regime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali), in: L'hydrologie Tropicale : Géoscience et Outil Pour Le Développement. IAHS PUBLICATION, Paris, pp. 157–166.

Brooks, R.H., Corey, A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow 17, 187–208.

Brunet-Moret, Y., Chaperon, P., Lamagat, J.P., Molinier, M., 1986. Monographie Hydrologique du Fleuve Niger, Tome II Cuvette Lacustre et Niger Moyen, Edition de l'ORSTOM. ed, Monographie Hydrologique. Paris.

Camberlin, P., Beltrando, G., Fontaine, B., Richard, Y., 2002. Pluviométrie et crises climatiques en Afrique Tropicale : changements durables ou fluctuations interannuelles ? Histoire et Géographes 263–273.

Casenave, A., Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. Journal of Hydrology 130, 231–249. doi:0022-1694/92/$05.00

Casenave, A., Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration. Edition de l'ORSTOM, Paris.

Casse, C., Gosset, M., 2015. Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983–2013 period. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences 370, 117–123. doi:10.5194/piahs-370-117-2015

Casse, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B.A., Decharme, B., 2015. Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. Atmospheric Research 163, 162–176. doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010

Chambon, P., 2011. Contribution à l'estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement. Paris-Est.

Chambon, P., Jobard, I., Roca, R., Viltard, N., 2013b. An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 139, 879–893. doi:10.1002/qj.1907

Chambon, P., Roca, R., Jobard, I., Capderou, M., 2013a. The Sensitivity of Tropical Rainfall Estimation From Satellite to the Configuration of the Microwave Imager Constellation. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters 10, 996–1000. doi:10.1109/LGRS.2012.2227668

Champeaux, J.L., Masson, V., Chauvin, F., 2005. ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. Meteorological Applications 12, 29–32. doi:10.1017/S1350482705001519

Chen, M., Shi, W., Xie, P., Silva, V.B.S., Kousky, V.E., Wayne Higgins, R., Janowiak, J.E., 2008. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. Journal of Geophysical Research 113. doi:10.1029/2007JD009132

Chow, V.T., 1964. Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill Book Company, Inc.

Clapp, R., Hornberger, G., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resources Research 14.

Collinet, J., Valentin, C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle, Nouvelle perspectives - Applications agronomiques. ORSTOM.

Dai, A., Lamb, P.J., Trenberth, K.E., Hulme, M., Jones, P.D., Xie, P., 2004. The recent Sahel drought is real. International Journal of Climatology 24, 1323–1331. doi:10.1002/joc.1083

D'Amato, N., Lebel, T., 1998. On the Characteristics of the rainfall eveents in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. International Journal of Climatology 18, 955–974.

Deardroff, J.W., 1978. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a layer of Vegetation. Journal of Geophysical Research 83, 1889–1903.

Deardroff, J.W., 1977. A Parametrization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. Journal of Applied Meteorology 16, 1182–1185.

Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., Cazenave, A., 2010. Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II: Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage. Journal of Hydrometeorology 11, 601–617. doi:10.1175/2010JHM1212.1

Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., Prigent, C., 2011. Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. Climate Dynamics 38, 1389–1412. doi:10.1007/s00382-011-1054-9

Decharme, B., Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. Climate Dynamics 29, 21–37. doi:10.1007/s00382-006-0216-7

Decharme, B., Douville, H., 2005. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. Climate Dynamics 26, 65–78. doi:10.1007/s00382-005-0059-7

Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône basin. Journal of Hydrometeorology 7.

Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., Aires, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. Journal of Geophysical Research 113. doi:10.1029/2007JD009376

Desbois, M., Capderou, M., Eymard, L., Roca, R., Viltard, N., Viollier, M., Karouche, N., 2007. Megha-Tropiques: un satellite hydrimétéorologique franco-indien. Meteorologie 19–27.

Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., Leduc, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. Journal of Hydrology 188-189, 155–178.

Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., Vauclin, M., 2012. Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. Global and Planetary Change 98-99, 18–30. doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. Journal of Hydrology 375, 90–102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012

Descroix, L., Niang, A.D.,Dacosta, H., Panthou, G., Quantin, G., Diedhiou, A., 2013. Evolution des pluies de cumul élévé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger Moyen (Sahel). Climatologie 10, 37–50.

D'Orgeval, T., Polcher, J., 2008. Impacts of precipitation events and land-use changes on West African river discharges during the years 1951–2000. Climate Dynamics 31, 249–262. doi:10.1007/s00382-007-0350-x

Douville, H., Royer, J.-F., Mahfouf, J.-F., 1995. A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Climate Dynamics 12, 21–35.

Eldridge, R.H., 1957. A synoptic study of West African disturbance lines. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 83, 303–314.

Esteves, M., Lapetite, J.M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. Catena 50, 255–271.

Fan, Y., Wood, E.E., Lynn Baeck, M., Smith, J.A., 1996. Fractional coverage of rainfall over a grid. Water Resources Research 32, 2787–2802.

Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. Water Resources Research 45. doi:10.1029/2007WR006785

Ferraro, R.R., Weng, F., Grody, N.C., Basist, A., 1996. An Eight-Year (1987-1994) Time Series of Rainfall, Clouds, Water Vapor, Snow Cover, and Sea Ice Derived from SSMI/I Measurements. Bulletin American Meteorological Society 77, 891–905.

Ferraro, R.R., Weng, F., Grody, N.C., Zhao, L., 2000. Precipitation Characteristics Over Land from the NOAA-15 AMSU Sensor. Geophysical Research Letters 27, 2669–2672.

Ferry, l., Muther, N., Coulibaly, N., Martin, D., Mietton, M., Cissé Coulibaly, Y., Olivry, J.C., Paturel, J.E., Barry, M.A., Yéna, M., 2012. Le fleuve Niger de la forêt tropicale guinéenne au désert saharien – Les grands traits des régimes hydrologiques. IRD UNESCO.

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.

Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., Lavenu, F., Koité, M., Paturel, J.-E., Lebel, T., 2009. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. Journal of Hydrology 375, 128–142. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.007

Galle, S., Ehrmann, M., Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern: a case study of tiger bush in western Niger. Catena 37, 197–216.

Gandin, L.S., 1965. Objective analysis of meteorological fields.

Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., 2010. Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface water from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). Hydrology and Earth System Sciences 14, 309–324.

Giorgi, F., Im, E.-S., Coppola, E., Diffenbaugh, N.S., Gao, X.J., Mariotti, L., Shi, Y., 2011. Higher Hydroclimatic Intensity with Global Warming. Journal of Climate 24, 5309–5324. doi:10.1175/2011JCLI3979.1

Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 139, 923–940. doi:10.1002/qj.2130

Goutorbe, J.P., Lebel, T., Dolman, A.J., Gash, J.H.C., Kabat, P., Kerr, Y.H., Monteny, B., Prince, S.D., Stricker, J.N.M., Tinga, A., Wallace, J.S., 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. Journal of Hydrology 188-189, 4–17.

Grimaud, J.-L., 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique: l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Toulouse 3.

Guichard, F., Kergoat, L., Taylor, C.M., Cappelaere, B., Chong, M., Couvreux, F., Cohard, J.-M., Dione, C., Gounou, A., Lohou, F., others, 2012. Interactions entre surface et convection au Sahel. Météorologie 25–32.

Guilloteau, C., Gosset, M., Vignolles, C., Alcoba, M., Tourre, Y.M., Lacaux, J.-P., 2014. Impacts of Satellite-Based Rainfall Products on Predicting Spatial Patterns of Rift Valley Fever Vectors*. Journal of Hydrometeorology 15, 1624–1635. doi:10.1175/JHM-D-13-0134.1

Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.P., Lacarrere, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., 1999. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area: Part I: Model and database. Journal of Hydrology 217, 75–96.

Habets, F., Saulnier, G.M., 2001. Subgrid runoff parametrization. Physics and Chemistry of the Earth 26, 455–459.

Habib, E., ElSaadani, M., Haile, A.T., 2012. Climatology-Focused Evaluation of CMORPH and TMPA Satellite Rainfall Products over the Nile Basin. Journal of Applied Meteorology and Climatology 51, 2105–2121. doi:10.1175/JAMC-D-11-0252.1

Herman, A., Kumar, V.B., Arkin, P.A., Kousky, J.V., 1997. Objectively determined 10-day African rainfall estimates created for famine early warning systems. International Journal of Remote Sensing 18, 2147–2159. doi:10.1080/014311697217800

Hermance, J.F., Sulieman, H.M., 2013. Comparing satellite RFE data with surface gauges for 2012 extreme storms in African East Sahel. Remote Sensing Letters 4, 696–705. doi:10.1080/2150704X.2013.787498

Heymann, Y., Steenmans, C., Groissille, G., Bossard, M., 1994. CORINE Land Cover. Technical Guide, Office for Official Publications of the European Communities. ed. EUR 12535 Luxembourg.

Hiernaux, P., Le Houérou, H.N., 2006. Les parcours du Sahel. Sécheresse 17, 51–71.

Hong, Y., Hsu, K., Moradkhani, H., Sorooshian, S., 2006. Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response: error propagation from satellite rainfall Water Resources Research 42. doi:10.1029/2005WR004398

Hoogmoed, W.B., Stroosnijder, L., 1984. Crust formation on sandy soils in the Sahel, I. Rainfall and Infiltration. Soil & Tillage Research 4, 5–23. doi:0167-1987/84/$03.00

Horton, R.E., 1933. The rôle of infiltration in the hydrolic cycle. Transactions American Geophysical Union 14, 435–446.

Hossain, F., Anagnostou, E.N., 2006. A two-dimensional satellite rainfall error model. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 44, 1511–1522. doi:10.1109/TGRS.2005.863866

Hossain, F., Anagnostou, E.N., Dinku, T., 2004a. Sensitivity Analyses of Satellite Rainfall Retrieval and Sampling Error on Flood Prediction Uncertainty. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 42, 130–139. doi:10.1109/TGRS.2003.818341

Hossain, F., Anagnostou, E.N., Dinku, T., Borga, M., 2004b. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. Hydrological Processes 18, 3277–3291. doi:10.1002/hyp.5659

Houze, R.A., 2004. Mesoscale convective systems. Reviews of Geophysics 42. doi:10.1029/2004RG000150

Houze, R.A., 1993. Cloud dynamics. Academic Press, San Diego.

Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Gu, G., 2009. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. Geophysical Research Letters 36, L17808. doi:10.1029/2009GL040000

Huffman, G.J., Alder, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., Schneider, U., 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. Bulletin of the American Meteorological Society 78, 5–20.

Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P., Stocker, E.F., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. Journal of Hydrometeorology 8, 38–55. doi:10.1175/JHM560.1

Hughes, D.A., 2006. Comparison of satellite rainfall data with observations from gauging station networks. Journal of Hydrology 327, 399–410. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.11.041

Jacquemin, B., Noilhan, J., 1990. Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. Boundary-Layer Meteorology 52, 93–134.

Janicot, S., Redelsperger, J.-L., Lebel, T., 2012. La mousson ouest-africaine: introduction à quelques contributions du programme d'étude multidisciplinaire AMMA. Météorologie 2–8.

Jobard, I., Chopin, F., Berges, J.C., Roca, R., 2011. An intercomparison of 10-day satellite precipitation products during West African monsoon. International Journal of Remote Sensing 32, 2353–2376. doi:10.1080/01431161003698286

Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., Xie, P., 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. Journal of Hydrometeorology 5.

Kacou, M., 2014. Evaluation d'un Radar bande X polarimétrique pour l'estimation des précipitations en zone sahélienne. Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier) et Université Félix Houphouët-Boigny d'Abidjan Cocody (UFHB), Toulouse.

Kirstetter, P.-E., Viltard, N., Gosset, M., 2012. An error model for instantaneous satellite rainfall estimates: evaluation of BRAIN-TMI over West Africa. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 139, 894–911. doi:10.1002/qj.1964

Knighton, D., 1998. An error model for instantaneous satellite rainfall estimates: evaluation of BRAIN-TMI over West Africa. Oxford University Press, London.

Krause, P., Boyle, D.P., Bäse, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. Advances in Geosciences 5, 89–97.

Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., Simpson, J., 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. Journal of atmospheric and oceanic technology 15, 809–817.

Kummerow, C., Coauthors, n.d. The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. Journal of Applied Meteorology 40, 1801–1820.

Kummerow, C., Olson, W.S., Giglio, L., 1996. A Simplified Scheme for Obtaining Precipitation and Vertical Hydrometeor Profiles from Passive Microwave Sensors. Transactions on Geoscience and Remote Sensing 34, 1213–1232.

Lafore, J.-P., Asencio, N., Bouniol, D., Couvreux, F., Flamant, C., Guichard, F., Hall, N., Janicot, S., Kocha, C., Lavaysse, C., others, 2012. Évolution de notre compréhension du système de mousson ouest-africain.

Lamb, P.J., 1982. Persistence of Subsaharan drough. Nature 299, 46–48. doi:0028-0836/82/350046-03$01.00

Laurent, H., d'AMATO, N., Lebel, T., 1998. How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall? Physics and Chemistry of the Earth 23, 629–633.

Le Barbé, L., Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. Journal of Hydrology 188-189, 43–73.

Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. Journal of climate 15, 187–202.

Lebel, T., Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). Journal of Hydrology 375, 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030

Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., Seguis, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. Journal of Hydrology 375, 3–13. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020

Lebel, T., Diedhiou, A., Laurent, H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. Journal of Geophysical Research 108. doi:10.1029/2001JD001580

Lebel, T., Parker, D.J., Flamant, C., Bourlès, B., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J.M., Ngamini, J.B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C.D., 2010. The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 136, 8–33. doi:10.1002/qj.486

Lebel, T., Redelsperger, J.-L., Thomcroft, C., 2005a. The International Science Plan for AMMA.

Lebel, T., Vischel, T., 2005. Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. Comptes Rendus Geoscience 337, 29–38. doi:10.1016/j.crte.2004.08.011

Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. Global and Planetary Change 61, 135–150. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.011

Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in south-west Niger. Journal of hydrology 243, 43–54.

L'Hote, Y., Mahé, G., Somé, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. Hydrological Sciences Journal 47, 563–572.

Liang, A.G., Fritsch, J.M., 1993. Mesoscale Convective Complexes in Africa. Monthly Weather Review 121, 2254–2263.

Li, K.Y., Coe, M.T., Ramankutty, N., De Jong, R., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. Journal of Hydrology 337, 258–268. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.038

Loveland, T.R., Redd, B.C., Brown, J.F., Ohlen, D.O., Zhu, Z., Yang, L., Merchant, J.W., 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. International Journal of Remote Sensing 21, 1303–1330.

Love, T.B., Kumar, V., Xie, P., Thiaw, W., 2004. A 20-year daily Africa precipitation climatology using satellite and gauge data. Presented at the AMS Conference on Applied Climatology.

Maddox, R.A., 1980. Mesoscale Convective Complexes. Bulletin American Meteorological Society 61, 1374–1397.

Maggioni, V., Vergara, H.J., Anagnostou, E.N., Gourley, J.J., Hong, Y., Stampoulis, D., 2013. Investigating the Applicability of Error Correction Ensembles of Satellite Rainfall Products in River Flow Simulations. Journal of Hydrometeorology 14, 1194–1211. doi:10.1175/JHM-D-12-074.1

Mahé, G., 2009. Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. Hydrological Sciences Journal 54, 704–712. doi:10.1623/hysj.54.4.704

Mahé, G., Bamba, F., Soumaguel, A., Orange, D., Olivry, J.C., 2009. Water losses in the inner delta of the River Niger: water balance and flooded area. Hydrological Processes 23, 3157–3160. doi:10.1002/hyp.7389

Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau, in: Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Region. IAHS PUBLICATION, Montpellier, pp. 215–222.

Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J.-E., Adeaga, O., Descroix, L., Mariko, A., Olivry, J.-C., Sangaré, S., Ogilvie, A., others, 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.

Mahé, G., Olivry, J.-C., Dessouassi, R., Orange, D., Bamba, F., Servat, E., 2000. Relations eaux de surface–eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 330, 689–692.

Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. Comptes Rendus Geoscience 341, 538–546. doi:10.1016/j.crte.2009.05.002

Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. Journal of Hydrology 300, 33–43. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028

Mahfouf, J.-F., Manzi, A.O., Noilhan, J., Giordani, H., Déqué, M., 1995. The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. Journal of Climate 8, 2039–2057.

Mahfouf, J.F., Noilhan, J., 1996. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. Journal of Applied Meteorology 35, 987–992.

Mahfouf, J.F., Noilhan, J., 1991. Comparative study of various formulation of evaporation from bare soil using in situ data. Journal of Applied Meteorology 30, 1354–1365.

Maidment, D.R., 1992. Handbook of hydrology. McGraw-Hill Company, Inc.

Malam Abdou, M., 2014. Etats de surface et fonctionnement hydrodynamique multi-échelles des bassins sahéliens ; études expérimentales en zones cristalline et sédimentaire. Universitré de Grenoble et Université Abdou Moumouni de Niamey.

Mamadou, I., Gautier, E., Descroix, L., Noma, I., Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Genthon, P., Amogu, O., Malam Abdou, M., Vandervaere, J.-P., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. CATENA 131, 130–139. doi:10.1016/j.catena.2015.03.017

Manzi, A.O., Planton, S., 1994. Implementation of the ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM: An annual cycle experiment. Journal of Hydrology 155, 353–387.

Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., Lacaze, R., 2003. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. Journal of climate 16, 1261–1282.

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., others, 2013. The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes.

Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., Vischel, T., 2011. Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. Hydrological Sciences Journal 56, 1242–1264. doi:10.1080/02626667.2011.609171

Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Le Troquer, Y., Albouy, Y., Cappelaere, B., 2006. Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. CATENA 67, 105–118. doi:10.1016/j.catena.2006.02.009

Mathon, V., Laurent, H., 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 127, 377–406.

Mathon, V., Laurent, H., Lebel, T., 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. Journal of applied meteorology 41, 1081–1092.

McCumber, M.C., Pielke, R.A., 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model: 1. Soil layer. Journal of Geophysical Research 86, 9929.

Millot, J.A., 1913. Les crues du Niger. Annales de Géographie 22, 68–93. doi:10.3406/geo.1913.8385

Moody, J.A., Troutman, B.M., 2002. Characterization of the spatial variability of channel morphology. Earth Surface Processes and Landforms 27, 1251–1266. doi:10.1002/esp.403

Moradkhani, H., Hsu, K., Hong, Y., Sorooshian, S., 2006. Investigating the impact of remotely sensed precipitation and hydrologic model uncertainties on the ensemble streamflow forecasting. Geophysical research letters 33, L12401.

Mücher, S., Steinnocher, K., Champeaux, J.L., Griguolo, S., Wester, K., Heunks, C., Van Katwijk, V., n.d. Establishment of a 1-km pan-european land cover database for environmental monitoring. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing XXXIII, 702–709.

Narisma, G.T., Foley, J.A., Licker, R., Ramankutty, N., 2007. Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. Geophysical Research Letters 34. doi:10.1029/2006GL028628

Nash, J., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. Journal of hydrology 10, 282–290.

New, M., Todd, M., Hulme, M., Jones, P., 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. International Journal of Climatology 21, 1889–1922. doi:10.1002/joc.680

Nicholson, S.E., Dezfuli, A.K., Klotter, D., 2012. A Two-Century Precipitation Dataset for the Continent of Africa. Bulletin of the American Meteorological Society 93, 1219–1231. doi:10.1175/BAMS-D-11-00212.1

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 Niño and the 1998 La Niña years. Journal of Climate 13, 2628–2640.

Nijssen, B., 2004. Effect of precipitation sampling error on simulated hydrological fluxes and states: Anticipating the Global Precipitation Measurement satellites. Journal of Geophysical Research 109. doi:10.1029/2003JD003497

Nikolopoulos, E.I., Anagnostou, E.N., Hossain, F., Gebremichael, M., Borga, M., 2010. Understanding the Scale Relationships of Uncertainty Propagation of Satellite Rainfall through a Distributed Hydrologic Model. Journal of Hydrometeorology 11, 520–532. doi:10.1175/2009JHM1169.1

Nka, B.N., Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J.E., Ribstein, P., 2015. Trends in West African floods: a comparative analysis with rainfall and vegetation indices. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 12, 5083–5121. doi:10.5194/hessd-12-5083-2015

Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parametrization of Land Surface Processes for Meteorological Models.

North, G.R., Nakamoto, S., 1989. Formalism for comparing rain estimation designs. American Meteorological Society 6, 985–992.

OCHA, 2012. Bulletin humanitaire Niger (No. 36). OCHA.

Oki, T., Sud, Y.C., 1998. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network. Earth interactions 2.

Olivry, J.-C., 2002. Synthèse des connaissances hydrologiques et potentiels en ressources en eau du fleuve Niger. Banque Mondiale et Autorité du Bassin du Niger.

Olson, W.S., Kummerow, C.D., Hong, Y., Tao, W.-K., 1999. Atmospheric latent heating distributions in the tropics derived from satellite passive microwave radiometer measurements. Journal of Applied Meteorology 38, 633–664.

Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., de Gonçalves, L. G. G., Calmant, S., Getirana, A. Santos da Silva, J., 2013. Assimilationg in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon. Hydrology and Earth System Sciences 17, 2929-2946. Doi:10.5194/hess-17-2929-2013

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. doi:10.1002/joc.3984

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. doi:10.1029/2012WR012052

Paturel, J.-E., Diawara, A., Kong, A., Siou, L., Talin, E., Ferry, L., Mahé, G., Dezetter, A., Muther, N., Martin, D., others, 2010. Caractérisation de la sécheresse hydropluviométrique du Bani, principal affluent du fleuve Niger au Mali. Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources 661–667.

Paturel, J.E., Diello, P., Mahe, G., Dezetter, A., Yacouba, H., Barbier, B., Karambiri, H., 2009. Modélisation hydrologique et interreltaion Climat-Homme-Environnement dans le Sahel Burkinabé. IASH 128–135.

Paturel, J.E., Servat, E., Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data—case of the GR2M model. Journal of hydrology 168, 111–125.

Pedinotti, V., 2013. Préparation à la mission SWOT (Surface Water Ocean Topography): Apport de l'altimétrie à large fauchée à la modélisation grande échelle des processus hydrologiques et hydrodynamiques en Afrique de l'Ouest.

Pedinotti, V., Boone, A., Decharme, B., Crétaux, J.F., Mognard, N., Panthou, G., Papa, F., 2012. Characterization of the hydrological functioning of the Niger basin using the ISBA-TRIP model. Hydrology and Earth System Sciences Discussions 8, 9173–9227. doi:10.5194/hessd-8-9173-2011

Peltier, R., Bertrand, A., Lawali, E.M., Madon, G., Montagne, P., 1995. Marchés ruraux de bois-énergie ay Sahel. Bois et Forêts des Tropiques.

Peter-Lidard, C.D., Zion, M.S., Wood, E.F., 1997. A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. Journal of Geophysical Research 102, 4303–4324.

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. Météorologie 55–63.

Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J.L., Vandervaere, J.P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. Journal of Hydrology 188-189, 179–202. doi:0022-1694/97/S17.00

Pierre, C., Bergametti, G., Marticorena, B., Mougin, E., Lebel, T., Ali, A., 2011. Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling. Journal of Geophysical Research 116. doi:10.1029/2011JD016115

Pradé, M., 1934. Fleuves et rivières. Les Études rhodaniennes 10, 97–100.

Roca, R.., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Gosset, M., Mahfouf, J.-F., Raberanto, P., Viltard, N., 2015. The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. Frontiers in Earth Science 3. doi:10.3389/feart.2015.00017

Roca, R., Chambon, P., Jobard, I., Kirstetter, P.-E., Gosset, M., Bergès, J.-C., 2010. Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates. Journal of Applied Meteorology and Climatology 49, 715–731. doi:10.1175/2009JAMC2318.1

Rowell, D.P., Milford, J.R., 1993. On the Generation of African Squall Lines. Journal of Climate 6, 1181–1193.

Rudolf, B., 1993. Management and analysis of precipitation data on a routine basis. Presented at the Proc. Internat. WMO/IAHS/ETH Symp. on Precipitation and Evaporation, Eds. M. Lapin, B. Sevruk, Slovak Hydrometeorol. Inst., Bratislava, pp. 1:69–76.

Seghieri, J., Galle, S., Rajot, J.L., 1994. La brousse tigrée dans le Sahel Nigérien : étude de la cofluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle. Presented at the Xème journées hydrologiques, ORSTOM, pp. 123–141.

Seguis, L., Cappelaere, B., Milesi, G., Peugeot, C., Massuel, S., Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. Hydrological Processes 18, 3401–3413.

Sighomnou, D., 2012. Evènements de crues du mois d'Août 2012 sur le Niger (Note Technique). Autorité du Bassin du Niger (ABN).

Sighomnou, D., Descroix, L., Mahe, G., Moussa, I.B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O.M., Dessay, N., Delaître, E., Maiga, O.F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel? Sécheresse 24, 3–13. doi:10.1684/sec.2013.0370

Sighomnou, D., Ilia, A., Tanimoum, B., 2010. Evènements de crue de juillet à septembre 2010 dans le niger moyen (Note Technique). Autorité du Bassin du Niger (ABN).

Sircoulon, J., 1976. Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale, Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940." Cah. ORSTOM, sér. Hydrol. XIII, 75–174.

Sivapalan, M., Beven, K., Wood, E.F., 1987. On hydrological similarity: 2. A scaled model of storm runoff production. Water Resources Research 23, 2266–2278.

Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H.V., Imam, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. Bulletin of the American Meteorological Society 81, 2035–2046.

Spearman, C., 1904. The Proof and Measurement of Association between Two Things. The American Journal of Psychology 15, 72. doi:10.2307/1412159

Steiner, M., Bell, T.L., Zhang, Y., Wood, E.F., 2003. Comparison of two methods for estimating the sampling-related uncertainty of satellite rainfall averages based on a large radar dataset. Journal of Climate 16, 3759–3778.

Stisen, S., Sandholt, I., 2010. Evaluation of remote-sensing-based rainfall products through predictive capability in hydrological runoff modelling. Hydrological Processes 24, 879–891. doi:10.1002/hyp.7529

Tarhule, A., 2005. Damaging Rainfall and Flooding: The Other Sahel Hazards. Climatic Change 72, 355–377. doi:10.1007/s10584-005-6792-4

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., De Roo, A., 2013. Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. Journal of Hydrology 499, 324–338. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.07.012

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., De Roo, A., 2012. Validation of Satellite-Based Precipitation Products over Sparsely Gauged African River Basins. Journal of Hydrometeorology 13, 1760–1783. doi:10.1175/JHM-D-12-032.1

Valentin, C., Rajot, J.-L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. Agriculture, Ecosystems & Environment 104, 287–302. doi:10.1016/j.agee.2004.01.035

Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H.B.-A., Boulain, N., Ramier, D., Mainassara, I., Charvet, G., Boucher, M., others, 2014. Building a field-and model-based climatology of local water and energy cycles in the cultivated Sahel–Annual budgets and seasonality. Hydrology and Earth System Sciences 18, 5001–5024.

Viltard, N., Burlaud, C., Kummerow, C.D., 2006. Rain retrieval from TMI brightness temperature measurements using a TRMM PR-based database. Journal of applied meteorology and climatology 45, 455–466.

Vischel, T., Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. Journal of Hydrology 333, 340–355. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.007

Vischel, T., Quantin, G., Lebel, T., Viarre, J., Gosset, M., Cazenave, F., Panthou, G., 2011. Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. Journal of Hydrometeorology 12, 1465–1482. doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1

Weedon, G.P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M.J., Viterbo, P., 2014. The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. Water Resources Research 50, 7505–7514. doi:10.1002/2014WR015638

Weedon, G.P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W.J., Blyth, E., Österle, H., Adam, J.C., Bellouin, N., Boucher, O., Best, M., 2011. Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. Journal of Hydrometeorology 12, 823–848. doi:10.1175/2011JHM1369.1

Weng, F., Zhao, L., Ferraro, R.R., Poe, G., Li, X., Grody, N.C., 2003. Advanced microwave sounding unit cloud and precipitation algorithms: AMSU cloud and precipitation algorithms. Radio Science 38, 8068. doi:10.1029/2002RS002679

Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global Precipitation: a 17 years monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. Bulletin of the American Meteorological Society 78, n° 11, 2539-2558.

Xu, L., Gao, X., Sorooshian, S., Arkin, P.A., Imam, B., 1999. A microwave infrared threshold technique to improve the GOES precipitation index. Journal of Applied Meteorology 38, 569–579.

Zhao, L., Ferraro, R., Moore, D., 2000. Valid ation of NO AA-15 AMSU-A rain rate algorithms. Presented at the 10 th Conf. on Satellite Me tr., pp. 192–195.

Zhu, D., Peng, D.Z., Cluckie, I.D., 2013. Statistical analysis of error propagation from radar rainfall to hydrological models. Hydrology and Earth System Sciences 17, 1445–1453. doi:10.5194/hess-17-1445-2013

Annexes

Table des matières

ANNEXE I ……238

Hydrogrammes des debits annuels du fleuve Niger observé aux stations d'Ansongo (Niger moyen malien, crue Guinéenne), de Niamey (Niger moyen nigérien, crue Rouge et Guinéeenne) et des débits aux exutoires des affluents rive droite du Niger moyen nigérien, du Gorouol (Alcongui), du Dargol (Kakassi) et de la Sirba (Garbey – Kourou), entre 1950 et 2013.

ANNEXE II……242

Hydrogrammes des débits annuels (années civile de juin à juin) du fleuve Niger observé et retouché aux stations de Niamey et d'Ansongo, ainsi que les pluies journalières sur le bassin du bief Ansongo-Niamey estimées à partir du produit KRIG, entre 1950 et 2014.

ANNEXE III……251

Série annuelle (moyenne et écart type) du déficit de débit entre Ansongo et Niamey pendant la crue Guinéenne (exprimé en pourcentage du débit d'Ansongo).

ANNEXE IV……252

Cartes géologiques du bassin Goroul-Beli (A) et de la région de Niamey (B), Niger.

ANNEXE V……254

Cartes géologiques du Nord Ouest du Burkina Faso

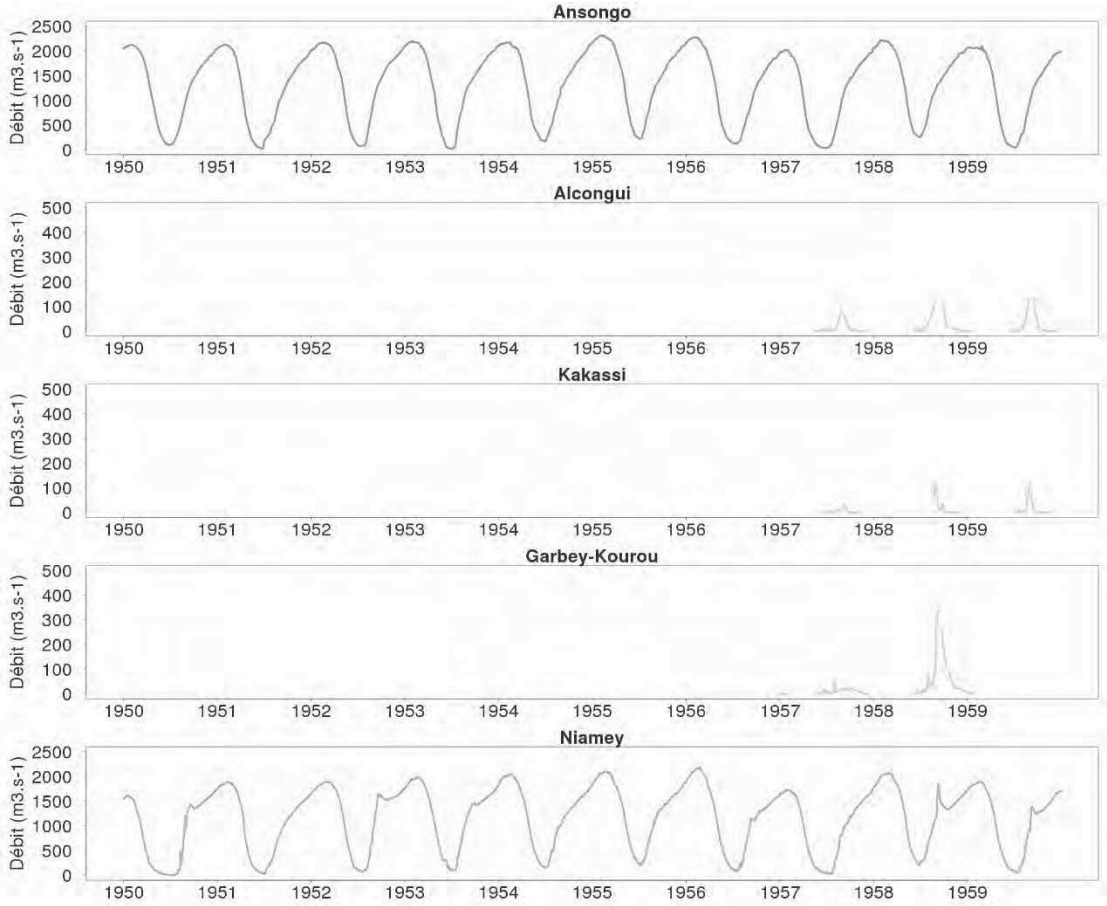
ANNEXE VI……259

Article *Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983-2013 period,* publié dans la revue Proceeding of International Association of Hydrological Sciences à l'occasion de la conference de l'IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics).

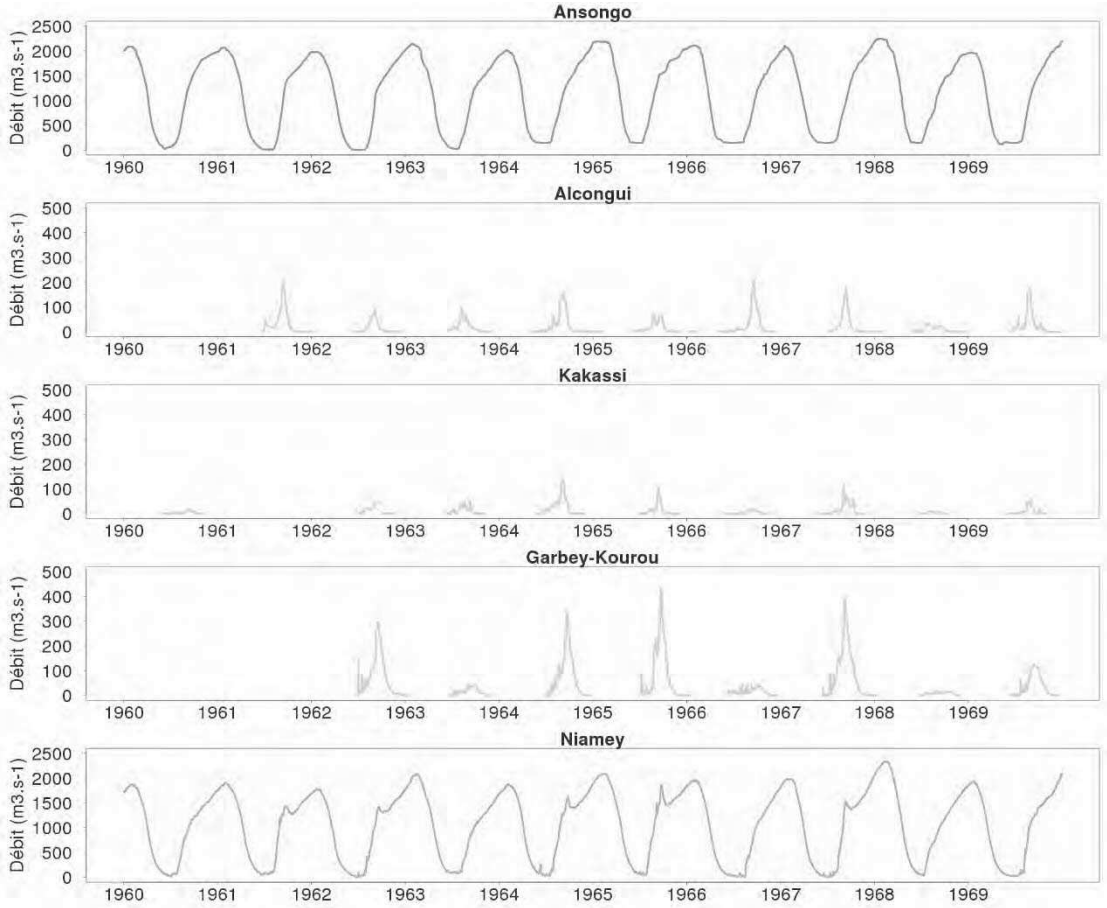
ANNEXE I

Hydrogrammes des debits annuels du fleuve Niger observé aux stations d'Ansongo (Niger moyen malien, crue Guinéenne), de Niamey (Niger moyen nigérien, crue Rouge et Guinéeenne) et des débits aux exutoires des affluents rive droite du Niger moyen nigérien, du Gorouol (Alcongui), du Dargol (Kakassi) et de la Sirba (Garbey – Kourou), entre 1950 et 2013.

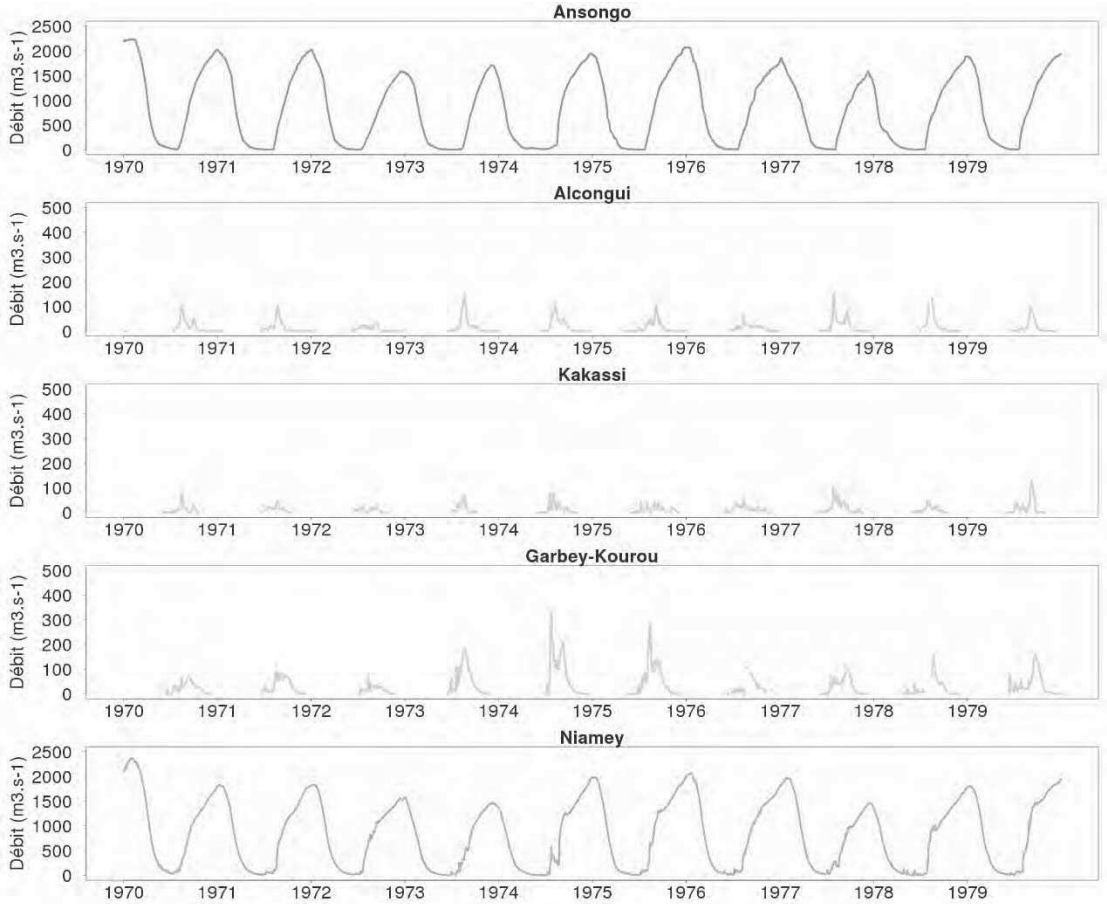
I-A 1950-1959



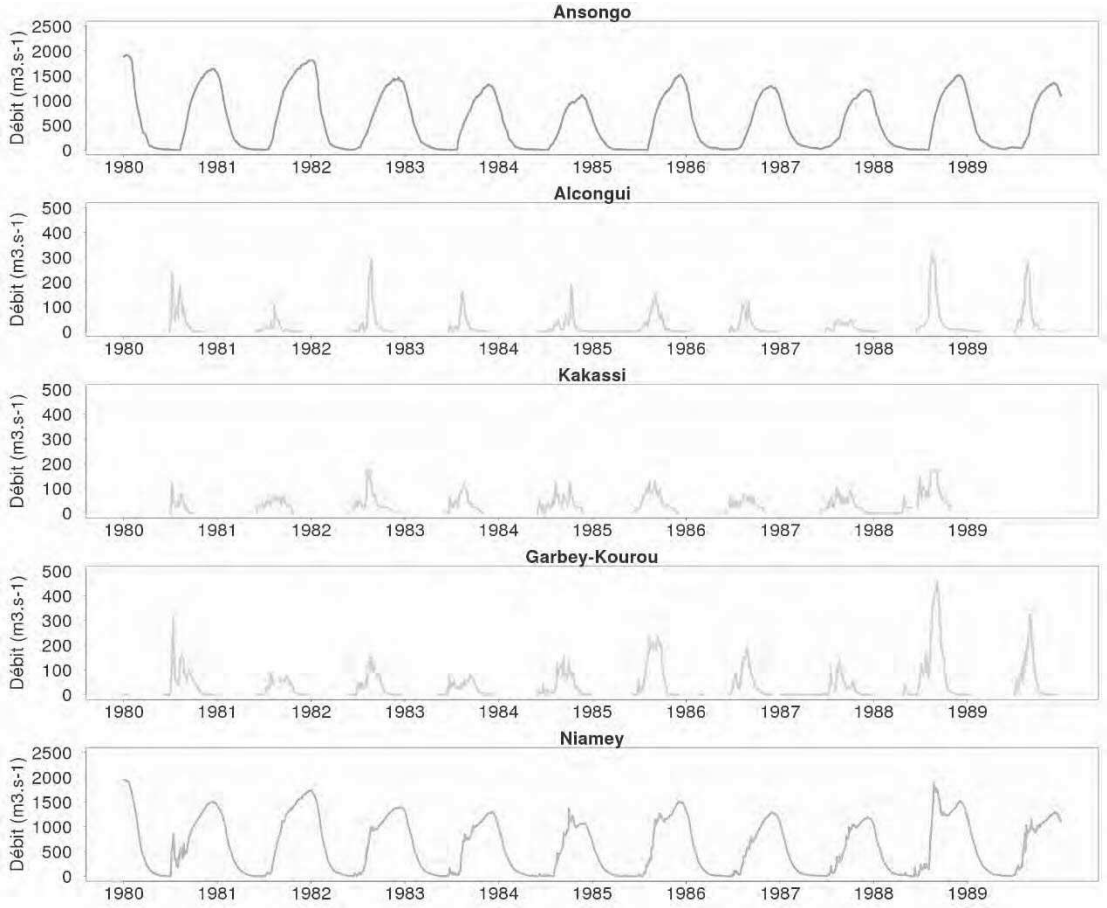
I-B 1960-1969



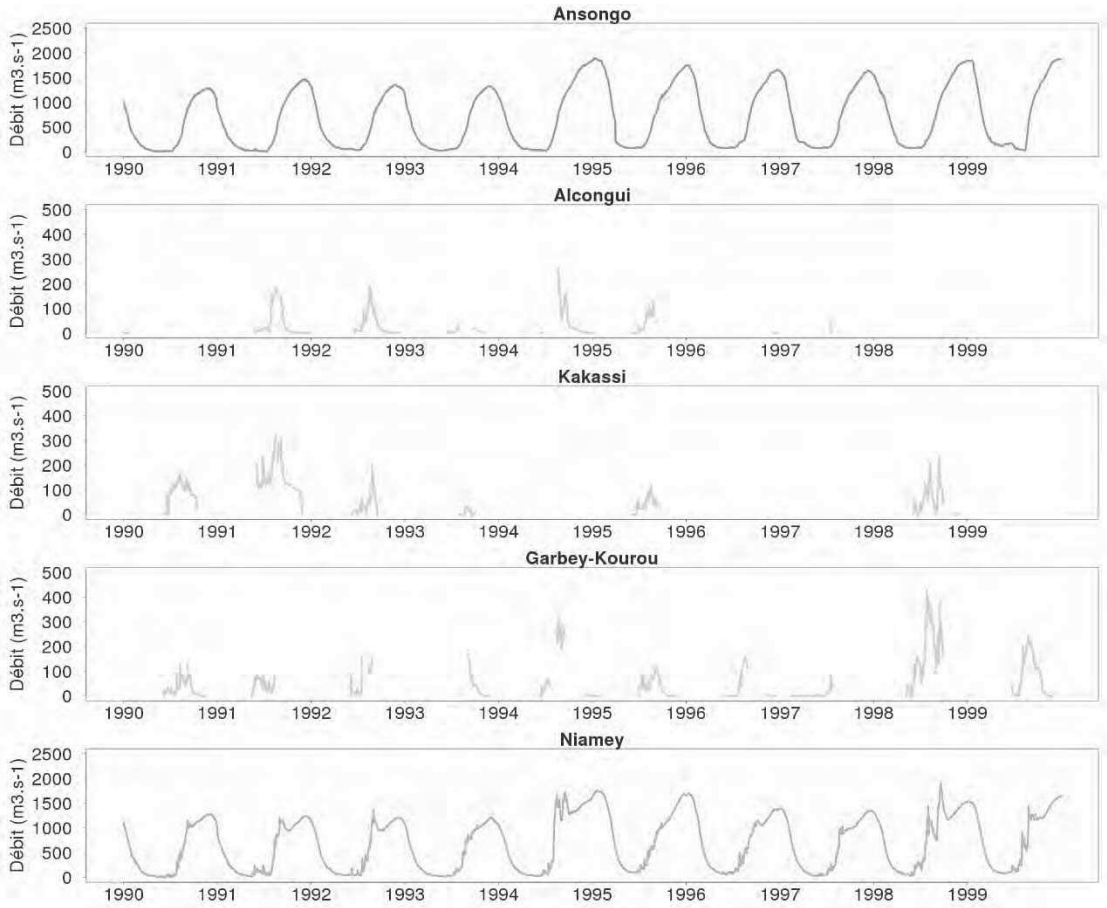
I-C 1970-1979



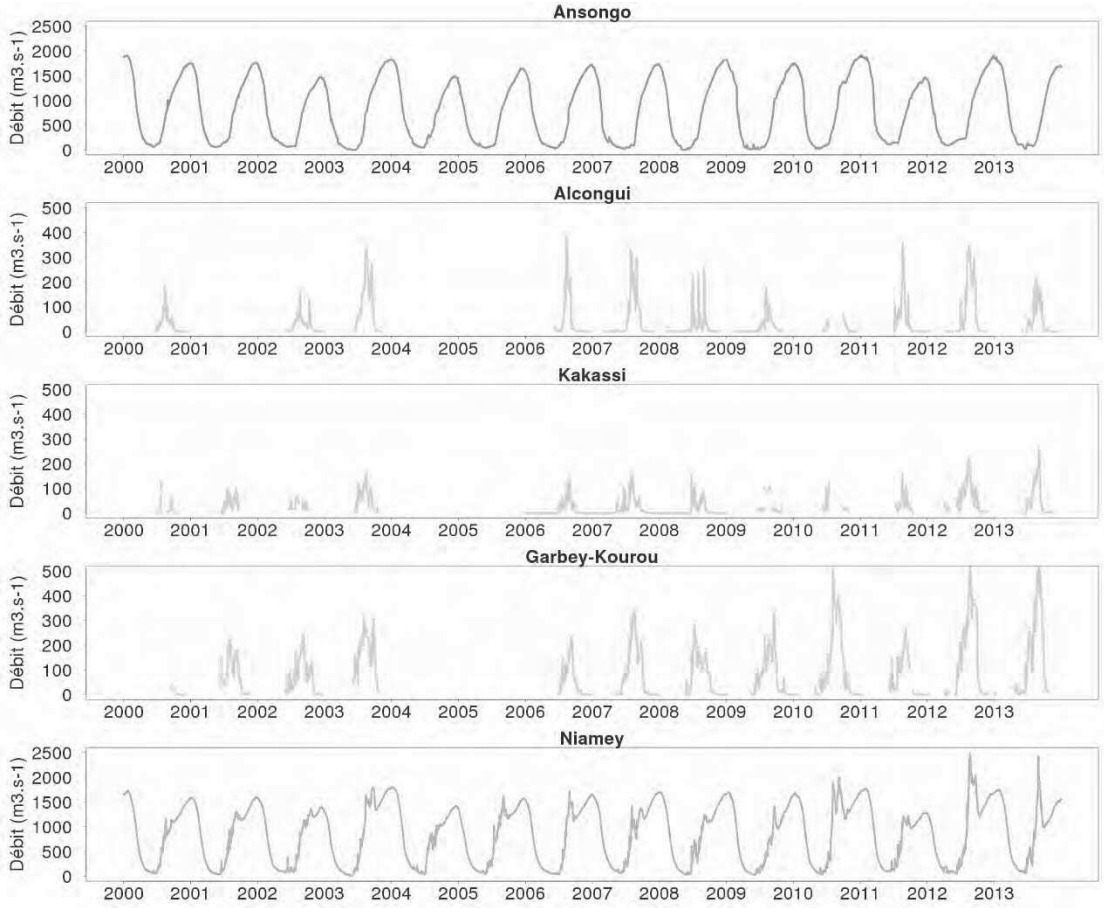
I-D 1980-1989



I-E 1990-1999

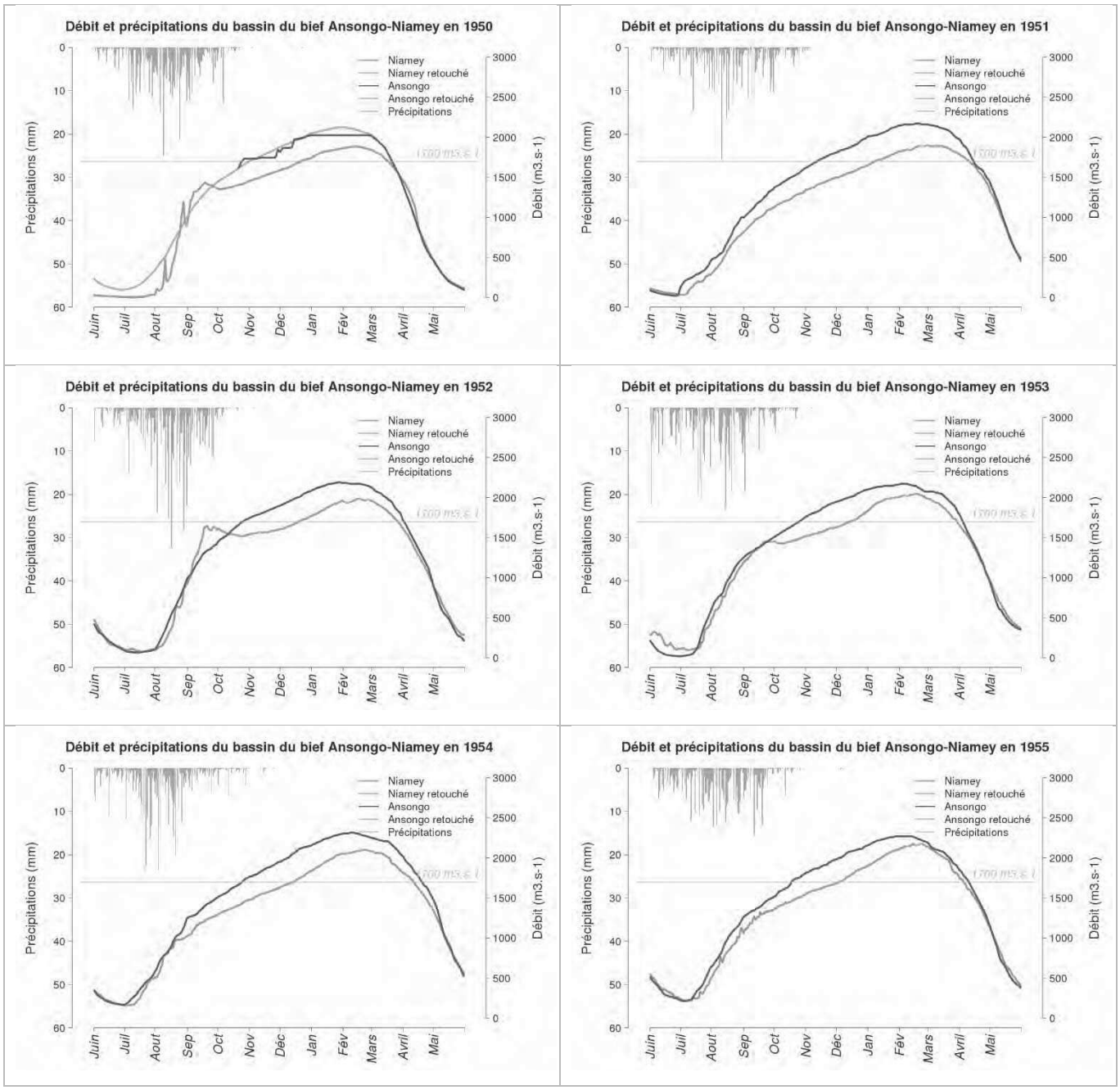


I-F 2000-2013

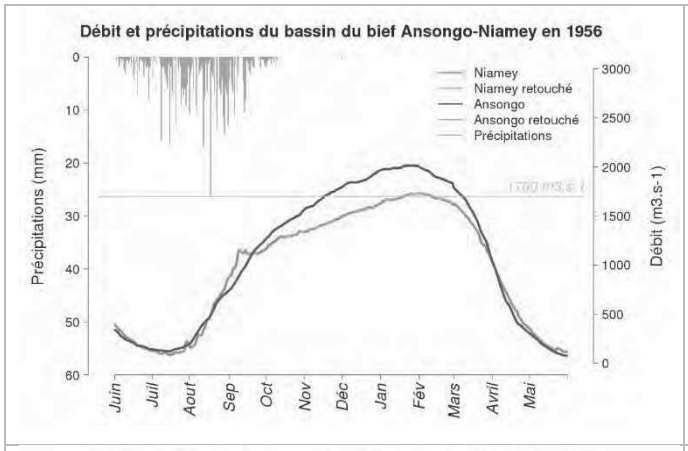

Ansongo
Alcongui
Kakassi
Garbey-Kourou
Niamey
Débit (m3.s-1)
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013

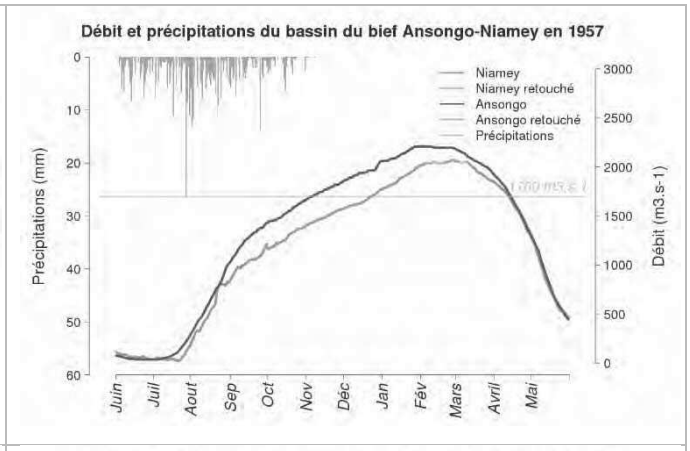
ANNEXE II

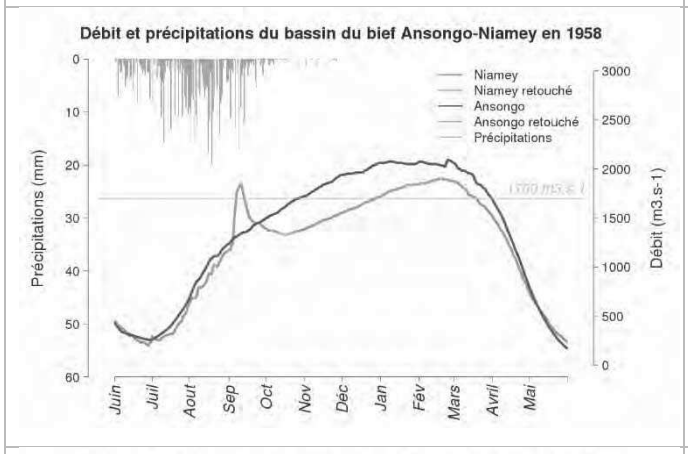
Hydrogrammes des débits annuels (années civile de juin à juin) du fleuve Niger observé et retouché[6] aux stations de Niamey et d'Ansongo, ainsi que les pluies journalières sur le bassin du bief Ansongo-Niamey estimées à partir du produit KRIG, entre 1950 et 2014.

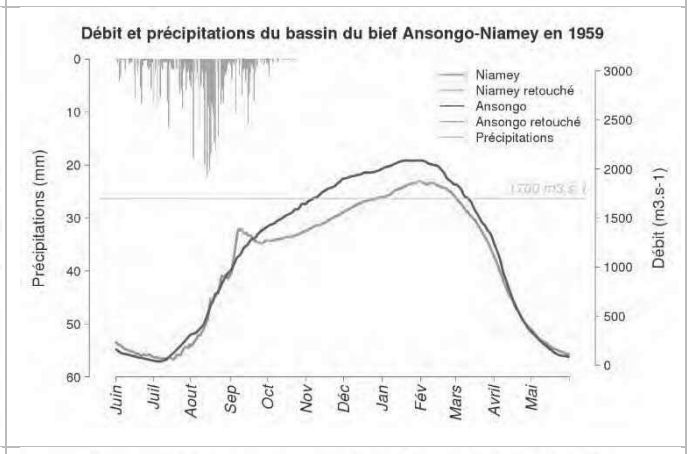


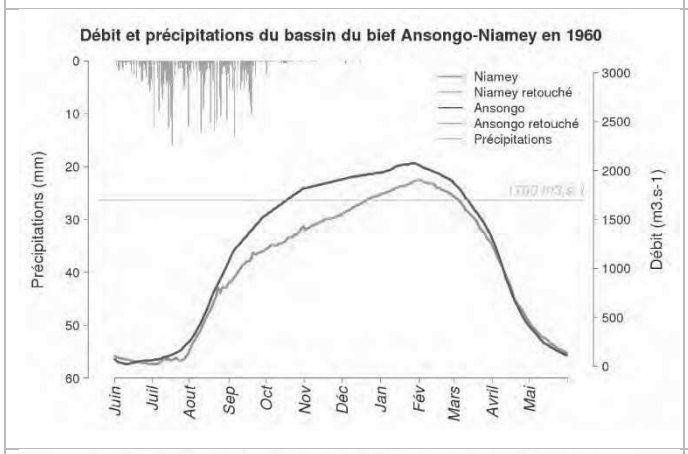
[6] *Les séries présentant des données manquantes ou des anomalies sont modifiées au cas par cas, grâce aux moyennes interannuelles décennales et à l'interpolation par la méthode des splines.*

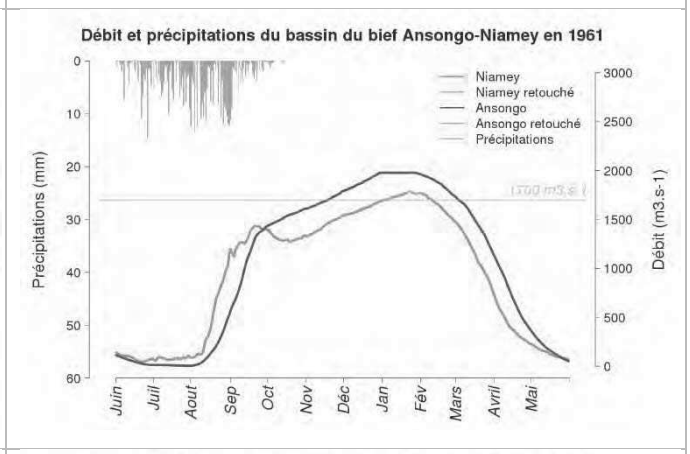

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1956
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

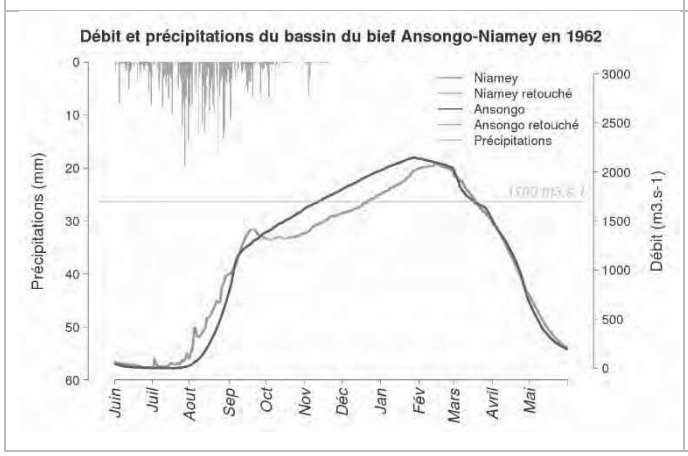

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1957
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

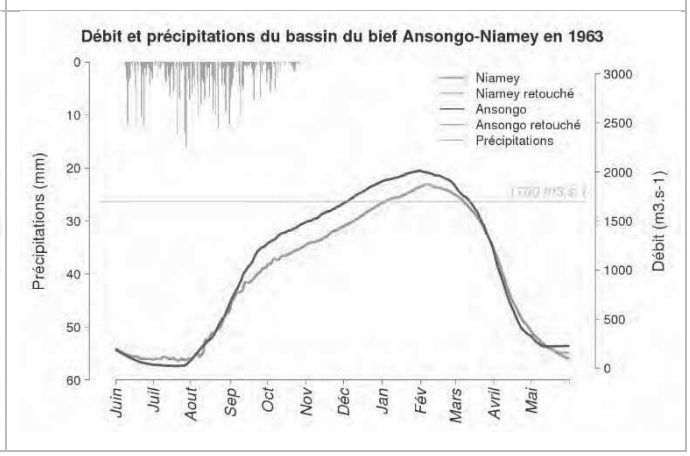

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1958
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

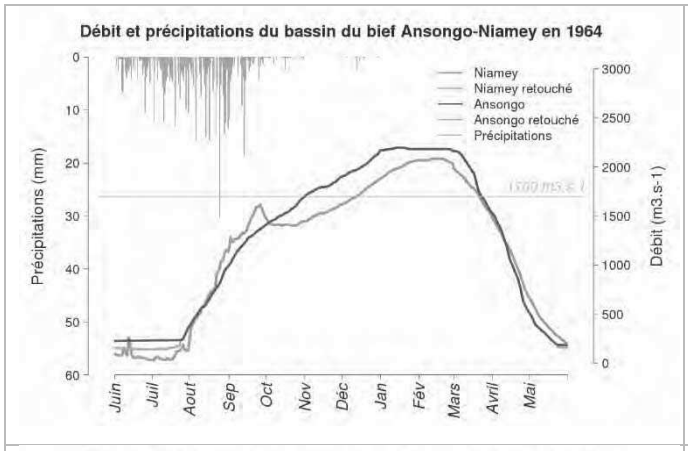

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1959
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

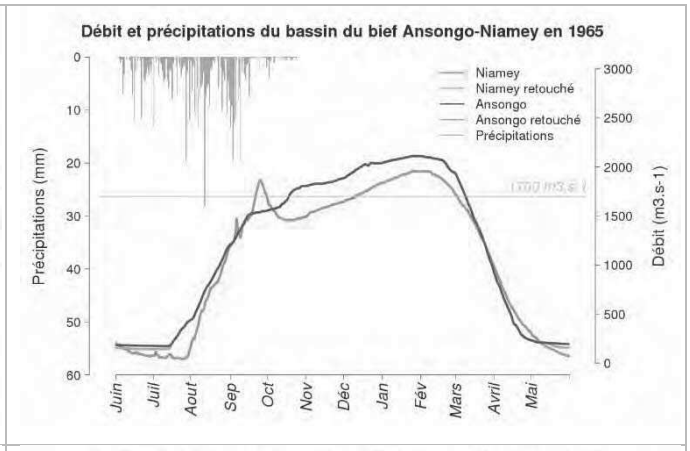

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1960
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

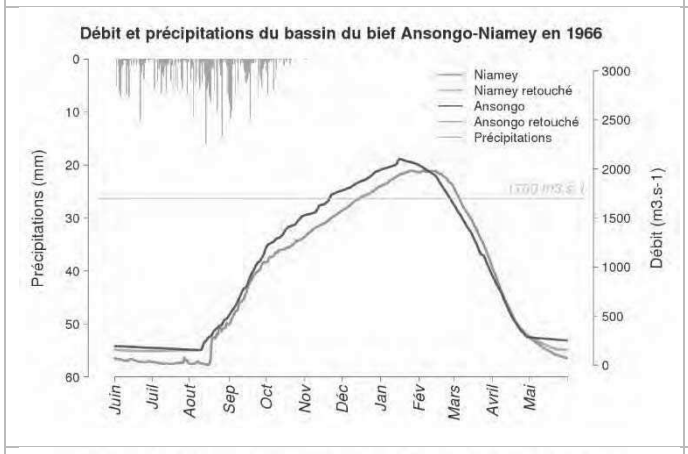

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1961
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

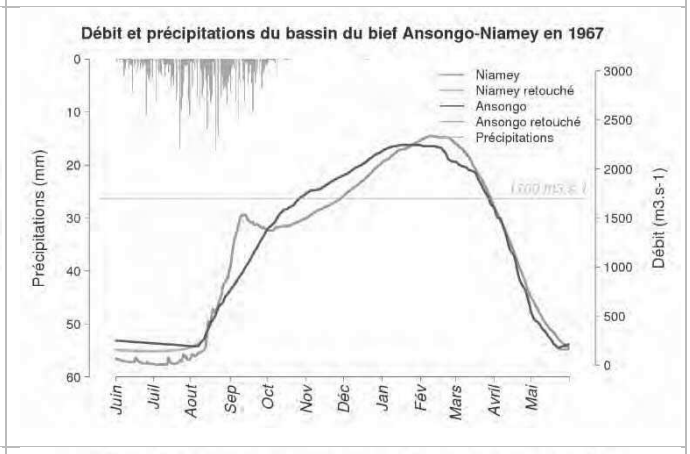

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1962
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

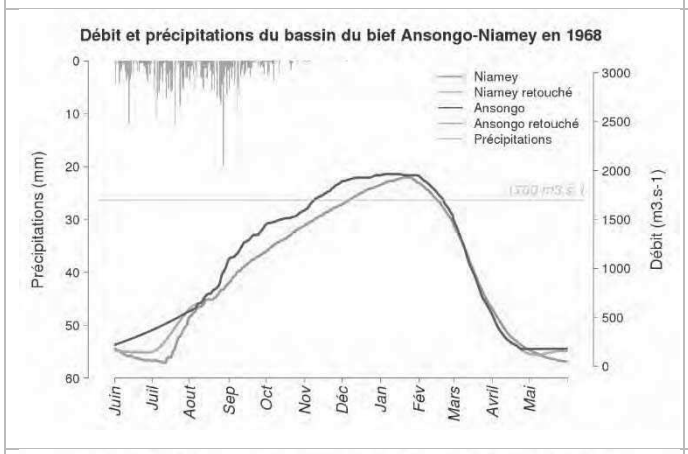

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1963
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

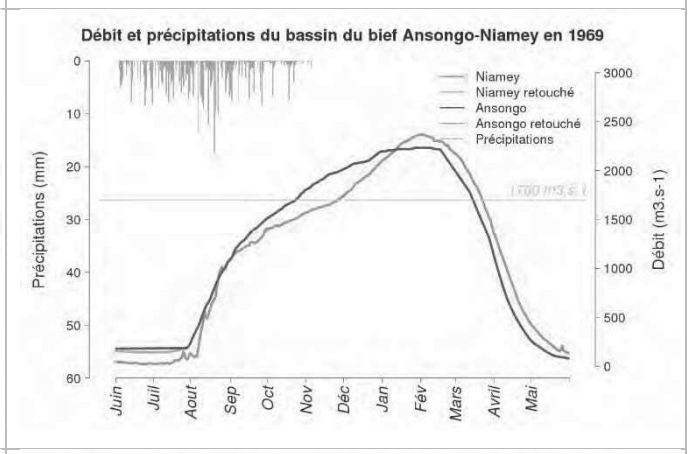

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1964
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

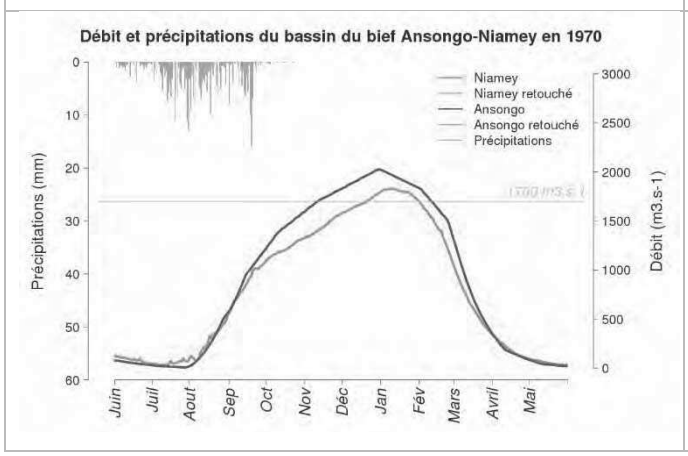

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1965
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

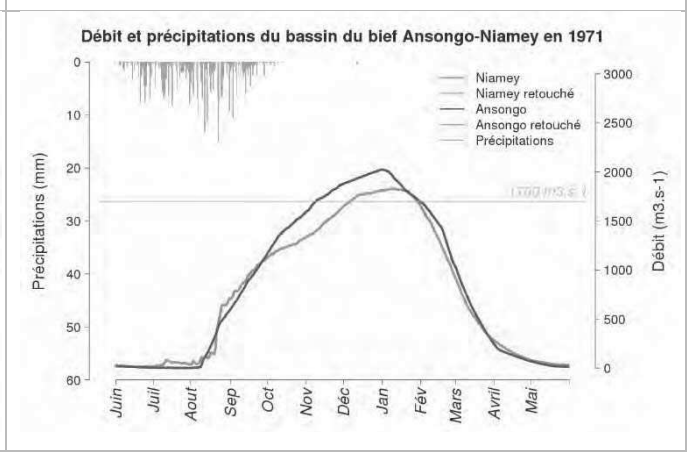

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1966
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

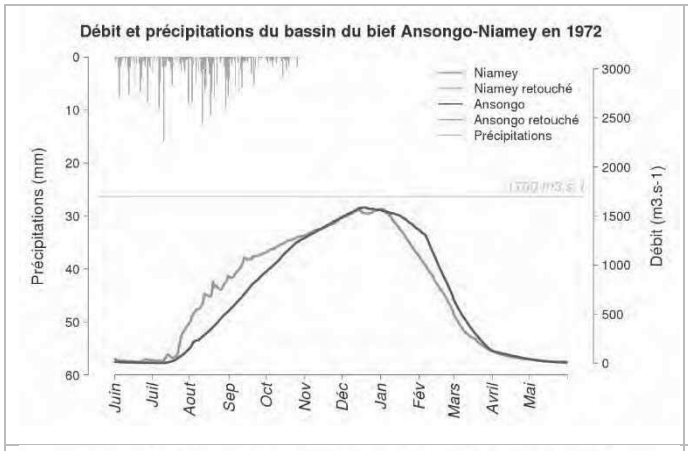

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1967
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

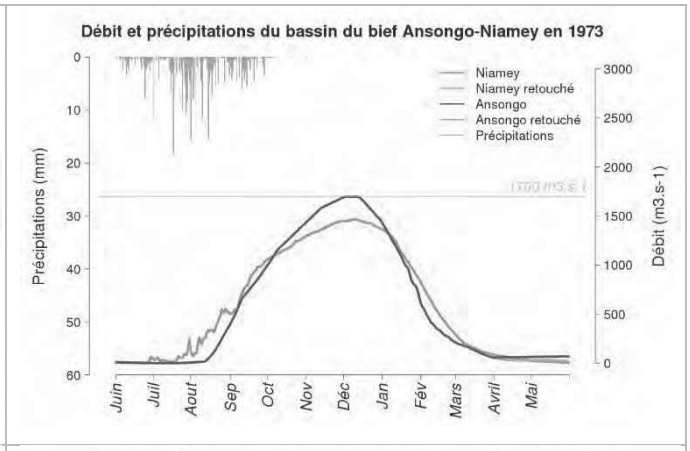

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1968
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

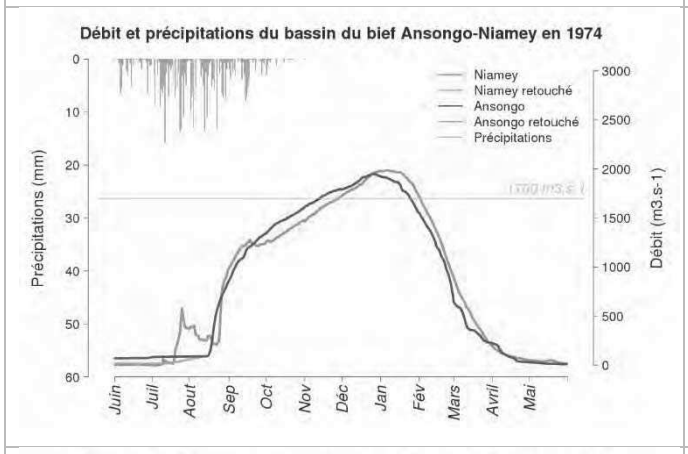

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1969
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

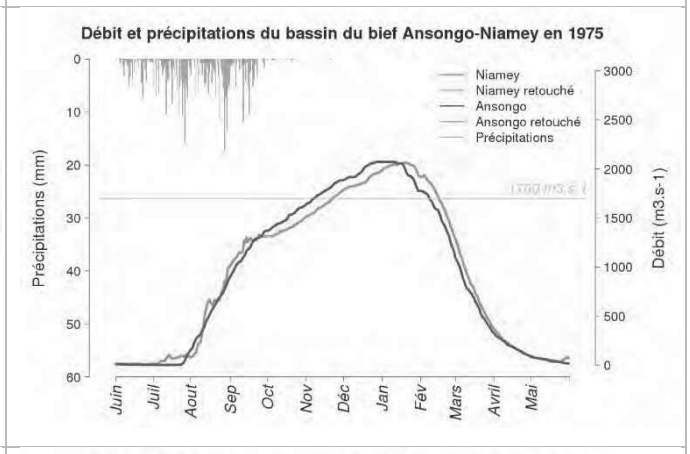

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1970
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

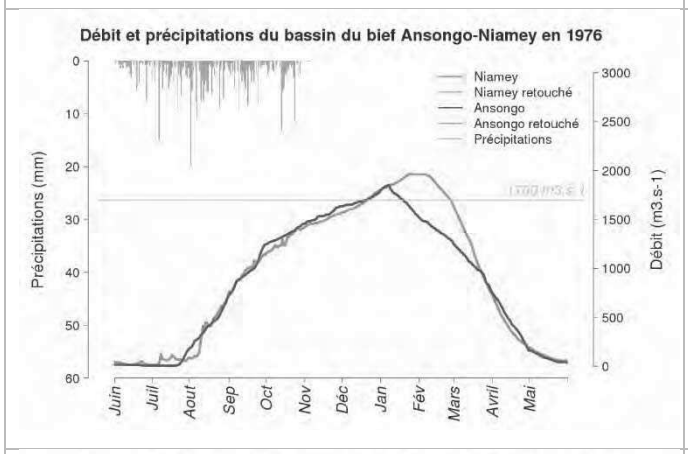

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1971
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

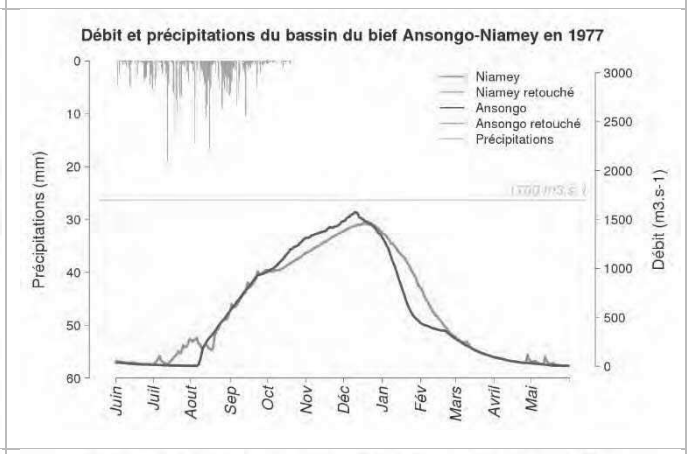

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1972
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

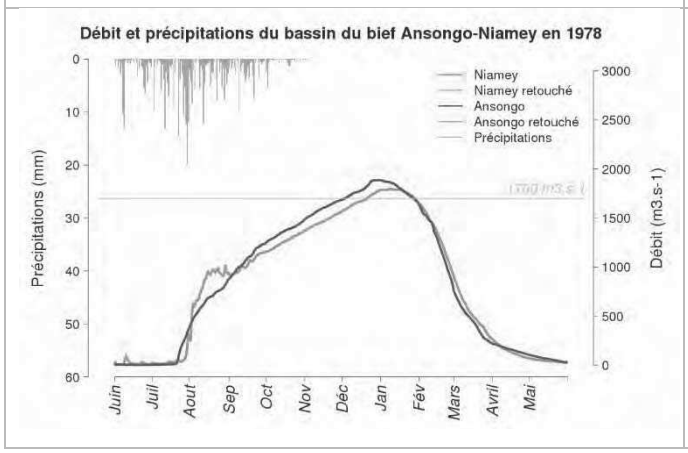

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1973
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

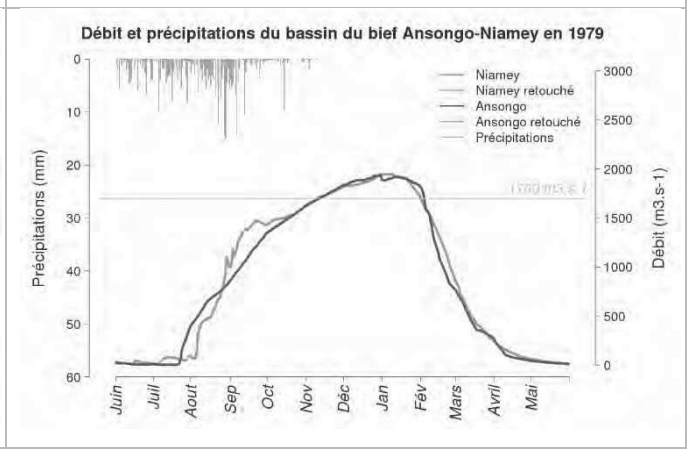

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1974
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

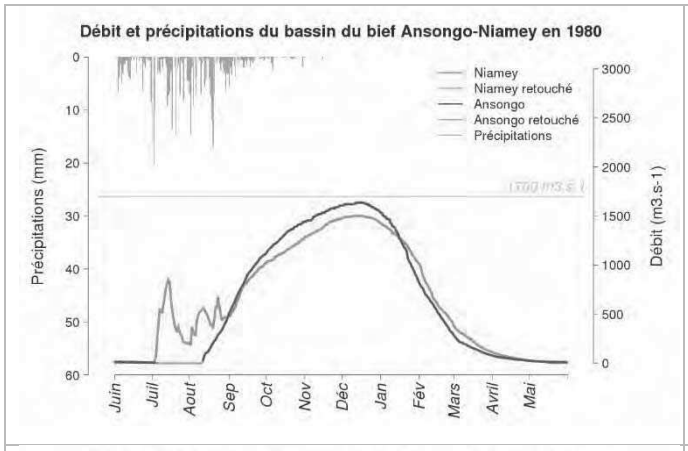

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1975
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

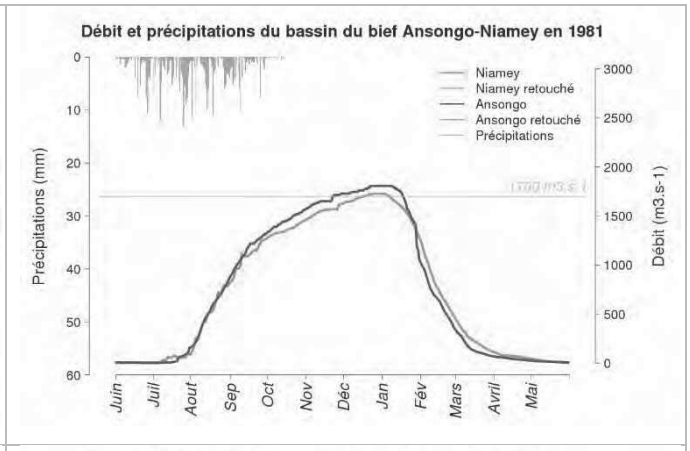

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1976
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

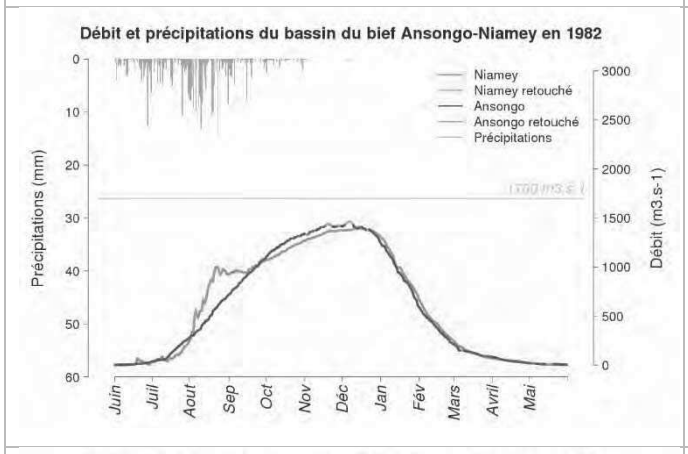

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1977
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

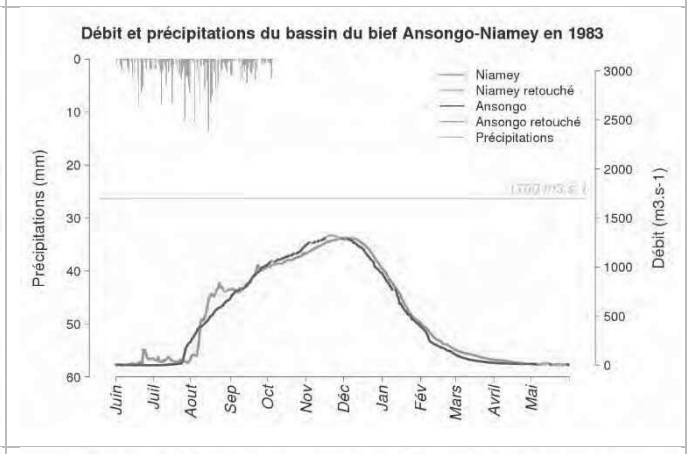

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1978
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

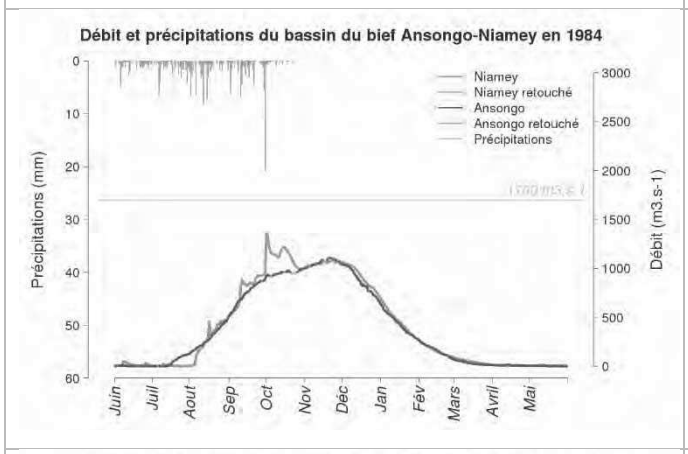

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1979
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1100 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

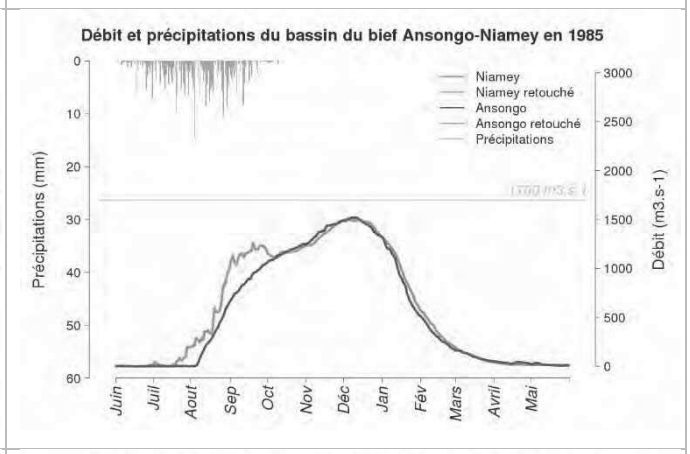

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1980
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

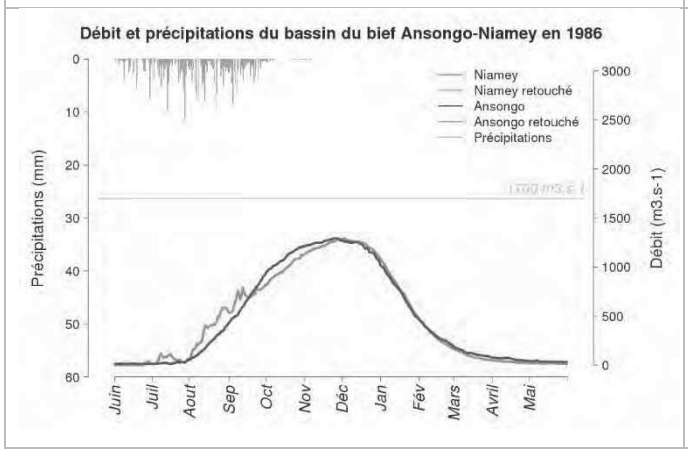

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1981
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

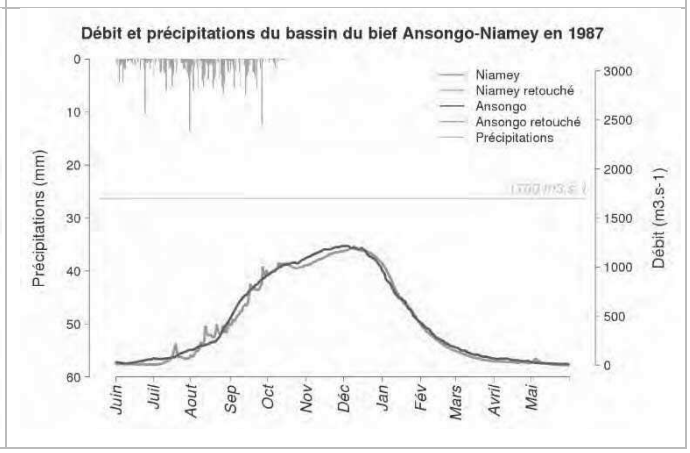

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1982
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

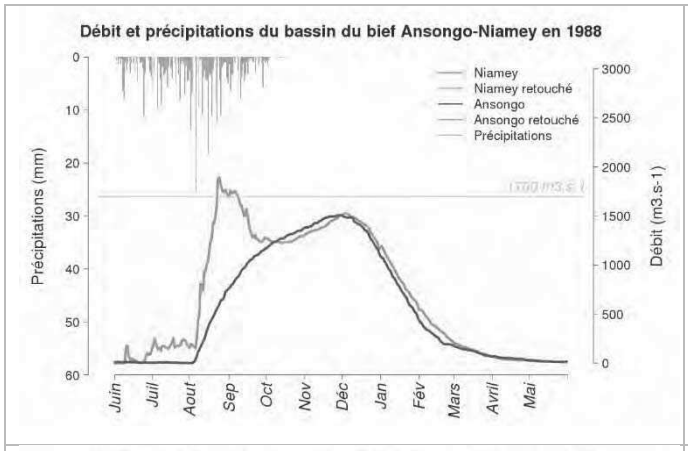

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1983
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

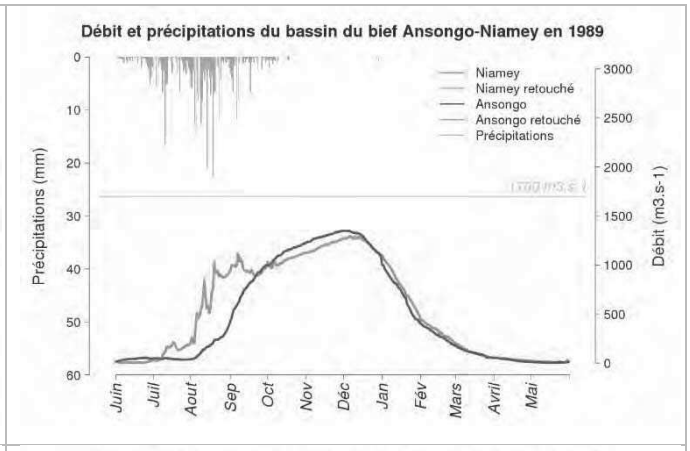

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1984
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

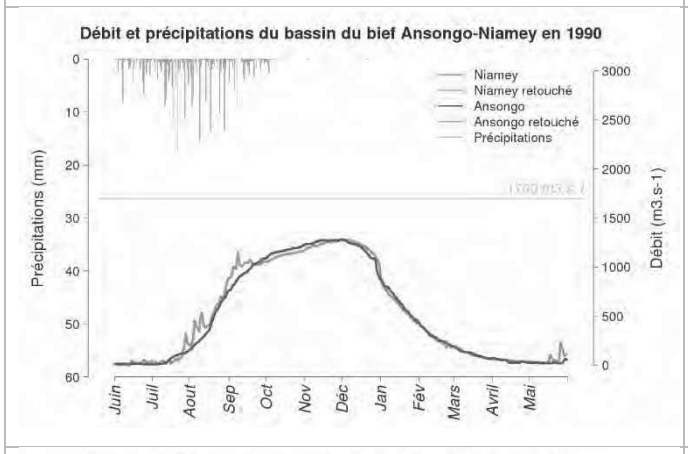

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1985
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

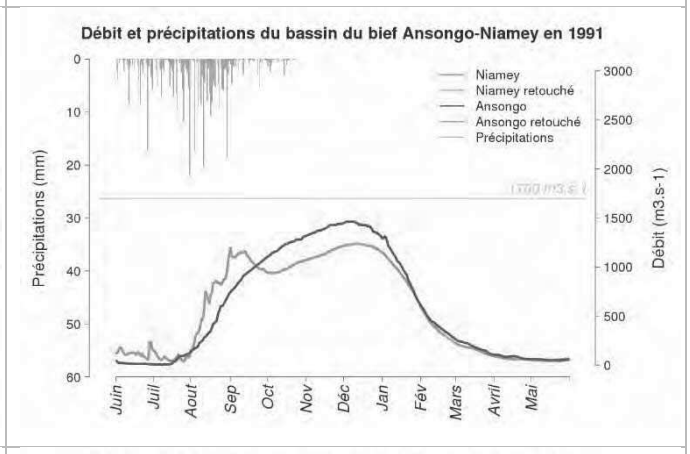

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1986
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

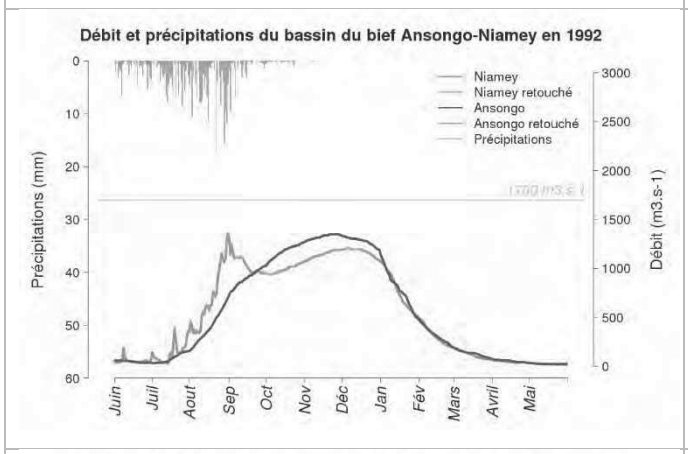

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1987
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

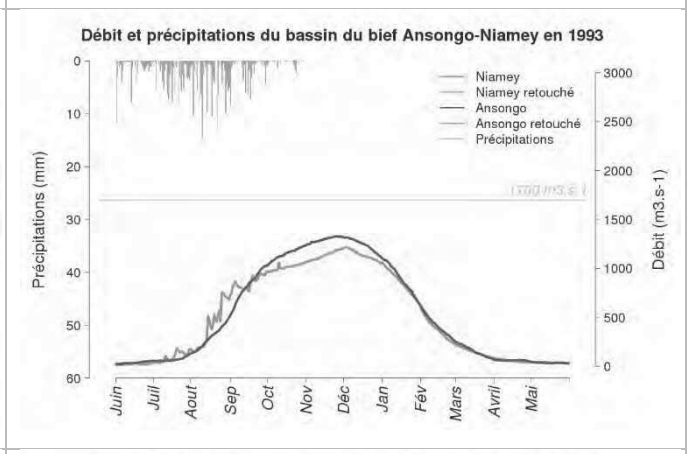

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1988
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

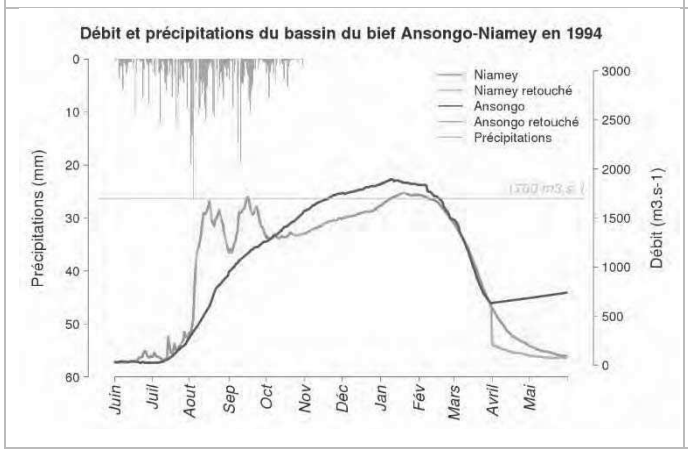

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1989
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

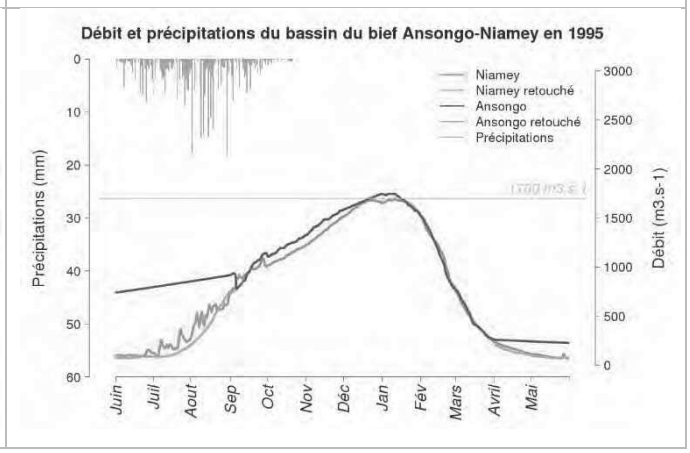

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1990
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

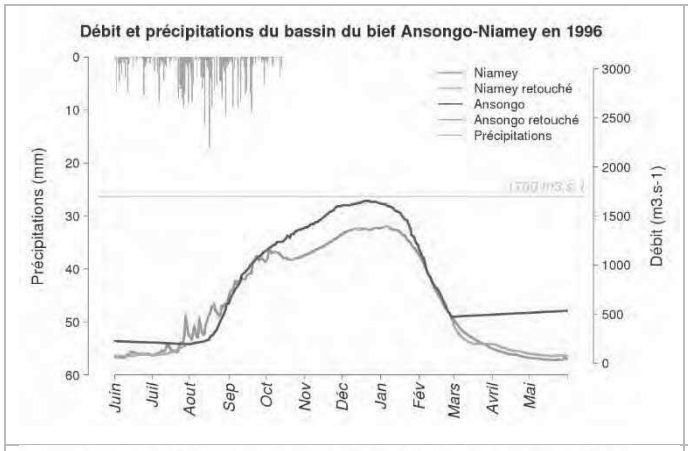

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1991
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

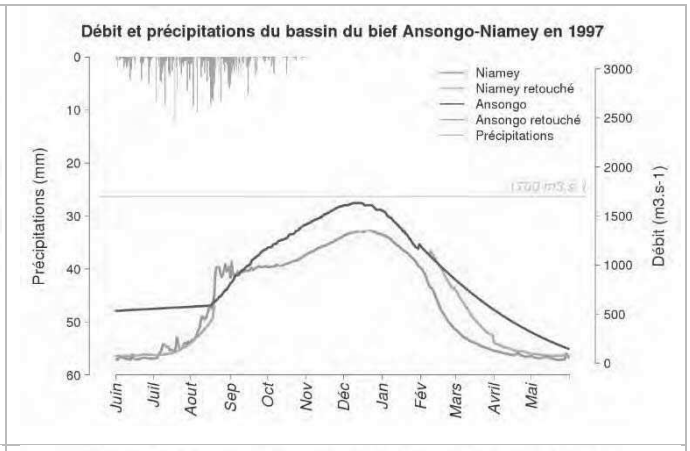

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1992
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

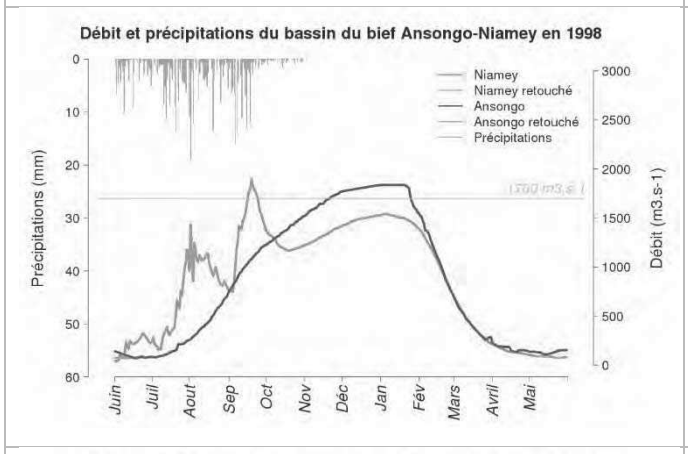

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1993
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

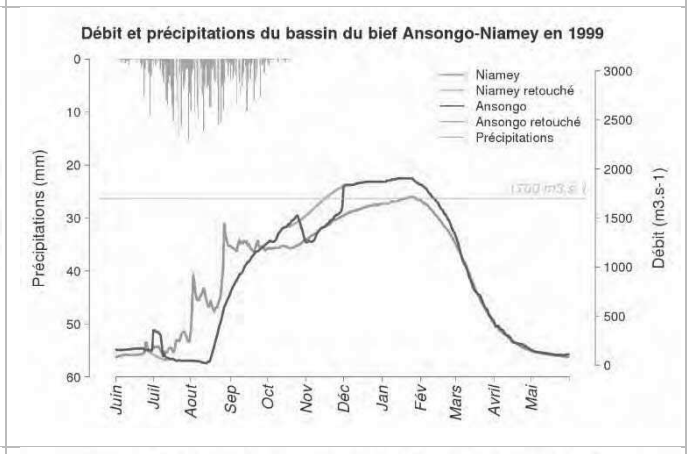

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1994
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

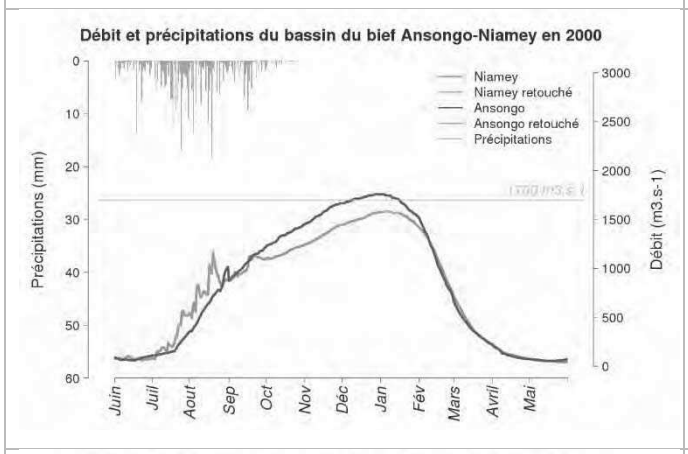

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1995
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

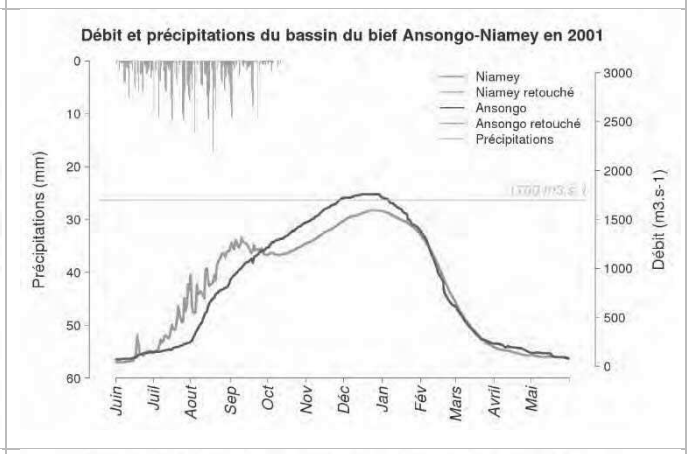

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1996
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

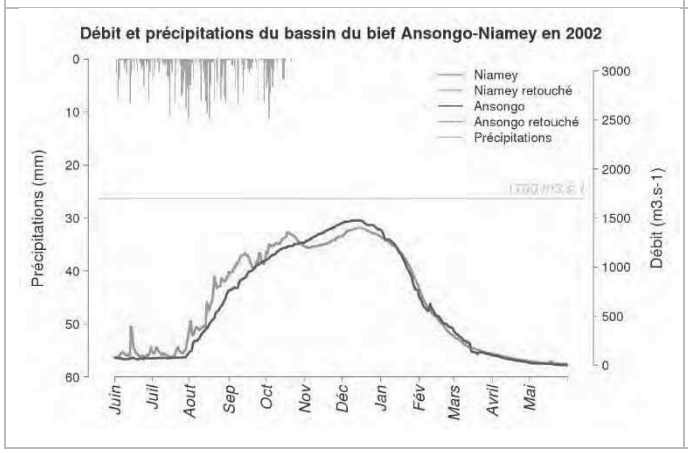

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1997
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

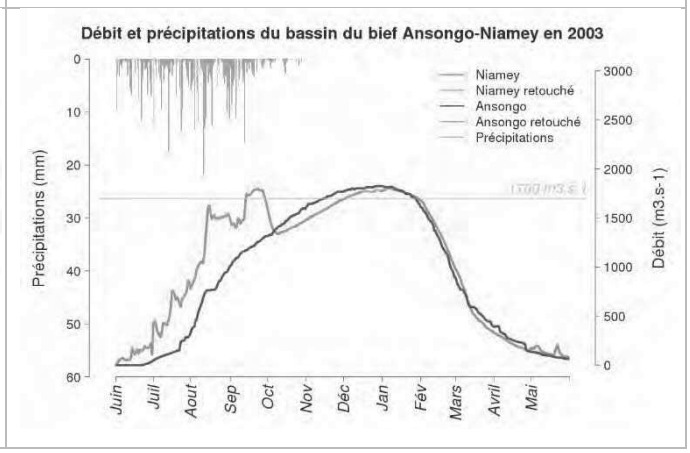

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1998
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

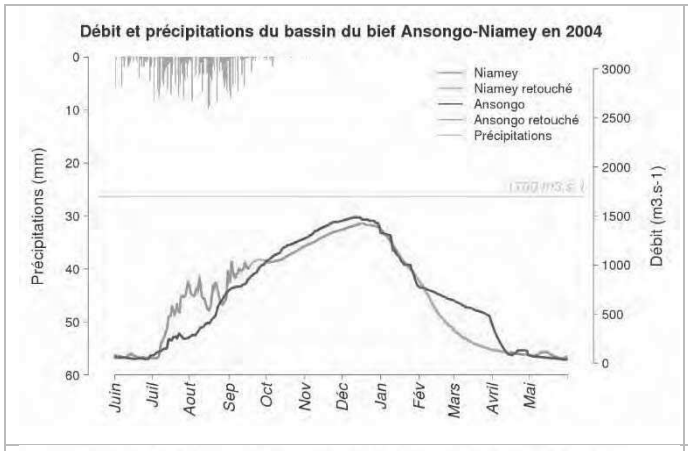

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 1999
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

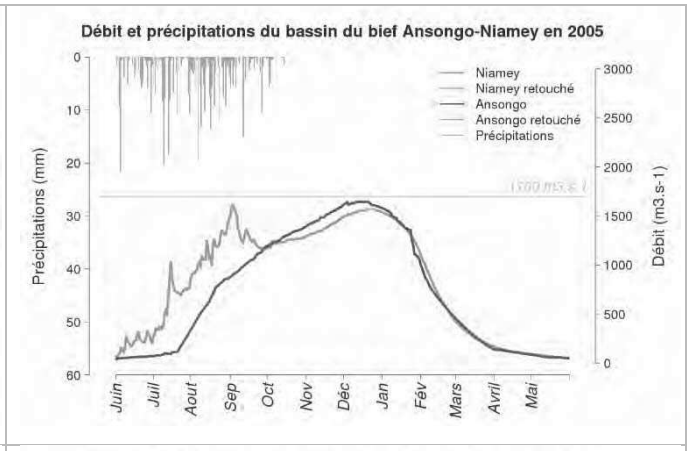

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2000
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

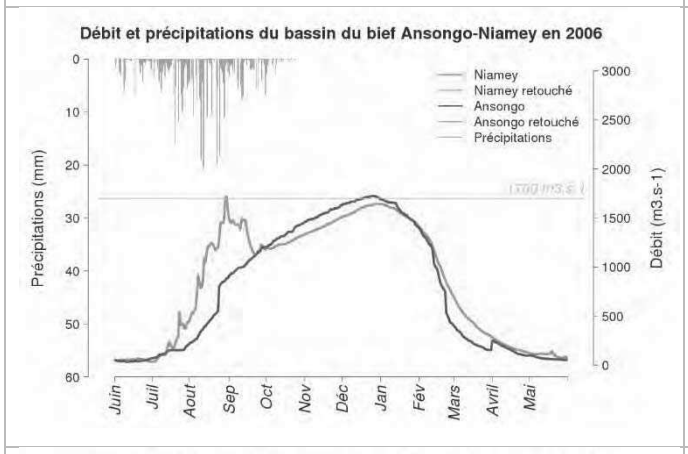

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2001
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

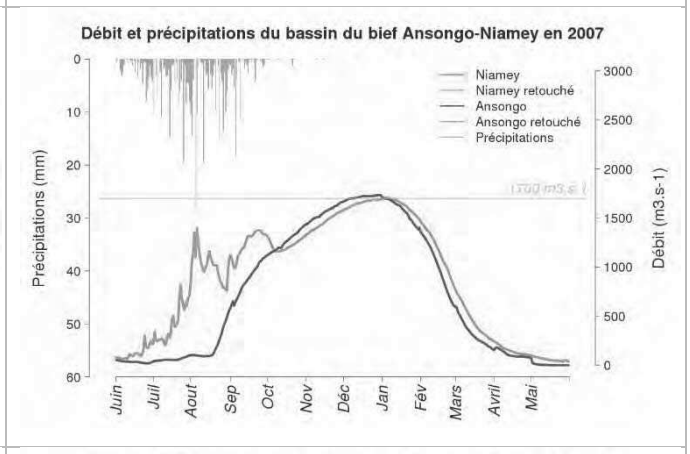

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2002
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

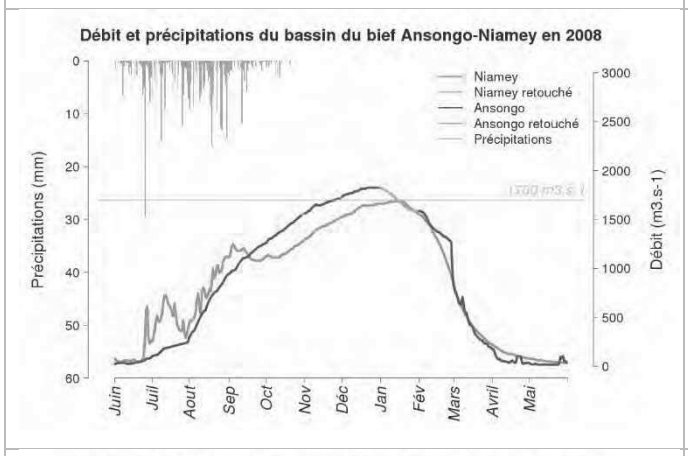

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2003
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

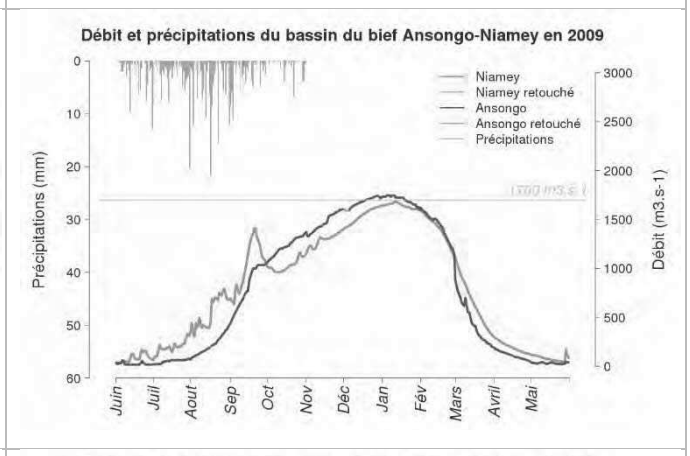

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2004
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

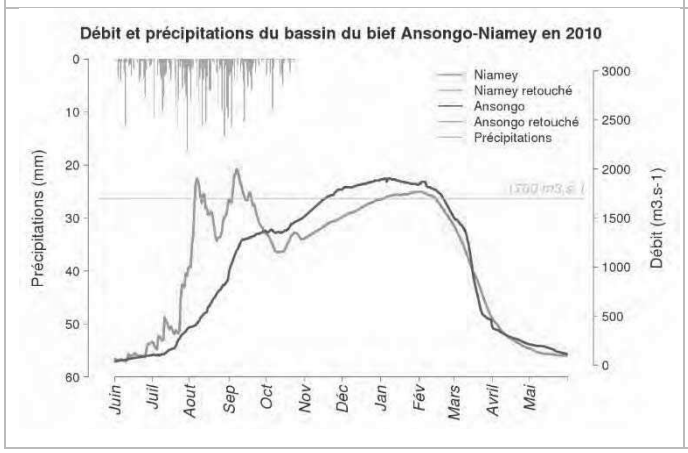

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2005
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

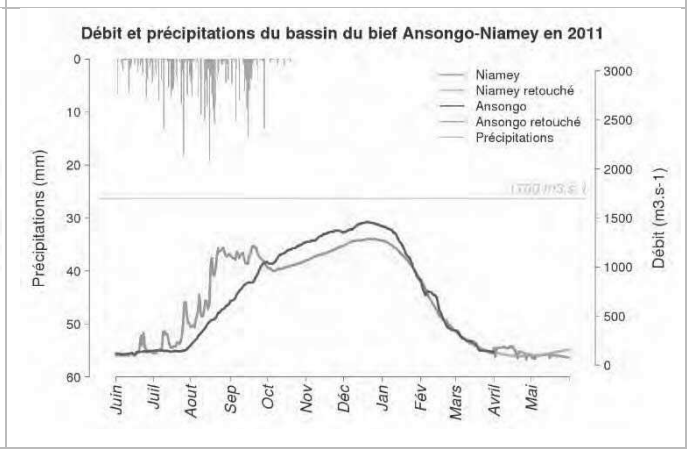

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2006
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

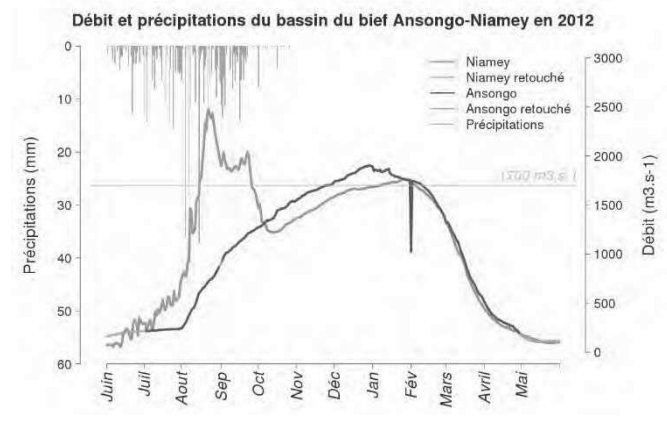

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2007
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

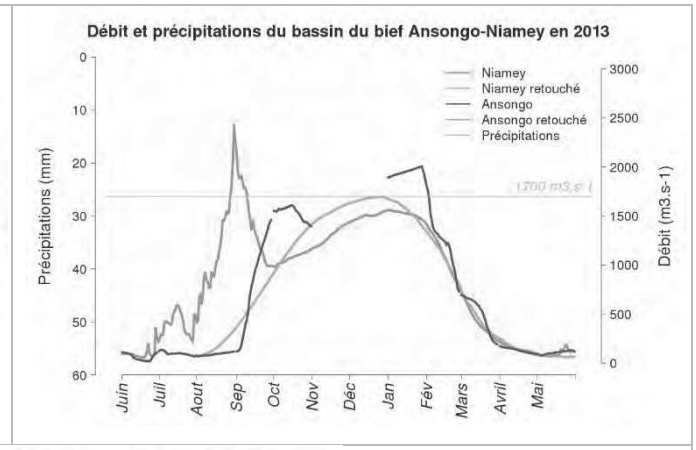

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2008
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

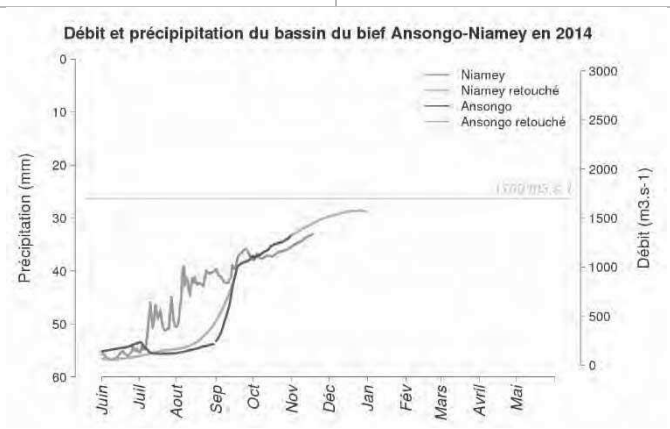

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2009
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai


Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2010
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai


Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2011
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1500 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

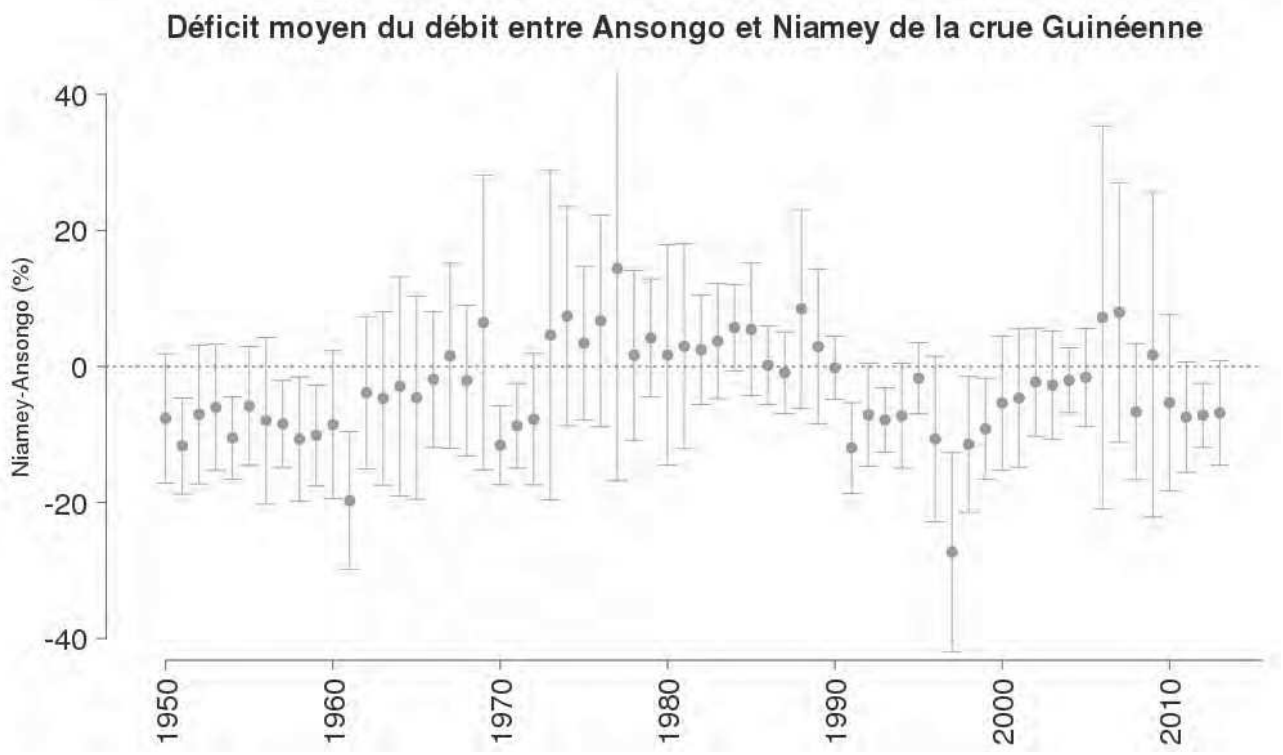

Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2012
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1700 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
0
10
20
30
40
50
60
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai


Débit et précipitations du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2013
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
Précipitations
1700 m3.s-1
Précipitations (mm)
Débit (m3.s-1)
0
10
20
30
40
50
60
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai


Débit et précipipitation du bassin du bief Ansongo-Niamey en 2014
Niamey
Niamey retouché
Ansongo
Ansongo retouché
1700 m3.s-1
Précipitation (mm)
Débit (m3.s-1)
0
10
20
30
40
50
60
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
Juin
Juil
Aout
Sep
Oct
Nov
Déc
Jan
Fév
Mars
Avril
Mai

ANNEXE III

Série annuelle (moyenne et écart type) du déficit de débit entre Ansongo et Niamey pendant la crue Guinéenne (exprimé en pourcentage du débit d'Ansongo).

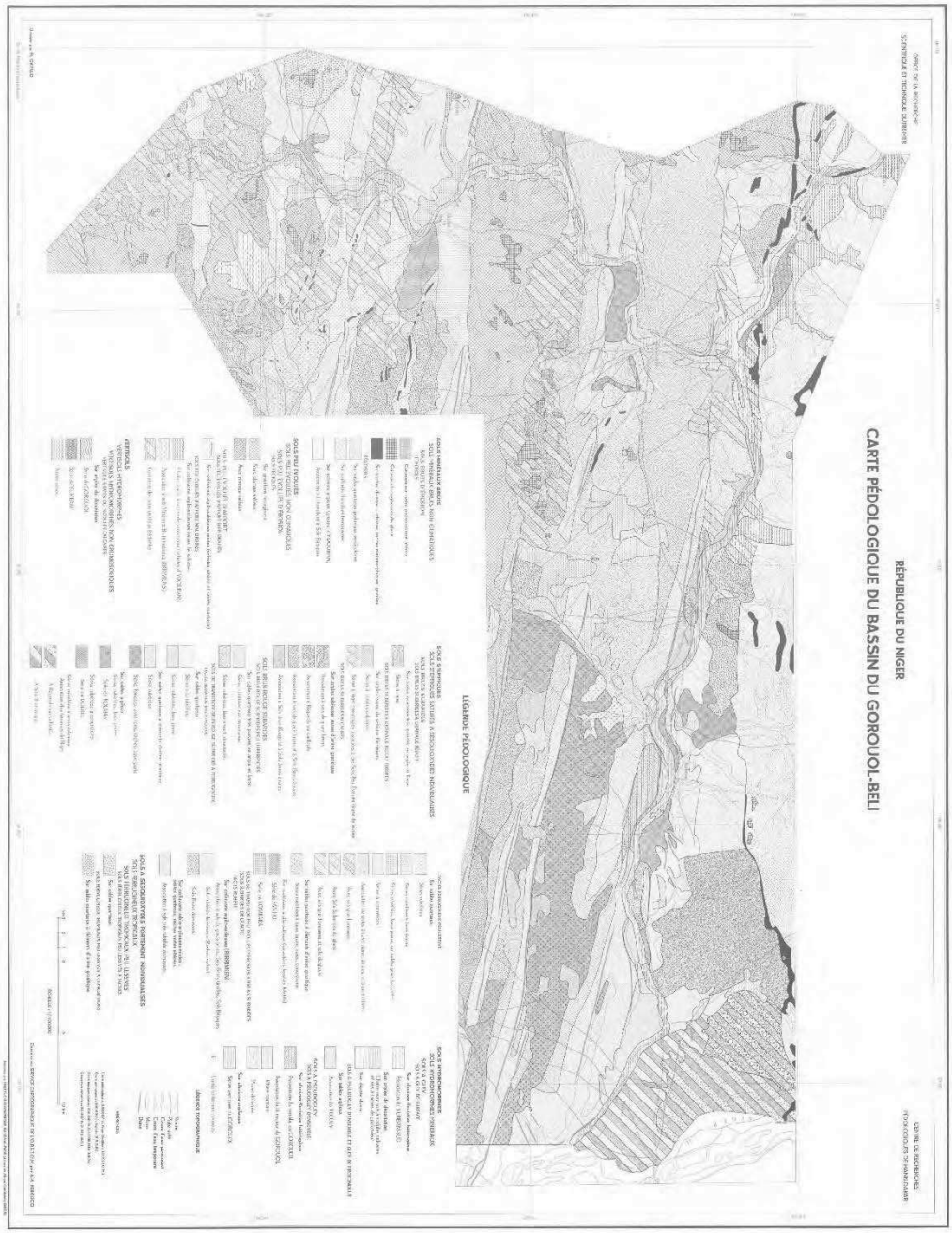


ANNEXE IV

Cartes géologiques du bassin Goroul-Beli (A) et de la région de Niamey (B), Niger. (*source : cartotèque en ligne de l'IRD ; http://sphaera.cartographie.ird.fr*)

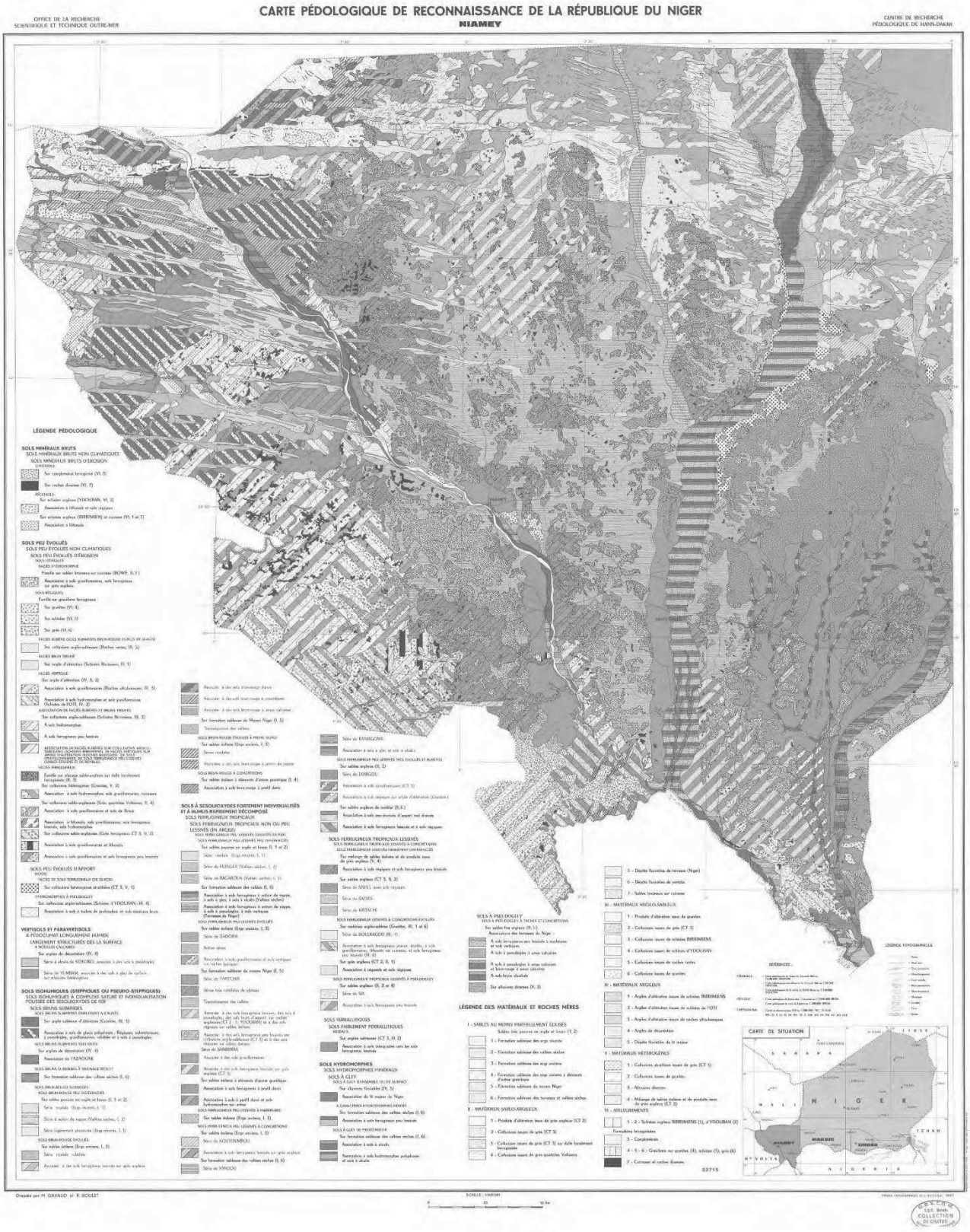
IV-A GOROUOL-BELI, BASSIN (NIGER) - - PÉDOLOGIE. 1:100000. 1965

Carte pédologique du bassin du Gorouol-Beli. (IN) Etude des sols du bassin et des alluvions du Gorouol-Beli : généralités / dressée par M. Gavaud ; dessinée par A.-M. Alboucq. - Hann-Dakar (SEN) : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre mer, Centre de recherches pédologiques, 1965. - 1:100000 (E 0°10' 00'' - O 0° / N 14°55' 00'' - N 14°21' 00''). - 1 carte en coul. dépl. h.t. ; 70 x 100 cm



IV-B NIAMEY (NIGER) - - PÉDOLOGIE. 1:500000. 1967

Carte pédologique de reconnaissance de la République du Niger : Niamey / dressée par M. Gavaud et R. Boulet. - Hann-Dakar (SEN) : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre mer, Centre de recherches pédologiques, 1967. - 1:500000 (E 0°8’ 00’’ - E 4° / N 15°28’ 00’’ - N 11°32’ 00’’). - 1 carte en coul. dépl. h.t. ; 112 x 90 cm

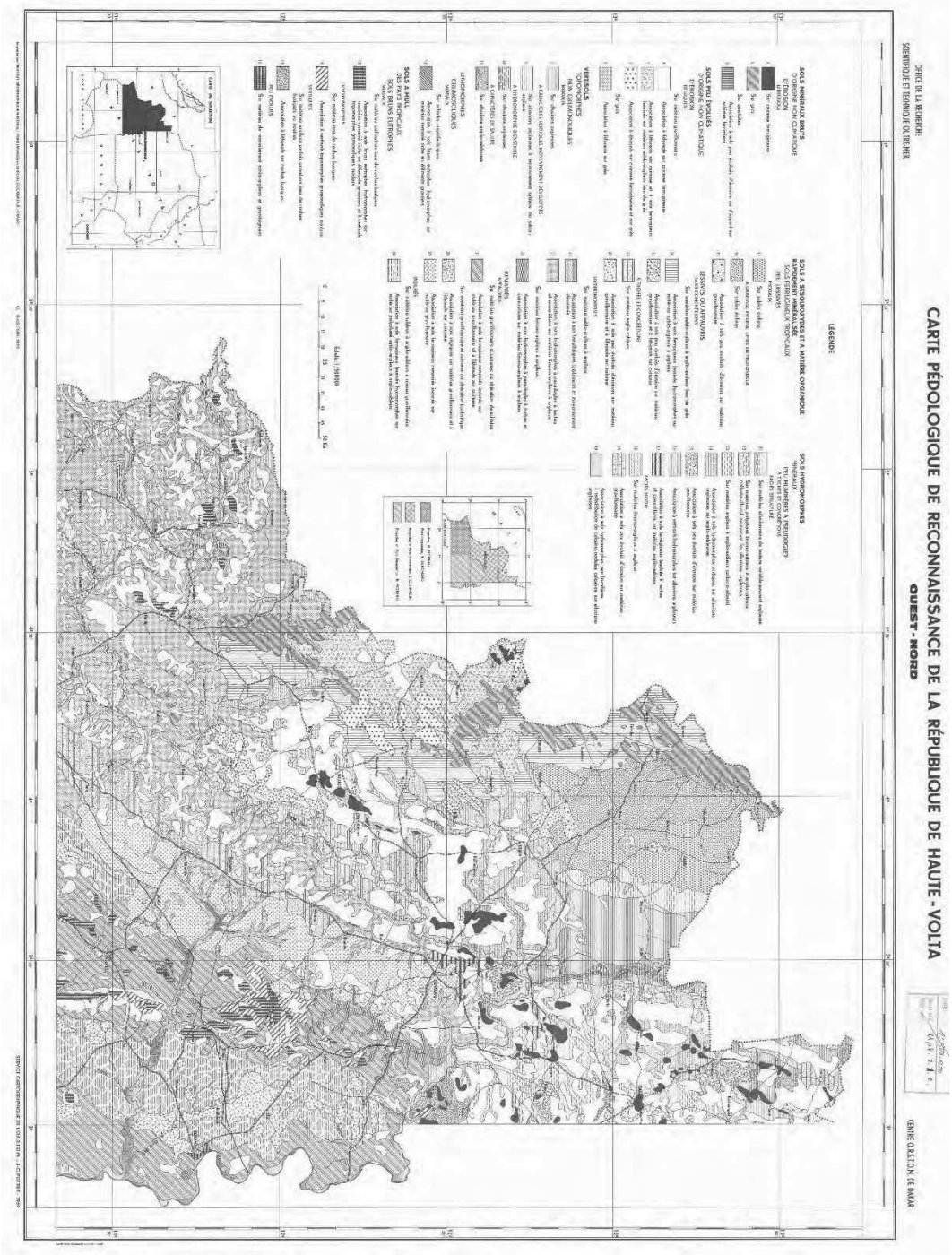


ANNEXE V

Cartes géologiques du Nord Ouest du Burkina Faso (source : European Digital Archive of Soil Maps ; http://eusoils.jrc.ec.europa.eu/esdb_archive/eudasm/africa/lists/s2_cbf.htm)

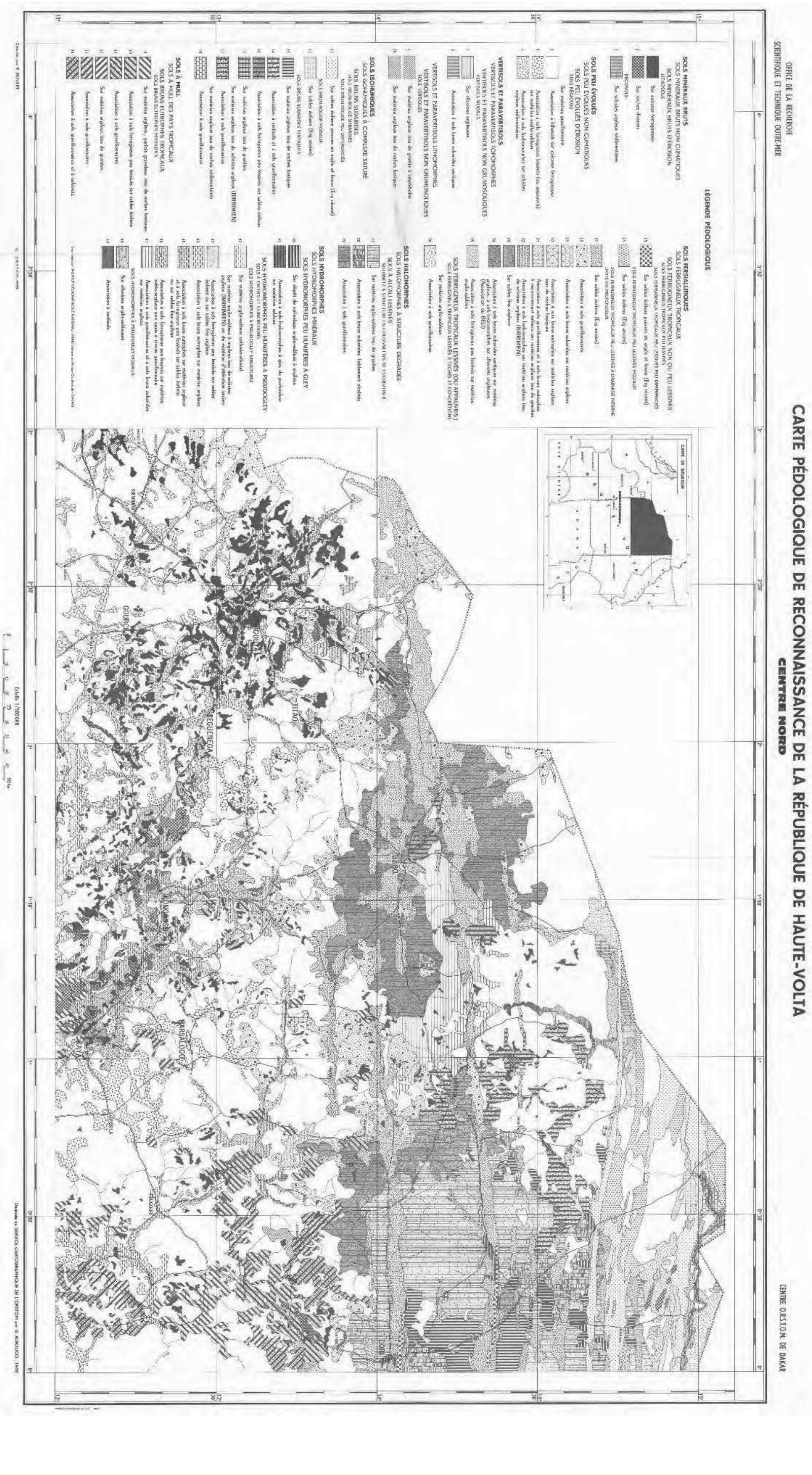
V-A Carte Pédologique de Reconnaissance de l'ancienne République de Haute-Volta, Ouest Nord

Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, Ouest Nord : J.C., Leprun, R., Moreau, E., Guichard : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre mer, Centre de recherches pédologiques, 1969. - 1:500000 (W 5°30' - W 2°40' / N 13°40' - N 11°18')



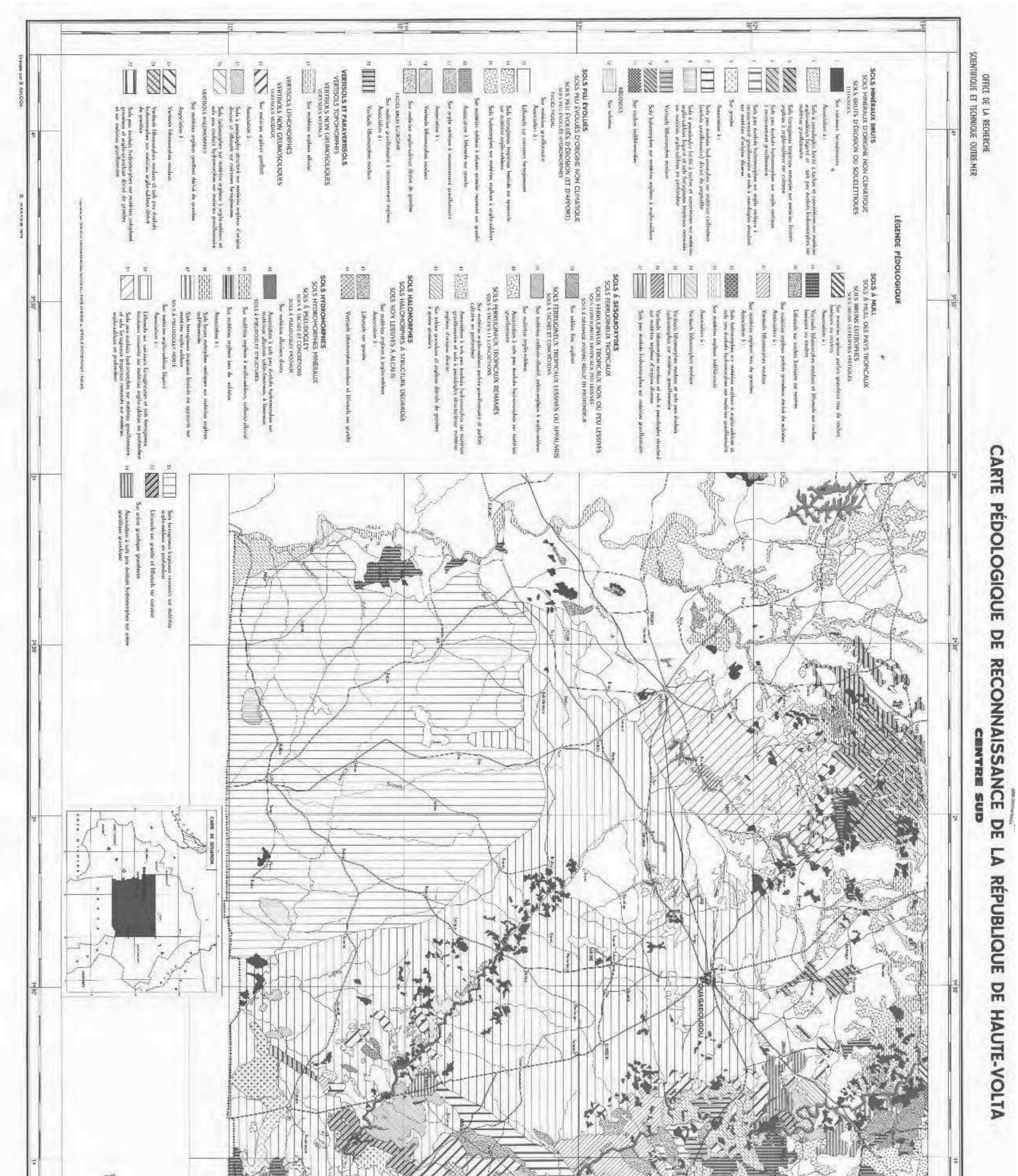
V-B Carte Pédologique de Reconnaissance de l'ancienne République de Haute-Volta, Centre Nord

Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, Centre Nord : R., Boulet : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre mer, Centre de recherches pédologiques, 1968. - 1:500000 (W 3° - E 0° / N 15°15' - N 13°)



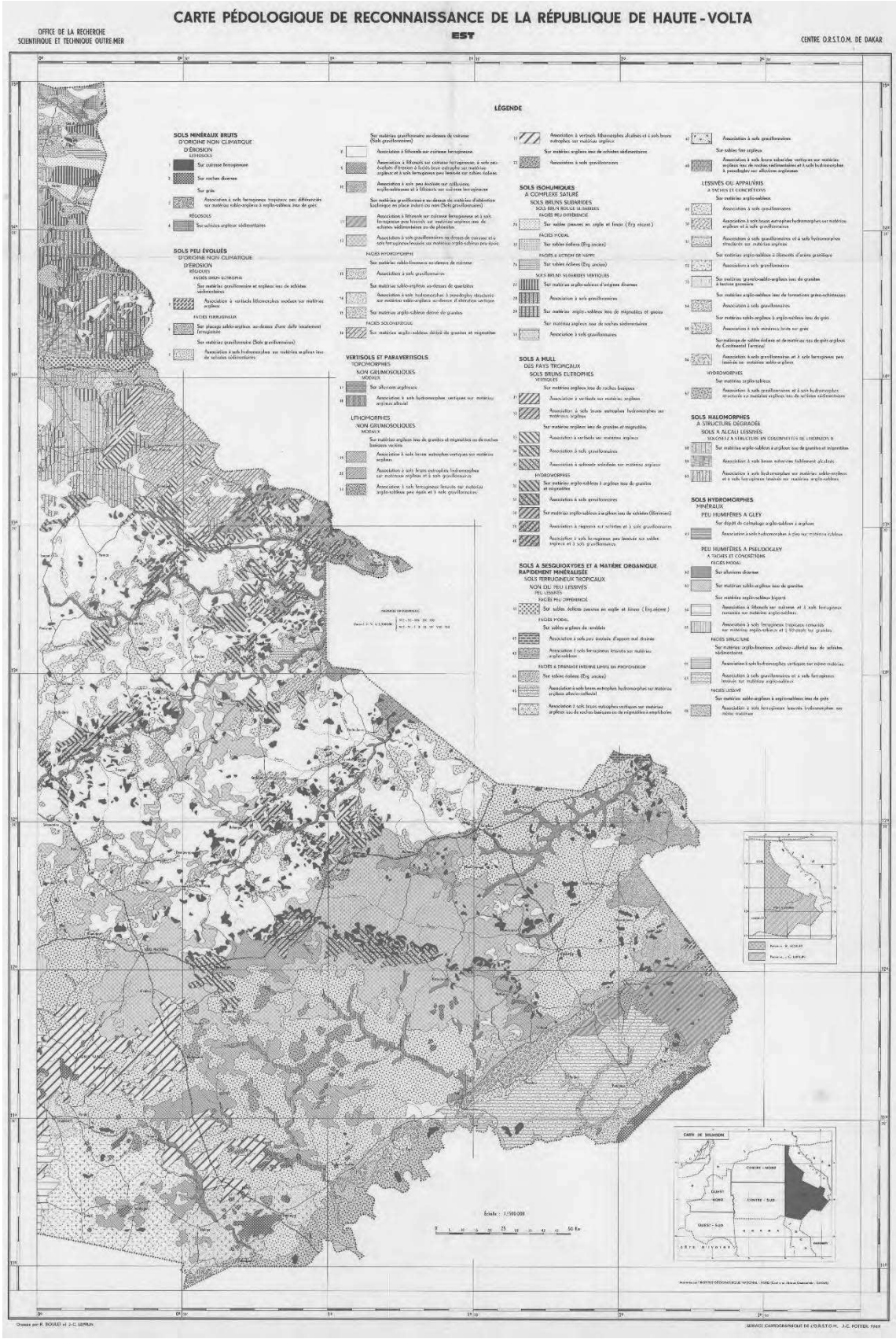
V-C Carte Pédologique de Reconnaissance de l'ancienne République de Haute-Volta, Centre Sud

Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, Centre Sud : B., Kaloga : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre mer, Centre de recherches pédologiques, 1968. - 1:500000 (W 3° - E 0° / N 13° - N 10°50')



V-D Carte Pédologique de Reconnaissance de l'ancienne République de Haute-Volta, Est

Carte Pédologique de Reconnaissance de la République de Haute-Volta, Est : R., Boulet, J.C., Leprun : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, Centre de recherches pédologiques, 1969. - 1:500000 (E 0° - E 2°30 / N 15° - N 11°)



ANNEXE VI

Article *Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983-2013 period,* publié dans la revue Proceeding of International Association of Hydrological Sciences à l'occasion de la conference de l'IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics).

Proc. IAHS, 370, 117–123, 2015
proc-iahs.net/370/117/2015/
doi:10.5194/piahs-370-117-2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.

Open Access PIAHS

Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983–2013 period

C. Casse and M. Gosset

Géoscience Environnement Toulouse, Toulouse, France

Correspondence to: C. Casse (claire.casse@get.obs-mip.fr), M. Gosset (marielle.gosset@ird.fr)

Received: 12 March 2015 – Accepted: 12 March 2015 – Published: 11 June 2015

Abstract. A dramatic increase in the frequency and intensity of floods due to the Niger River in the city of Niamey (Niger) has been observed in the last decade. Previous studies highlighted the role of the land use changes on the flood increase since 1970s. In the last decade, observations have raised the issue of a possible increase in extreme rainfall in the Sahel, which may have caused the recent and extreme floods in Niamey in 2010, 2012 and 2013. The study focuses on the 125 000 km^2 basin between Ansongo and Niamey. This is the drainage area of the monsoon rainfall that leads to the rapid flow rise occurring between June and October. To understand the possible role of rainfall in flood intensification, satellite rainfall estimate is attractive in a region where the operational gauge network is sparse. This paper analyses the evolution of the Niger hydrograph in Niamey based on discharge observations, hydrological modelling and the satellite product PERSIANN-CDR, over the 1983–2013 period. PERSIANN-CDR is first compared with four other rainfall products. The salient features of the observed changes, i.e. a marked change in the mean decadal hydrograph, is well mimicked by the simulations, implying that rainfall is the first driver to the observed changes. The increase of flooded years over the period is also well reproduced but with some uncertainties in the exact number of flood days per year.

1 Introduction

The Tropics is a region of the world where global changes and the associated risks are increasing. The rising anthropic pressure, massive urbanization, land use changes and development of intensive agriculture are among the factors that increase the hydrological impacts of climate variability. In such a changing context, understanding and attributing the observed changes in the continental hydrological cycle is difficult. In many tropical regions, as in most African river basins, the sparseness of the observation network is an additional challenge.

The Niger is the main river running through West Africa. The upper part of the basin, between its source (situated in humid Guinea) and the city of Niamey, crosses a region which has seen major changes since the 1950s: the Sahel. This region has undergone one of the strongest climatic signal ever recorded, with a period of dramatic droughts in the 70s and the 80s. These sustained droughts had drastic consequences on the population, with many famines. The dramatic decrease in rainfall had also some irreversible (or at least long lasting) consequences on the eco-systems and on hydrological processes. Many studies have reported the so-called 'Sahelian paradox': decrease in rainfall but increase in runoff because of changing properties of the soil (soil crusting etc.). The latest rainfall records tend to show that the Sahel region is gradually recovering, since the late 90s and that the annual rainfall amounts are getting back to the level they were before the 70s – at least in the Eastern part of the Sahel (Lebel and Ali, 2009). The recent years have also seen the occurrence of many floods in the Sahel and particularly in Niamey where the Niger River caused dramatic inundations in 2010, 2012 and 2013 (Sighomnou et al., 2013).

Published by Copernicus Publications on behalf of the International Association of Hydrological Sciences.

Several studies based on the long series of river height data, available for the Niamey Niger station have analysed the changes in the hydrograph and the recent increase of floods (Descroix et al., 2012; Sighomnou et al., 2013). The river flow in Niamey exhibits two peaks. The first peak occurs between August and September and is due to the heavy monsoon rainfall occurring relatively close from Niamey (within a few hundred km). The second and longer lasting peak, is due to the delayed arrival of water drained by the upper river basin. In the past, the two peaks used to be merged into a single one (Amani and Ngueta, 2002; Descroix et al., 2012). But since 1970s, the first peak gradually became distinct from the second, arguably because of the increase in runoff in the Sahelian zone (Albergel, 1987; Amani and Nguetora, 2002; Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010; Descroix et al., 2012). Previous studies have highlighted the role of the land use changes. Land clearing and soil crusting lead to increase the runoff and the endoreic ruptures, which in turn caused an increase of the first peak in Niamey. In the last decade, these hydrological changes have become more dramatic with the occurrence of extreme floods. In 2010, 2012 and 2013 the discharge levels were the highest ever recorded since 1920s. In addition to land-use changes, recent observations have mentioned a possible increase in extreme rainfall in the Sahel (Panthou et al., 2014) which may had an important role in these extreme floods.

To study the inter-annual variability of the Niger floods in Niamey, understand their genesis and their recent increase, the hydrological response to rainfall variability must be analysed. Combining observations and hydrological modelling is a useful strategy to understand the sensitivity and test the impact of various factors or processes on the observed hydrological changes. The sparseness of the operational gauge network in the studied region makes satellite rainfall estimate attractive especially since the quality of these products have improved, and their usability for hydrology has been recognized (Bitew et Gebremichael, 2011; Thiemig et al., 2013; Gosset et al., 2013).

Casse et al. (2015) have already shown that satellite rainfall estimates associated with hydrological modelling could be a proxy to follow and diagnose the first flood in Niamey between 2000 and 2013. Here, the study is extended to a longer period (1983–2013) with the benefit of new data sets – both rainfall and discharge. The first objective is to analyse whether or not a hydrological model forced with a satellite rainfall product can reproduce the observed changes in the Niger Hydrograph in Niamey over the last 30 years. A further objective is to understand the detailed role of rainfall in the recent flood increase in Niamey.

2 Methodology and data set

The work is based on a long series of observations (discharge and rainfall) and the modelling set up introduced in Casse et al. (2015; C2015 here after). C2015 focused on the recent period (2000–2013) and tested 6 rainfall products as forcing. The aim was to assess the skill of model and satellite rainfall combination to simulate a realistic discharge and diagnose the occurrence of floods. Here, the aim is to analyse the hydrological changes over a longer period. The only satellite rainfall product with sufficient resolution (0.5° or better; day or better) readily available over 30 years is the new Precipitation estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network (PERSIANN): PERSIANN – Climate Data Record or PERSIANN-CDR (Ashouri et al., 2014).

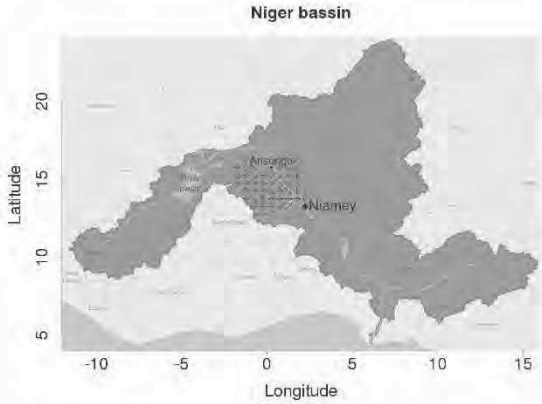


Figure 1. The Niger River basin, modified from Casse et al. (2015). The black arrows represent the stream flow direction in TRIP, for the 49 pixels of the hydrological modelling domain between Ansongo and Niamey.

2.1 Study area

The study area consists in a 125 000 km^2 basin between Ansongo (15°40′ N, 0°30′ E, Mali) and Niamey (13°31′ N, 2°6′ E, Niger) cities (Fig. 1). It is the drainage area of the rainfall monsoon causing the first flood in Niamey. Three right bank tributaries – the Gorouol, the Dargol and the Sirba – and smaller ephemeral rivers (called Kories) form the contributing part (117 610 km^2). During the monsoon season (June to September), heavy rainfall drained by these torrential regime tributaries lead to a quick rise of the water level in Niamey. This is called the "first" or "red" flood because of the colour of its sedimentary load. The left bank side of the study area is mainly endoreic, and does not contribute to the river flows. The "second" (or "white") flood occurs after the rainy season in Niamey (around January) and is caused by the late contribution of upper parts of the Niger basin. The focus here is solely on the first flood which has increased dramatically and reach historical levels in the last decade.

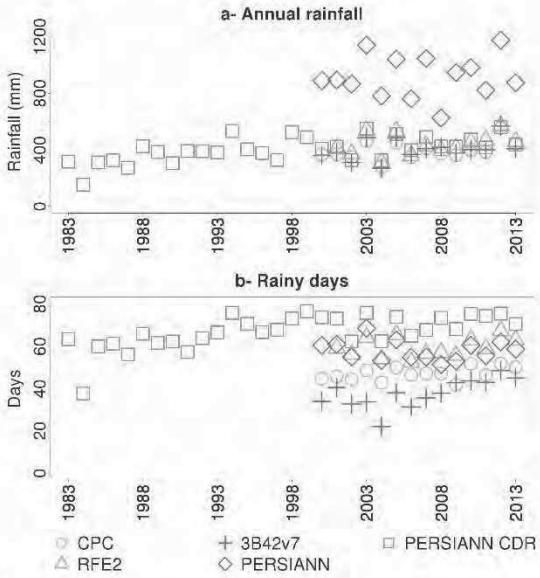


Figure 2. Annual rainfall accumulation **(a)** and number of rainy day **(b)** for PERSIANN-CDR (1983–2013) and other products (2000–2013) over the study region.

2.2 Data

2.2.1 Discharge

The daily discharge in Ansongo and Niamey (Fig. 1) station from 1983 to 2013 are provided by the Niger Basin Authority (NBA or ABN in French), which records the daily discharge in several stations of the Niger River. Ansongo is characterized by a single flood occurring around December or January. The delay for the flows between Ansongo and Niamey is around 1 day. Niamey is characterized by two floods, the "first" due to local monsoon rainfall and the "second" due to upper basin contribution. According to the NBA, the threshold of 530 cm, equivalent to a river discharge of 1700 $m^3 s^{-1}$, is the critical height that triggers flooding in Niamey.

2.2.2 Rainfall

The main focus is on the analysis of the long term series based on PERSIANN-CDR (Ashouri et al., 2014). As PERSIANN-CDR is recent, no work has been reported yet on the validation of this product in Sahel. Figure 2 compares some characteristics of PERSIANN-CDR with 4 products that have been tested previously (Gosset al., 2013; Casse et al., 2015): (i) the gauge only product from the Climate Prediction Centre (CPC) (Xie and Arkin, 1997) (ii) the near real time satellite only product PERSIANN(Sorooshian et al., 2000) (iii) the global gauge adjusted satellite product from the Tropical Rain Measurement Mission (TRMM) Multi-platform Algorithm (TMPA) version 7, shortly named 3B42v7 (Huffman et al., 2007) and (iv) the regional gauge adjusted satellite product developed by the CPC, the African Rainfall Estimate (RFE2) (The NOAA Climate Prediction Centre, 2002). PERSIANN-CDR presents the same annual rainfall accumulation as 3B42v7, RFE2 or CPC (Fig. 2a). This product does not overestimate rainfall quantities as PERSIANN near real time product. However PERSIANN-CDR produces the highest number of rainy days. As CPC or RFE2, PERSIANN-CDR tends to produce a lot of rainy days and spatially extended rainfall events with relatively small intensities, leading to smooth rain field.

2.3 Hydrological modelling

As in C2015, the hydrological simulation is based on the land surface model (LSM) ISBA (Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere) coupled with the routing scheme TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) within the SURFEX platform (www.cnrm.meteo.fr/surfex/, Masson et al., 2013) developed at MeteoFrance. ISBA-TRIP is a so called "physical based" and distributed model. In each grid cell ($0.5° \times 0.5°$) ISBA evaluates the water balance and distributes the water in different reservoirs: surface, ground water, aquifers, and flood plains. Then TRIP routes the surface water into the hydrological channel and turns the water mass from ISBA into discharge. Vegetation and soil type are used to derive the ISBA parameters; orography and hydraulic equations are used to derive the TRIP network and parameters. The model forcing consists in:

- 3 h time step atmospheric data (exclusive of rainfall) based on 2002-2012 WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim data (WFDEI, Weedon et al., 2011) reanalysed by MeteoFrance. Sensitivity tests realised on the 2002–2012 period, show no significant difference in modelling results between the raw atmospheric forcing and its inter-annual mean. Based on these results the 2002–2012 inter-annual mean is used to force the model between 1983 and 2013 for the preliminary runs presented here.

- 3 h time step rainfall data based on PERSIANN-CDR (Sect. 2.2.2). PERSIANN-CDR is provided as a daily product. In the Sahel (Mathon et al., 2002) most of the rainfall is due to organized convection. The associated rain events at ground level have a typical duration of a few hours, with most of the rainfall brought by intense rain rates during the short lasting convective part (Mathon et al., 2002). In order to test the sensitivity of the simulations, two simple assumptions are tested: (i) the daily rainfall is uniformly distributed and (ii) the daily rainfall is assumed to have fallen within a single time step (in the 6th, 15:00 to 18:00 GMT). Note that

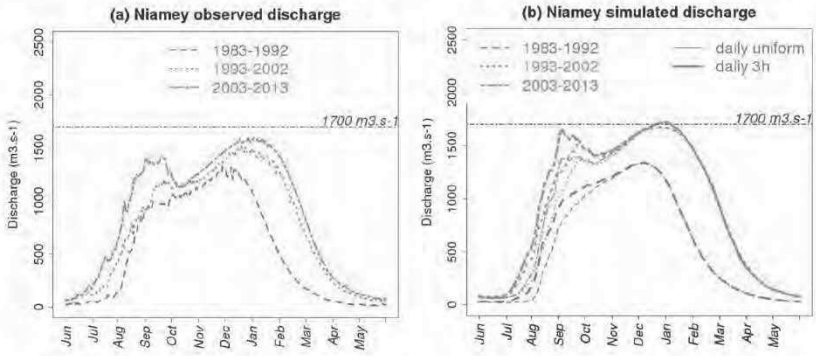


Figure 3. Mean observed **(a)** and simulated **(b)** discharge at Niamey station for 3 decades: 1983–1992 (green dashed line), 1993–2002 (blue dotted line) and 2003–2013 (red mix dashed line).

the second assumption is more consistent with the convective nature of Sahelian rainfall.

- Observed daily discharge at the entrance point of the simulated part of the Niger basin. As in C2015 only the Ansongo-Niamey reach is simulated and the model need to be constrained with the observed discharge at Ansongo (details in C2015).

The hydrological modelling domain (Fig. 1) covers 49 pixels ($0.5° \times 0.5°$).

3 Results

3.1 Observed changes

Figure 2a displays the PERSIANN-CDR annual rainfall and number of rainy days over the studied region from 1983 to 2013. The series is consistent with the recent recovery of Eastern Sahel precipitation since the 90s compared to the 70s and 80s (Lebel and Ali, 2009). The PERSIANN-CDR decadal mean increases from 327 mm (1983–1992), to 419 mm (1993–2002) and 455 mm (2003–2013); with a marked jump between the first and the second decade (Fig. 1a). Figure 2b shows the mean annual number of rainy days. It rises between the first (59 days) and the second (71 days) decade, and stays quite steady for the last decade (71 days).

Figure 3a presents the observed changes in the mean decadal hydrograph over the 31 years studied period, divided in three decades: 1983–1992, 1993–2002 and 2003–2013 (11 years). The mean value of the first peak, changes from 1079 to 1412 $m^3 s^{-1}$ between the first and the last decade. The rise of the water level arises earlier, shifting from August to July over the 3 decades. Changes occur also in the second flood, where the maximum discharge changes from 1322 to 1594 $m^3 s^{-1}$, and shifts from December to January. Altogether both the discharge levels and the total length of the high water season have increased. The strongest change for the mean decadal first peak is between the second and third decade; for the second peak, the changes are more marked between the first and second decade. The reasons for these differences and their relation with the changes in rainfall over various parts of the basin would be worth exploring but is beyond the scope of the present study.

In addition to this mean increase in the first and second peak of the hydrograph, another phenomenon has been observed and is reported in Table 1: the first peak has been reaching extreme values and caused many floods in Niamey in the last decade. Table 1 (1st row) shows that only 1 flood occurred during the 1983–1992 decade, 2 during the 1993–2002 decade and 5 during the 2003–2013 period (4 for the 2003–2012 decade). C2015 and Fig. 2a show that the extremes floods are associated with relatively high rainfall amounts in the area.

3.2 Hydrological simulations

Figure 3b shows the mean decadal simulated discharge in Niamey for the three decades: 1983–1992, 1993–2002 and 2003–2013 (11 years). Due to the restricted domain used for the simulation and because the discharge is constrained at the entrance of the domain, we concentrate the analysis on the first peak – the most directly influenced by the rain forcing over the domain. Both the simulation based on uniform rain within the day and the simulation with rainfall concentrated in one 3 h step, reproduce the change in the mean decadal peak. The shape of the peak is well reproduced by the "3 h rain" simulation and too smooth for the daily uniform forcing. For the "3 h rain" simulation the mean first peak increases from 1159 to 1652 $m^3 s^{-1}$ between the first and the last decade. This difference (493 $m^3 s^{-1}$) is higher than for the observations (333 $m^3 s^{-1}$). On the contrary the difference is smaller (265 $m^3 s^{-1}$) for the uniform rainfall simulation. These results highlight the sensitivity of the model to the

Table 1. Observed and simulated flooding periods in day in Niamey between 1983 and 2013. Years in bold font correspond to observed floods. For simulations years in bold font and equal to 0 correspond to non-detection and years in normal font correspond to false-alarm.

	1988	**1994**	**1998**	1999	**2003**	2005	**2006**	2007	2008	**2010**	**2012**	**2013**
Observation	**16**	**1**	**9**	0	**14**	0	**2**	0	0	**7 and 12**	**42**	**14**
Daily rainfall ($1700\,m^3\,s^{-1}$)	**0**	**28**	**23**	0	**32**	0	**0**	0	0	**8**	**17**	**5**
3 h rain ($1700\,m^3\,s^{-1}$)	**0**	**52**	**30**	10	**60**	7	**0**	5	4	**30**	**36**	**12**
3 h rain (97th percentile)	**0**	**30**	**20**	2	**35**	0	**0**	0	0	**6**	**16**	**8**

distribution of the rainfall within the day. PERSIANN-CDR smoothes rain fields (Sect. 2.2) and a uniform distribution of rainfall among the day increases this effect.

Figure 3b also shows that the simulations reproduce well the observed changes in the timing of the high water season, with an earlier rise of the water, which shift from August to July.

Table 1 reports the number of flooded days per year (for the years where either the observations or the simulation detected a flood). For the simulations the flood threshold is defined either as the absolute threshold defined by NBA $1700\,m^3\,s^{-1}$ (Sect. 2.2.1), or with the corresponding percentile (97th) for each simulated discharge series, as recommended in C2015. In terms of detecting whether or not a flood (of any period) occurred for a given year, the uniform rainfall based simulation performs well with only two misses in 1988 and 2006, and no false alarm. The results are similar for the absolute and for the percentile based (not shown) threshold. For the "3 h rain" simulation, 1988 and 2006 are also missed. The false alarms are strongly dependent on the definition of the threshold: based on the $1700\,m^3\,s^{-1}$, 4 years are falsely detected as flooded (1999, 2005, 2007, and 2008); based on the 97th percentile, only 1 year (1999) is falsely detected as flooded and only for a 2 day period. Given the total length of the studied period these detection scores are satisfactory. When the relative (percentile based) threshold is used, both the "3 h rain" and the uniform daily rain simulations give similar detection rates over the 31 year period.

The simulations have more difficulties in reproducing the length of the flooded periods. All simulations overestimate the length of the flood period for the first 3 flood years of the period: 1994, 1998 and 2003. The "3 h rain" simulation with the $1700\,m^3\,s^{-1}$ threshold gives realistic flood length for the last 3 years (2010, 2012 and 2013); when the 97th percentile is applied, the flood length is underestimated for these years. C2015 concluded that the percentile based criteria worked best for the 2000–2013 period. A single percentile is not adequate for a longer period which includes drastic changes in the hyetograph. More work is needed to analyse the relative changes in the discharge frequency distribution between the 3 decades and the (in)consistency of these changes between the simulations and the observations. The comparison of the PERSIANN-CDR product with a ground reference, over the 30 years period is planned and will help verifying how steady the relative performance of the product itself is.

Figure 4 provides 4 illustrative examples of the simulated discharges, for 3 years where floods were observed and 1 non flood year. Despite the relatively coarse and simple model used, and the uncertainties in the observed rainfall, the simulated discharge are globally in good agreement with the observations (the Nash Sutscliffe Efficiency is 0.89 for the 31 year simulation). The performance varies from year to year. In 1988 (Fig. 4a) and in 2012 (Fig. 4c) the simulation underestimates the highest relative maximum, and in 1988 the flood is not detected (Table 1). As expected the underestimation is worse for the simulation based on a uniform daily rain. In 1998 (Fig. 4b) on the contrary, the shape of the sharpest peak is well reproduced (and the value slightly overestimated). Further investigation is needed to understand if these differences are due to the rain forcing or to a misrepresentation of some processes in the model. The uncertainty in the Ansongo discharge used as a constraint or punctual problems such as a dyke rupture may also explain some differences. It is noteworthy that for both 1988 (Fig. 4a) and 1998 (Fig. 4b), the weak discharge variations at the very beginning of the season (June and July) are not reproduced by the model, even though rainfall is present. This could indicate that the Hortonian runoff is not well accounted for in the model. Figure 4d is an example of a non-flooded year where the rainfall and modelling system behaves well.

Figure 5 illustrates the ability of the simulation to reproduce the inter-annual variability of the first flood. The analysis is based on the inter-annual series of the observed and simulated maximum discharge peak of the first flood. Anomalies are computed in order to analyse the relative rather than absolute variations. For any variable x, defined over the period as a time series of observed x_i, the anomaly of x for a given hydrological year i is:

$$A_{xi} = \frac{x_i - \overline{x}_i}{\sigma_{xi}} \quad (1)$$

where $\overline{x}_i$ is the inter-annual mean, and σ_{xi} is the standard deviation of the sample of x. When A_{xi} is positive (/negative), the maximum discharge for the year i is above (/under) the maximum discharge mean of the period. The correlation (Pearson) between the series of simulated and observed anomalies is 0.62 as indicated on the plot, showing that the series are in good agreement. For most years of the 1983–

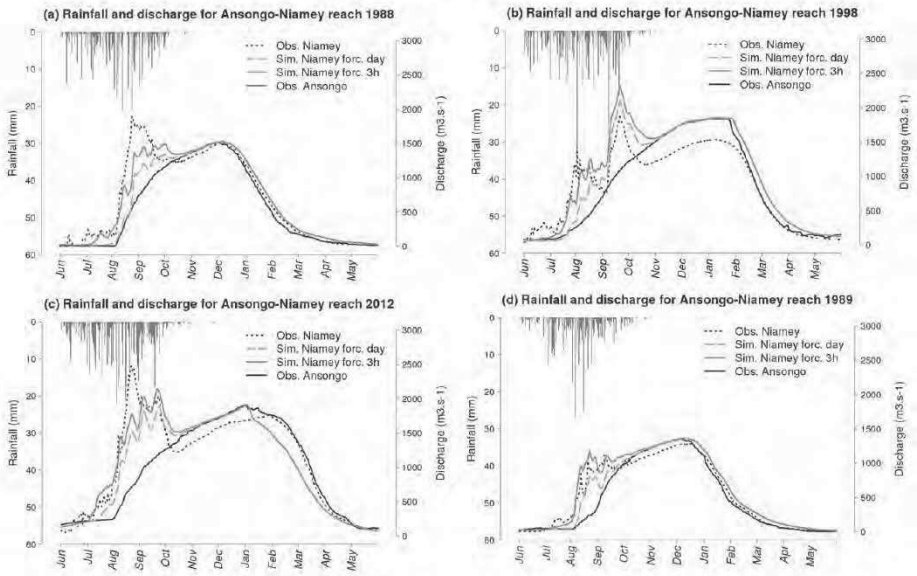


Figure 4. Mean daily rainfall on the study area (upper plot; solid grey bars), observed discharge in Ansongo (solid black line) and Niamey (dotted black line) and simulated discharge with uniform daily rainfall (dashed blue line) or 3 h rainfall (solid blue line); in 1988 **(a)**, 1998 **(b)**, 2012 **(c)** and 1989 **(d)**.

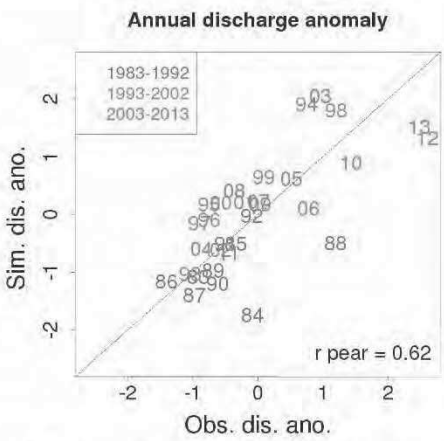


Figure 5. Scatter plot of the anomaly in the simulated peak discharge (Y) versus the anomaly in the observed peak discharge (X). The last 2 digits of the year are indicated for each dot (i.e. 12 = 2012).

2013 period, the simulation is able to detect if the maximum discharge (for the first flood) should be considered as high or low compared to "normal" year. These results highlights the interest of using PERSIANN-CDR long series with hydrological modelling to analyse trends in flood occurrence.

4 Conclusion and perspective

- Over the study area (Sahel) PERSIANN-CDR produces annual rainfall amount comparable with those from gauge-adjusted satellite rainfall estimates (3B42v7, RFE2) and gauge products (CPC). As CPC and RFE2, PERSIANN-CDR smoothes the rain fields: a lot of rainy days with spatially extended events of weak intensity.
- Both uniform and non-uniform daily rainfall simulations reproduce the trend of the observed changes in the mean decadal hyetograph both in intensity and timing (Sect. 3.2). The simulated discharges are in good global agreement with the observations (NSE 0.89) but with some uncertainties, and a strong sensitivity to rainfall distribution within the day.
- The PERSIANN-CDR based hydrological simulation presents a realistic inter-annual variability, and detects flooded years, but not the exact flooded period day by day.

A relatively simple and coarse hydrological simulation, forced by a satellite rainfall product is able to reproduce the salient features of the changes in the average hydrograph of the Niger River, in Niamey, as observed over the last 30 years. This is quite remarkable, given the uncertainties associated with both the model and the satellite product. It is worth noting that the land use, soil properties, atmospheric

forcing (other than rainfall) and other model parameters are held unchanged during this 31 year long simulation; only the rainfall forcing varies from year to year. Therefore the results show that rainfall variability can be considered as the main driver for the observed changes in the Niger hydrograph in Niamey.

More work is ongoing to study the changes over a longer period (from 1950) based on rain-gauges record. The sensitivity to the model parameters – and in particular land use and soil property changes- will be also tested. The conditions (on the discharge upstream of Niamey and on the rainfall in the area) that lead to flood, and their evolution over the decades will be analysed. It will be particularly interesting to assess if these conditions have changed between the 50–70s period (i.e before the long lasting droughts that impacted the Sahel in the late 70s and 80s) and the current period. If the rainfall-discharge relationship has changed, the reasons why should be investigated.

Acknowledgements. We warmly thank the Niger Basin Authority (ABN), for providing the Niger River discharge data and for their collaboration. We are particularly very grateful to Bachir A. Tanimoun (ABN). We would like also to thank all the team that provided the PERSIANN-CDR data sets online. This work has been cofunded by the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the Midi-Pyrénées region.

References

Albergel, J.: Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface – Application aux petits bassins du Burkina Faso, in: The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources, IAHS, Vancouver, 355–365, 1987.

Amani, A. and Nguetora, M.: Evidence d'une modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Niamey, in: 4th FRIEND 2002 – Regional Hydrology?: Bridging the Gap between Research and Practice, IAHS PUBLICATION, Cape Town, South Africa, 449–456, 2002.

Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K. S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I. B., Gautier, E., Boubkraoui, S., and Belleudy, P.: Increasing River Flows in the Sahel?, Water, 2, 170–199, doi:10.3390/w2020170, 2010.

Ashouri, H., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Dewayne Cecil, L., Nelson, B. R., and Prat, O. P.: PERSIANN-CDR: Daily Precipitation Climate Data Record from Multisatellite Observations for Hydrological and Climate Studies, B. Am. Meteor. Soc., 96, 69–83, doi:10.1175/BAMS-D-13-00068.1, 2015.

Bitew, M. M. and Gebremichael, M.: Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model, Water Resour. Res., 47, W06526. doi:10.1029/2010WR009917, 2011.

Casse, C., Gosset, G., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B. A., and Decharme, B.: Potential of Satellite Rainfall Products to Predict Niger River Flood Events in Niamey, Atmos. Res., in press, doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010, 2015.

Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., and Vauclin, M.: Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region, Global Plane. Change, 98–99, 18–30, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009, 2012.

Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., and Alcoba, M.: Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., 139, 923–940, doi:10.1002/qj.2130, 2013.

Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F.: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales, J. Hydrometeorol., 8, 38–55, doi:10.1175/JHM560.1, 2007.

Lebel, T. and Ali, A.: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007), J. Hydrol., 375, 52–64, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030, 2009.

Mahé, G. and Paturel, J.-E.: 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers, Comptes Rend. Geosci., 341, 538–546, doi:10.1016/j.crte.2009.05.002, 2009.

Mathon, V., Laurent, H., and Lebel, T.: Mesoscale convective systems rainfall in the Sahel, J. Appl. Meteorol., 41, 1081–1092, 2002.

Panthou, G., Vischel, T., and Lebel, T.: Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel, Int. J. Climat., 34, 3998–4006, doi:10.1002/joc.3984, 2014.

Sighomnou, D., Descroix, L., Mahe, G., Moussa, I. B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O. M., Dessay, N., Delaître, E., Maiga, O. F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J. E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., and Hiernaux, P.: La crue de 2012 à Niamey?: un paroxysme du paradoxe du Sahel?, Sécheresse, 24, 3–13, doi:10.1684/sec.2013.0370, 2013.

Sorooshian, S., Hsu, K. L., Gao, X., Gupta, H. V., Iman, B., and Braitwaite, D.: Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall, B. Am. Meteorol. Soc., 81, 2035–2046, 2000.

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., and De Roo, A.: Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin, J. Hydrol., 499, 324–338, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.07.012, 2013.

Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Osterle, H., Adam, J. C., Belllouin, N., Boucher, O., and Best, M.: Creation of the WATCH Forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, J. Hydrometerol. 12, 823–848, doi:10.1175/2011JHM1369.1, 2011.

Xie, P. and Arkin, P. A.: Global Precipitation: a 17-Years Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs, B. Am. Meteorol. Soc., 78, 2539–2558, 1997.