INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

N° attribué par la bibliothèque
/__/__/__/__/__/__/__/__/__/__/

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'INPG

Spécialité : ***Océan, Atmosphère, Hydrologie***

préparée au ***L**aboratoire d'étude des **T**ransferts en **H**ydrologie et **E**nvironnement*
(LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale ***« Terre, Univers, Environnement »***

présentée et soutenue publiquement

par

Théophile VISCHEL

le 13 avril 2006

IMPACT DE LA VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE DE MESO-ECHELLE SUR LA REPONSE DES SYSTEMES HYDROLOGIQUES SAHELIENS : MODELISATION, SIMULATION ET DESAGREGATION

Directeur de thèse

Thierry LEBEL

JURY

M. Eric BARTHELEMY	Professeur, INP Grenoble	Président
M. Baxter E. VIEUX	Professeur, Université d'Oklahoma (USA)	Rapporteur
M. Laurent TERRAY	DR CNRS, CERFACS Toulouse	Rapporteur
M. Bernard CAPPELAERE	IR IRD, Hydrosciences Montpellier	Examinateur
M. Abou AMANI	PhD, Expert CRA, Niamey (Niger)	Examinateur
M. Thierry LEBEL	DR IRD, LTHE Grenoble	Directeur de thèse

Remerciements

Quel plaisir que de pouvoir m'atteler à l'écriture de ces quelques lignes ! Voici pour moi l'occasion de souligner combien les échanges et le soutien de nombreuses personnes, ont été essentiels à la réalisation de cette thèse.

Je souhaite tout d'abord remercier Thierry Lebel, et lui montrer ici tout le respect et l'admiration que j'ai pour lui. Tout d'abord pour la confiance qu'il m'a accordée en acceptant d'encadrer cette thèse, du jour où, débarquant timidement dans son bureau, je lui ai demandé s'il disposait d'un sujet sur l'hydrologie au Sahel. Durant ces trois années j'ai tout simplement été impressionné par son efficacité, ses connaissances et son recul scientifique, qualités dont j'ai indéniablement pu bénéficier dans l'orientation et la valorisation de mes travaux. Merci pour les efforts qu'il a toujours faits pour suivre et participer à l'évolution de la thèse, alors même que la distance Grenoble-Niamey des derniers mois aurait pu rendre les échanges difficiles. Car c'est aussi pour ses grandes qualités humaines que j'ai beaucoup apprécié de travailler avec Thierry. Son écoute et sa générosité se sont illustrées, non seulement dans le travail, mais aussi dans les bons moments partagés sur la neige du Vercors ou sur le cailloux à Lans ou Chamonix.

Je tiens également à remercier très sincèrement l'ensemble des membres du jury.

Je suis notamment très heureux d'avoir pu compter sur la présence de Eric Barthélémy en tant que président du jury. Avoir accepté cette lourde tâche ne fait que souligner sa sympathie et son dynamisme, qualités que j'ai aussi grandement appréciées dans notre collaboration d'enseignement à l'ENSHMG.

J'adresse toute ma gratitude à Baxter E. Vieux qui m'a fait l'honneur de lire et commenter mon manuscrit malgré la barrière linguistique. Merci pour se présence le jour de la soutenance et sa patience devant mes réponses dans un anglais parfois approximatif.

Un très grand merci au second rapporteur, Laurent Terray pour ses commentaires éclairés. J'ai été très touché par l'intérêt qu'il a porté à mon travail, ainsi que ses encouragements pour la suite. J'espère que nous aurons d'autres occasions de nous rencontrer et poursuivre nos discussions scientifiques et "grimpesques", pourquoi pas au pied d'une falaise ?

Je fus également très heureux de la présence de Abou Amani en tant qu'examinateur de mon travail. S'il ne m'avait pas accueilli en 2002 pour un stage à l'AGRHYMET, je n'aurais certainement pas eu l'occasion de m'initier à l'hydrologie sahélienne et donc certainement pas eu le déclic de la thèse. Merci aussi pour toutes les discussions que nous avons eues au cours de ma thèse, ainsi que pour les précieuses informations sur la Sirba dont j'ai pu bénéficier grâce à lui.

Je suis très reconnaissant à Bernard Cappelaere d'avoir également examiné mon travail avec beaucoup d'attention et d'y avoir apporté des commentaires et des suggestions très pertinents. Je tiens aussi à le remercier tout particulièrement pour avoir rendu possible la réalisation de nombreuses études de la thèse, grâce aux outils de modélisation hydrologique qu'il développe avec toute l'équipe MEVHYSA à Hydrosciences Montpellier.

De manière générale pour réaliser cette thèse, j'ai eu la chance de bénéficier des outils de modélisation les plus récents, issus de travaux conséquents réalisés par le passé ou en parallèle de ma thèse par de nombreuses personnes.

A ce titre j'adresse un grand merci à Sylvain Massuel, qui avec Bernard Cappelaere, formait le duo de collaborateurs montpellierains. Je les remercie sincèrement de m'avoir fourni le tout frais modèle *Zarbhy* développé au cours de la thèse de Sylvain. J'ai eu beaucoup de plaisir à échanger avec eux et j'espère que cela pourra continuer. Je n'oublie pas non plus Christophe Peugeot qui m'a initié au modèle *abc-rwf* au tout début de la thèse et m'a aimablement fourni sa version actualisée du modèle de désagrégation temporelle. En retour à cette collaboration, j'espère que certains des résultats de ma thèse pourront être utiles à cette sympathique équipe.

J'ai beaucoup apprécié de travailler avec Christophe Messager. Merci à lui pour m'avoir lancé sur le modèle *abc* qu'il avait déjà implémenté sur la Sirba durant sa thèse. Merci pour son dynamisme, son efficacité, son franc-parler et surtout pour son soutien dans les nombreux moments de doute des derniers mois.

J'exprime toute ma reconnaissance à Gilles Guillot dont les conseils numériques pour simuler les champs de pluie ont été pour moi plus qu'essentiels. Merci aussi à Hubert Onibon de m'avoir initié à la désagrégation spatiale de la pluie.

J'ai aussi sollicité beaucoup de personnes au LTHE pour demander conseils, tenter de résoudre des problèmes numériques ou simplement taper un brin de causette dans les moments de saturation.

Je garde ainsi un très bon souvenir des longues discussions scientifiques avec Abdou Ali grâce à qui j'ai beaucoup appris. Merci aussi à Maud Balme pour sa gentillesse et sa contribution directe au manuscrit de cette thèse. A eux deux j'adresse toute mon amitié.

J'ai très souvent fait appel à l'expertise de Georges-Marie Saulnier pour éclairer certaines de mes interrogations sur la modélisation hydrologique. Merci pour les discussions et les bonnes idées.

Merci à l'équipe de maintenance IDL-LTHE, j'ai nommé (dans l'ordre chronologique) Alexis Berne, Guillaume Bontron et Latif Djerboua qui ont toujours fait preuve d'une rapidité exemplaire pour m'aider à résoudre les questions de programmation les plus coriaces !

Merci amical à Nick Hall et ses coups de main réguliers pour transformer mes résumés en abstracts. J'espère qu'il a apprécié que je lui fournisse tant de bons exemples pour son décalogue...

Un grand merci aussi à l'équipe des informaticiens, et particulièrement du côté des Linuxiens Bruno Galabertier et Wajdi Nechba sans lesquels rien ne serait possible.

Merci aussi aux secrétaires du labo et particulièrement à Odette Nave que j'ai pas mal embêté dans les dernières semaines pour préparer les missions du jury.

J'ai eu, pendant la thèse, beaucoup de plaisir à dispenser des cours durant mon service de moniteur, puis d'ATER à l'ENSHMG. Je tiens à remercier tous les enseignants qui m'ont accueilli et intégré dans leurs enseignements : Céline Bourgeois ma tutrice de monitorat, Regiane Fortes pour les TD d'hydraulique en charge, Eric Barthélémy pour les TD d'hydraulique à surface libre, Julien Némery pour les TP d'hydrométrie, Isabella Zin pour les cours-TD d'hydrologie, Philippe Bois pour les cours de modélisation hydrologique. J'adresse un remerciement tout spécial à Charles Obled, non seulement pour m'avoir aiguillé sur les TD de météo et géostatistiques, mais aussi m'avoir fait part de ses précieux conseils durant le samedi qui a précédé ma soutenance. J'espère un jour pouvoir transmettre l'hydrologie avec autant de recul et de pédagogie que lui.

Le bilan de ces trois années (et un peu plus...) de thèse serait incomplet si j'omettais de signaler à quel point ce fut agréable de vivre au quotidien le LTHE. Un grand merci pour cela, à tous ceux que j'ai côtoyés, permanents ou intermittents, et dont j'ai vraiment apprécié la compagnie, et en particulier les membres de l'équipe HMET : Guy Delrieu, Sandrine Anquetin, Henry Laurent, Nadine Dessay, Christian Depraetere, Marielle Gosset, Fred Cazenave... ; les jeunes chercheurs : Julien Nemery, Thierry "SMOS" Pellarin, Nicolas Gratiot, Gilles Molinié ; les anciens thésards : Romain Ramel et Guillaume Fourquet ; ceux qui vont soutenir bientôt Emmanuel Lawin, Eric-Pascal Zahiri, Moctar Camara, Eddy Yates, Véronique Guiné ; ceux qui leur succéderont : Benoît Chapon, Guillaume Nord, Alex Hauet. J'adresse une mention spéciale pour la "climbing-team Chartreuse" et les bonnes rigolades sous un panneau en bois de $3m^2$: David Gélard et sa générosité inégalée, Nicolas Roche qui produit un miel mauriennais presqu'aussi bon que le miel de Gérardmer et Matthieu Lelay mon compagnon de bureau qui avec Gaël Derive, a subi avec beaucoup de tolérance mes phases d'euphorie très passagères et mes phases de doute plus persistantes... Autre mention spéciale à Christophe Lavaysse dont j'ai plus qu'apprécier la présence au labo, sa faculté à souder les gens et égayer l'ambiance. Cet homme avait toutes les qualités requises pour faire partie du climbing-team s'il n'avait pas eu un penchant incompréhensible pour le tennis et le foot...

Je tiens aussi à saluer tous les potes "hors-labo" pour les bons moments passés et futurs, si essentiels pour tenir. Ceux de Gérardmer©(sponsor officiel de la thèse), eux aussi souvent expatriés : Pierre-Yves, Bastien, Jé, Mathieu, Emilie, Denis. Ceux de Grenoble qui m'ont donné l'envie de quitter les hautes montagnes vosgiennes pour les collines alpines... Merci à la bande des "O" : Pierrot Huneau, Fredo, Luccio, Lolo, Jey Bruneau, Pierrot Dal Bello et la bande des pas "O" : Jey (4 ans de collocation sans un brin de jeu!), Barbara, JP et Marion, Mélane, Jeyr, Mimi, Bonif, Fanny, Greg... Merci aussi à David B., Bobo, Gaston, Sam et Céline, Hervé et Hélène, Yannick et Isa, Agnès et Vincent et tous ceux que je m'excuse par avance d'oublier. Merci pour tous ces moments de grimpe, de fête, de vie.

Bien sûr cette thèse je la dois à mes parents qui, du jour où j'ai pu enlever les roulettes de mon vélo, m'ont donné une liberté totale, m'ont toujours suivi et encouragé - allant même pour ma mère à accepter de relire tout le manuscrit et tenter d'y déceler, au milieu du charabia scientifique, les nombreuses coquilles orthographiques. Merci aussi, bien sûr, au soutien sans égal de ma soeurette adorée Nana, à qui je souhaite avec Pierrot et ma plus belle nièce Lilas "smooth-boudha", plein de bonheur.

Enfin merci à Vinie, qui a vécu la thèse en direct, ses hauts et ses bas. Avec patience, elle m'a toujours soutenu et encouragé. Pour cela et pour tant d'autres choses, Vinie est bien ma plus belle trouvaille.

Résumé

Comprendre comment la variabilité du climat actuel interagit avec les modifications de l'hydrologie au Sahel est une nécessité pour anticiper ce que pourraient être les conséquences des changements climatiques futurs dans cette région, et définir d'éventuelles stratégies d'adaptation. Pour ce faire on doit disposer de modèles intégrés, permettant de relier les scénarios climatiques grande échelle aux bilans d'eau localisés sur de petits bassins ou des terroirs agricoles.

Cette thèse traite des questions d'échelle qui sont centrales lorsque l'on cherche à forcer des modèles hydrologiques par des sorties de modèles climatiques. Les jeux de données utilisés permettent de documenter le continuum des résolutions spatiale et temporelle qui nous intéressent ici et on traite des deux grands types de systèmes hydrologiques qui caractérisent cette région, à savoir les petits systèmes endoréiques de rive gauche du fleuve Niger et les systèmes exoréiques de plus grande taille qui constituent ses affluents de rive droite.

La thèse est construite autour de trois grands axes. Le premier est une synthèse et une actualisation des travaux de modélisation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle, telle que documentée à partir des données haute résolution de l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Dans un deuxième temps, on cherche à comprendre comment la forte variabilité spatiale du forçage pluviométrique influe sur la réponse des systèmes hydrologiques et quelles sont les erreurs générées lorsque l'on utilise, en entrée des modèles hydrologiques, des données de forçage qui sous-échantillonnent cette variabilité. Enfin, à partir des résultats précédents et des outils de modélisation développés pour les obtenir, on étudie comment les modifications de régime pluviométrique se traduisent sur le ruissellement de surface sur la base : (i) des modifications de régime observées au cours de la sécheresse 1970-1990, (ii) de différents scénarios de modification du régime pluviométrique, tels que l'on peut les concevoir à partir de nos connaissances actuelles sur le changement climatique.

Abstract

It is of primary importance to understand how the climate variability influences the response of the Sahelian hydrological systems in order to anticipate the hydrological impact of future climate changes and to define suitable strategies. Such studies require linking the large scale climate scenarios to the very localized water budget of small catchments.

This work deals with such scale issues which are essential when outputs of climate models are used to force hydrological models. The data used here characterize the continuum of space-time scales displayed by the two types of hydrological systems of the Sahelian region : the small endoreic systems at the left bank of the Niger River and the larger right bank tributary exoreic systems.

Three main axes are investigated in the work. First we synthesize and update previous works about the description and the modelling of mesoscale rainfall variability, through the fine scale data from the AMMA-CATCH Niger observatory. Then the impact of the spatial and temporal rainfall variability on runoff is quantified by assessing the error committed when input hydrological model data used sub-sample this rainfall variability. Finally, regarding these results and by using the developed modelling tools, rainfall regime changes and their impact on runoff are investigated through (i) the characterization of changes that have occurred during the particularly dry 1970-1989 period, (ii) hypothetic scenarios based on the actual knowledge of the potential climate changes that could occur in the future.

Table des matières

Préambule **1**

I Contexte général **5**

1 Impact hydrologique du changement climatique : un problème d'échelle **7**
1.1 Les échelles de la modélisation climatique 8
1.1.1 Un point sur le climat et sa modélisation 8
1.1.2 Résolution des modèles climatiques globaux 9
1.2 Les échelles de la variabilité hydrologique 11
1.2.1 Le bilan hydrologique et sa variabilité 11
1.2.2 Le bilan hydrologique : une interaction complexe entre trois systèmes d'échelle . . 12
1.2.3 Conséquences pour la modélisation hydrologique 18
1.3 Incompatibilité des échelles de modélisation climatique et hydrologique 20
1.3.1 Problème d'échelle dans la représentation du cycle hydrologique dans les MCG . . 20
1.3.2 Problème d'échelle entre résolution de sortie des modèles climatiques et besoins de la modélisation hydrologique 20
1.4 Résoudre les problèmes d'échelle 21
1.4.1 Techniques de désagrégation 22
1.4.2 Techniques de réduction d'échelle ou "downscaling" 26
1.5 Etudes d'impact hydrologique du changement climatique 30
1.5.1 Principe 30
1.5.2 Problèmes d'échelle dans les études d'impact hydrologique du changement climatique 30
1.5.3 Incertitudes liées aux études d'impact du changement climatique 33
1.5.4 Prise en compte des incertitudes 34

2 Le contexte hydro-climatique sahélien **35**
2.1 Le climat sahélien 36
2.1.1 La mousson Ouest Africaine 36
2.1.2 Le régime pluviométrique sahélien 39
2.1.3 L'événement pluvieux : l'unité clé de la variabilité climatique sahélienne de petite et grand échelle 41
2.2 L'hydrologie sahélienne 44
2.2.1 Une hydrologie typique des régions semi-arides 44
2.2.2 Deux types de systèmes hydrologiques 44
2.2.3 Variabilité hydrologique au Sahel 46
2.3 Etude de l'impact hydrologique du changement climatique futur au Sahel 48
2.3.1 Des études récentes 49
2.3.2 Prise en compte des problèmes d'échelle 49

2.4 Problématique de la thèse 50

3 Cadre d'étude : Systèmes hydrologiques étudiés, données et modélisation hydrologique 51

3.1 Zones d'étude endoréiques au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger 52
3.1.1 Description des systèmes endoréiques étudiés 52
3.1.2 Caractéristiques géomorphologiques des systèmes endoréiques 54
3.1.3 Réponse hydrologique des bassins endoréiques 54
3.1.4 Données hydrologiques disponibles 57
3.1.5 Variabilité hydro-climatique sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger 58
3.2 Un système exoréique : le bassin versant de la Sirba 59
3.2.1 Description du bassin versant de la Sirba 59
3.2.2 Données disponibles 60
3.2.3 Variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Sirba 63
3.3 Stratégie de modélisation hydrologique 71
3.3.1 Objectifs de modélisation 71
3.3.2 Deux approches de modélisation 71
3.3.3 Application aux bassins de l'observatoire AMMA-CATCH Niger 74
3.3.4 Application au bassin versant de la Sirba 75

II La variabilité pluviométrique de méso-échelle au Sahel et sa modélisation 83

4 Caractérisation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle 85

Préambule 85
Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1 : Rainfall variability analysis 87

5 Evaluation d'un modèle de simulation et de désagrégation de champs de pluie sahéliens 107

5.1 Présentation du modèle de champs de pluie 108
5.1.1 Simulation non conditionnée 108
5.1.2 Simulation conditionnée par des valeurs ponctuelles 110
5.1.3 Simulation conditionnée par une pluie moyenne 115
5.2 Implémentation au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger 115
5.2.1 Définition de la zone de simulation 115
5.2.2 Implémentation des modèles de simulation 117
5.2.3 Analyse des simulations 121
5.3 Conclusions du chapitre 129

III Sensibilité des modèles hydrologiques à la représentation de la variabilité spatio-temporelle des précipitations 133

Introduction à la partie III 135

6 Etude d'un système hydrologique conceptuel 137

Préambule 137
Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2 : Idealized simulation of runoff sensitivity 139

7 Application à deux systèmes hydrologiques réels 163
7.1 Analyse de la réponse hydrologique du système endoréique du Kori de Dantiandou 163
7.1.1 Effet de l'hétérogénéité spatiale du paysage hydrologique 163
7.1.2 Capacité du modèle stochastique de pluie à retranscrire la variabilité hydrologique simulée 169
7.1.3 Bilan 174
7.2 Système exoréique du bassin de la Sirba 177
7.2.1 Application du modèle *abc* à la modélisation des débits journaliers de la Sirba . . . 177
7.2.2 Sensibilité du modèle à la représentation de la variabilité spatio-temporelle de la pluie 183
7.3 Conclusions du chapitre 194

IV Scénarios hydro-climatiques passés et futurs 197

8 Modification des caractéristiques des champs de pluie et impact sur le ruissellement simulé entre la période 1950-1969 et la période 1970-1989 199
8.1 Modification des caractéristiques fréquentielles de la pluie issue des événements pluvieux entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche 1970-1989 200
8.1.1 Rappels sur les approches couramment adoptées pour la détection de modifications des caractéristiques événementielles : approche ponctuelle 200
8.1.2 Mise en place d'une méthodologie de sélection des jours pluvieux issus des événements pluvieux par une approche spatiale 201
8.1.3 Résultats : évolution des caractéristiques moyennes des jours pluvieux entre la période humide et la période sèche 206
8.1.4 Bilan 213
8.2 Effet du déficit pluviométrique entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989 sur le ruissellement moyen des bassins 214
8.2.1 Simulation de champs de pluie sur la période 1950-1989 215
8.2.2 Simulation du ruissellement 216
8.3 Conclusions du chapitre 218

9 Impact de scénarios pluviométriques de sensibilité sur la réponse des systèmes hydrologiques 221
9.1 Impact d'une diminution de l'occurrence des événements pluvieux 222
9.1.1 Méthodologie d'élaboration des scénarios de sensibilité 222
9.1.2 Sensibilité de la réponse en ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou aux scénarios pluviométriques 222
9.1.3 Sensibilité de la réponse en débit du bassin de la Sirba aux scénarios pluviométriques 229
9.2 Impact hydrologique isolé d'une modification des caractéristiques intrinsèques des événements pluvieux 230
9.2.1 Méthodologie d'élaboration des scénarios pluviométriques 231
9.2.2 Impact sur la réponse hydrologique des bassins du Kori de Dantiandou 232
9.3 Conclusions du chapitre 233

Conclusion générale 237

Références bibliographiques 245

A Carte géologique du bassin de la Sirba **259**

B Le modèle *abc* **261**
B.1 Equations intrinsèques du modèle 261
B.2 Estimation de la section du réseau hydrique 263

C Corrélation entre hyétogramme agrégé/décalé et hydrogramme année par année **265**

D Comparaison de deux méthodes de spatialisation de la pluie pour le forçage du modèle *Zarbhy* **269**

E Détail des effets de la résolution spatio-temporelle de la pluie sur la réponse simulée du bassin de la Sirba **271**
E.1 Impact du type de désagrégation temporelle sur la simulation des débits 272
E.2 Impact de la résolution temporelle sur les hydrogrammes simulés 273
E.3 Impact de la résolution spatiale sur les hydrogrammes simulés 274

F Impact de scénarios pluviométriques sur les débits simulés sur la Sirba **275**

Préambule

Comment introduire cette thèse autrement qu'en évoquant les événements tragiques qui ont touché le Niger durant l'été 2005. En juillet de cette année, la FAO (Food and Agriculture Organisation) lance l'alerte d'une crise alimentaire qui va s'aggravant du fait de la pénurie et de la hausse continue des prix des denrées alimentaires. En cause, la saison pluvieuse 2004 dont devait dépendre les ressources alimentaires de toute une année en attendant la fin de la saison suivante. Cette saison 2004, bien mal commencée dans la partie ouest du Niger, s'était pourtant améliorée sur les deux mois de juillet et août, au moment où la mousson d'Afrique de l'Ouest est la plus active au Sahel. Mais l'invasion des criquets a eu raison des récoltes et de l'effort des paysans bien trop démunis pour pouvoir réagir en conséquence (FAO 2004).

Ce triste goût de *déjà vu* rappelle les épisodes terribles de famine qui ont touché le Sahel en 1972-73 et 1984. Il faut dire qu'à la fin des années 1960, l'Afrique de l'Ouest a souffert d'un déficit pluviométrique brutal qui s'est prolongé jusqu'à la moitié des années 1990. La pluie a diminué de plus de 20% entre la période de 1950-1969 et la période 1950-1989, avec des pics de sécheresse pour certaines années très marqués, décimant les cheptels et réduisant les récoltes d'une agriculture non irriguée exclusivement dépendante des conditions pluviométriques (Nicholson *et al.* 1998). Sous la pression climatique et démographique, c'est tout le cycle de l'eau qui est modifié. Les grands fleuves voient leurs débits diminués de près de 40% (Lebel *et al.* 2003), tandis qu'au Sahel, la diminution de la végétation naturelle au profit des surface cultivées a rendu les sols beaucoup plus ruisselants (Seguis *et al.* 2004).

Les conditions pluviométriques moins sévères depuis la fin des années 1990 (Balme-Debionne 2004) ne présument en rien d'un retour définitif vers une pluviométrie à nouveau humide. L'épisode de 2005 témoigne à nouveau de la difficulté des pays du Sahel à réagir aux situations exceptionnelles. Qu'est-ce à dire de sa capacité à s'adapter au changement climatique planétaire dont l'existence ne fait maintenant plus l'ombre d'un doute (IPCC 2001), et dont le déficit pluviométrique pourrait en être la première signature ?

Malheureusement, la possibilité de prévoir les changements climatiques futurs et surtout d'en évaluer l'impact aux échelles régionales et locales, par exemple, comme dans ce travail, à l'échelle de l'hydrologie, reste très incertaine (Hulme 1998). Pour cela, les seuls outils dont on dispose à l'heure actuelle pour prévoir les climats futurs sont les modèles climatiques globaux ; mais ils reproduisent encore difficilement le cycle de l'eau et la résolution des processus qu'ils représentent est bien plus grande que les résolutions requises en entrée des modèles d'impact tels que les

modèles hydrologiques (Lebel *et al.* 2000). Il y a donc un problème d'échelle à résoudre entre les informations en sortie des modèles de climat et les besoins locaux de l'hydrologie.

Une partie de la résolution de ce problème d'échelle passe par une meilleure identification des échelles essentielles à représenter pour évaluer la variabilité hydro-climatique dans des contextes climatiques instationnaires. Ceci permet d'envisager le développement d'outils techniques et méthodologiques permettant de retranscrire l'information grande échelle issue des modèles de climat vers les échelles retenues comme pertinentes pour représenter la variabilité hydrologique.

C'est tout l'objet de cette thèse qui, en se basant sur les données de pluie à fine échelle des 50 dernières années et sur les avancées récentes en terme de modélisation hydrologique des hydrosystèmes sahéliens, s'attache à déterminer les échelles caractéristiques nécessaires à prendre en compte pour l'élaboration de scénarios hydrologiques réalistes.

Ce travail s'intègre dans le projet international AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine, voir le Livre Blanc sur http ://medias.obs-mip.fr/amma) qui, par une stratégie d'observation multi-échelle et de modélisation, vise à mieux identifier les mécanismes et les interactions responsables de la variabilité de la mousson africaine. Ceci dans le but de pouvoir mieux aborder les problèmes de ressource en eau, sécurité alimentaire et santé dans les pays d'Afrique de l'Ouest.

La présentation de la thèse s'articule autour de neuf chapitres intégrés au sein de quatre parties.

La première partie introduit la thèse en détaillant son contexte scientifique. Dans le chapitre 1, on fait un point sur les problèmes d'échelle liés aux études d'impact du changement climatique et on expose de façon non exhaustive quelques méthodes utilisées pour résoudre ces problèmes d'échelle, notamment dans le cas des études d'impact sur l'hydrologie. Le chapitre 2 présente le contexte hydro-climatique sahélien en décrivant, d'une part le régime pluviométrique de la grande échelle de la dynamique de la mousson à l'échelle plus localisée des systèmes convectifs, d'autre part le fonctionnement hydrologique des hydrosystèmes de la région. Au regard du chapitre 1, on fait ensuite état de la prise en compte des problèmes d'échelle dans les études d'impact du changement climatique au Sahel, ce qui permet d'énoncer plus finement la problématique et les questions sous-jacentes qui ont motivé ce travail. Dans le chapitre 3 sont présentés les systèmes hydrologiques, les données utilisées pour leur étude, ainsi que la stratégie adoptée pour leur modélisation.

La seconde partie est consacrée à la variabilité pluviométrique de méso-échelle. Le chapitre 4 en étudie les principaux attributs, et caractérise le lien entre la variabilité temporelle et spatiale de fine échelle (jusqu'aux intensités de pluie à 5 minutes) et la variabilité pluviométrique à des échelles supérieures (variabilité annuelle). Ce chapitre pose les bases du chapitre 5, dans lequel on juge de la pertinence d'un modèle stochastique de pluie à retranscrire les caractéristiques de la pluie à méso-échelle, en vue d'une utilisation pour les études d'impact du changement climatique.

La troisième partie traite de l'influence de la représentation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle en entrée des modèles hydrologiques. Dans le chapitre 6, on utilise les données pluviométriques à haute résolution pour étudier la sensibilité de la réponse simulée d'un hydro-système de 10000 km^2 au fonctionnement hydrologique idéalisé. Cet exercice est étendu dans le chapitre 7 à l'analyse de la réponse de deux systèmes hydrologiques pour lesquels une modélisation hydrologique plus réaliste est envisagée. Sur l'un des deux, on évaluera aussi l'intérêt de l'utilisation du modèle de pluie pour le forçage des modèles hydrologiques.

Enfin la quatrième partie tire bénéfice des précédents résultats pour l'élaboration de scénarios pluviométriques permettant de mieux cerner la variabilité hydro-climatique passée et future. Le chapitre 8 s'attache à documenter les modifications statistiques de la pluie qui ont accompagné le changement climatique de la fin des années 1960, et cherche à en évaluer l'impact potentiel sur le ruissellement simulé d'un système hydrologique. Dans le chapitre 9, on s'applique à l'élaboration de scénarios, à des échelles permettant de rendre compte de l'impact d'une modification hypothétique du régime pluviométrique sur la réponse de bassins sahéliens.

Note au lecteur : les chapitres 4 et 6 sont présentés sous forme d'articles en anglais qui ont été acceptés dans la revue *Journal of Hydrology*. Afin d'en faciliter la lecture, tous deux ont été introduits par un résumé étendu en français.

Première partie

Contexte général

Chapitre 1

Impact hydrologique du changement climatique : un problème d'échelle

Dans un ouvrage de la FAO (Food and Agriculture Organisation) traitant de l'impact de la variabilité climatique sur l'agriculture (Bazzaz et Sombroek 1995), il est rappelé l'existence de trois approches pour estimer l'effet du réchauffement global sur le cycle de eau :

- l'utilisation des enregistrements instrumentaux
- les analogues paléoclimatiques
- les résultats des modèles numériques de climat

La courte période des séries d'observation météorologiques et hydrologiques ne permet pas de considérer la première méthode comme pertinente pour anticiper des évolutions climatiques à long terme. Celle-ci est plus adaptée à l'étude des variabilités climatiques de faible durée (variabilités décennales et interannuelles).

Les analogues paléoclimatiques qui rentrent dans la même catégorie que les enregistrements instrumentaux donnent une "estimation des climats passés extrêmement douteuse et fragmentaire. Leur principal avantage se limite à la possibilité de couvrir la gamme des températures probables pour le siècle prochain ou le suivant."

Les modèles de climat sont donc les seuls outils disponibles pour obtenir des estimations quantitatives des changements climatiques (IPCC 2001). Malheureusement, pour le moment, il est encore prématuré d'utiliser les données de précipitation obtenues en sortie des modèles de climat comme entrées directes des modèles hydrologiques, en raison des disparités entre les échelles de calcul des modèles de climat et les échelles nécessaires à la modélisation hydrologique.

1.1 Les échelles de la modélisation climatique

1.1.1 Un point sur le climat et sa modélisation

On définit couramment le système climatique autour de cinq composantes que définissent l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la surface continentale et la biosphère (organismes vivants et écosystèmes terrestres et océaniques). Forcées par l'énergie solaire, ce sont les interactions sont activées entre ces composantes qui déterminent le climat et sa variabilité. La complexité du climat provient du fait qu'il dépend d'un grand nombre de paramètres tels que la rotation de la Terre, la topographie et végétation des surfaces continentales, la température et la salinité des océans, la composition chimique de l'atmosphère, qui interviennent dans le bilan énergétique et le bilan de masse et déterminent ainsi le climat et sa dynamique. Pris isolément, ces principaux processus climatiques sont assez bien connus ; en revanche la manière dont ils interagissent l'est moins. Les modèles climatiques constituent aujourd'hui l'outil de référence pour aider à la compréhension de ces interactions.

La modélisation climatique s'attache pour cela à représenter de façon mathématique les processus climatiques en se basant sur la résolution des lois de conservation de la masse (bilan hydrique),de conservation d'énergie (bilan radiatif) et de conservation de la quantité de mouvement. Malgré la forte puissance de calcul aujourd'hui disponible, la complexité des processus et de leurs interactions nécessite de simplifier cette représentation mathématique. La question centrale de la modélisation climatique relève du compromis entre les processus à représenter de façon explicite, c'est à dire déterminés à partir des lois de la physique sur chaque point de grille du maillage de calcul, et les processus qui se produisent à des échelles inférieures à la résolution de ce maillage, qui devront alors être "paramétrés" c'est à dire représentés par des équations conceptuelles dont les paramètres sont fixés de façon déterministe ou statistique.

Dans un rapport de l'IPCC, Houghton *et al.* (1997) ont classé les modèles selon leur degré de complexité. Les modèles les plus sommaires représentent de façon conceptuelle le climat sur un maillage unidimensionnel ne capturant que les processus dominants des systèmes climatiques. Les modèles les plus élaborés sont les modèles de circulation générale (MCG) dont le but est de retranscrire le climat sur l'ensemble du globe en prenant en compte un maximum de processus dans les échanges atmosphère-océans (couplage avec des modèles océaniques globaux) et dans les échanges atmosphère-biosphère (représentation du cycle de l'eau continental). Des modèles de complexité intermédiaire permettent de se focaliser sur certains processus atmosphériques dominants. Tous ces modèles jouent un rôle déterminant dans la compréhension de la dynamique du climat. Même les modèles les plus simples sont utiles notamment dans des analyses de sensibilité car leur simplicité permet de parcourir l'ensemble de l'espace de leurs paramètres. Ils restent cependant beaucoup trop simplistes pour être quantitativement fiables en prédiction climatique (Imkeller et Monahan 2002). Seuls les modèles les plus complexes peuvent fournir des scénarios climatiques pour le futur. En effet dans le souci de créer des scénarios climatiques fiables, permettant notamment d'évaluer l'impact des rejets anthropiques de gaz à effet de serre, on va chercher à représenter de façon explicite un maximum de processus climatiques. Les MCG utilisés à cet effet, le plus souvent couplés à des modèles océaniques, permettent cette représentation expli-

cite jusqu'à une certaine limite imposée par les capacités de calcul numérique. Le compromis entre processus climatiques explicités ou paramétrés est alors fixé par la résolution du maillage, duquel dépend grandement la qualité des simulations du climat, tout autant que les échelles spatio-temporelles exploitables des sorties de simulations.

1.1.2 Résolution des modèles climatiques globaux

1.1.2.1 Maillage des modèles

Pour modéliser les processus de la composante atmosphérique, qui nous intéressent particulièrement ici, les MCG effectuent leurs calculs aux noeuds d'un maillage en trois dimensions qui divise le domaine d'étude en grilles volumétriques aussi appelées boîtes. Dans ces boîtes les variables calculées (vitesse du vent, température, humidité nuageuse, humidité du sol, précipitations...) sont moyennées (cf. figure 1.1).

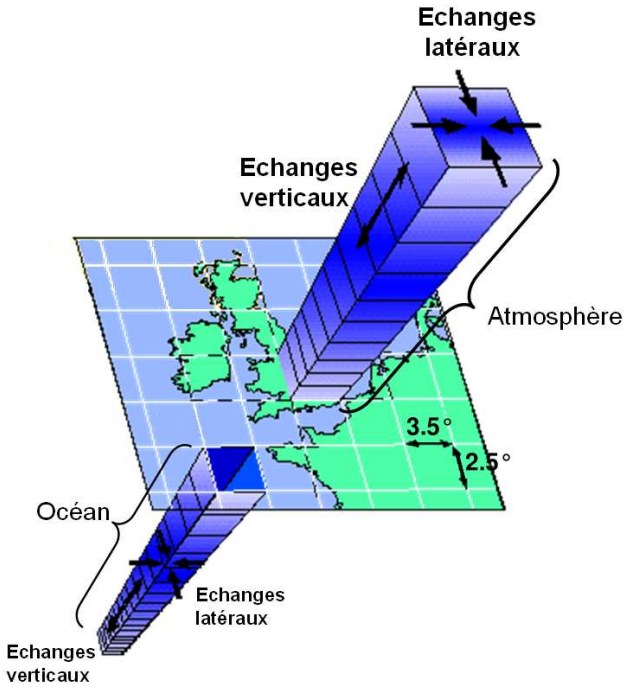


FIG. 1.1: Schéma explicatif du maillage d'un MCG

Bien que simplifiés, la prise en compte des transfert horizontaux et verticaux sur l'ensemble du globe, rend les calculs très lourds et malgré la puissance informatique disponible à l'heure actuelle, la résolution spatiale des modèles est limitée. La résolution du maillage varie d'un modèle à l'autre et dépend de la longueur de la simulation que l'on souhaite réaliser. Pour l'élaboration de scénarios climatiques à long terme (plusieurs centaines d'années), la résolution verticale est de l'ordre de quelques dizaines de mètre dans le traitement des couches proches de la surface et de l'ordre du kilomètre pour les couches supérieures. Les résolutions horizontales varient de 1° à 6° en horizontal c'est à dire quelques centaines de kilomètres (cf. Tableau 1.1). Des modèles plus

Modèles	*Résolution lat. x long.*
HadCM3	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$
CGCM2	$3.8^\circ \times 3.8^\circ$
CSIRO Mk2	$3.2^\circ \times 5.6^\circ$
ECHAM4/OPYC	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$
GFDL R30 c	$2.25^\circ \times 3.75^\circ$
CCSR/NIES2	$5.6^\circ \times 5.6^\circ$

TAB. 1.1: Résolution du maillage atmosphérique pour quelques MCG sélectionnés par l'IPCC (IPCC 2001) (d'après Arnell 2003b). Remarque : Pour certains modèles le maillage peut varier avec la latitude.

récents présentent des résolutions plus fines mais ils ne sont pas encore utilisés pour générer des séries longues de scénarios climatiques.

En revanche les échelles de temps mises en jeu dans les MCG sont beaucoup plus fines. La résolution temporelle de ces modèles est comprise en général entre 20 minutes et une heure.

1.1.2.2 Conséquence sur la représentation des processus climatiques

D'une manière générale, la dynamique atmosphérique est représentée de façon explicite par les équations de la dynamique des fluides résolues numériquement aux noeuds de la grille en 3D. La résolution intervient alors essentiellement comme un facteur permettant de garantir la convergence numérique des calculs.

La physique, quant à elle, fait intervenir une série de processus très variés ce qui à deux conséquences : i) il existe de nombreuses interactions entre processus qui sont au moins aussi importantes que les processus eux-mêmes, ii) la gamme d'échelles concernée est très large. Ainsi, comme nous le détaillerons plus loin, la formation des précipitations résulte des processus micro-physiques d'échelle sub-millimétrique, de processus convectifs d'échelle kilométrique et de la circulation atmosphérique régionale et planétaire organisée à l'échelle du millier de kilomètres. La représentation de la physique est donc majoritairement paramétrée pour trois raisons :

i) une compréhension encore partielle des interactions en oeuvre, que l'on ne sait donc pas expliciter
ii) une grande disparité d'échelles qui rend difficile la résolution numérique simultanée de toutes les équations mises en jeu, même lorsqu'elles sont connues et résolvables individuellement
iii) le fait que la résolution du modèle est trop grossière pour y insérer une représentation explicite d'un processus sous "sous-maille", c'est à dire dont l'échelle caractéristique est bien inférieure à celle du modèle. Ceci est souvent le cas pour les processus qui contrôlent l'interface continent-atmosphère et donc les relations entre le climat et l'hydrologie.

La manière de paramétrer les processus peut largement influencer le comportement global du modèle (Houghton *et al.* 1997). Les méthode d'ajustement des paramètres sont variables et peuvent reposer sur des critères théoriques, empiriques, statistiques ; ou sont calibrés pour ajuster

le modèle vers des simulations réalistes (Palmer 2001). Indirectement, les incertitudes issues de la paramétrisation sont ensuite retranscrites dans les calculs explicites qui utilisent les résultats issus des calculs sous-mailles.

Au delà l'incertitude sur la qualité des simulations climatiques qu'impose en partie la faible résolution du maillage, la compréhension même de la variabilité des processus climatiques est aussi directement limitée, en sortie de modèle, aux échelles grossières imposées par la maille de calcul.

1.2 Les échelles de la variabilité hydrologique

L'hydrologie s'attache à évaluer le bilan hydrique c'est à dire évaluer les transferts d'eau entre les différents réservoirs de la terre (atmosphère, océans et continents). Elle se différencie des autres disciplines qui traitent du cycle de l'eau (météorologie, climatologie, océanologie, glaciologie,...) par le fait qu'elle se concentre sur la connaissance des processus continentaux (Brutsaert 2005) et notamment des interactions qui lient les processus de ruissellement et d'infiltration aux conditions de surface.

1.2.1 Le bilan hydrologique et sa variabilité

A l'interface entre l'atmosphère et la surface continentale, le bilan hydrique ou hydrologique évalue le budget d'eau d'un système hydrologique selon l'équation :

$$P = Q + E + \Delta S \tag{1.1}$$

Signifiant que l'eau (P) qui entre dans le système pendant un temps donné se partage entre l'écoulement qui sort du système (Q), la reprise évaporatoire (E) et le stockage dans le système (ΔS).

Le bilan est sujet à une très forte variabilité spatiale et temporelle : la définition des résolutions spatiales et temporelles de la taille de surfaces et de la durée sur lesquelles sont calculés ces bilans, ainsi que la zone géographique considérée sont autant de facteurs qui vont déterminer l'importance respective de chacun des termes de l'équation 1.1 et la précision avec laquelle on peut espérer la résoudre.

A première vue on pourrait penser qu'en résolvant le bilan correctement sur de petites surfaces élémentaires et en les additionnant, on sera capable de calculer un bilan de plus grande échelle de manière correcte. En réalité, plusieurs facteurs rendent cette décision inopérante :

i) certains processus ne sont effectifs qu'à certaines échelles intermédiaires ou sur des zones particulières et sont donc mal ou pas du tout pris en compte dans des bilans locaux (par exemple le ruissellement organisé n'apparaît qu'à partir d'un seuil minimum de surface amont drainée, ce seuil variant d'un environnement à l'autre).

ii) Les mesures disponibles pour établir des bilans à petite échelle sont rares, souvent entachées de fortes erreurs et ne couvrant jamais de manière homogène le domaine d'intérêt de plus grande échelle.

iii) Les processus présentant la plus forte variabilité (donc ceux qui seront la source d'erreur dominante) ne sont pas les mêmes selon l'échelle considérée. En cumulant des bilans établis à petite échelle, on va donc cumuler les erreurs liées à une (ou plusieurs) variable(s) critique(s) à cette échelle, alors qu'en considérant cette variable à plus grande échelle elle jouerait un rôle moins important ou bien serait connue avec plus de précisions.

1.2.2 Le bilan hydrologique : une interaction complexe entre trois systèmes d'échelle

Les échelles mises en jeu dans le cycle de l'eau sont de trois ordres :

i) les échelles liées aux processus hydrologiques des surfaces continentales parmi lesquelles le ruissellement et l'infiltration jouent un rôle dominant,

ii) les échelles liées au forçage atmosphérique c'est à dire essentiellement le rayonnement, le vent et les précipitations,

iii) les échelles propres du "paysage hydrologique" étudié, caractérisé au premier plan par le relief et la végétation.

Nous nous référerons ici aux processus les plus couramment cités pour décrire le cycle hydrologique (figure 1.2).

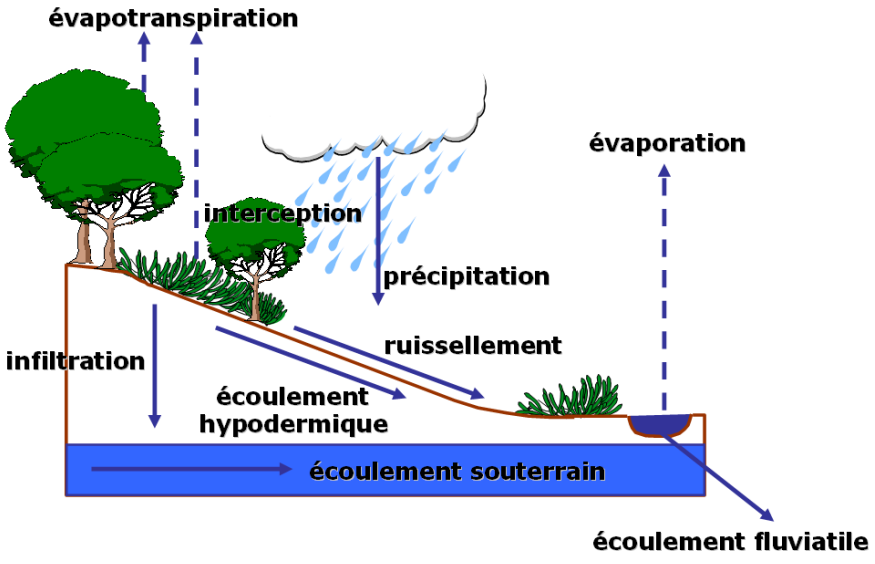


FIG. 1.2: Principaux processus hydrologiques

1.2.2.1 Echelles des processus hydrologiques de la surface continentale

Comme le montre la figure 1.3, les processus hydrologiques de la surface continentale se produisent à des échelles de temps et d'espace très variables et étendues .

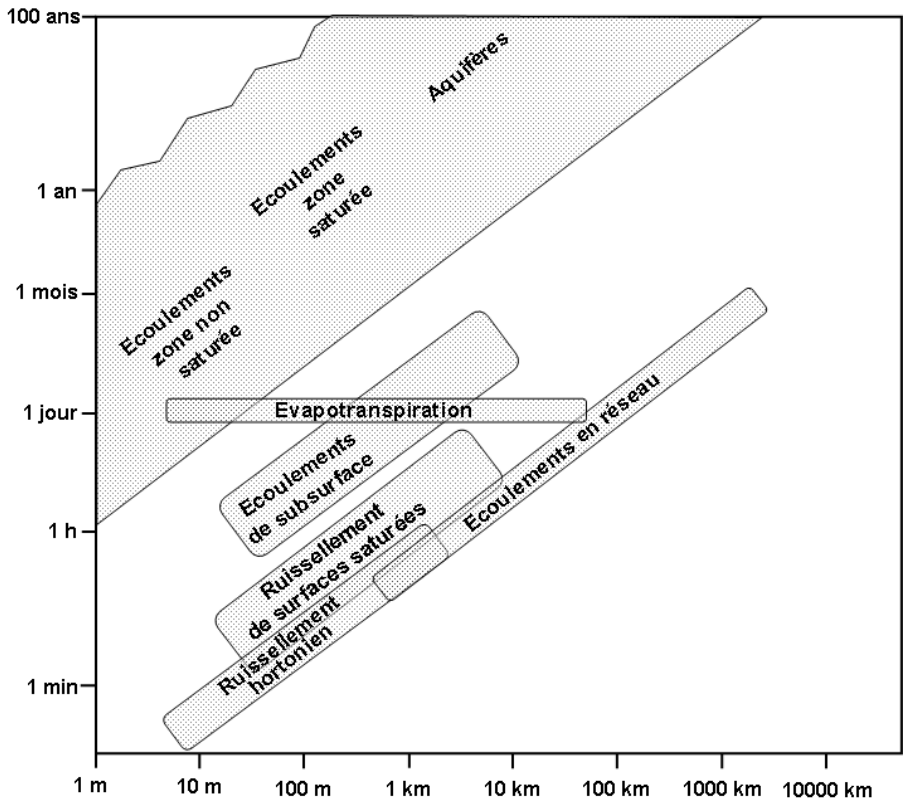


FIG. 1.3: Echelle spatiales et temporelles caractéristiques des processus hydrologiques continentaux (D'après Blöschl et Sivapalan 1995)

L'*infiltration* est la pénétration des eaux superficielles dans le sol. Elle peut s'opérer à petite échelle (inférieure au mm) dans la zone non saturée à travers les pores du sol par des mécanismes de succion. Elle peut aussi intervenir à des échelles supérieures (de l'ordre du mètre) correspondant à des zones d'écoulement préférentiel fournies par les racines ou les fissures du sol favorisant une infiltration de type gravitaire. L'eau infiltrée peut s'écouler jusque dans le sous sol et s'accumuler dans la zone saturée et éventuellement former des réserves profondes de grande échelle (transferts jusqu'à plusieurs années, sur des surfaces étendues de plusieurs km^2) définissant les aquifères.

L'*écoulement hypodermique* (ou de subsurface) se produit sur les premiers horizon du sol partiellement ou totalement saturés par l'eau infiltrée ou sur des nappes perchées temporaires. La vidange de ces éléments de subsurface est contrainte par l'opposition entre les mécanismes d'écoulements gravitaires et les mécanismes de rétention du sol. L'écoulement hypodermique s'étend sur une gamme d'échelles spatiales de 10 mètres à quelques kilomètres, pour un transfert temporel de quelques heures à plusieurs jours. Il est donc plus lent que le ruissellement de surface, mais plus rapide que l'écoulement différé des nappes souterraines.

L'*écoulement souterrain* est l'écoulement de l'eau infiltrée qui atteint la nappe phréatique. L'eau va transiter lentement à travers l'aquifère à une vitesse de quelques mètres par jour à quelques millimètres par an, avant de rejoindre le cours d'eau.

Le *ruissellement* est l'écoulement de l'eau à la surface du sol. Les processus de ruissellement sont de deux types :

- le ruissellement hortonien : il se produit de façon complémentaire à l'infiltration de l'eau de surface. L'eau issue de la pluie s'infiltre selon les mécanismes décrits précédemment dans la limite fixée par la capacité à infiltrer du sol. Si l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration, la partie superficielle du sol se sature et l'eau, qui ne peut pas s'infiltrer, ruisselle.
- Le ruissellement de surfaces saturées intervient lorsque les écoulements hypodermiques réapparaissent à la surface. Le ruissellement provient alors de la pluie qui ruisselle sur ces zones saturées donc imperméables, ainsi que de l'affleurement des eaux de subsurface. Le sol se sature ici par le bas (du sous sol vers la surface).

Les échelles mises en jeu par le ruissellement hortonien dépendent des caractéristiques à fine échelle définies sur les premiers mètres du sol pour un transfert rapide d'échelles temporelles caractéristiques comprises entre quelques secondes et une heure. Les échelles caractéristiques du ruissellement de surfaces saturées sont plus grandes puisqu'elles sont issues d'une organisation des écoulements à la subsurface du sol.

L'*écoulement fluviatile* (ou en réseau) se produit au sein du réseau de drainage dans lequel converge suffisamment d'écoulement, issu de la surface, de subsurface ou souterrain, pour permettre un écoulement à surface libre. Les échelles caractéristiques dépendent de la taille du réseau de drainage qui peut s'étendre de quelques dizaines de mètres à plusieurs milliers de kilomètres induisant des écoulements de quelques minutes jusqu'à plusieurs mois.

L'*évapotranspiration* est le transfert de l'eau vers l'atmosphère par évaporation du sol et transpiration des plantes. L'évapotranspiration agit à l'interface entre le système hydrologique continental et l'atmosphère. Elle dépend de l'activité phénologique des plantes et de la demande climatique en eau de l'atmosphère. Ses échelles caractéristiques sont dictées spatialement par la surface du couvert végétal, temporellement par le cycle journalier mais aussi par le cycle saisonnier (bien que la figure 1.3 ne le présente pas). Le forçage atmosphérique intervient aussi dans la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration.

1.2.2.2 Echelles des processus du forçage atmosphérique

Les précipitations sont l'unique entrée du bilan hydrologique. La définition exacte des précipitations prend en compte toutes les formes d'eau atmosphérique qui tombe sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...).

Les précipitations résultent d'un ensemble complexe de processus atmosphériques qui se développent et interagissent sur une gamme d'échelle très étendue (figure 1.4). On distingue trois grandes échelles atmosphériques : la macro-échelle, la méso-échelle et la micro-échelle.

Au sein de la macro-échelle s'organisent les grands systèmes de la circulation atmosphérique qui agissent sur la mise en place des processus de méso-échelle.

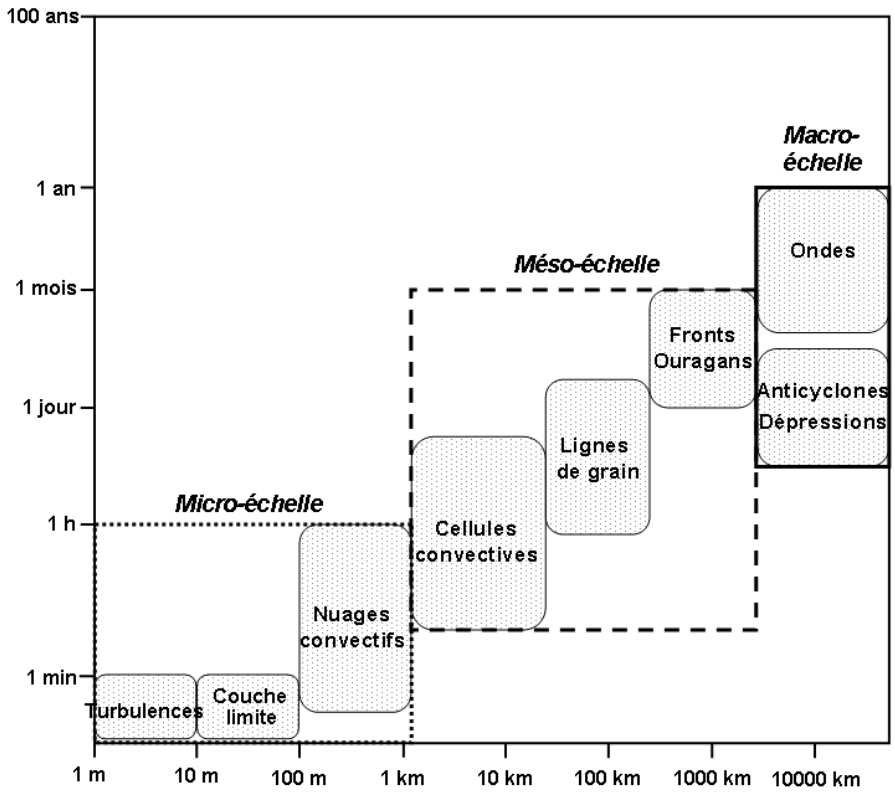


FIG. 1.4: Echelles spatiales et temporelles caractéristiques des processus atmosphériques (D'après Orlanski 1975)

La méso-échelle concerne plus particulièrement les systèmes pluviogènes. Ceux-ci se déclinent sous trois unités pertinentes pour l'hydrologie :

- l'échelle de la cellule convective
- l'échelle du système convectif organisé
- l'échelle de la perturbation frontale

La réponse des systèmes hydrologiques est largement dépendante des échelles spatio-temporelles très variables des précipitations ainsi que de leurs intensités. Aux systèmes convectifs sont associées des pluies intenses dont la cellule convective définit les échelles caractéristiques : une durée de vie assez réduite de l'ordre de l'heure et une surface active d'environ 100 km^2. Lorsque la convection est organisée, l'agencement des cellules convectives de forte intensité augmente la zone de couverture précipitante à des surfaces de 1000 à 10000 km^2, ainsi que la durée de précipitation qui s'échelonne de quelques heures à la journée. Ces systèmes étant composés de cellules convectives regroupées mais de pluviosité relativement indépendante, ils peuvent présenter une forte intermittence spatiale et temporelle interne au système. Les systèmes frontaux en revanche généreront plus souvent de la pluie stratiforme relativement homogène et peu intense pouvant s'étendre sur une grande surface (typiquement 100000 km^2) et présenter une durée de vie de plusieurs jours.

La micro-échelle prend en compte les processus à l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère que forme la couche limite. Aux échelles mises en jeu sont notamment pris en compte les mouvements d'air turbulents. Non indiqués sur la figure 1.4 les processus de micro-physique

de la pluie peuvent aussi inférer dans l'atmosphère libre. Une des échelles caractéristiques en est la goutte d'eau (hydrométéore) dont la taille peut informer sur l'intensité de la pluie. Cette échelle peut jouer un rôle dans la production de ruissellement. En effet, dans le cas des régions semi-arides, l'impact des gouttes va favoriser la formation de croûtes qui rendent la surface du sol très imperméable et limitent l'infiltration (Casenave et Valentin 1989).

Enfin le rayonnement, la température, la vitesse du vent et l'humidité de l'air (non indiqués sur la figure 1.4) déterminent l'évapotranspiration potentielle c'est à dire le seuil de déficit en humidité de l'atmosphère. Ce déficit peut être comblé partiellement ou totalement par l'évaporation de l'eau de surface et la transpiration des plantes dont l'activité phénologique est aussi dictée par ces composantes atmosphériques.

1.2.2.3 Echelles du paysage hydrologique

Parcelles, versants et bassins versants

Trois entités sont couramment identifiées pour caractériser un paysage hydrologique.

La parcelle se définit comme un système au propriétés structurelles suffisamment homogènes pour obéir aux lois de la physique du sol et de l'infiltration.

On parle de *versant* lorsque le ruissellement commence à s'organiser. A l'échelle du versant, le ruissellement de surface produit localement par mécanisme hortonien converge et s'écoule. C'est aussi à cette échelle que le ruissellement de surfaces saturées se met en place. Les écoulements ainsi produits s'accompagnent éventuellement de réinfiltration.

Le drainage des écoulements, à la surface par le réseau hydrique et dans le sous sol au niveau des nappes, définit l'échelle du *bassin versant*. L'aire de collecte des eaux de surface et souterraines considérée est déterminée à partir d'un exutoire. A l'exutoire est intégrée toute la complexité des processus multi-échelles qui déterminent la réponse du bassin versant. Selon l'exutoire qui le délimite, le bassin peut donc s'étendre sur une zone allant des quelques hectares (exemple des bassins urbains) à plusieurs centaines de milliers de km^2 (cas des grands fleuves). En général on parle de bassin de taille moyenne, pour un système défini sur des surfaces de 100 à plusieurs milliers de km^2. Les bassins intégrant des systèmes fluviaux développés, composés de plusieurs bassins de taille moyenne, définissent les systèmes hydrologiques continentaux ou bassins versants de macro-échelle.

Organisation du paysage hydrologique et processus prédominants

Les échelles caractéristiques des trois entités hydrologiques définies ci-dessus varient significativement selon les régions de travail considérées. Le relief, la pédologie et la végétation sont les trois facteurs de l'environnement physique qui vont déterminer les échelles caractéristiques d'une région donnée. L'influence humaine par le biais de l'occupation des sols notamment, peut ajouter un élément de complexité dans le paysage hydrologique. Il est à noter que ces différents éléments ne combinent pas leurs états de manière aléatoire pour produire une infinité de paysages possibles. Il existe en fait des liens entre relief, géologie, pédologie et végétation qui font que l'on

peut identifier des régions hydrologiques caractérisées par des topo-séquences types et par des unités élémentaires de taille et de fonctionnement peu variable.

Par ailleurs, chacun des processus et mécanismes hydrologiques décrits précédemment, est influencé par quelques caractéristiques identifiées du paysage hydrologique.

Ainsi, la mise en place de mécanismes hortoniens, s'opère en fonction des caractéristiques végétales et pédologiques des premiers mètres, voire des premiers centimètres du sol. Ces caractéristiques définissent les paramètres structurels (tels que la porosité) dont dépendent les paramètres hydrauliques (conductivité hydraulique, la pression capillaire,...). Ces derniers spécifient la capacité d'infiltration du sol, et donc le partage entre infiltration et ruissellement. Les mécanismes hortoniens sont favorisés sur les versants à faible capacité d'infiltration (sols nus au couvert végétal peu développé) et sujets à des pluies intenses telles que les bassins des régions semi-arides.

L'apparition de zones contributives saturées permettant la production de ruissellement de surfaces saturées intervient plutôt dans des bassins de régions humides au couvert végétal développé (forte capacité d'infiltration). Les zones contributives au ruissellement apparaissent sur des points d'accumulation d'eau qui dépendent essentiellement de la topographie et du type de sol.

L'écoulement en réseau est en partie lié aux caractéristiques géomorphologiques (pente et section du réseau de drainage) et les états de surfaces qui définissent la rugosité du sol qui influence la vitesse d'écoulement.

L'infiltration superficielle ou profonde, la présence d'écoulements de subsurface et souterrains dépendent de l'organisation pédologique du sol et de la géologie. Par exemple, la présence d'une couche relativement imperméable à faible profondeur favorise les écoulements de subsurface. La structure géologique du sous sol définit l'importance de l'écoulement souterrain.

L'évapotranspiration est directement liée à l'étendue du couvert végétal ansi qu'aux types de végétation qui le composent. De ces critères dépend l'activité phénologique et donc la redistribution de l'eau dans l'atmosphère.

Les échelles des processus atmosphériques ont été présentées précédemment pour décrire le "forçage atmosphérique". Le terme "forçage" a été employé pour décrire les précipitations en tant que variable d'entrée du bilan hydrique. En réalité le système continental et le système atmosphérique interagissent. La configuration du paysage hydrologique peut parfois jouer un rôle substantiel dans la pluviogénèse. Certains systèmes climatiques, tels que les systèmes de mousson tropicales dont nous reparlerons ultérieurement, sont largement influencés par les rétroactions issues du couvert végétal qui réalimente l'atmosphère en eau et structurent la couche limite, ce qui peut favoriser la formation de systèmes précipitants. La topographie est aussi un facteur déterminant : à grande échelle les massifs étendus peuvent influencer la circulation des courants atmosphériques, à méso-échelle les régions montagneuse présentent une météorologie fortement influencée par le relief qui favorise notamment la convection.

1.2.3 Conséquences pour la modélisation hydrologique

D'une manière très générale, la modélisation numérique appliquée à l'hydrologie peut être utilisée soit dans un cadre prédictif opérationnel (pour obtenir une réponse spécifique à un problème bien identifié), soit dans un cadre d'investigation aidant à la compréhension des mécanismes qui régissent le comportement hydrologique des bassins versants (Blöschl et Sivapalan 1995).

On dénombre une multitude de modèles, "presqu'autant que d'hydrologues" d'après Ambroise (1999). Leur diversité échappe à une classification rigoureuse toutefois on se prête souvent à les caractériser selon le type de modélisation (statistique ou déterministe), le mode de représentation des processus (conceptuel, empirique ou physique), selon la prise en compte de la variabilité spatiale des processus (modèles distribués ou globaux). Ces classifications sont assez arbitraires et somme toute peu opérantes. Comme pour les modèles climatiques (cf. 1.1), il semble plus pertinent de considérer avant tout les notions de représentation explicite et de paramétrisation qui permettent une caractérisation objective d'un modèle.

Quelle que soit l'approche utilisée, un modèle n'est qu'une représentation d'une part de la réalité . Le but n'est pas de créer le modèle "parfait" qui, comme le souligne Beven (1989) n'existera jamais, mais d'élaborer un modèle permettant de prendre en compte les paramètres déterminants dans la réponse du système étudié (Grayson et Blöschl 2000). La connaissance des caractéristiques du paysage hydrologique, des échelles intrinsèques aux processus hydrologiques continentaux et atmosphériques décrits permettront de définir les échelles pertinentes à prendre en compte dans les modèles.

1.2.3.1 Echelles de représentation des processus : résolution des modèles hydrologiques

La modélisation hydrologique nécessite dans un premier lieu de représenter numériquement le bassin versant. Celui-ci peut être divisé en unités hydrologiques qui définissent le maillage du modèle. Ces unités peuvent être définies par des mailles régulières, des sous bassins, des versants (exemple des REW -Representative Elementary Watershed- Reggiani 1998) ou encore des unités définies en fonction du paysage hydrologique comme ayant des caractéristiques hydrologiques équivalentes (exemple des HRU -Hydrological Response Unit- Kite et Kouwen 1992). Quel qu'en soit le type, ces unités définissent l'échelle qui délimite la formulation explicite des processus, de la paramétrisation des processus. On retrouve ici le même partage qui existe dans les modèles climatiques : les processus dont les échelles caractéristiques sont supérieures à la maille seront explicités en résolvant une équation sur chaque maille du modèle ; les processus dont les échelles caractéristiques sont inférieures à la maille seront paramétrés, c'est à dire représentés par des paramètres dont une valeur sera fixée de façon déterministe ou stochastique sur la maille, ou calibrée de façon à optimiser les simulations en fonctions d'observations sur le bassin ou à son exutoire. A la résolution du maillage correspond la représentation de certaines des hétérogénéités spatiales du paysage hydrologique, ainsi que la prise en compte d'une part de la variabilité spatiale des processus atmosphériques.

En pratique, pour l'étude du bilan hydrique des bassins versants de grande taille, on utilise couramment des modèles de macro-échelle au pas de temps mensuel (Gleick 1987; Bergström et Graham 1996; Guo *et al.* 2002) jusqu'au pas de temps journalier (Arnell 2003b) dont la résolution spatiale peut varier entre 20km à 150km selon les applications. Ces modèles s'utilisent aussi parfois pour l'évaluation du bilan hydrique de bassins de taille moyenne (Niel *et al.* 2003). Sur ces bassins, dès que l'on s'intéresse à la modélisation plus fine des hydrogrammes, on utilise des modèles plus élaborés cherchant à retranscrire de façon conceptuelle ou physique les processus de versant qui nécessitent souvent des données de pluie au pas de temps journalier jusqu'à la minute, prenant en compte le bassin soit dans sa globalité (Perrin *et al.* 2001) soit maillé jusqu'à des résolutions spatiales de quelques dizaines de mètres (Michaud et Sorooshian 1994a). Si des problématiques d'érosion ou de transport de solutés dans les sols sont considérées, il faudra alors descendre à des résolutions fines de l'ordre du centimètre, pour des pas de temps parfois inférieurs à la seconde (Nord et Esteve 2005).

1.2.3.2 Détermination des échelles de modélisation

Comme nous l'avons souligné dans la section 1.2.1, on pourrait croire que plus la représentation du bassin est fine, meilleures seront les simulations. Plusieurs problèmes contredisent cette idée :

- le coût de calcul engendré trop élevé
- la surparamétrisation (nombre de paramètres trop élevés)
- la résolution et l'échantillonnage des données incompatibles avec les résolutions des modèles

Le choix de la complexité d'un modèle relève avant tout des problèmes à résoudre sur le bassin étudié. D'une manière générale, un modèle considère le bassin versant comme l'adjonction d'une fonction de production définissant le partage entre ruissellement, infiltration et perte évaporatoire, et d'une fonction transférant l'écoulement issu de ce partage à l'exutoire. Le choix d'une formulation mathématique permettant de résoudre explicitement les processus cités, dépend de la taille imposée par la maille. Il n'existe pas d'équations permettant de résoudre les transferts hydrologiques dont les paramètres pourraient être estimés indépendamment de l'échelle à laquelle les transferts sont considérés (Blöschl et Sivapalan 1995). Pour des mailles de fine échelle, les lois de la mécanique des fluides peuvent être appliquées à l'étude des transferts hydrologiques et hydrauliques. Ces équations (exemple : équations de Richards pour l'infiltration, équations de Barré de Saint Venant pour les écoulements à surface libre) sont valides à des échelles spatio-temporelles ponctuelles instantanées. En pratique on leur attribue un certain domaine de validité spatial et temporel sous hypothèse d'une certaine homogénéité du comportement hydrologique et hydraulique sur la maille. A l'opposé, on peut aussi tout à fait adapter des équations conceptuelles permettant de rendre compte de la variabilité hydrologique à plus grande échelle comme par exemple les relations non linéaires de type SCS ou les fonctions de type réservoir.

Le choix de la résolution, de la formulation des processus associée et donc de la paramétrisation du modèle sont donc avant tout dictés par l' objectif de modélisation. Si l'objectif est de modéliser l'effet d'une modification du couvert végétal ou d'étudier l'effet de la variabilité spatiale de la pluie sur la réponse du bassin versant, le modèle doit représenter spatialement et de manière explicite, les processus influencés par cette variabilité spatiale. Les échelles à prendre en compte dans le

maillage pour représenter ces processus dépendront des échelles intrinsèques qui caractérisent leur variabilité. Si en revanche les effets spatiaux sur le bassin sont considérés comme secondaires par rapport aux objectifs de modélisation, il ne sera pas forcément nécessaire de prendre en compte de manière explicite la variabilité spatiale des processus en question.

La définition précise des objectifs de modélisation associée à la connaissance des processus pertinents à modéliser et de leurs échelles de variabilité sont donc essentielles à la détermination des résolutions spatio-temporelles à prendre en compte dans la modélisation hydrologique.

1.3 Incompatibilité des échelles de modélisation climatique et hydrologique

Aux vues de l'analyse issue des deux précédentes parties (cf. 1.1 et 1.2), l'inaptitude des modèles climatiques à fournir des scénarios adaptés à l'hydrologie intervient à deux niveaux. Elle est liée à (i) leur difficulté à représenter de façon explicite les processus de petite échelle, (ii) leur capacité limitée à fournir des données en sortie de simulations aux résolutions requises en entrée des modèles hydrologiques.

1.3.1 Problème d'échelle dans la représentation du cycle hydrologique dans les MCG

La capacité des modèles de climat à représenter la variabilité hydrologique est très limitée. La résolution grossière du maillage empêche de représenter correctement les processus hydrologiques, qu'ils soient atmosphériques ou surfaciques. Le tableau 1.2 résume les aptitudes des MCG à la modélisation climatique et hydrologique à plusieurs échelles. Les MCG ont été créés pour étudier les variations climatiques aux échelles de la circulation générale. Les variables hydrologiques sont en grande partie issues d'une représentation paramétrée et simplifiée du cycle de l'eau qui altère l'évaluation des échanges atmosphères-surfaces continentales-biosphère (Xu 1999; Loaiciga *et al.* 1996). C'est le cas par exemple des précipitations, du ruissellement, de l'évapotranspiration ou de l'humidité du sol dont les valeurs seront donc entachées d'une forte incertitude. La représentation actuelle du cycle de l'eau dans les MCG rend donc indispensable l'utilisation des modèles hydrologiques pour étudier l'impact du changement climatique (Xu 1999).

1.3.2 Problème d'échelle entre résolution de sortie des modèles climatiques et besoins de la modélisation hydrologique

La figure 1.5 représente de façon qualitative les échelles spatio-temporelles des processus climatiques explicitement représentés dans les modèles climatiques globaux en comparaison des résolutions requises pour une gamme représentative de résolutions des modèles hydrologiques.

Si les MCG donnent une bonne vision du climat global, leur capacité à simuler les climats régionaux est très limitée. Bien que les résolutions temporelles de calcul soient fines, les sorties de

	Bien simulé	Moins bien simulé	Mal simulé
Echelle spatiale	Globale 500×500 km	Régionale 50 ×50 km	Locale 0-50km
Echelle temporelle	Moyenne annuelle et saisonnière	Moyenne mensuelle	Moyenne journalière
Variables	Vent Température Pression atmosphérique	Nébulosité Précipitation Humidité	Evapotranspiration Ruissellement Humidité du sol
	Aptitude des MCG diminue →		
	Besoins de l'hydrologie augmentent →		

TAB. 1.2: Aptitude des MCG à simuler les variables climatiques et hydrologiques à plusieurs échelles (Inspiré de Xu 1999)

modèles, et en particulier les précipitations simulées, ne seront pas considérées comme pertinentes en dessous de un mois (Prudhomme *et al.* 2002) aux échelles de la maille de calcul.

De par cette forte incertitude, la plupart des scénarios climatiques ne sont disponibles actuellement que sous forme de scénarios de changement climatique c'est à dire que le climat est moyenné sur des périodes de 30 ans au pas de temps mensuel sur les grilles de résolution horizontale des modèles (Barrow et Lee 2000).

A ces échelles la modélisation hydrologique ne peut valablement s'appliquer qu'aux systèmes hydrologiques de macro-échelle, pour lesquels l'évaluation des bilans globaux pluriannuels reste possible (e.g. Arora *et al.* (1997)). Pour les échelles inférieures, force est de constater l'incompatibilité des échelles de modélisation du climat avec les échelles requises pour la modélisation hydrologique. Les simulations atmosphériques, qu'elles soient passées (réanalyses issues des observations injectées dans les MCG) ou futures (simulations de scénarios climatiques) ne sont donc pas aptes à répondre à la majorité des besoins de la modélisation hydrologique.

Les climatologues, qui étudient les changements climatiques à l'échelle régionale, tout comme la communauté scientifique, qui cherche à en évaluer l'impact, doivent dès lors recourir à des méthodes alternatives permettant de passer des échelles des MCG aux échelles d'intérêt régional ou local.

1.4 Résoudre les problèmes d'échelle

Plusieurs méthodes existent permettant de passer des échelles des MCG aux échelles d'intérêt pour les études régionales ou locales de la variabilité climatique et de son impact.

Deux approches sont communément utilisées pour classifier les méthodes permettant de résoudre les problèmes d'échelle. La première sépare les méthodes physiques des méthodes statistiques, la seconde sépare les problèmes d'incompatibilité d'échelles temporelles, des problèmes

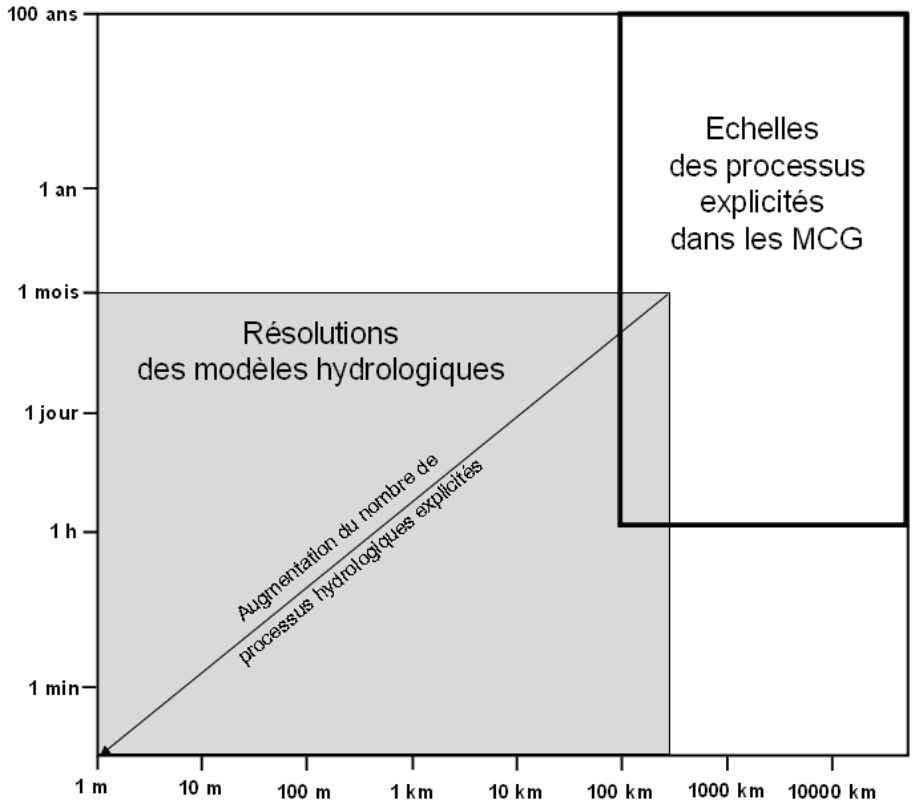


FIG. 1.5: Gamme des échelles des modèles hydrologiques et échelles des simulations en sortie des modèles climatiques globaux (MCG)

d'incompatibilité d'échelles spatiales. Outre ces considérations, nous différencierons ici les méthodes dites de *désagrégation*, des méthodes dites de *réduction d'échelle* (en anglais *"downscaling"*). Les méthodes de désagrégation permettent de construire des scénarios de pluie sous-maille réalistes directement à partir des chroniques de pluie en sortie des MCG. Le cumul ou l'agrégation de la pluie désagrégée devra être en adéquation avec le total de pluie à la résolution initiale du modèle de climat. En revanche les méthodes de réduction d'échelle sont fondées sur les liens existant entre un ensemble déterminé de variables à la résolution des MCG et la pluie locale ou régionale dont l'estimation peut être indépendante des valeurs pluviométriques calculées sur la maille du MCG (Koutsoyiannis 2003).

1.4.1 Techniques de désagrégation

Les méthodes de désagrégation font appel à des techniques permettant de simuler la pluie à fine échelle en respectant la valeur conditionnante (pluie moyenne sur la maille à un pas de temps donné) qui est la seule donnée utilisée issue du MCG. Des méthodes déterministes ou stochastiques sont employées afin de reproduire certaines des caractéristiques statistiques représentatives de la variabilité spatio-temporelle sous maille de la pluie (moments statistiques à plusieurs ordres, covariance spatiale ou temporelle, etc...).

1.4.1.1 Désagrégation spatiale

– Méthodes déterministes

Une des méthodes de désagrégation spatiale consiste à interpoler les sorties des MCG sur une grille plus fine. Une illustration de cette méthode est donnée par Hulme (1998) qui interpolent les précipitations mensuelles en sortie du modèle de climat HadCM2 sur l'Angleterre à une résolution de 10 km. Ce procédé est assez critiquable, comme le souligne Hewitson (2003), dans la mesure où la valeur au point de grille n'est pas représentative d'une valeur ponctuelle mais d'une valeur moyenne sur la maille. En outre, Hulme (1998) considèrent ce type d'interpolation comme trop simpliste pour représenter la variabilité spatiale de la pluie car il n'apporte pas d'autre information que celle fournie par le MCG.

Pour palier à ce manque d'information des facteurs locaux influençant la répartition spatiale des précipitations peuvent être pris en compte tels que les effets orographiques en utilisant par exemple un indice topographique moyen qui pondère la répartition spatiale des précipitations en fonction du relief (Wilby *et al.* 1999) .

Ces méthodes présentent la particularité d'être déterministes, c'est à dire qu'elles associent à une configuration pluviométrique à l'échelle synoptique de la maille du MCG, une unique configuration pluviométrique à l'échelle sous maille. Cette approche trouve très rapidement sa limite dès lors que l'on considère la variabilité de la pluie à des échelles inférieures à la méso-échelle car de nombreuses interactions interviennent agissant de façon très aléatoire sur la réparation des précipitations. Afin de représenter cette variabilité de fine échelle, il est nécessaire de recourir à des approches stochastiques.

– Méthodes stochastiques

L'utilisation de méthodes stochastiques permet d'introduire dans la désagrégation, la connaissance de caractéristiques statistiques représentatives d'une part de la variabilité spatiale sous maille des précipitations. De tels schémas de désagrégation spatiale existent parfois dans les MCG et permettent de rendre compte d'une variabilité partielle de la pluie pour résoudre certaines équations issues de la paramétrisation des processus sous maille. Le mode de désagrégation employé dans les modèles climatiques est relativement simple, il se déroule en deux étapes rappelées par Onof *et al.* (1998) : les MCG supposent que la pluie se produit sur une fraction ε de la surface totale de la maille. Les intensités de pluie sur la zone délimitée sont ensuite simulées de façon indépendante selon une loi de distribution adaptée, par exemple une loi exponentielle de paramètre $\mu = \varepsilon/\bar{P}$ où $\bar{P}$ est la pluie moyenne sur la maille afin de respecter la valeur conditionnante. Dans sa configuration la plus simple ε peut prendre uniquement deux valeurs définies pour les précipitations de type convectif ($\varepsilon = 0.1$) et les précipitations stratiformes ($\varepsilon = 0.3$ ou $\varepsilon = 0.5$ selon les modèles) (Mackay *et al.* 2001). Onof *et al.* (1998) ont proposé d'améliorer la représentation de la variabilité spatiale des précipitations, en reliant le paramètre ε à la valeur $\bar{P}$ de pluie sur la maille selon une simple loi logarithmique en adéquation avec l'observation de champs de pluie mesurés par radar.

Des méthodes de désagrégation statistique spatiale plus élaborées résolvent le conditionnement de la valeur moyenne spatiale de la maille par une approche Bayésienne (lois de probabilité liées

aux processus pluviométriques conditionnées par la valeur moyenne de la maille du MCG). C'est le cas de Onibon *et al.* (2004), dont nous reparlerons ultérieurement dans ce mémoire, qui ont utilisé l'algorithme de Gibbs associé à un algorithme d'"acceptation-rejet" pour simuler des champs de pluie préservant les lois marginales ponctuelles de la pluie ainsi que la covariance spatiale tout en conservant la lame d'eau spatiale. Mackay *et al.* (2001) ont aussi utilisé l'algorithme de Gibbs pour désagréger des sorties de MCG en se concentrant particulièrement sur la mémoire temporelle qui existe entre la localisation des zones pluvieuses entre deux champs successifs de précipitation .

D'autres méthodes reposant sur les propriétés d'invariance d'échelle de la pluie permettent de désagréger spatialement les sorties de modèles atmosphériques (e.g. Gupta et Waymire 1993; Over et Gupta 1994). Ces modèles sont en général difficiles à implémenter car ils nécessitent des mesures fines de la variabilité spatiale de la pluie permettant d'estimer la gamme d'échelles pour lesquelles l'hypothèse d'invariance d'échelle est valide.

1.4.1.2 Désagrégation temporelle

La désagrégation statistique temporelle peut se décliner sous plusieurs formes selon la résolution temporelle initiale et la résolution temporelle à atteindre.

La méthode initiée par les pionniers de la désagrégation temporelle (Valencia et Schaake 1973), a été largement utilisée et améliorée pour la désagrégation temporelle du pas de temps annuel au pas de temps mensuel. Pour des pas de temps plus fin, cette formulation, basée sur une relation matricielle linéaire entre la pluie à simuler et la valeur conditionnante, ne permet pas de respecter les propriétés statistiques de la pluie et en particulier l'asymétrie des distributions non gaussiennes de la pluie à plus faible pas de temps (Koutsoyiannis 2003).

Pour la désagrégation au pas de temps journalier ou événementiel (par exemple passage du mensuel au journalier), on peut citer les approches probabilistes classiques incluant les modèles statistiques mécanistes qui associent une loi de probabilité de cumul de la pluie non nulle à une loi de probabilité d'occurrence de la pluie. Les modèles d'occurrence peuvent par exemples être issus d'une loi de poisson (événements pluvieux indépendants) ou d'une chaîne de Markov (événements successifs dépendants jusqu'à un certain ordre). Les lois de distribution de cumul pluviométrique sont les lois classiques de la distribution de la pluie à ces pas de temps telles que les lois gamma et exponentielle.

Pour la désagrégation à des pas de temps inférieurs au journalier (par exemple du journalier à l'horaire) une des méthodes les plus simples consiste à ajuster un modèle de hyétogramme synthétique dont les paramètres sont reliés au cumul de l'événement à désagréger (Prodanovic *et al.* 2005; Guillot et Lebel 1999b). Des méthodes plus complexes très couramment utilisées sont issues des modèles de processus de Poisson dont les applications les plus connues sont les schémas de Neyman-Scott (Cowpertwait 1991) ou de Bartlett-Lewis (Onof et Wheater 1993) qui simulent l'occurrence des événements pluvieux puis les intensités de pluie soit en agençant aléatoirement autour du centre de l'événement des cellules pluvieuses identiques (Neyman-scott) soit en distribuant aléatoirement la position, durée et l'intensité des cellules dans l'événement

(Bartlett-Lewis). Ces modèles stochastiques sont utilisés pour simuler des chroniques de pluie sans contrainte ou non conditionnée, mais peuvent tout aussi bien être utilisés en mode désagrégation en contraignant les simulations à respecter des valeurs journalières ou événementielles (simulations conditionnées). A cet effet une procédure assez généraliste de désagrégation temporelle a été élaborée par Koutsoyiannis et Onof (2001) basée sur des simulations de pluie à l'aide de la méthode de Bartlett-Lewis associée à une fonction d'ajustement des intensités permettant le conditionnement des simulations par une valeur globale. Ces modèles ont été appliqués dans de nombreuses régions du monde avec de bons résultats mais présentent souvent des difficultés à correctement modéliser les épisodes secs (Burlando et Rosso 2002a).

D'autres méthodes de désagrégation temporelle élaborées par le biais de méthodes multifractales comme celles proposées par Olsson (1998) et plus récemment des réseaux de neurones (e.g. Kumar et Raju 2000) ou de modèles chaotiques (Sivakumar *et al.* 2001) sont en développement. Elles ont en commun de s'appuyer sur une représentation "universelle" des relations d'échelle et donc de limiter le nombre de paramètres nécessaires à leur mise en oeuvre. Leur utilisation est encore limitée.

1.4.1.3 Désagrégation spatio-temporelle

Les méthodes présentées précédemment considèrent séparément la désagrégation spatiale qui s'opère à résolution temporelle fixe et la désagrégation temporelle qui s'opère à résolution spatiale fixe. Il est pourtant parfois nécessaire selon les objectifs de désagrégation de réduire à la fois les échelles spatiales et les échelles temporelles des sorties de MCG.

La désagrégation spatio-temporelle des précipitations est le plus souvent issue de l'extension de la désagrégation temporelle locale ou mono-site à la désagrégation temporelle multi-site. L'ajout d'une relation de covariance croisée permet d'établir une cohérence spatiale entre les simulations mono-sites (e.g. Koutsoyiannis 2003; Fowler *et al.* 2005).

La désagrégation spatio-temporelle peut aussi se formaliser en reliant la désagrégation spatiale et la désagrégation temporelle par un modèle de dynamique des systèmes désagrégés (e.g. Guillot et Lebel 1999b ; Foufoula-Georgiou et Vuruputur dans l'ouvrage de Grayson et Blöschl 2000).

1.4.1.4 Commentaires sur les méthodes de désagrégation

Le choix d'une méthode de désagrégation dépend largement de l'écart entre la résolution de la maille et la résolution à atteindre. Pour des échelles de variabilité pluviométrique importante inférieures à la méso-échelles, les méthodes stochastiques apparaissent comme une alternative efficace aux méthodes déterministes qui sont rapidement limitées.

Les approches stochastiques probabilistes en particulier permettent, compte tenu de la contrainte issue de la valeur imposée par le modèle, de fournir plusieurs réalisations équiprobables respectant les propriétés statistiques de la pluie. Ceci permet notamment de ne pas être limité en résolution dès lors que les propriétés statistiques de la pluie sont connues aux échelles considérées. En re-

vanche, ce type de désagrégation se heurte aux écueils classiques des méthodes statistiques tels que la sensibilité de l'inférence des propriétés statistiques à l'échantillonnage des données, ainsi que la difficulté d'extrapoler ces propriétés à des situations non représentées dans l'ensemble d'apprentissage. En outre, les simulations stochastiques ne peuvent pas toujours retranscrire de façon satisfaisante l'influence de certains paramètres déterminants dans la genèse des précipitations tels que l'influence des hétérogénéités de surface liées au relief ou à la végétation. Ces paramètres seront beaucoup mieux intégrés par les approches physiques.

D'une manière générale la désagrégation est très largement dépendante des simulations de pluie issues des MCG qui, étant donnée la représentation simplifiée du cycle de l'eau et de ses composantes, restent très incertaines. L'incertitude sera donc directement reportée dans les échelles pluviométriques sous mailles.

1.4.2 Techniques de réduction d'échelle ou "downscaling"

Contrairement à la désagrégation qui n'utilise que l'information pluviométrique issue des MCG, les méthodes de réduction d'échelle s'appuient sur un ensemble de variables climatiques simulées à l'échelle de la maille pour estimer la pluie à des échelles inférieures à la maille.

1.4.2.1 Réduction d'échelle à base physique

La réduction d'échelle à base physique tente de résoudre les problèmes d'échelle par des méthodes analytiques du type de celles employées dans les MCG en simulant les processus climatiques à des résolutions plus fines.

Les modèles à résolution variable par exemple permettent d'affiner le maillage sur la zone d'intérêt tandis qu'il sera relâché sur le reste du globe (e.g. Déqué et Piedelievre 1995). Ces modèles sont prometteurs mais leur application à l'élaboration de scénarios climatiques de long terme reste encore numériquement trop coûteuse.

Une autre stratégie consiste à utiliser des modèles à aire limitée. La limitation de la surface de simulation permet d'augmenter la finesse du maillage du modèle. Les modèles climatiques régionaux (MCR) ont été développés à cet effet (e.g. Giorgi et Mearns 1999). L'élaboration de scénarios climatiques via les MCR est réalisée en forçant aux limites du domaine le modèle par les sorties d'un MCG. Deux approches peuvent être adoptées pour réaliser ce forçage (IPCC 2001). La première approche consiste à réaliser la paramétrisation indépendamment pour le MCG et le MCR en fonction de leur résolution respective. Cette méthode permet de résoudre de façon explicite, au sein de la zone d'intérêt, certains processus initialement paramétrés dans le MCG. En revanche elle rend parfois difficile l'analyse des résultats entre les simulations du MCG et celles du MCR car ceux-ci ne dépendent pas uniquement d'un changement dans la résolution du maillage. La seconde approche consiste à adopter la même physique dans les MCR que celle adoptée dans le MCG. Le simple affinement du maillage horizontal (résolution spatiale entre 25 et 50km selon les modèles) permet de mieux prendre en compte les échelles des forçages naturels par une plus fine représentation de la surface (topographie, végétation,...) et d'améliorer ainsi

la simulation des processus associés (systèmes précipitants convectifs, évaporation, ...). D'après l'IPCC (2001), bien que la physique adaptée à la résolution des MCG ne soit pas forcément compatible avec la résolution des MCR, la seconde méthode est plus robuste que la première et semble certainement plus adaptée pour l'élaboration de scénarios climatiques régionaux.

L'utilisation des modèles régionaux pour résoudre physiquement les problèmes d'échelle permet de prendre en compte une grande partie des interactions qui interviennent entre les différents processus et qui conditionnent la variabilité du cycle de l'eau. En revanche, l'utilisation de ces modèles présente l'inconvénient de ne pouvoir améliorer leur résolution sans fortement augmenter les coûts de calcul. Les résolutions spatio-temporelles atteintes par ces modèles restent donc encore limitées. Enfin leur forçage au limite étant assuré par les MCG à tous les pas de temps de calcul, la qualité de leurs simulations reste encore largement dépendante de la capacité des MCG à simuler le climat à ces échelles.

1.4.2.2 Techniques statistiques de réduction d'échelle

Les méthodes statistiques de réduction d'échelle reposent sur l'élaboration de relations statistiques entre des variables de climat à grande échelle (synoptique ou échelle de la maille du MCG) et les variables de climat à petite échelle (ponctuelle ou locale). Elles sont donc avant tout des méthodes de réduction d'échelle spatiale. Les relations statistiques sont appelées *fonctions de transfert*. Elles sont d'abord calées et évaluées sur la base d'observation puis ensuite appliquées aux sorties de MCG afin d'élaborer des scénarios climatiques locaux (Barrow et Lee 2000).

Les variables utilisées comme prédicteurs de grande échelle doivent être choisies de façon à (Wilby *et al.* 1999) i) être correctement simulées par les MCG, ii) être disponibles à la fois dans les archives d'observation ainsi qu'en sortie des MCG comme par exemple la pression de surface des océans, les champs d'humidité, de vent ou de température, iii) être corrélées avec la variable locale d'intérêt (prédictant, ici la pluie) aux pas de temps pertinents. Les prédicteurs sont statistiquement sélectionnés selon le pourcentage de variance expliquée du prédictant (Wilby *et al.* 2005).

On distinguera trois types d'élaboration de fonctions de transfert que sont les méthodes régressives, les méthodes statistico-dynamiques et les méthodes de simulations stochastiques.

– Méthodes régressives

Les méthodes régressives sont le moyen le plus direct de représenter les relations statistiques de transfert d'échelle. La fonction de transfert est élaborée selon les techniques couramment utilisées pour mettre en relation plusieurs variables incluant des méthodes linéaires telles que la régression multiple, la corrélation canonique, l'analyse en composantes principales (Wilby *et al.* 2005) ou des méthodes non linéaires comme par exemple des réseaux neuronaux artificiels (Crane et Hewitson 2004).

Wilby *et al.* (1999) notent la facilité de mise en oeuvre de certaines méthodes régressives mais soulignent, de par le lien direct déterministe qu'elles imposent entre les prédicteurs et le prédictant, la difficulté de ces méthodes à expliquer de façon satisfaisante la variance des processus

à l'échelle ponctuelle (moins de 40% de la variance expliquée pour la pluie journalière). Pour palier à ce manque, Wilby *et al.* (1999) proposent de recourir à des approches plus stochastiques.

– Méthodes statistico-dynamiques

Les méthodes statistiques de réduction d'échelle peuvent être affinées selon des considérations dynamiques. Des structures atmosphériques caractéristiques sont alors classées en type de temps selon des critères qualitatifs tels que ceux proposés par Lamb (1972) au Royaume Uni ou selon des méthodes plus quantitatives basées sur l'analyse en composantes principales des structures. Sur la zone d'intérêt, les observations permettent d'associer un ensemble de valeurs de précipitation locale pour chaque type de temps défini à grande échelle (Leith 2005).

La méthode dite des analogues rentre dans l'approche statistico-dynamique. Développée pour la prévision météorologique (Bontron *et al.* 2002) on peut également l'appliquer dans une optique de réduction d'échelle climatique (e.g. Zorita et Von Storch 1999). Une circulation atmosphérique simulée par un MCG est comparée à chacune des situations climatiques observées dans le passé. La situation la plus ressemblante selon un critère à établir, est choisie comme l'analogue de la situation simulée. La situation climatique locale observée pour cet analogue sera ensuite associée à la situation simulée. Plusieurs analogues peuvent être trouvés définissant alors une distribution de pluie pour la situation locale. L'efficacité de cette méthode dépend du nombre d'analogues disponibles permettant de couvrir l'ensemble des situations atmosphériques et nécessite donc de longues séries d'observations. Dans une application à la désagrégation des pluies hivernales en Espagne, Zorita et Von Storch (1999) ont montré que malgré sa simplicité cette méthode pouvait s'avérer tout aussi efficace que des méthodes régressives parfois beaucoup plus complexes à implémenter, en montrant notamment la forte capacité des analogues à retrouver la variabilité des pluies journalières. La méthode risque en revanche d'être limitée par sa difficulté à trouver des analogues pour des climats très différents de ceux observés et disponibles dans les archives.

– Modèles stochastiques de précipitation

On parle de réduction d'échelle statistique pour des modèles de simulation stochastique de pluie lorsque les paramètres des modèles sont ajustés en fonction des caractéristiques atmosphériques à grande échelle. L'ajustement des paramètres des modèles est réalisé à l'aide des techniques de réduction d'échelle statistiques énoncées précédemment (Schnur et Lettenmaier 1998). Les prédicteurs atmosphériques des paramètres des modèles sont alors les mêmes que lorsque la précipitation est le prédictant direct.

Dans la littérature, les modèles les plus souvent appliqués à la réduction d'échelles sont les générateurs de conditions météorologiques. Ce sont des modèles statistiques qui simulent localement plusieurs variables météorologiques telles que la pluie, la température, ou le rayonnement solaire (Semenov et Barrow 1997). Dans ces modèles la pluie est simulée pour un site donné en considérant l'occurrence dépendante d'un pas de temps à l'autre (souvent le pas de temps journalier). Les chroniques de pluie sont donc simulées soit en définissant séparément des périodes humides et des périodes sèches, soit en utilisant des chaînes de Markov basées sur des probabilités de transition d'un jour sur l'autre (par exemple la probabilité qu'un jour humide suive un jour sec ou la probabilité qu'un jour humide suive un jour humide).

La calibration des paramètres de ces modèles est réalisée à l'aide de données à l'échelle locale. L'ajustement d'une fonction de transfert permet ensuite de modifier les paramètres en fonction des perturbations climatiques issues des sorties de MCG.

On peut élargir les applications de réduction d'échelle à l'ensemble des modèles de pluie stochastiques dont les paramètres peuvent potentiellement être reliés à des structures de grande échelle. Ce qui est le cas pour des modèles de type Neymann-Scott ou Bartell-Lewis, ou plus généralement l'ensemble des modèles de simulation spatio-temporelle de pluie qui ont pu être cités comme applicables à la désagrégation.

L'utilisation des modèles stochastiques de précipitation pour la réduction d'échelle présente l'avantage de correctement reproduire la variabilité spatio-temporelle de la pluie à haute fréquence (statistiques aux pas de temps inférieurs ou égaux au journalier). En revanche elles reproduisent moins bien la variabilité de basse fréquence (mensuelle, saisonnière ou annuelle) (Wilby 2002). L'ajout de prédicteurs basse fréquence tels que les indices d'oscillation atmosphérique du type El-Nino ou oscillations Atlantiques Nord peuvent parfois être utilisés pour améliorer les simulations de long terme (Wilby 2002).

– Commentaires sur la réduction d'échelle statistique

De façon générale les techniques statistiques de réduction d'échelle sont beaucoup moins coûteuses que les techniques purement physiques. Leur implémentation est ainsi beaucoup plus aisée et leur exécution plus rapide. En revanche elles nécessitent de disposer de longues séries de données aux échelles des modèles climatiques et aux échelles locales afin de calibrer de manière robuste la fonction de transfert (Prudhomme *et al.* 2002).

En outre ces méthodes reposent sur trois hypothèses fortes (Charles *et al.* 2004) : (i) les MCG simulent de façon satisfaisante les prédicteurs de la fonction de transfert (ii) la fonction de transfert explique une part suffisante de la variabilité de la pluie aux échelles locales (iii) la relation entre prédicteurs et prédictant reste valide pour des périodes autres que les périodes de calibration. La première hypothèse nécessite de vérifier sur la période présente si les modèles de climat sont capables de simuler correctement la variabilité des prédicteurs. Cette vérification est nécessaire mais pas suffisante pour affirmer que les prédicteurs seront toujours correctement simulés sur les périodes futures. La deuxième hypothèse est aussi évaluée en mesurant les performances de la fonction de transfert sur les observations. Le taux de variance expliqué est un compromis entre : les approches stochastiques qui permettent d'expliquer une plus grande part de variance mais qui présentent l'inconvénient de difficilement contraindre les simulations dans les évolutions de long terme, et les approches plus déterministes qui permettent de mieux moduler les simulations à long terme mais qui laissent peu de liberté au prédictant pour varier dans les échelles plus fines. Enfin la dernière hypothèse reste la plus difficile à vérifier et nécessite de prendre avec beaucoup de précautions les projections climatiques futures et leurs impacts.

1.5 Etudes d'impact hydrologique du changement climatique

1.5.1 Principe

Les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie se sont développées au cours de ces dernières années dans de nombreuses régions du globe. Leur principe repose sur la perturbation, issue ou non des modèles de climat, des variables d'entrée d'un modèle hydrologique adapté au bassin étudié. Les paramètres les plus souvent modifiés sont donc la précipitation et la température (qui contrôle en partie l'évaporation). En l'absence de connaissance des rétroactions entre le changement climatique et les modifications éventuelles du fonctionnement hydrologique du bassin versant, les modèles hydrologiques sont utilisés sans changement de leurs paramètres. Leur calibration effectuée sur les données observées est donc considérée comme stationnaire sur la période du changement climatique. Les sorties de modèles (le plus souvent le débit à l'exutoire) sont ensuite comparées entre la période future au climat modifié et la période présente.

1.5.2 Problèmes d'échelle dans les études d'impact hydrologique du changement climatique

Les premières études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie, relativement récentes (voire par exemple Gleick 1986), ont immédiatement posé le problème d'incompatibilité des échelles entre la modélisation climatique et la modélisation hydrologique. Pourtant l'utilisation de méthodes de désagrégation ou de réduction d'échelle développées pour résoudre les problèmes d'échelle ne sont que depuis récemment utilisées dans les études d'impact.

En pratique il est difficile de mettre en place une stratégie permettant à la fois de prendre en compte au mieux les connaissances des modifications du climat et les incertitudes qui y sont liées, puis de répercuter ces modifications à l'échelle du système étudié en respectant les besoins de la modélisation hydrologique, le tout en gardant une approche assez simple permettant la génération de calculs sur des périodes relativement longues. Les études d'impact sont donc souvent un compromis entre ces trois éléments.

On peut dès lors classifier les différentes méthodes utilisées selon la manière qu'elles ont d'utiliser les sorties des modèles climatiques, d'où découle une stratégie pour résoudre le problème d'échelle.

1.5.2.1 Utilisation d'aucune information issue des MCG : scénarios de sensibilité

La stratégie la plus simple consiste à ne pas inclure l'information du changement climatique issue des sortie des MCG dans les scénarios. Le changement climatique est alors fixé de façon arbitraire en imposant des modifications dans les variables hydrologiques de forçage du modèle appliqué au bassin versant. Beaucoup d'études ont recours à l'élaboration de tels scénarios dits de sensibilité. Les précipitations peuvent être modifiées graduellement par un pourcentage de changement qui peut être appliqué comme un facteur multiplicatif sur les pluies observées (Pa-

nagoulia et Dimou 1997; Guo *et al.* 2002; Chiew *et al.* 1995; Nash et Gleick 1991). Des analyses plus fines peuvent être réalisées en séparant les modifications selon qu'elles concernent l'intensité de la pluie ou l'occurrence des événements pluvieux. D'autres paramètres climatiques comme l'évaporation peuvent être modifiés de la même manière ainsi que certains paramètres intrinsèques à la structure du modèle pour éventuellement intégrer des effets de changement dans l'hydrologie de bassin Legesse *et al.* (2003).

Cette méthode présente le sérieux avantage d'être simple et peut être tout à fait instructive pour comprendre le fonctionnement des bassins. On respecte en effet très facilement les échelles spatio-temporelles pertinentes pouvant influencer la réponse hydrologique et qui peuvent potentiellement être influencées au cours d'un changement climatique. En revanche, l'absence de lien avec la modélisation climatique retire à cette méthode toute valeur prédicitive.

1.5.2.2 Utilisation des tendances moyennes issues des MCG : méthode du facteur de changement

Etant donnée la qualité relative des simulations des MCG, l'utilisation directe de leur sortie pour la modélisation hydrologique pose problème (Gleick 1986; Prudhomme *et al.* 2002; Wood *et al.* 2002). Les tendances pluriannuelles simulées par les MCG sont parfois préférablement utilisées (voire partie 1.3) aboutissant à la méthode dite des *facteurs de changement*. Cette méthode, qui se décline également sous les noms de méthode des ratios, méthode des anomalies, méthode delta ou méthode de perturbation, est la plus répandue pour étudier l'impact du changement climatique.

Afin de s'abstraire des biais internes aux modèles de climat, la méthode des facteurs de changements propose de ne se baser que sur l'analyse des changements du climat moyen simulés par les modèles. La différence ou le ratio entre le climat simulé sur la période future et le climat simulé sur la période de contrôle (simulation du climat présent) sont calculés. Le facteur de changement ainsi obtenu, considéré comme indépendant des biais relatifs au MCG, est alors utilisé pour perturber les conditions actuelles issues des observations (IPCC 2001; Prudhomme *et al.* 2004; Arnell *et al.* 2003; Arnell 2003a; Wood *et al.* 2002; Chiew et McMahon 2002; Chiew *et al.* 1995; Nash et Gleick 1991). Par exemple sur plusieurs bassins de macro-échelles, Arnell (2003a) calcule à partir de MCG les anomalies mensuelles moyennes de précipitation entre la période climatique présente de référence (1961-1990) et trois périodes futures (2010-2039, 2040-2069 et 2070-2099). Ces anomalies sont utilisées pour perturber les données mensuelles mesurées sur les bassins sur la période de référence. Les 360 valeurs de pluie mensuelle qui composent la chronique observée de 30 ans, sont donc multipliées par les anomalies moyennes de chacune des périodes futures et viennent forcer un modèle hydrologique de macro-échelle (pas de temps mensuel, résolution spatiale 0.5°x0.5°). Les simulations issues des données perturbées par les anomalies sont ensuite comparées période par période aux simulations issues des données observées.

La perturbation des observations par des tendances moyennes a l'avantage d'être facilement applicable et permet d'adapter les changements climatiques directement aux échelles mises en jeu dans le forçage des modèles hydrologiques, dans la mesure où l'on suppose que les données

observées sont adaptées à ces échelles. En revanche, si cette méthode reste compatible -en terme de résolutions spatiale et temporelle- avec une approche de modélisation de macro-échelle, elle est très limitée pour l'étude des évolutions à plus fines échelles. En effet, les tendances calculées aux résolutions spatio-temporelles des MCG ne sont pas représentatives des modifications qui peuvent se produire aux échelles spatio-temporelles inférieures. En particulier, d'éventuelles modifications dans les propriétés statistiques spatio-temporelles des données historiques (par exemple l'occurrence de la pluie) ne seront pas retranscrites, alors qu'elles peuvent en réalité être amenées à se modifier lors d'un changement des conditions climatiques et impacter la réponse hydrologique (Arnell *et al.* 2003; Hulme 1998). Les perturbations climatiques subies depuis la fin des années 1960 au Afrique de l'Ouest, et que nous détaillerons dans ce travail, en sont d'ailleurs une illustration patente.

Une voie d'amélioration de cette méthode des facteurs de changement est par exemple proposée par Prudhomme *et al.* (2002). Appliquée sur les observations pluviométriques, elle consiste à associer aux tendances moyennes calculées, une désagrégation temporelle simple visant à répercuter les changements, soit classiquement de façon proportionnelle sur le cumul de l'ensemble des jours pluvieux observés, soit en changeant le nombre de jours pluvieux, soit en changeant l'intensité de quelques événements choisis arbitrairement. Une autre solution plus élaborée consiste à utiliser des modèles stochastiques de pluie, pour lesquels les tendances moyennes calculées ne sont plus répercutés sur les données observées mais sur les paramètres du modèle initialement calé sur les observations (Chiew et McMahon 2002; Burlando et Rosso 2002a; Burlando et Rosso 2002b; Booij 2004; Dibike et Coulibaly 2005).

1.5.2.3 Utilisation des chroniques simulées par les MCG : scénarios de réduction d'échelle

Le problème de la méthode des facteurs de changement est qu'elle n'est représentative que d'un changement des valeurs moyennes du climat ; en revanche, elle ne permet pas de retranscrire le changement dans la variabilité interannuelle du climat. En outre la supposition d'un biais des modèles climatiques constant entre la période de contrôle et la période de scénarios est assez controversée (Leith 2005). Pour ces raisons et en dépit de la forte incertitude qui les accompagne, les chroniques simulées par les modèles de climat sont parfois utilisées pour les études d'impact.

Les chroniques de simulation sont ainsi appliquées directement pour étudier la réponse de bassins continentaux de macro-échelle pour lesquels les échelles peuvent être compatibles avec celles des sorties de MCG via des modèles hydrologiques mensuels de résolution équivalente à la maille climatique (voire partie 1.3). Un exemple d'application en est donné par Arora (2001) qui étudie l'impact du changement climatique sur le ruissellement de trois bassins Russes de 2.6, 2.3 et 1.3 millions de km^2 à l'aide d'un modèle hydrologique simulant le bilan hydrique et le routage du ruissellement, forcé par les précipitations simulées par un MCG à la résolution spatiale de 3.75° au pas de temps mensuel. Pourtant même à ces échelles le choix est souvent fait de recourir à des méthodes de désagrégation. L'accès à des échelles régionales plus fines nécessite par exemple de recourir à des méthodes de désagrégation physique telles que les simulations issues des MCR

(Arnell *et al.* 2003; Guo *et al.* 2002). Malgré leur résolution spatiale, l'utilisation des MCR reste limitée à la considération de bassins de grande taille (Arnell 2003a). Arnell *et al.* (2003) utilise un MCR forcé par deux MCG différents pour étudier l'impact du changement climatique sur le ruissellement du sud de l'Afrique et montre la forte sensibilité des simulations du MCR aux erreurs des MCG.

Pour l'étude de bassins versants d'échelle moyenne, les méthodes statistique de réduction d'échelle sortent depuis peu de la communauté des climatologues et viennent aider à l'élaboration de scénarios hydrologiques. Dibike et Coulibaly (2005), Menzel et Bürger (2002) et Pilling et Jones (2002) utilisent des méthodes statistiques régressives pour créer des scénarios climatiques à l'échelle locale (station pluviométrique ou bassin versant). Une fonction de transfert est calée sur des réanalyses climatiques et permet de relier des structures journalières à grande échelle aux caractéristiques statistiques de la pluie locale. La fonction de transfert obtenue est ensuite appliquée aux sorties journalières d'un MCG afin d'élaborer des séries de pluie à l'échelle locale. Les pluies ainsi simulées viennent forcer un modèle hydrologique permettant d'obtenir des chroniques de débit journalier. A cette étape seulement, les simulations de pluie et de débit sont moyennées sur des périodes pluriannuelles (moyennes sur des périodes de trente ans) pour représenter les tendances moyennes en s'abstrayant des biais du MCG.

Si les méthodes de réduction d'échelle commencent à être utilisées, les méthodes de désagrégation spatio-temporelle des sorties de MCG semblent à l'heure actuelle rester dans le cadre du simple développement, certainement à cause de leur trop forte dépendance aux sorties de pluie des MCG qui sont encore très incertaines.

1.5.3 Incertitudes liées aux études d'impact du changement climatique

Il existe un grand nombre d'incertitudes liées aux études d'impact du changement climatique. Celles-ci interviennent au cours de la chaîne d'élaboration des scénarios au niveau climatique, hydrologique et dans le choix d'une méthode de résolution du problème d'échelle.

1.5.3.1 Incertitudes liées au climat

Qualité de simulation des MCG

Comme on l'a vu dans la section 1.3 la structure des MCG rend la modélisation des prévisions climatiques encore très incertaines (e.g. Lebel *et al.* 2000).

Incertitude des scénarios de gaz à effet de serre

L'évolution climatique future est largement liée à l'évolution de la pression anthropique sur le climat. Plusieurs scénarios sont envisagés par l'IPCC (2001) selon des choix politiques plus économiques ou plus écologiques permettant d'inférer une évolution dans le rejet des gaz à effet de serre.

Divergence des modèles climatiques

De part leur structure différente pour un même scénario climatique, plusieurs MCG peuvent donner des résultats divergents.

1.5.3.2 Incertitudes liées à l'hydrologie

Qualité de simulation des modèles hydrologiques

La modélisation hydrologique n'est pas suffisamment fiable pour permettre de déterminer de façon exacte la réponse des systèmes hydrologiques au forçage climatique. La nécessité de calibrer les modèles hydrologiques en est une illustration et reste une source d'incertitude (Beven 1989).

Hypothèse de stationnarité hydrologique

Faute de pouvoir établir un lien entre le changement climatique futur et un changement éventuel de l'hydrologie de bassin, les études d'impact supposent inchangés les paramètres des modèles hydrologiques calés sur les observations du bassin.

1.5.3.3 Incertitude dans le choix d'une méthode pour résoudre les problèmes d'échelle

Plusieurs études de comparaison des méthodes de désagrégation ont montré que différentes méthodes de réduction d'échelle pour un même climat global pouvait amener à l'estimation de climats régionaux et locaux différents (voir par exemple Wilby *et al.* 1998).

1.5.4 Prise en compte des incertitudes

La prise en compte des incertitudes fait partie intégrante de la mise en place d'une stratégie d'élaboration de scénarios d'impact climatique. Les incertitudes liées aux modèles de climat sont en partie prises en compte dans le choix d'un modèle de réduction d'échelle. Tandis que la divergence entre les différents modèles et scénarios doit être prise en compte en utilisant plusieurs modèles et leurs sorties issues de plusieurs scénarios climatiques (Gleick 1986; Prudhomme *et al.* 2004). Les incertitudes liées à la paramétrisation des modèles hydrologiques sont parfois prises en compte dans les scénarios en transférant les incertitudes définies par les méthodes telles que GLUE (Beven et Binley 1992) ou les ensembles de Pareto (Gupta *et al.* 1998) dans les scénarios climatiques (voir par exemple Cameron *et al.* 2002). La difficulté de représenter la variabilité climatique à fine échelle à la fois temporelle et à la fois spatiale est souvent contournée par l'utilisation de modèles hydrologiques globaux (Prudhomme *et al.* 2002; Cameron *et al.* 2002) ou par le forçage simplifié du modèle par une station unique (Dibike et Coulibaly 2005). Or la modélisation d'un bassin versant et l'étude de l'impact de modifications éventuelles de la variabilité spatiale des précipitations peuvent parfois nécessiter une approche spatialisée qui implique l'implémentation de méthodes de désagrégation et réduction d'échelle spatiale permettant le forçage de modèles distribués. Certaines études (Burlando et Rosso 2002a; Fowler *et al.* 2005; Booij 2004) cherchent donc depuis peu à créer des scénarios spatialisés adaptés à l'hydrologie distribuée.

Chapitre 2

Le contexte hydro-climatique sahélien

Le Sahel est défini par la bande limitée au nord par le Sahara et au sud par la zone soudanienne. En l'absence de critères géographiques précis, le Sahel est souvent délimité selon des considérations pluviométriques. La figure 2.1 représente ainsi la zone sahélienne entre l'isohyète de cumul annuel moyen à 200 mm et l'isohyète à 800 mm. Cette définition n'est pas rigoureuse dans la mesure où les isohyètes bougent avec la variabilité climatique, mais elle est assez représentative de la zone sur laquelle notre étude se focalise. On pourra se référer à Balme-Debionne (2004) pour une discussion plus aboutie sur les délimitations géographiques du Sahel.

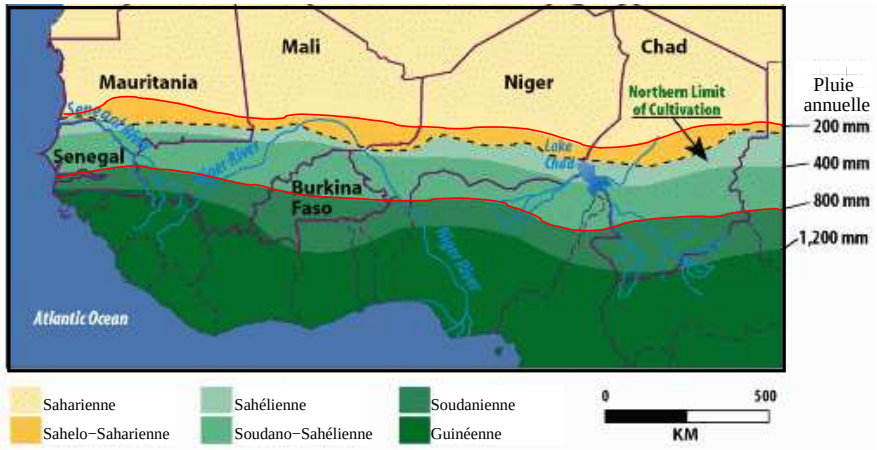


FIG. 2.1: Délimitation des zones climatiques de l'Afrique de l'Ouest. La bande formée par les limites rouges définissent le Sahel (source : http ://www.fews.net/)

Cette partie introduit le contexte sahélien dans ses spécificités à la fois climatiques et hydrologiques. Les échelles mises en jeu dans la variabilité hydro-climatique vont permettre de définir les différentes problématiques liées à l'étude de l'impact hydrologique du changement climatique au Sahel et de définir ainsi les principales thématiques abordées dans la thèse.

La rédaction de cette partie est largement inspirée d'une réflexion qui a fait l'objet d'une publication dans les Comptes Rendus Géosciences de l'Académie des Sciences (Lebel et Vischel 2005).

2.1 Le climat sahélien

2.1.1 La mousson Ouest Africaine

2.1.1.1 Un système climatique typique des régions tropicales

Le mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) qui définit le climat au Sahel fait partie avec la mousson indienne et la mousson sud-américaine des trois grands systèmes de mousson de la zone intertropicale [1]. Dans ces régions le climat est contrôlé par les fortes interactions qui existent entre surface continentale, océans et atmosphère.

Un point sur le système de mousson

Le climat de la ceinture intertropicale est sous contrôle de la cellule de Hadley et de la position méridienne de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui lui est associée. La ZCIT est une zone privilégiée d'ascendance d'air des basses couches vers les couches supérieures de l'atmosphère favorable à la formation de systèmes convectifs fortement pluviogènes. Le mouvement apparent du soleil dans les directions sud-nord puis nord-sud au cours d'une année provoque un balancement de la ZCIT qui confère aux régions intertropicales un signal pluviométrique saisonnier très marqué caractérisé généralement par deux saisons pluvieuses pour les régions équatoriales et une saison pluvieuse pour les régions tropicales.

Au balancement de la ZCIT s'ajoutent des différences de température qui opposent les surfaces océaniques des surfaces continentales. Ce contraste thermique entre les continents et les océans génère des gradients de température et d'énergie statique humide qui participent à la dynamique de mousson.

Les régimes de mousson dans les régions intertropicales sont la composante principale du climat dans la mesure où ils assurent la plus grande partie de l'alimentation en eau de l'atmosphère et contrôlent l'abondance des précipitations qui conditionnent le cycle de l'eau continentale (Dhonneur 1978). Réciproquement, le cycle de l'eau continentale joue un rôle majeur dans la mise en place de la mousson et de son maintien. Selon les latitudes, le couvert végétal et la disponibilité en eau du sol, la récupération de l'eau continentale par l'atmosphère est très variable contrairement à l'eau océanique qui reste constamment disponible. La compréhension des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère est donc un enjeu majeur pour la compréhension des systèmes de mousson.

Vulnérabilité climatique des régions intertropicales

Les climats tropicaux ont cette particularité qu'ils présentent un signal pluviométrique au cycle saisonnier très marqué qui contraste avec un signal d'évapotranspiration potentielle (ETP) relativement constant et intense. Si bien que -et ceci est particulièrement vrai en zone tropicale sèche- l'ETP reste la majeure partie de l'année supérieure à la pluie. Ce comportement provoque donc un assèchement très rapide des réserves en eau des sols entre les événements pluvieux et

[1] On notera qu'il existe des systèmes de moindre ampleur, dont la mousson australienne dont le fonctionnement est très voisin de celui de la mousson africaine.

répercute de façon immédiate et prononcée toute baisse de précipitation par rapport à la normale sur le cycle hydrologique (Afouda *et al.* 2001). Les climats tropicaux se différencient ainsi des climats de latitudes moyennes pour lesquelles l'eau est répartie plus régulièrement sur l'année, tandis que l'ETP possède un signal saisonnier marqué (cf figure 2.2). Même si les variabilités interannuelles de la pluie sont assez semblables entre ces deux climats, les régions tropicales de par la faible durée de précipitation seront beaucoup plus sensibles aux années déficitaires. L'impact des sécheresses est par ailleurs plus dramatique pour les pays de la ceinture subtropicale semi-aride dont les conditions socio-économiques ajoutent à la difficulté de s'adapter aux caprices des conditions climatiques.

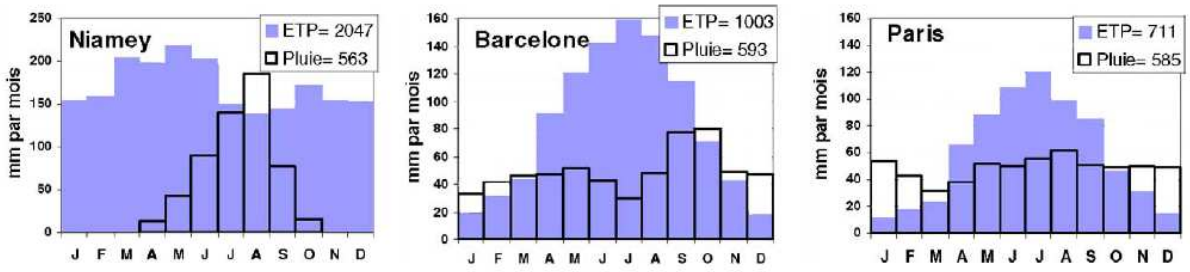


FIG. 2.2: Comparaison des régimes d'ETP et de pluie (moyennes sur la période 1950-1979) pour une station tropicale (Niamey, 13.5°N) et deux stations de latitude tempérée (Barcelone, 41.2°N et Paris, 48.6°N), de pluviométrie annuelles équivalentes. (D'après Lebel et Vischel 2005)

2.1.1.2 Un système multi-échelle

La dynamique de la mousson résulte d'interactions complexes de processus intervenant à plusieurs échelles.

Echelle globale

A l'échelle globale, la MAO s'insère dans le système climatique terrestre. Tout d'abord le mouvement de la ZCIT est gouverné par le bilan énergétique total de l'hémisphère sud (Janicot 1988). Ensuite la dynamique de circulation de la MAO dépend des anomalies de température de surface de la mer sur l'Atlantique et le Pacifique (Folland *et al.* 1986). Enfin la MAO est un maillon de la chaîne climatique terrestre par les interactions qui la lient aux climats d'autres continents tels que l'Amérique du Nord et Centrale - dont l'activité cyclonique naît d'une perturbation dans le champ de vent au dessus de l'Afrique de l'Ouest se propageant sur l'Atlantique tropical (ondes d'est) -, ou le climat de l'Europe - l'épisode caniculaire de 2003 a, par exemple, été concomitant à une remontée très au nord de la ZCIT et des pluies inhabituelles sur le sud du Sahara (Ali 2004).

Echelle régionale

A l'échelle régionale, les interactions océan-continent-atmosphère prédominent dans la dynamique de la MAO. La circulation de la MAO est alors associée à quatre structures synoptiques : le flux de mousson du sud-ouest,le Jet d'Est Africain (JEA) dans la troposphère moyenne (700

hPa), le Jet d'Est Tropical (JET) dans la haute troposphère (200 hPa) entre 5°N et 10°N et le Jet d'Ouest Subtropical (JOST) entre 30°N et 35°N (200 hPa). Aux intensités des gradients de température entre l'Atlantique au niveau du Golfe de Guinée et le continent qui modulent l'intensité de cette circulation, s'ajoutent des effets purement continentaux tels que la topographie (Semazzi et Liqiang 1997), le couvert végétal qui détermine l'albedo, la disponibilité en eau du sol et la reprise atmosphérique par transpiration (Zeng *et al.* 1999).

Méso-échelle

A méso-échelle, plusieurs processus interagissent sur le continent et permettent en particulier la formation de gros systèmes convectifs dits de méso-échelle. Ces systèmes expliquent l'essentiel du cumul pluviométrique au Sahel. La convection est influencée par le flux d'air humide provenant du Golfe de Guinée qui rencontre un air plus sec provenant du Sahara. Dans les basses couches, la rencontre des masses d'air provoque des ascendances dans la troposphère moyenne au niveau de la ZCIT qui peuvent générer de la pluie. Le cisaillement dans les couches moyennes liées à l'AEJ ainsi que les Ondes d'Est qui se forment en bordure de l'AEJ peuvent aussi influencer la convection (Janicot 1988). A cette échelle des études montrent à nouveau le rôle rétro-actif des conditions de surface continentale sur la pluviométrie (Taylor et Lebel 1998).

2.1.1.3 Spécificités de la mousson Ouest Africaine

Si la MAO possède toutes les propriétés d'un régime de mousson tropicale, elle présente aussi des spécificités qui lui confèrent un caractère unique.

Structure zonale de la mousson

De par sa configuration géographique qui favorise les gradients thermiques méridionaux entre l'océan Atlantique au niveau du Golfe de Guinée et le Sahara, de par le gradient méridien de végétation, la MAO présente une symétrie zonale tout à fait unique.

Intensité des systèmes convectifs

La pluie des régions tropicales est liée à la convection qui favorise la formation de systèmes convectifs de méso-échelle (SCM, échelle spatiale caractéristique supérieure à 5000km^2). Les SCM peuvent être subdivisés selon leur taille et leur durée de vie. Mathon *et al.* (2002) ont montré que la catégorie des systèmes convectifs organisés (SCO), qui ne représentent que 12% des SCM sur le Sahel, explique près de 90% du cumul au coeur de la saison des pluies. Ces systèmes pluviogènes sont donc caractérisés par une très forte intensité. L'ampleur de l'activité électrique au sein de ces systèmes ainsi que leur forte teneur en particules de glace laisse d'ailleurs penser qu'ils pourraient être plus intenses que dans les autres régions du globe.

Une sécheresse sans équivalent

L'Afrique de l'Ouest a souffert d'une sécheresse généralisée pendant près de vingt ans de 1970 à 1990. Cette sécheresse est principalement issue du déficit de pluie comme le montre la figure 2.3. Outre la forte variabilité interannuelle observable sur l'ensemble de la période de 1950 à 2005,

se détache distinctement une période globalement humide dès 1950 qui laisse place à la fin des années 1960 à une période d'années sèches. Cette dernière période fut caractérisée par des années particulièrement déficitaires en 1972-1974 et 1983-1984 aux conséquences dramatiques pour les populations touchées par la famine et contraintes à l'exode rural (Nicholson *et al.* 1998). En outre la sécheresse a été largement favorisée par la diminution de la végétation naturelle victime non seulement du manque d'eau, mais aussi du surpâturage et de l'expansion des surfaces cultivées.

Pour le Sahel la sécheresse s'est prolongée jusqu'à la moitié des années 90 et semble depuis revenir à des régimes plus fortement marqués par la variabilité interannuelle (Balme-Debionne 2004).

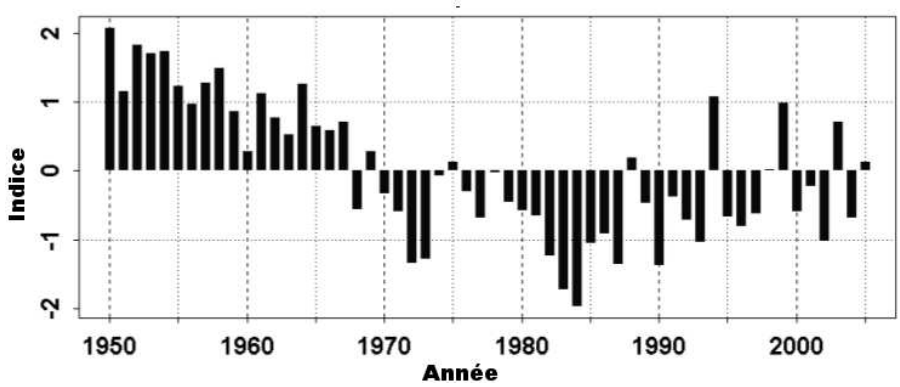


FIG. 2.3: Indice pluviométrique L'indice de précipitation ($I = (P - m)/s$ où P est la pluie annuelle, la moyenne interannuelle et s l'écart type interannuel), est représenté sur le Sahel de 1900 à 2005 calculé à partir des données collectées par le centre régional AGRHYMET.

2.1.2 Le régime pluviométrique sahélien

2.1.2.1 Climatologie moyenne

Organisation zonale du cumul pluriannuel

L'organisation zonale qui caractérise la MAO se répercute directement sur l'organisation du cumul pluviométrique moyen (voire figure 2.4). Le gradient nord-sud moyen en conséquence est de l'ordre de 1mm par kilomètre par an (Lebel *et al.* 1992).

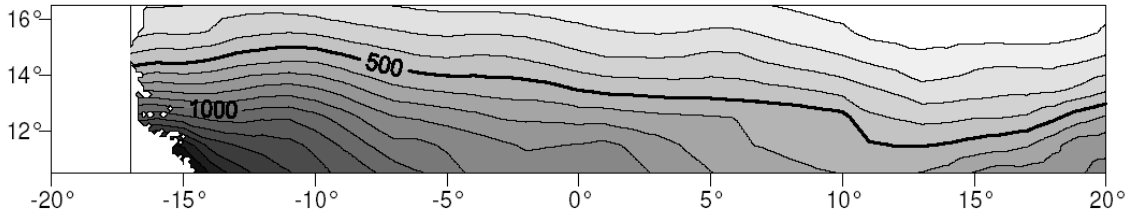


FIG. 2.4: Organisation zonale des isohyètes de la pluie moyenne annuelle sur l'Afrique de l'Ouest de 1970 à 2002 (d'après Balme-Debionne 2004)

Le cycle saisonnier

Comme le montre la figure 2.5, en moyenne la saison pluviométrique s'échelonne sur 8 mois dans la zone guinéenne à 3 mois au nord du Sahel.

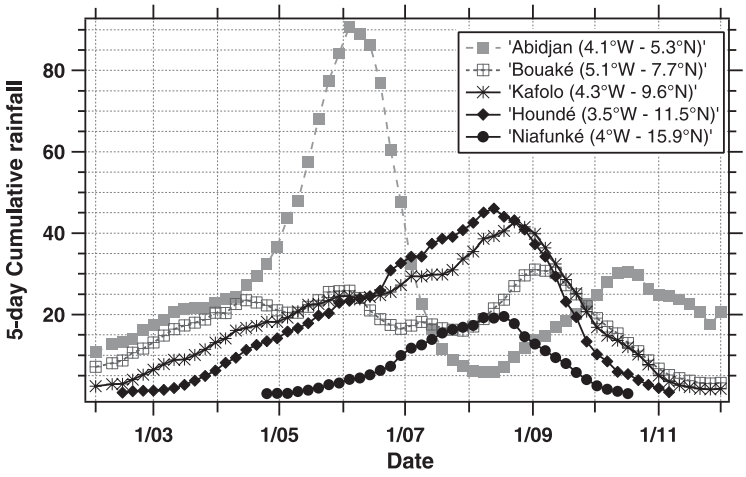


FIG. 2.5: Cycle saisonnier sur un transect méridien centré à 4°W. Les valeurs de pluie à 5 jours sont moyennées sur la période 1951-1990. Abidjan a un régime côtier avec deux saisons pluvieuses bien marquées. Bouaké a un régime soudanien avec trois maxima moins prononcés. Houndé et Niafunké sont deux stations sahéliennes avec une seule saison pluvieuse. Kafolo se situe à la frontière entre la zone sahélienne et la zone soudanienne. (d'après Lebel *et al.* 2003)

La forme du signal saisonnier moyen est une signature de la dynamique de la mousson. Sultan et Janicot (2003) décrivent le signal saisonnier en séparant deux étapes distinctes : le "preonset" et l'"onset". Le preonset correspond à l'installation de la ZCIT sur la zone guinéenne à 5°N aux alentours du 15 mai (plus ou moins 10 jours). Sur la zone soudano-sahélienne, il correspond au début de la saison pluvieuse caractérisée par une première augmentation régulière de la pluie moyenne. L'onset est ensuite issu d'un brusque décalage longitudinal de la ZCIT de la position quasi-stationnaire à 5°N aux mois de mai-juin à la position quasi-stationnaire à 10°N aux mois de juillet-août. Le phénomène appelé "saut de mousson" survient vers le 24 juin (plus ou moins 8 jours) et correspond à une seconde augmentation du signal saisonnier sur la zone soudano-sahélienne. Cette analyse détrône donc la vision classique d'un déplacement régulier de la ZCIT duquel découlerait une transition progressive du signal saisonnier bimodal guinéen vers un signal monomodal sahélien. Lebel *et al.* (2003) associent cette rupture au passage d'un régime océanique caractérisé par l'augmentation progressive des flux d'air humide de l'océan vers le continent, à un régime continental caractérisé par de gros systèmes convectifs de méso-échelle associées aux instabilités des jets d'est.

2.1.2.2 Modifications de la climatologie moyenne depuis 1970

La diminution de la pluviométrie entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1990 s'est caractérisée par le glissement des isohyètes d'environ 1° en latitude vers le sud (e.g. Ali *et al.* 2003). La dernière décennie, quant à elle, fait apparaître une opposition entre le Sahel Ouest qui semble rester dans une situation sèche, et le Sahel Central qui retourne vers une

situation moins sèche. Pour autant, il est prématuré de conclure sur un retour à une situation normale sur le Sahel Central (Balme-Debionne 2004).

La diminution de la pluviométrie s'est en outre répercutée sur le signal pluviométrique moyen. L'exemple du signal pluviométrique de la station de Niamey (figure 2.6) montre que si la durée moyenne de la saison des pluies reste stable entre la période humide et la période sèche, le cumul pluviométrique a diminué, notamment au coeur de la saison des pluies. Ce déficit s'est ainsi accompagné d'une augmentation de la probabilité de séquences sèches durant cette période décisive pour le rendement des cultures.

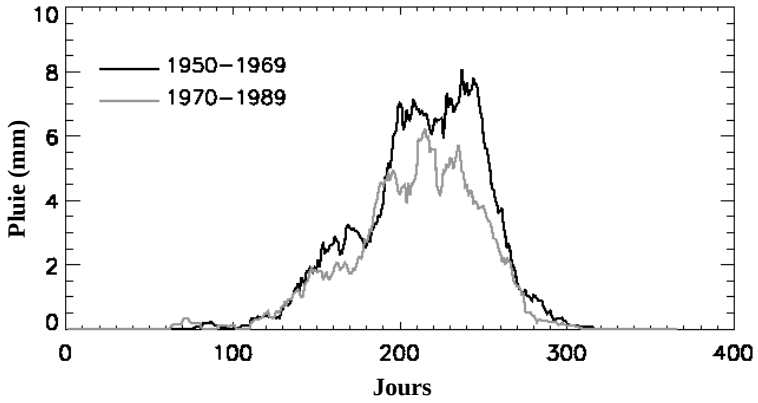


FIG. 2.6: Modification du signal saisonnier entre la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970-1989) pour la station de Niamey.

2.1.3 L'événement pluvieux : l'unité clé de la variabilité climatique sahélienne de petite et grand échelle

L'événement pluvieux, que l'on sait issu majoritairement du passage de SCM (Mathon *et al.* 2002), est l'entité de base pour étudier la variabilité pluviométrique au Sahel.

Variabilité temporelle

Le cumul pluviométrique saisonnier peut être exprimé comme le produit du nombre d'événements et de l'intensité moyenne des événements. L'étude des événements pluvieux a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant du nombre d'événements pluvieux sur la variabilité pluviométrique alors que l'intensité des événements pluvieux se révèle relativement stable (D'Amato et Lebel 1998; Mathon *et al.* 2002). Le Barbé *et al.* (2002) ont ainsi montré que la diminution du cumul pluviométrique entre la période humide 1950-1969 et la période sèche 1970-1989 sur l'Afrique de l'Ouest est principalement due à une diminution de l'occurrence des événements notamment au coeur de la saison des pluies (juillet-août) pendant laquelle se forment les systèmes les plus intenses. En revanche l'intensité moyenne des systèmes ne semble pas avoir été affectée par le changement des conditions climatiques après 1970. La figure 2.7 illustre ce comportement pour la station de Niamey.

Variabilité spatiale

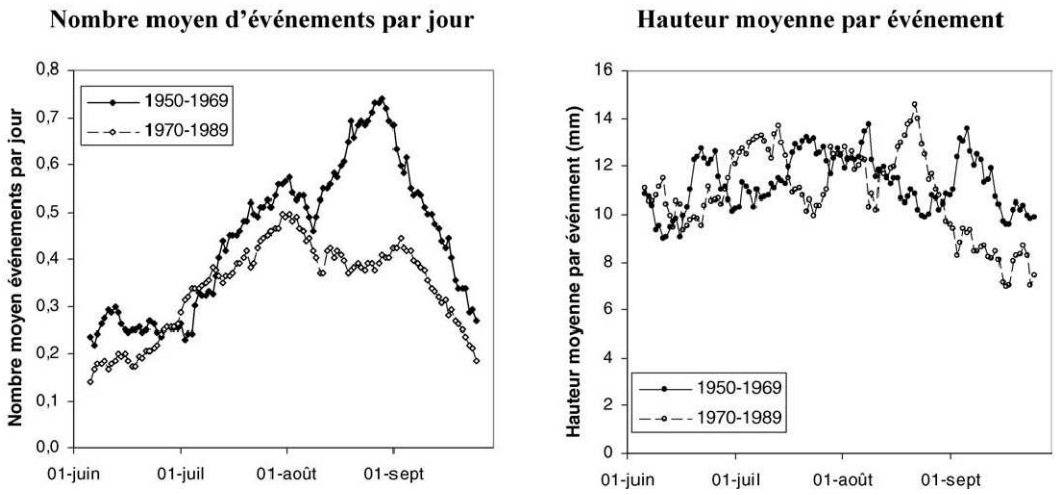


FIG. 2.7: Nombre et cumul moyen des événements pluvieux ayant touché la station de Niamey pour la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970-1989). La comparaison entre les deux périodes indique clairement une baisse du nombre d'événements (D'après Le Barbé et Lebel 1997)

L'organisation zonale de la mousson observée à l'échelle pluriannuelle (figure 2.4) reste globalement marquée à l'échelle annuelle sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Pourtant - et nous le détaillerons dans le chapitre 6 - à plus fine échelle spatiale (observatoire AMMA-Catch de 160×110 km^2), l'hétérogénéité spatiale du cumul pluviométrique annuel domine par rapport au gradient latitudinal, et présente de forts gradients locaux. A l'échelle annuelle, la répartition spatiale de la pluie reste en effet liée à l'impact parfois très localisé de quelques événements. Il faut cumuler la pluie sur plus d'une dizaine d'années pour retrouver le gradient nord-sud (Balme-Debionne 2004).

Ali *et al.* (2003) ont montré, à l'aide d'un modèle statistique basé sur les caractéristiques géostatistiques événementielles, que l'organisation spatiale du cumul pluviométrique aux pas de temps supérieurs à l'événement et en particulier l'apparition d'un gradient nord-sud aux échelles pluri-annuelles, étaient dues à la probabilité d'occurrence des événements qui augmente dans la direction nord-sud.

Variabilité interne des événements pluvieux

L'événement pluvieux montre une très forte variabilité spatiale et temporelle liée à la structure des SCM. La taille des SCM est conséquente (de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres) mais l'activité pluviogène est majoritairement liée à la présence dans ces sytèmes d'un front convectif au sein duquel l'organisation des cellules convectives (échelle de l'ordre de quelques kilomètres) est très variable au cours du déplacement du système.

Par conséquent, si on considère la variabilité spatiale sur une zone donnée, la trace pluviométrique au sol du passage d'un événement présente de forts gradients, et se caractérise généralement par quelques surfaces non touchées par la pluie qui définissent l'intermittence spatiale de l'événement. Cette intermittence est liée à deux facteurs (figure 2.8) (Ali *et al.* 2003) : (i) au sein de la zone couverte par le SCM quelques surfaces échappent à la présence des cellules pluvieuses et

définissent une intermittence interne à l'événement (ii) les surfaces non couvertes par l'événement ne sont pas touchées par la pluie et définissent une intermittence externe.

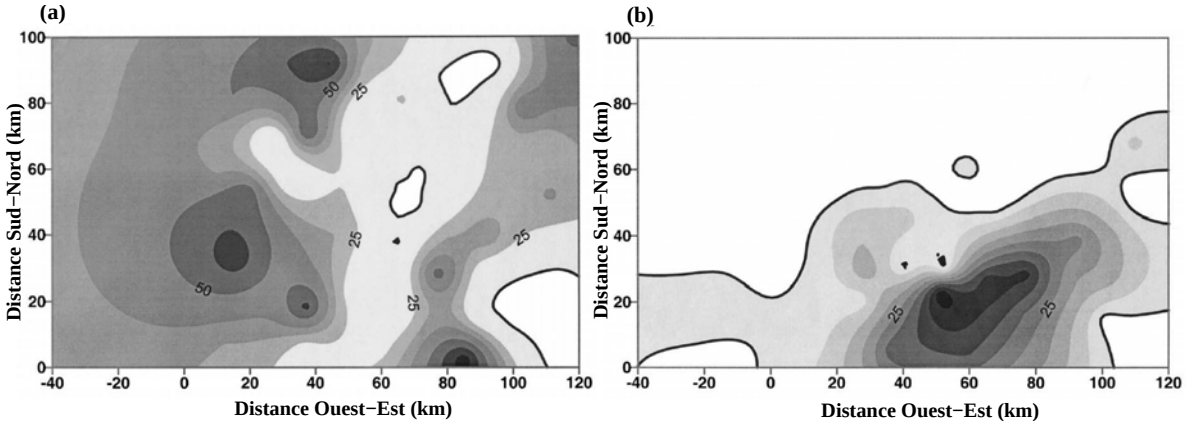


FIG. 2.8: Cartographie de deux événements pluvieux sur une zone de 17600km^2 autour de Niamey (Niger). Les isohyètes des événements (en mm) montrent la forte variabilité spatiale de la trace au sol des événements pluvieux. Les zones non pluvieuse en blanc rendent compte de l'intermittence spatiale interne (a) et externe (b). (D'après Ali *et al.* 2003)

Temporellement les variations des intensités pluvieuses au sein de l'événement sont aussi dictées par les caractéristiques et la dynamique des SCM. Les hyétogrammes issus de l'analyse des pluviographes sont marqués par un ou plusieurs pics d'intensité au début de l'événement liés à la présence des cellules convectives dans la partie frontale des systèmes, que suivent des intensités plus faibles et moins variables issues de la traîne stratiforme en queue du système (figure 2.9).

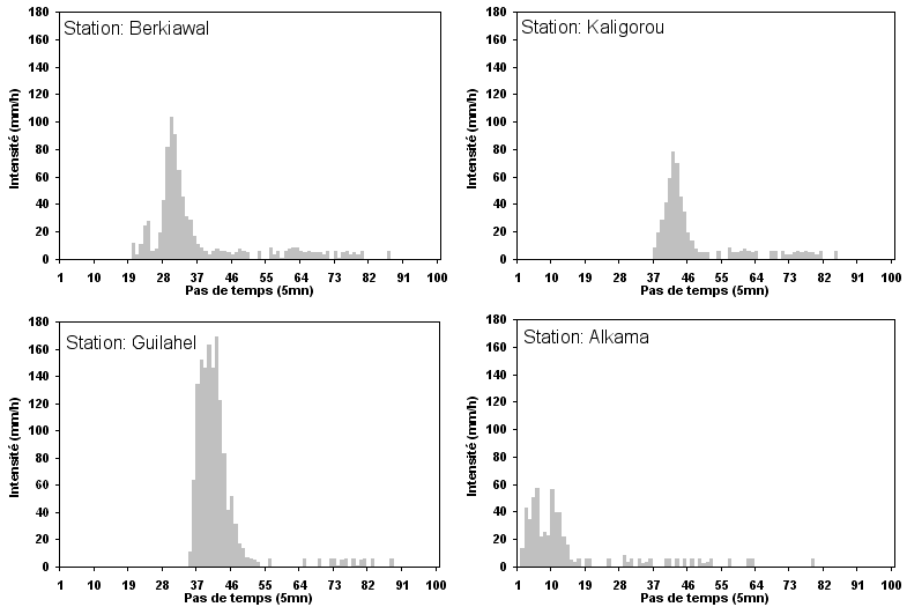


FIG. 2.9: Exemples de hyétogrammes d'un événement type (21 juillet 1994) mesuré par quatre pluviographes dans la région de Niamey (Niger)

L'étude de la variabilité aux échelles internes à l'événement soulève quelques questions non encore élucidées. En particulier le manque de données de fines échelles sur les dernières décennies

rend difficile la détection d'éventuelles modifications des caractéristiques spatiales et temporelles des événements pluvieux suite aux perturbations qui ont modifié la pluviométrie à la fin des années 1970. Pour les aspects temporels, l'étude de Lubès-Niel *et al.* (2001) apporte quelques éléments de réponse sur l'existence d'éventuelles différences sur les caractéristiques des événements de part et d'autre de l'année 1969. Sur la base de l'analyse des données de la station de Niamey (Niger) disponibles au pas de temps de 5 minutes depuis 1956, cette étude suggère que la forme et l'intensité des événements pluvieux de cumul compris entre 20 et 35 mm ont subi des changements statistiquement significatifs entre la période humide et la période sèche. Mais cette étude n'identifie pas clairement ces changements et reste dépendante de l'analyse d'une unique station. En revanche aucune étude n'a été menée pour tenter de détecter d'éventuels changements dans les caractéristiques spatiales des événements.

Enfin l'impact hydrologique ou agronomique des variabilités spatio-temporelles de la pluie au pas de temps événementiel reste assez peu documenté (e.g. Peugeot *et al.* 2003, Seguis *et al.* 2004, Balme-Debionne 2004) en particulier à l'échelle des systèmes hydrologiques régionaux.

2.2 L'hydrologie sahélienne

2.2.1 Une hydrologie typique des régions semi-arides

Les régions semi-arides sont caractérisées par des sols secs au couvert végétal éparse, peu favorables à l'infiltration. Cette configuration est souvent associée à une climatologie caractérisée par une pluviométrie intense et intermittente ainsi que par une forte demande évaporatoire. La réponse des systèmes hydrologiques est donc issue de l'alternance entre des épisodes pluvieux générant les écoulements sur le bassin, et des épisodes sans pluie laissant place à la reprise évaporatoire qui assèche les sols.

Au Sahel, Casenave et Valentin (1989) ont montré que le partage entre infiltration et ruissellement est largement lié aux états de surface définis par la nature et la structure des premiers centimètres de sol, tandis que l'organisation pédologique interne ne semble pas influer sur ces processus. Les états de surface rencontrés sur les versants Sahéliens sont caractérisés par des sols pauvres, sujets à l'encroûtement et très sensibles à l'érosion (Favreau 2000). Comme l'ont confirmé nombre d'études à l'échelle de la parcelle ou du versant sahélien (Peugeot 1995; Peugeot *et al.* 1997; Desconnet 1994; Desconnet *et al.* 1997), ces états de surface, à faible capacité d'infiltration, favorisent largement le ruissellement de type hortonien.

2.2.2 Deux types de systèmes hydrologiques

Au Sahel les paysages présentent une certaine uniformité que caractérise une topographie de faibles dénivelés et une végétation assez peu diversifiée, si bien que la majorité des états de surface que l'on peut y rencontrer a pu être dénombrée (Casenave et Valentin 1989). En revanche une différenciation des systèmes hydrologiques existe provenant des réseaux hydriques et plus

particulièrement de leur capacité à drainer les écoulements des bassins versants. On distingue ainsi deux types de systèmes hydrologiques.

Les systèmes exoréiques

Un bassin se définit comme exoréique lorsque l'exutoire qui le définit est un réseau hydrique qui permet de drainer les écoulements produits. Au Sahel quelques grands fleuves tels que le Niger ou le Sénégal collectent et drainent vers l'Atlantique les écoulements produits sur des bassins versants très étendus. La majeure partie des écoulements de ces fleuves provient des régions tropicales humides de la zone guinéenne, mais une partie des écoulements produits sur des versants sahéliens sont réceptionnés par ces grands réseaux.

L'hydrologie des systèmes exoréiques sahéliens est donc définie par la production de ruissellement sur les versants et son routage en rivière qui joue le rôle d'intégrateur de l'écoulement régional.

Les systèmes endoréiques

Un bassin qui possède un réseau hydrographique, ou tout du moins un embryon de réseau, mais sans ouverture sur la mer ou sur un lac de grande superficie est dit endoréique. L'endoréisme est donc le caractère des régions où l'écoulement n'atteint pas la mer et se perd dans les dépressions fermées. Au Sahel, la dégradation du réseau hydrique isole une grande part des écoulements du drainage qu'assurent les grands fleuves. Dans les régions endoréiques sahéliennes, le paysage hydrologique se compose d'une juxtaposition de petits bassins versants indépendants de quelques hectares à plusieurs dizaines de km^2, dont les écoulements viennent principalement s'accumuler dans des mares. Ces mares sont la zone privilégiée d'infiltration et d'alimentation de la nappe phréatique (Desconnet *et al.* 1997; Leduc *et al.* 1997).

A l'échelle régionale, le petit bassin endoréique définit l'unité hydrologique pertinente responsable de l'alimentation locale de la nappe qui, en l'absence de réseau de drainage, joue ici le rôle d'intégrateur de l'écoulement.

Il est difficile de déterminer à l'échelle du Sahel la part des systèmes exoréiques par rapport aux systèmes endoréiques. La caractérisation d'un fonctionnement endoréique est en effet assez fine puisqu'elle dépend non seulement de critères topographiques mais aussi de critères géomorphologiques, hydrauliques et climatiques. Une zone considérée la plupart du temps comme endoréique pourra par exemple sporadiquement devenir exoréique si la quantité d'eau écoulée est suffisante pour rejoindre le réseau de drainage. A titre indicatif, on peut considérer (Depraetere, communication personnelle) qu'au nord de la ligne que dessine les fleuve Sénégal et le fleuve Niger, les régions ont un comportement très majoritairement endoréique. La carte de la figure 2.10 présente de façon approximative ce que l'on peut définir comme le réseau hydrique "fonctionnel" c'est à dire permettant le drainage des eaux par les fleuves de l'Afrique de l'Ouest et définissant ainsi les zones au fonctionnement exoréique.

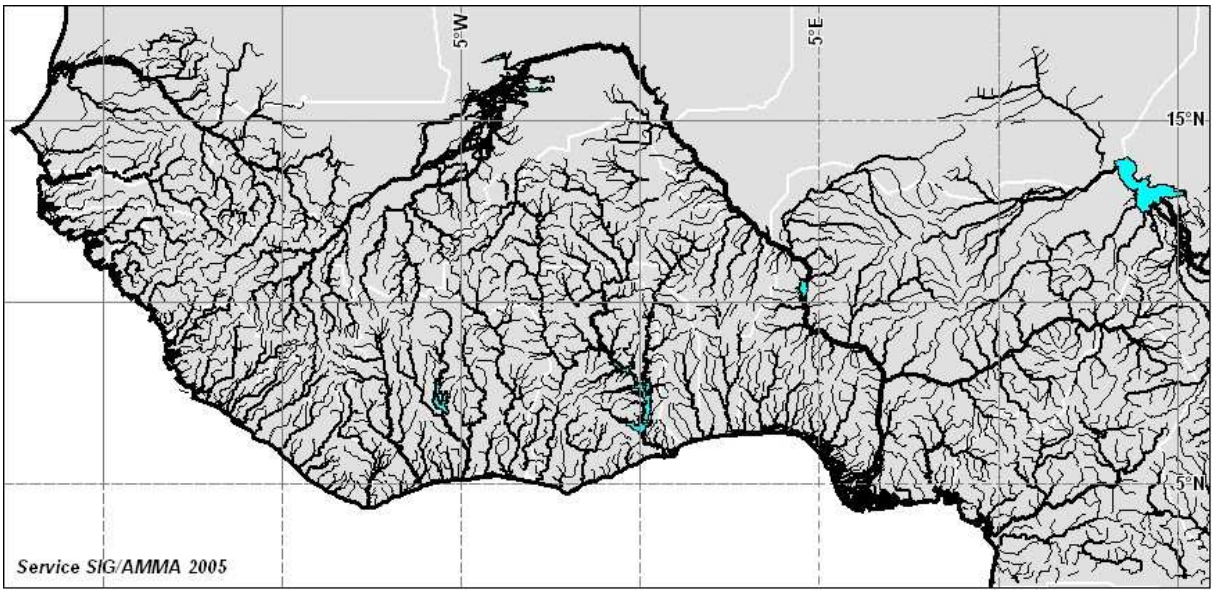


FIG. 2.10: Réseau hydrographique "fonctionnel" sur l'Afrique de l'Ouest. On peut considérer qu'au nord des fleuves Sénégal et Niger, les systèmes hydrologiques ont un fonctionnement très majoritairement endoréique.

2.2.3 Variabilité hydrologique au Sahel

La sécheresse survenue à la fin des années 1960 (cf. partie 2.1) a eu un impact majeur sur les systèmes hydrologiques sahéliens.

2.2.3.1 Vulnérabilité des grands systèmes hydrologiques d'Afrique de l'Ouest

La vulnérabilité des systèmes hydrologiques de l'Afrique de l'Ouest s'est révélée par la forte sensibilité des grands fleuves à l'épisode de sécheresse. La diminution de la pluie s'est en effet répercutée par un facteur deux sur la diminution de leurs débits. Entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989, la partie haute du bassin du Niger, pour laquelle le déficit pluviométrique s'est élevé à 25%, a vu son débit diminué de 55% (Lebel *et al.* 2003; Housseini 1998; Bricquet *et al.* 1995; Servat *et al.* 1997). En 1984, le fleuve Niger s'est même arrêter de couler pour la première fois. Durant la période sèche, la diminution de 30% de la pluie sur le fleuve Sénégal s'est répercutée par une diminution de 60% du débit moyen (Lebel *et al.* 2003; Servat *et al.* 1997). Le même comportement a été constaté pour des bassins de taille moyenne de la zone soudanienne (Servat *et al.* 1997; Mahé *et al.* 2000; Le Lay 2006). Pour certains de ces bassins, l'argument avancé expliquant la non linéarité dans le transfert du déficit pluviométrique en déficit hydrométrique, repose principalement sur la diminution de la contribution de la nappe phréatique au débit de base (Bricquet *et al.* 1995; Olivry *et al.* 1998).

Notons aussi que le lac Tchad, l'une des plus grandes réserves d'eau de surface du Sahel ne représente plus qu'un vingtième de la taille qu'il occupait avant les années 1970, passant de 25000 km^2 en 1963 à 1350 km^2 actuellement (Coe et Foley 2005).

2.2.3.2 Le paradoxe sahélien

Si globalement sur l'Afrique de l'Ouest la sécheresse s'est transcrite par une diminution notable des eaux surfaciques et souterraines, on peut noter de façon très localisée au sein de la bande sahélienne, quelques comportements assez déroutants.

Ce que l'on dénomme le "paradoxe sahélien" fut notamment soulevé par Leduc *et al.* (2001). En retraçant l'évolution temporelle du niveau de la nappe d'une région endoréique en bordure de Niamey (Niger) depuis 1950, Leduc *et al.* (2001) ont montré que malgré la diminution de la pluviométrie, le niveau moyen de la nappe a régulièrement augmenté depuis la fin des années 1960 (Figure 2.11a). Un tel comportement a de nouveau été mis en évidence sur quelques bassins exoréiques sahéliens au Burkina Faso pour lesquels les débits moyen et maximum ont augmenté durant l'épisode de sécheresse (Figure 2.11b) (Albergel *et al.* 1992; Mahé *et al.* 2005).

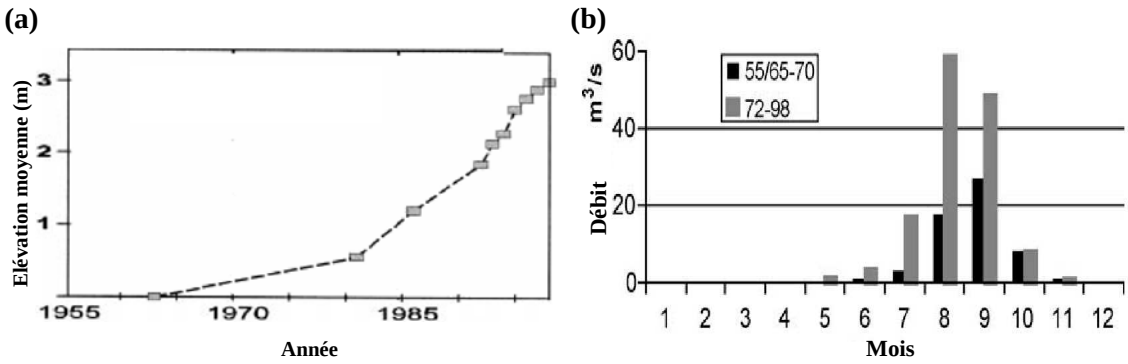


FIG. 2.11: Le paradoxe hydrologique sahélien : malgré la diminution de la pluviométrie depuis les années 1970, (a) les nappes des zones endoréiques ont vu leur niveau augmenté (exemple de la nappe du degré carré de Niamey (Niger) d'après Leduc *et al.* 2001), (b) certains bassins exoréiques ont vu leur débit augmenté (exemple du bassin versant Nakambe (Burkina Faso) d'après Mahé *et al.* 2005).

Les explications apportées au "paradoxe sahélien" montrent à nouveau la complexité et les non linéarités de la réponse des systèmes hydrologiques, et rappellent pour le Sahel le rôle prédominant non seulement de l'aléa climatique, mais aussi des changements environnementaux et de l'activité anthropique qui l'accompagnent. En effet le paradoxe sahélien peut être associé à une modification du couvert végétal et en particulier une diminution de la végétation naturelle au profit de sols cultivés ou de sols dénudés par le surpâturage ou l'exploitation forestière Loireau (1998). Sont en cause, non seulement la diminution de la pluviométrie qui limite le développement de la végétation, mais aussi la forte croissance démographique qui augmente la demande en ressources alimentaires et énergétiques. De telles modifications des états de surface favorisent l'érosion et l'encroûtement, et diminuent l'activité faunique des sols provoquant une augmentation du ruissellement des versants (Albergel *et al.* 1992). Malgré la forte diminution pluviométrique, sur certains bassins exoréiques l'augmentation du coefficient de ruissellement des versants s'est donc traduite par une augmentation des débits à l'exutoire, tandis que les mares des bassins endoréiques ont vu leur nombre, leur durée, ainsi que leur niveau s'accroître avec

le ruissellement, conduisant ainsi localement à augmenter la recharge de la nappe et donc sa hauteur.

Nota Bene : Il est important de noter qu'une telle modification dans le bilan hydrologique de certains systèmes sahéliens ne présage en rien d'une meilleure disponibilité des ressources en eau. Tout d'abord un tel comportement est très localisé et donc assez insignifiant comparé à la diminution globale des ressources en eau de l'Afrique de l'Ouest. En outre l'augmentation du ruissellement accentue les phénomènes d'érosion des sols et de transport solide associé, qui contribuent au colmatage des drains et détériorent la capacité des réseaux hydriques à drainer les écoulements. Enfin l'augmentation du ruissellement accentue, du fait de l'augmentation des vitesses d'écoulements, la difficulté de la végétation des versants à capter les eaux de surface pour son développement.

2.2.3.3 Impact pour les études de modélisation hydro-climatique

L'évolution du bilan hydrologique des petits systèmes sahéliens montre la nécessité de rendre compte, dans les études de modélisation hydrologique, de la forte variabilité pluviométrique très localisée, ainsi que les changements potentiels des états de surface.

On peut souligner à ce propos, la pertinence de l'approche adoptée par Seguis *et al.* (2004), qui sur le petit bassin endoréique de Wankama (2 km^2, Niger) ont pu modéliser le rôle préjudiciable sur le ruissellement du déficit pluviométrique durant la période sèche ; et, sur la base de photos aériennes disponibles pour les années 1950, 1975 et 1992, ont évalué l'impact contradictoire auquel pouvait conduire une modification de l'état de surface. Ils montrent ainsi que dans l'hypothèse d'une absence de modification des états de surface, le ruissellement aurait diminué de près de 40% entre la période humide et la période sèche. En revanche, la prise en compte de l'évolution des états de surface du bassin induit une augmentation notable du ruissellement du bassin de 30 à 70%.

Les résultats remarquables issus de ces travaux sont liés à la prise en compte de façon explicite, dans la modélisation hydrologique, des processus aux échelles essentielles à l'étude des systèmes hydrologique sahélien :

(i) l'échelle clé de l'événement pluvieux

(ii) la représentation explicite du rôle des états de surface dans le modèle hydrologique

Cette étude réalisée à l'échelle du bassin endoréique doit donc servir de base à l'élargissement de l'évaluation des bilans hydrologiques à l'échelle régionale.

2.3 Etude de l'impact hydrologique du changement climatique futur au Sahel

L'estimation de l'impact du changement climatique sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens est un enjeu majeur pour les décennies à venir. De la connaissance de l'évolution de l'hydrologie dépendent nombre de points clés liés à la ressource en eau, la sécurité alimentaire

et la santé des populations (Nyong 2005). Pourtant, d'une manière générale, les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie en Afrique de l'Ouest sont rares. En outre le choix de la méthodologie adoptée par ces études n'est pas toujours pertinente compte tenu des échelles mises en jeu dans les interactions entre le climat et le cycle de l'eau.

2.3.1 Des études récentes

Quelques travaux existent comme ceux récents de Ardoin-Bardin (2004), Ardoin-Bardin *et al.* (2005) sur des grands bassins de la zone soudano-sahélienne, Friesen *et al.* (2005) sur le bassin de la Volta, ou encore ceux de Mkankam Kamga (2001) au Cameroun qui ont permis d'élaborer des scénarios climatiques sur la base des sorties de MCG afin d'étudier l'évolution future des bilans hydriques mensuels. Enfin pour la zone typiquement sahélienne on ne dénombre que quelques études d'impact du changement climatique sur la production agricole réalisées par Van Duivenbooden *et al.* (2002) et Ben Mohamed *et al.* (2002) à partir des scénarios de MCG.

2.3.2 Prise en compte des problèmes d'échelle

L'incompatibilité entre les échelles des scénarios issus des modèles climatiques et les échelles représentatives de la variabilité hydrologique n'est pas explicitement prise en compte dans les études précédemment citées. L'approche choisie repose sur la méthode des facteurs de changement (cf. 1.5.2.2) appliquée directement sur les données observées soit au pas de temps mensuel choisi pour modéliser le débit des bassins (Ardoin-Bardin *et al.* 2005; Friesen *et al.* 2005; Mkankam Kamga 2001) soit au pas de temps journalier mieux adapté pour modéliser le rendement des parcelles agricoles (Van Duivenbooden *et al.* 2002; Ben Mohamed *et al.* 2002).

Bien que cette approche permette d'appréhender de façon relativement directe la problématique de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie, elle pose question quant aux échelles traitées explicitement. En particulier l'évolution récente de la pluviométrie depuis la fin des années 1960, suggère que les modifications climatiques à l'échelle globale peuvent se répercuter à l'échelle de systèmes climatiques très localisés. La diminution de l'occurrence des événements pluvieux associés à l'échelle des SCM en est une illustration notable. En outre les études de sensibilité réalisées sur le bassin endoréique sahélien de Wankama (2 km^2, Niger, Vieux *et al.* 1998) et le bassin soudanien de l'Ouémé à Bétérou (10000 km^2, Bénin, Le Lay 2006) et de façon générale les études sur les bassins des zones semi-arides (e.g. Legesse *et al.* 2003) ont montré le fort impact de la variabilité de l'occurrence des événements pluvieux sur la réponse des bassins.

La prise en compte des échelles liées à l'événement pluvieux dans l'élaboration de scénarios climatiques pour l'hydrologie nécessite d'adopter des approches différentes de celles utilisées jusqu'à présent sur l'Afrique. En effet, outre les fortes incertitudes sur la représentation de la variabilité pluviométrique pluri- et interannuelle dans les MCG (Kamga *et al.* 2005), la résolution trop grossière des modèles ne permet pas de rendre compte de la variabilité pluviométrique à l'échelle des SCM sur l'Afrique de l'Ouest (Jenkins *et al.* 2002) et particulièrement sur le Sahel (Lebel *et al.* 2000).

Les observations pluviométriques permettent, soit directement dans le cas ou des pluviographes sont disponibles (exemple réseau AMMA-CATCH Niger, cf. chapitre 3), soit via une modélisation simple dans le cas d'observations journalières, d'accéder à la variabilité du régime pluviométrique événementiel. Dans la mesure où cette échelle est décisive en terme de variabilité hydro-climatique dans la région, il faut explorer des approches qui permettront à partir des MCG de travailler à l'échelle de l'événement pluvieux.

2.4 Problématique de la thèse

La présente thèse s'intègre dans une démarche visant à mieux prendre en compte les échelles caractéristiques du cycle de l'eau dans les études d'impact de la variabilité climatique sur les bilans hydrologiques et les ressources en eau. Comme il vient d'être dit, le postulat de départ est que l'événement pluvieux - dont la durée en un point est, pour le Sahel, de quelques heures - constitue l'échelle temporelle "plafond" pour de telles études ; les échelles sous-jacentes caractéristiques correspondantes sont plus difficiles à déterminer et feront l'objet d'études spécifiques au cours de ce mémoire.

Sur la base des données pluviométriques et hydrométriques, ainsi que des outils de modélisation hydrologique, de simulation et de désagrégation de champs de pluie, le point est fait dans ce mémoire sur la problématique d'échelle dans l'élaboration de scénarios climatiques appliqués à l'étude des systèmes hydrologiques sahéliens. A cette fin nous tenterons de répondre ici à quelques questions essentielles, préliminaires à la définition d'une stratégie d'élaboration de scénarios hydro-climatiques adaptée.

(i) Quel est le degré de sensibilité des systèmes hydrologiques régionaux sahéliens à la forte variabilité spatiale et temporelle mise en jeu dans les événements pluvieux ? Autrement dit quelles résolutions spatio-temporelles doivent être représentées dans les scénarios climatiques pour étudier la réponse des systèmes sahéliens ?

(ii) Les outils permettant la désagrégation spatio-temporelle des sorties de MCG sont-ils capables de représenter la variabilité hydro-climatique au Sahel ?

(iii) Comment les échelles caractéristiques mises en jeu dans la variabilité climatique ont-elles influencé la réponse des systèmes hydrologiques par le passé ?

(iv) Comment pourraient-elles influencer la réponse des systèmes hydrologiques dans le futur ?

La réponse à l'ensemble de ces questions doit permettre de gagner de l'expertise pour définir une stratégie d'élaboration de scénarios pluviométriques adaptés à l'étude de l'impact du changement climatique sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens.

Il est à noter que par les fortes similitudes de la région sahélienne avec d'autres environnements hydrologiques semi-arides, on peut raisonnablement penser extrapoler la majorité des résultats établis dans cette thèse à d'autres régions semi-arides du globe.

Chapitre 3

Cadre d'étude : Systèmes hydrologiques étudiés, données et modélisation hydrologique

Afin d'avoir une vision de l'impact de la variabilité climatique représentative de la diversité du fonctionnement des systèmes hydrologiques sahéliens, une région au fonctionnement endoréique et une région au fonctionnement exoréique sont étudiées dans ce travail.

Les antécédents scientifiques du programme AMMA dans l'étude de la variabilité pluviométrique à fine échelle ainsi que dans l'étude des processus hydrologiques de surface ont été entrepris lors des expérience EPSAT-Niger (Estimation des Pluies par SATellite au Niger) mis en place dès 1989 (Lebel *et al.* 1992) puis de HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.* 1994). Ces campagnes ont permis la mise en place d'un observatoire que l'on nomme à présent "AMMA-CATCH Niger" défini sur une zone totale de 17600 km^2 autour de Niamey la capitale du Niger. Une quinzaine d'années de données pluviométriques de fine résolution sont disponibles sur cette zone au fonctionnement hydrologique majoritairement endoréique. Deux sites d'étude complémentaires seront définis au sein de cet observatoire, l'un privilégiant l'information pluviométrique et conceptualisant le fonctionnement hydrologique, l'autre se concentrant de façon plus détaillée sur la description de l'hydrologie mais sur une zone moins étendue.

La seconde zone d'étude est le bassin versant de la Sirba (38750 km^2, Niger). Cet affluent rive droite du fleuve Niger a été défini par le centre régional AGRHYMET [1] comme le site pilote pour les études d'impact hydrologique du changement climatique au Sahel.

La carte de la figure 3.1 situe les deux zones d'étude.

En terme de modélisation, des études menées au sein de l'équipe MEVHYSA (Mécanismes de la Variabilité HYdrologique en zone Semi-Aride) au laboratoire Hydrosciences Montpellier

[1] Le centre régional AGRHYMET dépend du CILSS (Comité Inter-état de Lutte contre la Sécheresse au Sahel) qui fédère 9 pays sahéliens afin de mieux appréhender les problèmes liés à la sécheresse. L'AGRHYMET a une mission opérationnelle et scientifique dans les domaines du suivi de la saison des pluies et des campagnes agricoles, d'une part, et dans la formation, d'autre part. A ce titre, l'AGRHYMET collabore activement dans les recherches et les actions opérationnelles du programme AMMA.

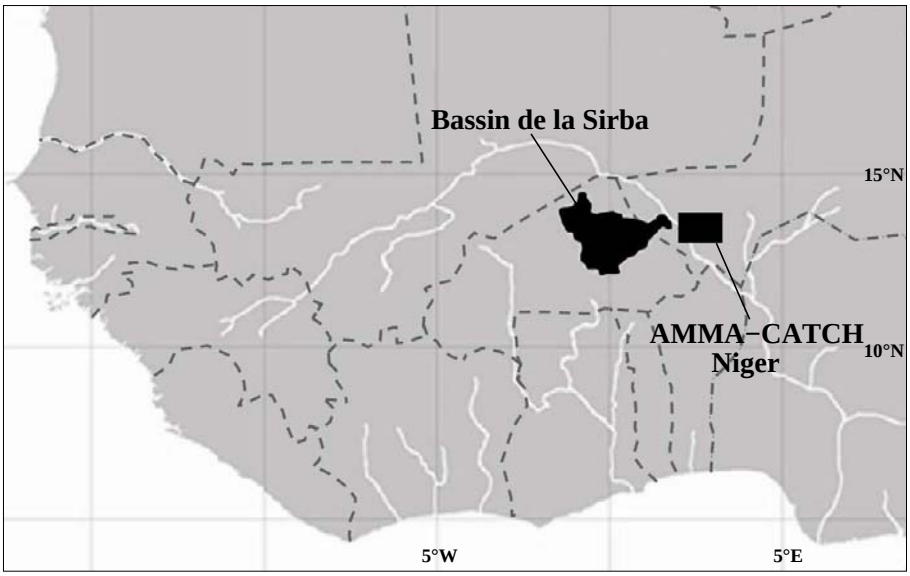


FIG. 3.1: Deux zones d'étude : l'observatoire AMMA-CATCH Niger (17600 km^2, Niger) au sein duquel deux sites d'étude de fonctionnement endoréique seront définis, la bassin versant de la Sirba (38750 km^2, Niger/Burkina-Faso) système au fonctionnement exoréique.

ont permis de développer une stratégie de modélisation hydrologique des systèmes sahéliens (e.g. Peugeot *et al.* 2003; Cappelaere *et al.* 2003; Massuel 2005). Nous utiliserons ici les outils développés par cette équipe.

3.1 Zones d'étude endoréiques au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger

3.1.1 Description des systèmes endoréiques étudiés

3.1.1.1 Définition des sites d'étude

L'observatoire AMMA-CATCH Niger (figure 3.2) est délimité sur une zone de 110km×160km (17600 km^2) par la couverture du réseau pluviographique EPSAT-Niger (Lebel *et al.* 1992). Ce réseau dense et de fine résolution permet le suivi de la pluviométrie au Sahel dans le programme AMMA.

L'observatoire AMMA-CATCH Niger est parcouru du nord-ouest au sud-est par le fleuve Niger qui partage la zone en deux unités hydrologiques distinctes. En rive droite du fleuve, le 1/3 de la zone se caractérise par un fonctionnement exoréique. En rive gauche du fleuve, les 2/3 de la zone sont définis par un fonctionnement endoréique, si bien que moins de 2% des écoulements qui s'y produisent sont drainés par le fleuve Niger (Desconnet *et al.* 1997; Peugeot *et al.* 2003). La partie de l'observatoire au fonctionnement endoréique fait l'objet d'études sur le cycle hydrologique depuis l'expérience HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.* 1994). Le but de cette expérience était de mieux prendre en compte dans les modèles de circulation générale comme dans les modèles d'hydrologie continentale, les échanges entre la surface continentale et l'atmosphère.

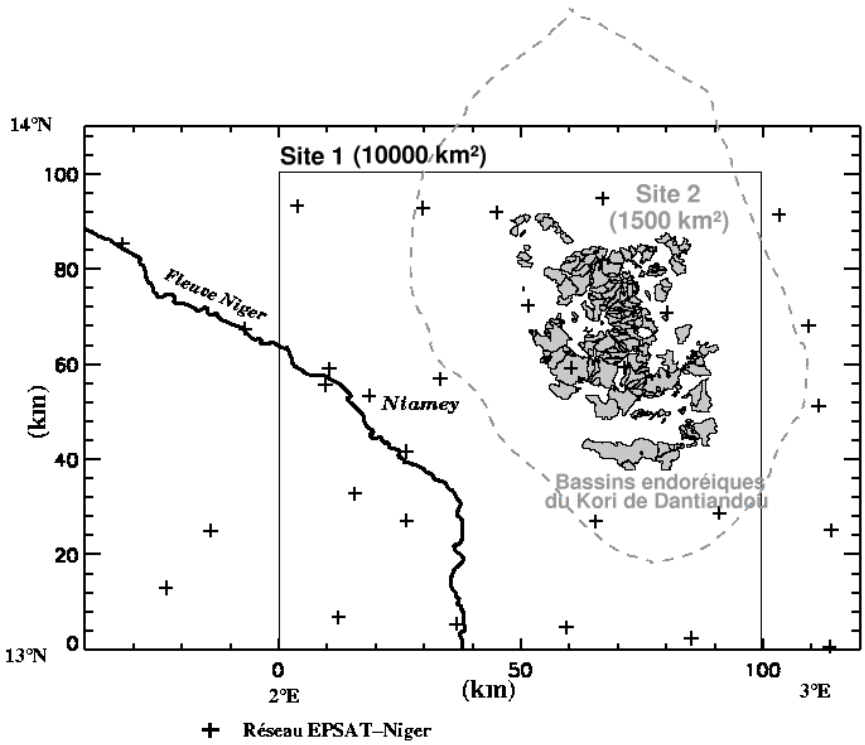


FIG. 3.2: L'observatoire AMMA-CATCH Niger et les deux sites d'étude sélectionnés. La ligne pointillée grisée délimite les contours de la nappe du Kori de Dantiandou.

Cette problématique se poursuit actuellement dans le programme AMMA par le suivi régulier de quelques sites localisés dont l'instrumentation fut initiée lors de l'expérience HAPEX-Sahel (mares de Wankama et de Banizoumbou, bassins versants de Wankama et de Tondi Kiboro,...). L'échelle d'investigation du cycle de l'eau s'étend depuis peu à une échelle supérieure définie par la nappe phréatique du Kori de Dantiandou, au sein de laquelle des dépressions piezométriques bien identifiées ont souligné l'intérêt d'une approche régionalisée d'évaluation du bilan hydrique. Les bassins du Kori de Dantiandou (figure 3.2) définissent globalement le "Super-site" sahélien du projet AMMA.

Deux site d'études seront principalement considérés dans notre travail dont la définition permet une approche complémentaire dans la compréhension de l'impact de la variabilité pluviométrique sur la réponse des systèmes hydrologiques endoréiques.

Le premier site (Site 1, figure 3.2) privilégie la retranscription de l'information pluviométrique en se définissant par une zone carrée étendue sur 10000 km^2 (100km×100km) documentée par les pluviographes du réseau EPSAT-Niger dont la répartition est ici particulièrement dense et homogène. En l'absence de documentation précise de l'hydrologie à l'échelle de ce premier site, nous conceptualiserons son fonctionnement en supposant qu'il est composé d'une juxtaposition de bassins endoréiques de taille et de fonctionnement similaire (cf. chapitre 6)

Le second site (Site 2, figure 3.2) privilégie quant à lui la prise en compte des hétérogénéités du paysage hydrologique. Défini sur un domaine plus restreint de 1200 km^2, ce site se compose de 227 bassins endoréiques situés sur le Kori de Dantiandou. La délimitation et la caractérisation

du fonctionnement hydrologique de ces bassins a été entreprise par Massuel (2005) dans l'objectif de modéliser de façon intégrée l'évolution du niveau et des dépressions de la nappe du Kori de Dantiandou. Les exutoires qui ont permis à Massuel (2005) de délimiter les bassins ont été répertoriés comme points d'alimentation potentielle de la nappe. L'hétérogénéité de la zone se caractérise par i) la taille variable des bassins de 3 ha à 50 km^2 (moyenne de 3.5 km^2), ii) la diversité des caractéristiques géomorphologiques retranscrite par Massuel (2005) en une variabilité de la réponse hydrologique des bassins (cf. section 3.3.3).

3.1.2 Caractéristiques géomorphologiques des systèmes endoréiques

Le paysage de la zone endoréique est un héritage des épisodes secs et humides qui se sont succédés au cours du Quaternaire (Favreau 2000). Ainsi durant la dernière période glaciaire (autour de 18000 ans BP - *Before Present*) le climat africain était beaucoup plus sec et froid qu'aujourd'hui. Le passage à l'Holocène moyen a conduit jusqu'à il y a environ 8000 ans BP à la réactivation de la mousson. Cette période humide propice à la recharge des aquifères conférait au Sahara des paysages de prairies d'herbe verte. Cette période s'est poursuivie par une nouvelle régression du climat vers une tendance plus sèche diminuant la pluviométrie et amenant, il y a 2 à 3 milliers d'années, la limite de désertification saharienne aux latitudes que l'on connaît aujourd'hui (Gasse 1998). L'assèchement du climat s'est accompagné d'une dégradation régulière des réseaux hydrographiques due à l'accumulation de sable que le ruissellement insuffisant ne peut plus franchir (Desconnet 1994). Les systèmes endoréiques à l'est de Niamey s'organisent autour de ces réseaux fossiles appelés "koris", tels que ceux qui alimentaient autrefois la vallée du Dallol Bosso à l'ouest de Niamey. En bordure des koris un paysage hydrologique caractéristique se dessine représenté par la coupe transversale de la figure 3.3.

On distingue habituellement trois grands ensembles qui s'échelonnent sur un dénivelé ne dépassant pas la centaine de mètres :

- le plateau à cuirasse ferrugineuse est couvert par un sol nu caillouteux localement ensablé sur lequel alternent des bandes de buissons perpendiculaires à la ligne de pente. Vue d'en haut, cette végétation ressemble à une peau de tigre, d'où est issue l'appellation "brousse tigrée". Le talus qui est une zone de forte pente fait la transition avec l'unité avale.
- le glacis ou jupe sableuse prolonge le talus par des sols sableux et des surfaces agricoles de mil le plus souvent et de jachères.
- le bas fond au sol sableux et argileux accumule les écoulements de surface dans des mares temporaires.
- entre le fond de vallée et la jupe sableuse, on distingue souvent un replat de surface indurée sur lequel on constate souvent une dispersion des écoulements au sein de zones d'épendage.

3.1.3 Réponse hydrologique des bassins endoréiques

La réponse d'un versant de la zone au passage d'un événement pluvieux dépend de l'intensité pluviométrique de l'événement, des états de surface du bassin et de leurs conditions de saturation qui définissent les paramètres intervenant dans la production de ruissellement de type hortonien.

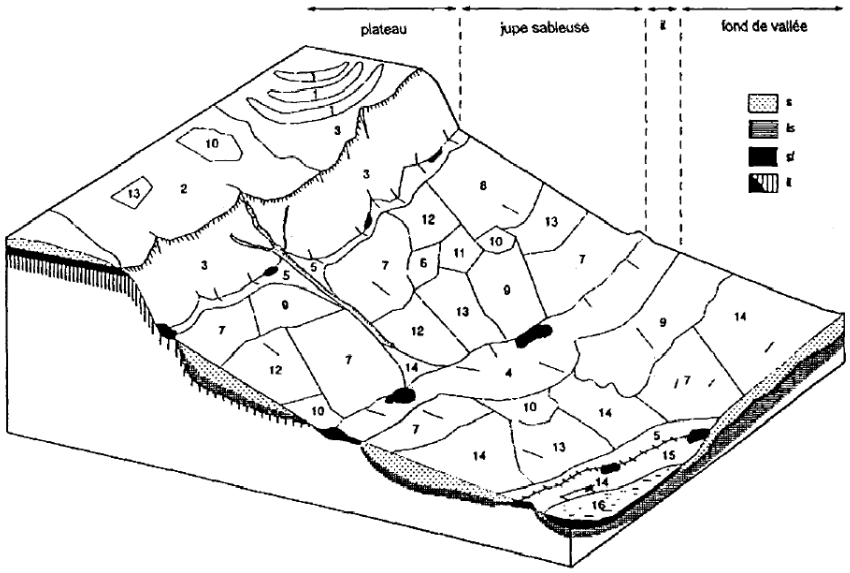


FIG. 3.3: Toposéquence typique de la région de Niamey (d'après D'Herbès et Valentin 1997). "s" : sable, "Is" : argile sableuse, "sI" : sable argileux, "il" : niveau induré. Numérotation : 1, brousse tigrée, 2, sol nu, 3,végétation dispersée, 4, surface indurée, 5, talus dégradé, 6 à 11, jachère, 12 à 15, champs cultivés, 16, mare (figure issue de Favreau 2000)

De par leur faible taille, les bassins endoréiques ont un temps de réponse très court comme l'illustre la figure 3.4 pour le bassin endoréique de Tondi Kiboro.

Sur les pente faibles des plateaux le ruissellement est favorisé par les sols nus sujets à l'encroûtement excluant presque totalement le processus d'infiltration. En revanche les forts écoulements produits sont interceptés par la brousse tigrée qui réinfiltre la quasi totalité des écoulements. Le ruissellement produit en bordure du plateau rejoint à l'aval le talus dont la forte pente accélère l'écoulement. Il est à noter que la diminution de la couverture de brousse tigrée observée ces dernières années semble s'accompagner d'une augmentation non négligeable de la contribution du ruissellement de plateau à l'aval du versant (Robert 2005). Le ruissellement non infiltré et non transféré à l'aval peut s'accumuler dans des mares dites de plateau. Sur les pentes moyennes des glacis, des ravines sableuses concentrent l'écoulement issu du talus et produit par des sols souvent cultivés mais non remaniés. Selon la configuration topologique, des mares dites de versant peuvent se former à ce niveau. L'écoulement peut parfois partiellement ou totalement disparaître dans des zones d'épandage et éventuellement réapparaître en aval et s'accumuler dans les mares de bas fond (Desconnet *et al.* 1996).

L'eau accumulée dans les mares s'évapore et s'infiltre sur les bords sableux non colmatés par l'argile qui s'accumule au fond. Les mares définissent l'exutoire des petits bassins versants. La délimitation de ces bassins est complexe car la forte érosion qui se produit en surface avec le ruissellement peut s'accompagner d'une modification radicale de l'emplacement des ravines parfois d'un événement à l'autre. Certaines ravines peuvent ainsi être déviées de telle sorte qu'elles alimenteront une mare voisine, changeant ainsi radicalement la configuration des bassins versants (Descroix 2005, communication personnelle). Aux mares de plateau sont associés les

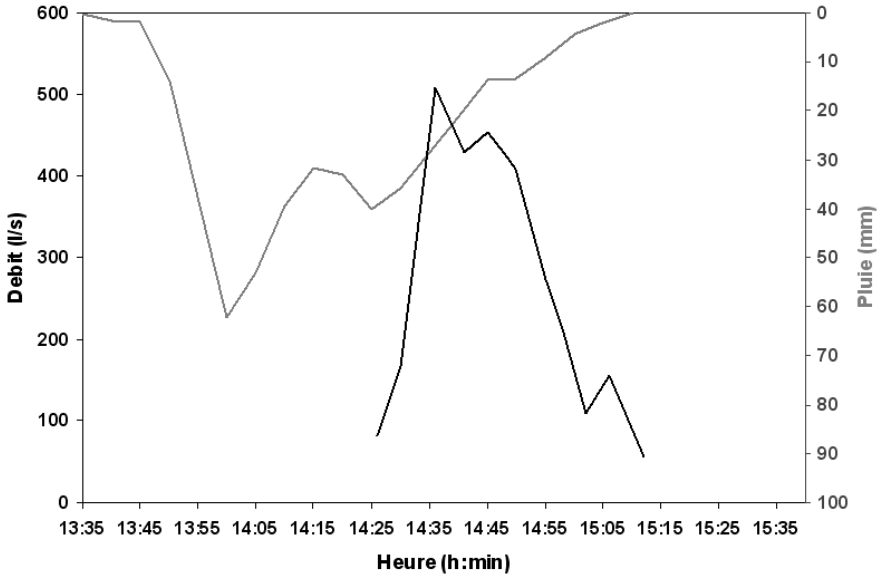


FIG. 3.4: Réponse du bassin de Tondi Kiboro à l'événement pluvieux du 31 juillet 1992. Données collectées durant l'expérimentation HAPEX-Sahel.

plus petits bassins versants (surface maximum de 1 km^2). Les mares de bas fond accumulent l'écoulement issu de bassins plus étendus dépassant parfois la dizaine de km^2. Les mares de versant de part leur position intermédiaire entre les mares de plateau et les mares de kori ont des surface de drainage très variables.

La taille du bassin définit notamment la taille de la mare et donc la recharge potentielle vers l'aquifère. Les mares de plateau sont les moins contributives du fait de leur volume réduit, leur part infiltrée faible et leur éloignement par rapport à la nappe distante de 50 à 70 m. Les mares de kori contribuent près de dix fois plus à la recharge de la nappe que les mares de plateaux de par leur volume élevé et leur fort taux d'infiltration ($\sim$ 90% de la vidange). Les mares de versant quant à elles montrent une forte variabilité de recharge infiltrant parfois plus du double de certaines mares de kori alors que l'infiltration peut être du même ordre de grandeur que celle des mares de plateau. Certaines cultures comme le mil (principale céréale de la région) sont parfois considérées comme des zones propices à l'infiltration pouvant éventuellement contribuer à la recharge de la nappe (Bromley *et al.* 2002). Les récents travaux de Massuel (2005) posent aussi la question du rôle des zones d'épandage dans la recharge de la nappe.

Comme le suggérait déjà la figure 2.2, le bilan d'eau moyen de la région est dominé par la forte évapotranspiration. Pendant la saison des pluie, elle agit principalement dans la récupération de l'humidité de sols après ruissellement ainsi que dans la vidange des mares. En revanche, étant données les fortes intensités de pluie mises en jeu dans les événements pluvieux qui touchent les bassins, l'évaporation n'intervient pas directement sur le processus de ruissellement (Peugeot *et al.* 1997; Galle *et al.* 1999).

3.1.4 Données hydrologiques disponibles

3.1.4.1 Données pluviométriques

Le réseau pluviographique AMMA-CATCH Niger

Le suivi de la pluviométrie à pas de temps fin sur la grande zone de 110×160 km^2 a débuté en 1990 (Lebel *et al.* 1992). L'observatoire comptait initialement une centaine de pluviomètres enregistreurs à augets basculants. Le temps de basculement des augets, mesuré à la seconde près, correspond à un cumul pluvieux de 0.5mm. Le nombre de basculements sur une durée donnée permet ainsi de restituer l'intensité de la pluie : 1 basculement toute les 5 minutes correspond par exemple à une intensité de 6mm/h, 1 basculement toutes les minutes correspond à 30mm/h. La densité du réseau fut conservée jusqu'en 1993, avant que les coûts de maintenance n'obligent à réduire le nombre de pluviomètres. Les travaux de Lebel et Amani (1999) ont permis de déterminer la densité optimale permettant d'estimer de façon précise la pluie sur l'ensemble de la zone. Sur la période 1990-2002, le nombre de pluviomètres fut diminué de 107 à 30 ne provoquant qu'une erreur additionnelle d'estimation de la pluie de 2%. Le réseau de 30 stations ainsi défini est maintenu depuis 1994. En plus de ce réseau de base à maillage régulier, des pluviographes ont été maintenus sur les petits bassins versants étudiés, si bien qu'il y a toujours au moins 36 pluviographes en activité sur la zone.

Les informations issues des images satellites qui permettent de déceler de façon globale le passage d'événements pluvieux sur le Sahel (e.g. Mathon 2001) ont été mises en relation avec les données issues des pluviomètres du réseau E-N qui offrent une indication sur la trace de l'événement au sol. Grâce à une étude de sensibilité, D'Amato et Lebel (1998) ont établi des critères spatio-temporels permettant de définir un événement pluvieux à partir des données ponctuelles au sol en concordance avec les données satellitaires :

- Au moins 30% des stations du réseau doivent enregistrer de la pluie
- Au moins une des stations doit enregistrer plus de 1 mm de pluie
- La pluie ne doit pas s'interrompre plus de 30 minutes sur tout le réseau (sinon on considère que l'événement est terminé).

A partir de ces critères, 548 événements ont été définis sur la période 1990-2002. La base de données événementielles ainsi établie a permis de documenter la variabilité annuelle de la pluie et son impact sur la variabilité spatiale, ainsi que la variabilité interannuelle de la dernière décennie. L'article Balme *et al.* (2006) présenté dans le chapitre 4 fait une synthèse de travaux récents sur ce point.

Le réseau Badoplu

Le réseau Badoplu (**Ba**nque de **do**nnées **plu**viométrique) regroupe les données pluviométriques journalières collectées par plusieurs organismes opérationnels d'Afrique de l'Ouest (réseaux de plusieurs services météorologiques nationaux, réseau de l'Institut de Recherche et Développement anciennement l'ORSTOM, réseau de l'AGRHYMET).

Ce réseau offre des données de 1950 à 1990 sur plus de 600 stations. Il fournit une vision précise de la variabilité interannuelle sur un grand sous domaine (de 10°E à 5°O) de l'Afrique de l'Ouest et a notamment permis à Le Barbé *et al.* (2002) de comparer le régime pluviométrique humide à celui des années sèches.

3.1.4.2 Données de ruissellement

Quelques bassins jaugés

A l'échelle régionale, le niveau de la nappe est directement lié à la contribution très localisée qu'assure chacune des mares. L'étude de la variabilité du bilan hydrique régional nécessiterait donc d'équiper chacune des mares et d'étudier en conséquence la réponse hydrologique de tous les petits bassins endoréiques qui les alimentent. Malheureusement, la multitude des bassins endoréiques qui composent le paysage hydrologique du Kori de Dantiandou, rend tout à fait illusoire la mise en place d'un dispositif de mesure des mares sur l'ensemble de la zone. En revanche quelques parcelles et bassins ont été équipés afin de documenter les processus qui opèrent de la pluie jusqu'à la nappe sur les systèmes endoréiques. Etant donnée l'homogénéité hydrologique de la zone, les résultats peuvent être considérés comme représentatifs du fonctionnement de la majorité des systèmes endoréiques sahéliens.

Une dizaine de sites ont été équipés de stations de jaugeage permettant d'évaluer le ruissellement issu des bassins. On peut citer à ce propos les travaux réalisés de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant par Estèves et Lenoir (1994) sur le bassin de Sama Dey, Peugeot *et al.* (1997) sur le Supersite expérimental de Banizoumbou, Peugeot *et al.* (2003) sur le bassin de Wankama.

3.1.5 Variabilité hydro-climatique sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger

La variabilité hydro-climatique sur la zone pendant les dernières décennies est caractéristique du comportement décrit précédemment concernant le paradoxe sahélien (cf. partie 2.2). En dépit de la péjoration climatique, la modification des états de surface depuis les années 1970 a conduit à une augmentation du coefficient de ruissellement, une alimentation croissante des mares et donc une recharge plus importante de la nappe profonde. Les études qui ont permis de décrire un tel comportement (e.g. Leduc *et al.* 2001) sont d'ailleurs majoritairement issues de l'expérience HAPEX-Sahel.

Le rôle de la variabilité climatique sur le ruissellement de surface de cette zone sera abordé dans ce mémoire sur la base d'une stratégie de modélisation hydrologique des bassins endoréiques de l'observatoire AMMA-CATCH sur la période récente 1990-2002 à l'aide de la base de données AMMA-CATCH Niger, ainsi que sur la période 1950-1990 à l'aide des données Badoplu.

3.2 Un système exoréique : le bassin versant de la Sirba

3.2.1 Description du bassin versant de la Sirba

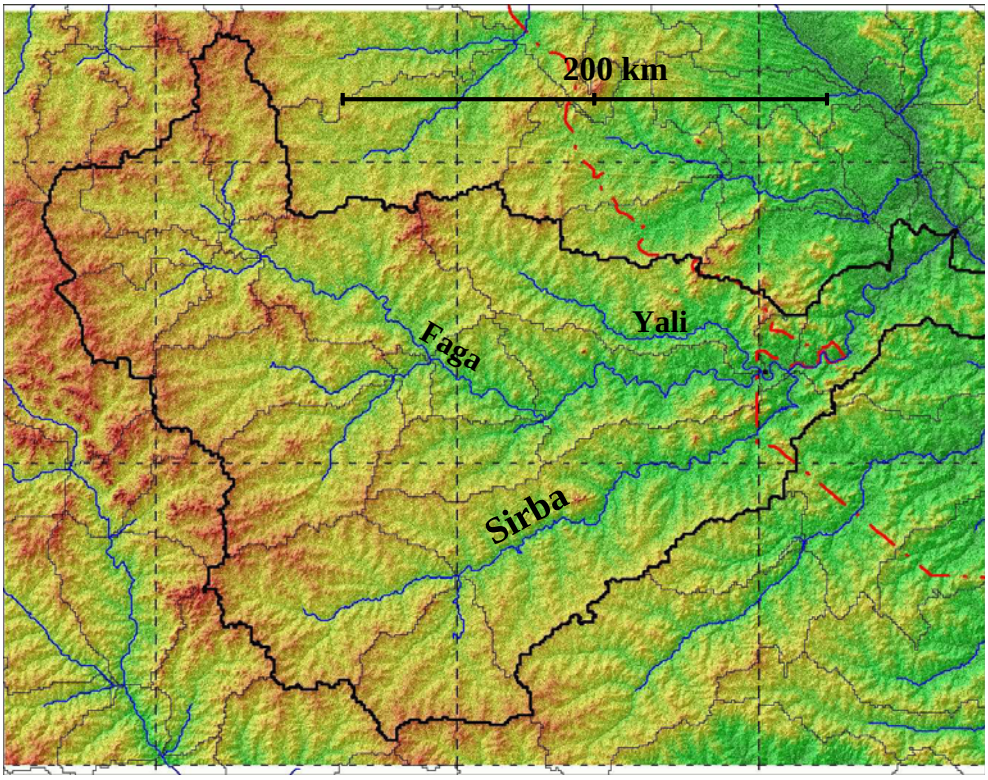


FIG. 3.5: Bassin versant de la Sirba

La Sirba est l'un des six affluents rive droite du fleuve Niger dans la région du Liptako Gourma (zone interceptant le sud-ouest du Niger, l'est du Burkina Faso et la partie frontalière adjacente du Mali). Contrairement aux bassins de la rive gauche qui sont caractérisés par un fonctionnement endoréique, les écoulements produits sur les versants en rive droite sont drainés jusqu'au fleuve Niger conférant aux bassins un fonctionnement exoréique.

Le bassin de la Sirba (figure 3.5) s'étend sur près de 38750 km^2 répartis majoritairement sur le Burkina Faso. Le relief du bassin par ses faibles dénivelés (de 190 mètres à l'exutoire à près de 400 mètres à l'extrémité ouest du bassin) est caractéristique des bassins sahéliens. Deux affluents majeurs le Faga et le Yali rejoignent la Sirba à proximité de la frontière entre le Niger et le Burkina Faso. Le Faga forme le drain le plus long du bassin atteignant une longueur de l'ordre de près de 360 km. L'exutoire du bassin est situé à Garbe Kourou (13°44'N, 1°36'45"E, figure 3.6) à la suite duquel les écoulements se poursuivent dans le fleuve Niger.

Les écoulements ne sont pas permanents, ils se produisent avec la saison des pluies en moyenne entre mai et novembre et participent activement au débit du fleuve Niger. La crue du Niger, associée principalement aux apports de la Sirba et, dans une moindre mesure, aux contributions des autres affluents provenant du Burkina, est appelée crue locale à cause de son caractère localisé dans le temps ou bien parce qu'elle est due à des pluies locales (dans une zone proche de Niamey),

FIG. 3.6: La Sirba à son exutoire Garbe Kourou, où se situe aussi la station de jaugeage.

en opposition à la deuxième crue appelée crue malienne qui est due à des apports lointains venant de Guinée et du Mali (Amani 1999). La première crue du Niger se produit donc au maximum de la crue de la Sirba vers le mois de septembre, tandis que les écoulements produits lors de la crue guinéo-malienne n'atteignent Niamey qu'au mois de décembre.

Outre la crue qu'elle provoque à proximité de Niamey, la Sirba est aussi célèbre pour ses ressources aurifères. L'exploitation minière de l'or a commencé dans les années 1960 et fut renforcée lors de la grande sécheresse des années 1983/84. Afin de mettre un frein à l'exode rural, le gouvernement a décidé de soutenir la production aurifère artisanale dans la région du Liptako et d'autoriser l'accès aux gisements d'or. L'activité est encore maintenue aujourd'hui de façon artisanale. On peut estimer à l'heure actuelle que près de 30000 mineurs, dont 5100 enfants, travaillent dans des conditions plus que précaires. En 1993, 200 chercheurs d'or ont perdu la vie dans un glissement de terrain (Organisation Internationale du Travail 2000).

3.2.2 Données disponibles

3.2.2.1 Données hydrologiques

Données pluviométriques

Les données pluviométriques disponibles sur le bassin de la Sirba sont issues de la banque de données pluviométrique Badoplu complétée par des données fournies par le centre AGRHYMET. On dispose ainsi de données journalières pour la période 1950-1999 sur une fenêtre étendue de 11°N à 15°N et de 3°E à 3°W.

Le réseau pluviométrique a beaucoup évolué sur cette période. Au voisinage proche du bassin de la Sirba (figure3.7a), le réseau s'est amélioré au cours des années passant de 20 stations dans les années 1950 à une trentaine de stations pour la période 1970-1990, avant de se dégrader sur

la dernière décennie, suivant ainsi la tendance générale des réseaux pluviométriques d'Afrique de l'Ouest (Ali 2004). La répartition des pluviomètres sur la zone est assez peu homogène (figure 3.7b). Le réseau minimal constant (taux de lacune inférieur à 5%) sur toute la période de données couvre plutôt la partie centrale du bassin à défaut des extrémités est et ouest qui sont mal documentées. Ce réseau minimal correspond à une répartition moyenne de 1 station tous les 4000 km^2. Si on considère le réseau constant sur la décennie 1980-1990, on constate une meilleure couverture sur la partie centre-ouest du bassin tandis la partie est du bassin reste assez pauvre en données. Ce réseau correspond à une densité moyenne de 1 pluviomètre pour 2500km^2.

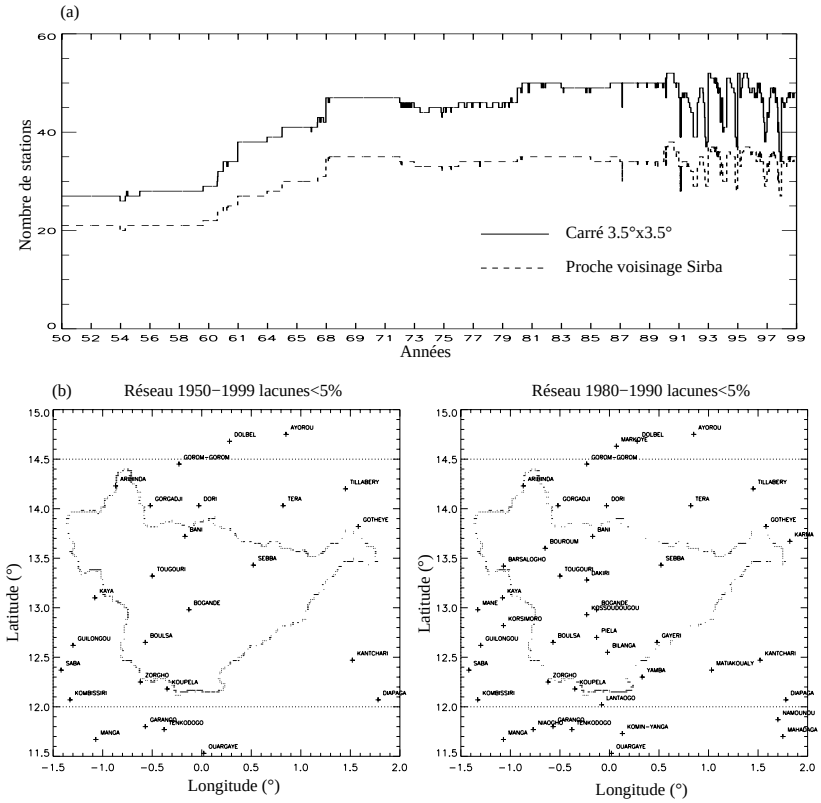


FIG. 3.7: Evolution du réseau pluviométrique sur le bassin de la Sirba

Données hydrométriques

Les débits journaliers à Garbe Kourou, exutoire du bassin, nous ont été fournis par le centre régional AGRHYMET sur la période de fonctionnement de la station de jaugeage de 1956 à 2002.

Les données sont entachées de lacunes parfois sur plusieurs années mais aussi sur des périodes plus courtes de quelques jours limitant le nombre d'années exploitables. En particulier la station de jaugeage a fonctionné de façon sporadique sur l'ensemble de la période de 1991 à 2002 réduisant la période exploitable aux années antérieures à 1991. On note aussi des tentatives pour combler les lacunes comme les interpolations linéaires réalisées sur l'année 1957 que par prudence nous ne prendrons pas en compte. Au final nous considérerons les données de seulement 23 années sur les 47 disponibles.

Ouvrages de retenue d'eau sur le bassin

Sur la Sirba on dénombre près de 87 retenues permettant le stockage temporaire des écoulements pour l'irrigation (cf figure 3.8). Ces retenues représentant un volume maximal de 132 millions de m^3. Sur la période de 1956 à 1990, ce volume est la plupart du temps négligeable et représente moins de 1.5% des volumes écoulés pour 19 années sur 23. Le stockage des retenues peut en revanche être plus influant sur les écoulement d'années particulièrement sèches comme 1968 où le volume des retenues équivaut à 4.2% des volumes écoulés.

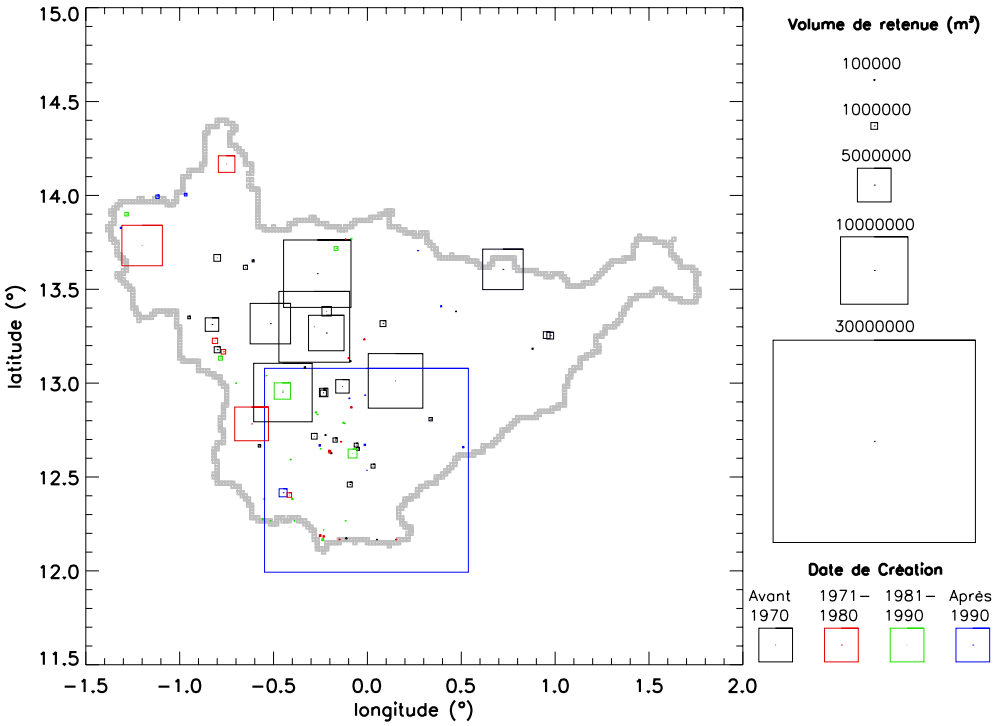


FIG. 3.8: Retenues d'eau sur le bassin de la Sirba (source DGIRH du Burkina Faso).

3.2.2.2 Données topographiques et d'occupation des sols

On dispose pour décrire la topographie du bassin (figure 3.5) du MNT USGS (US Geological Survey) de résolution 30 secondes d'arc soit environ 1.8 kilomètres.

Les données d'occupation des sols sont issues de la carte Global Land Cover (GLC) de la Communauté Européenne. Cette carte, déjà utilisée dans les travaux sur la Sirba de Messager (2005), a été établie par Mayaux *et al.* (2003) en déterminant l'indice de végétation normalisé (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) à partir des images SPOT de résolution 30 secondes d'arc. Cet indice permet de rendre compte de la présence de végétation active. Les valeurs maximales des NDVI entre les années 1999 et 2001 ont été sélectionnées afin de détecter les pics de développement de la végétation. La carte utilisée ici représente donc un état moyen du couvert végétal dans son état le plus actif durant cette période. Selon les valeurs de NDVI des classes décrivant l'occupation des sols sont établies. Sur le bassin de la Sirba, huit classes sont ainsi détectées (cf figure 3.9 et tableau 3.1).

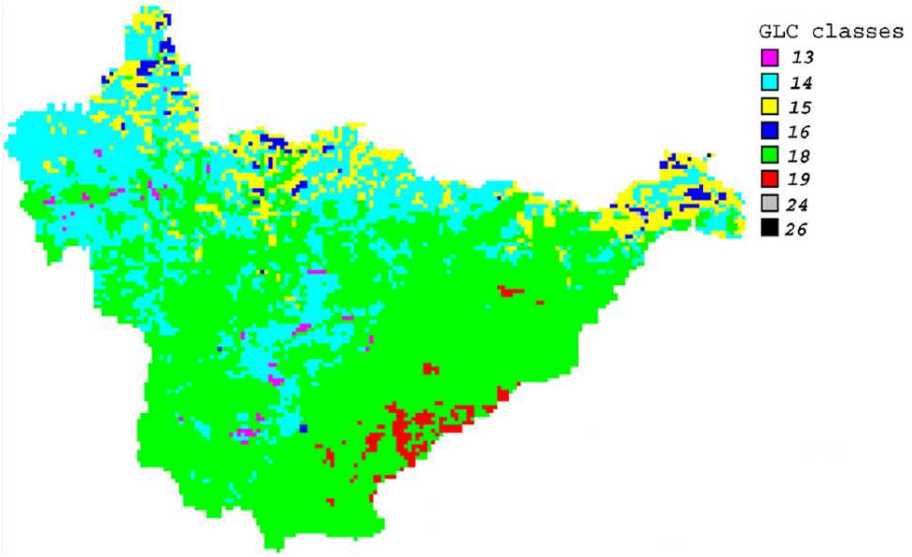


FIG. 3.9: Carte de l'occupation du sol pour le bassin de la Sirba (d'après Messager 2005)

Classes GLC	Occupation des sols	Surface couverte (%)
13	Savane herbacée dense	0.062
14	Savane herbacée ouverte à faible strate arbustive	27.19
15	Savane herbacée ouverte	9.08
16	Pseudo steppe	1.39
18	Agriculture (> 50%)	59.95
19	Mosaïque agriculture / végétation sèche	1.74
24	Roche nue	0.03
26	Réseau hydrographique	0.01

TAB. 3.1: Classes d'occupation des sols sur le bassin versant de la Sirba issue de la carte Global Land Cover (d'après Messager 2005)

Remarque : la carte géologique du bassin de la Sirba a été obtenue trop tardivement pour être exploitée de façon approfondie au cours de ce travail. A titre informatif, cette carte est mise à disposition en annexe du document (figure et devra être exploitée ultérieurement pour mieux définir le fonctionnement hydrologique du bassin.

3.2.3 Variabilité hydro-climatique sur le bassin de la Sirba

3.2.3.1 Un point sur le fonctionnement supposé du bassin de la Sirba

Jusqu'à présent, peu d'expertises de terrain ont été menées pour décrire de façon précise le fonctionnement de la Sirba. Etant donné son statut de "bassin pilote" pour les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie au Sahel, il est probable sinon recommandable qu'un suivi plus systématique du bassin soit mis en oeuvre pour documenter les transferts hydrologiques qui s'y produisent. Néanmoins les connaissances acquises sur les bassins sahéliens permettent d'établir quelques hypothèses sur le fonctionnement hydrologique de la Sirba.

Comme pour la plupart des systèmes hydrologiques sahéliens, le rôle des conditions de surface sur le bassin de la Sirba est prédominant dans le processus de production du ruissellement majoritairement hortonien. D'après les expertises de Mahé (communication personnelle), l'infiltration profonde est négligeable contrairement aux régions endoréiques où l'infiltration profonde est assurée au niveau des mares. La nappe située à plusieurs dizaines de mètres sous la surface n'est donc quasiment pas alimentée au niveau des versants. Quelques zones fissurées de socle précambrien qui affleure à l'extrémité est du bassin, peuvent éventuellement former des chemins préférentiels permettant à l'eau d'atteindre la nappe profonde, à condition que les fissures ne soient pas engorgées par les dépôts argileux. A l'inverse, la nappe profonde ne semble pas contribuer pas de manière significative sur les débits du bassin. Seules quelques nappes perchées peuvent parfois affleurer à la limite du réseau hydrique principal pendant les événements les plus forts. D'éventuelles pertes au sein du réseau de drainage ne sont pas à exclure sur le bassin mais sont difficiles à évaluer de par la taille importante des drains et le manque de mesures sur le réseau. Mahé (communication personnelle) rapporte sur d'autres bassins de fonctionnement similaire que le colmatage du fond du lit est courant et peut limiter les pertes en réseau. On notera en revanche qu'il existe vraisemblablement des plaines d'inondation notamment au niveau de la confluence des trois principaux cours d'eau du bassin, à proximité de la frontière entre le Burkina Faso et le Niger, qui peuvent éventuellement être des zone privilégiées d'infiltration profonde.

3.2.3.2 Variabilité intrasaisonnière des débits

Les exemples d'hydrogrammes, présentés sur la figure 3.10 pour 6 années hydrologiques définies du 1^{er} mars au 1^{er} février, permettent de distinguer trois étapes dans la réponse du bassin.

La première est marquée par l'absence de réponse du bassin au forçage pluviométrique en début de saison. En moyenne 17% de la pluie annuelle ($\pm$ 10% selon les années) tombe sans que les écoulements produits n'atteignent l'exutoire. La deuxième étape est la première réponse en débit du bassin qui forme quasiment un palier. Le troisième temps de réponse se distingue par les débits maximums qu'atteint la crue de la Sirba qui se poursuit par la décrue et l'arrêt des écoulements très rapidement après les dernières pluies, attestant de la faible contribution du souterrain aux débits du bassin.

Quelques explications qualitatives peuvent être avancées concernant ces trois étapes.

Le comportement de la première étape est d'abord certainement très lié à la pluviométrie : comme le montre la décomposition du signal pluviométrique saisonnier moyen de la pluie moyenne sur la Sirba en nombre et moyenne des jours pluvieux (figure 3.11), les précipitations restent relativement faible durant la période d'installation de la mousson car marquée par une forte intermittence temporelle (nombre moyen de jours pluvieux faibles) et des événements pluvieux en moyenne moins intenses (cumul journalier moyen faible). On peut noter que ce comportement est visible à l'échelle du bassin comme à l'échelle de la station. Balme-Debionne (2004) a en outre montré que les événements pluvieux de début de saison était aussi spatialement plus intermittents. A cette faible pluviosité s'ajoute la forte évaporation qui persiste sur le bassin à cette période. On peut éventuellement associer à ces facteurs climatiques le stockage temporaire des réservoirs

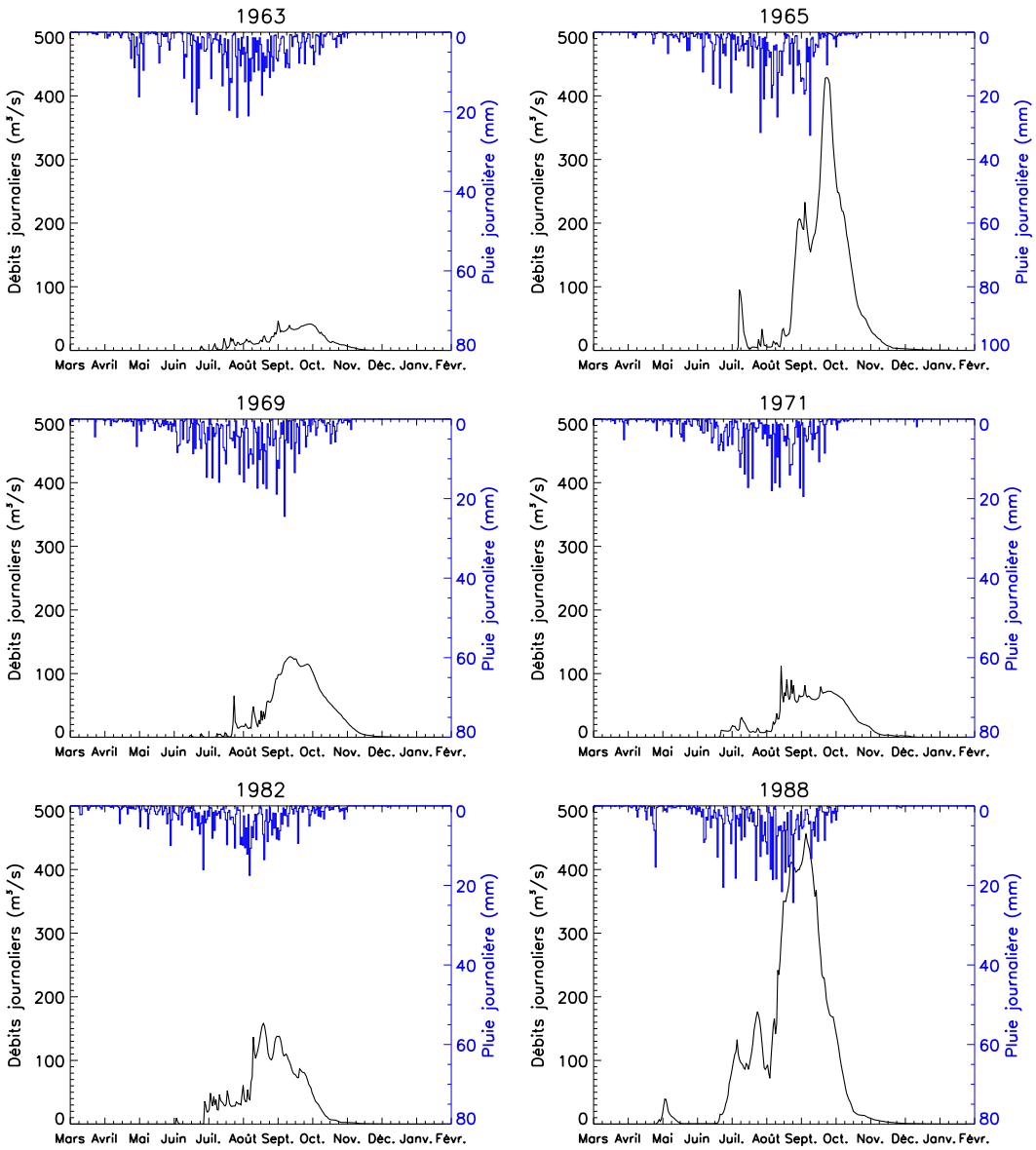


FIG. 3.10: Exemples d'hydrogrammes et hyétogrammes sur le bassin de la Sirba

de surface que forment, non seulement les retenues artificielles, mais aussi les retenues naturelles composées au sein du bassin par quelques versants dont le comportement reste endoréique tant que les lames d'eau ruisselantes ne sont pas suffisantes pour être drainées. L'intensification des pluies en fréquence et en intensité, dès la fin du mois de juin, associée à une évapotranspiration qui diminue, permet aux écoulements d'être drainés jusqu'à l'exutoire (deuxième étape). Au coeur de la saison, les événements pluvieux intenses, temporellement proches et de forte extension spatiale, sollicitent l'ensemble du bassin et provoquent la crue.

3.2.3.3 Variabilité interannuelle et décennale

La variabilité hydro-climatique du bassin peut être documentée sur les 23 années qui composent la série de données sans lacune sur la période 1990-2002.

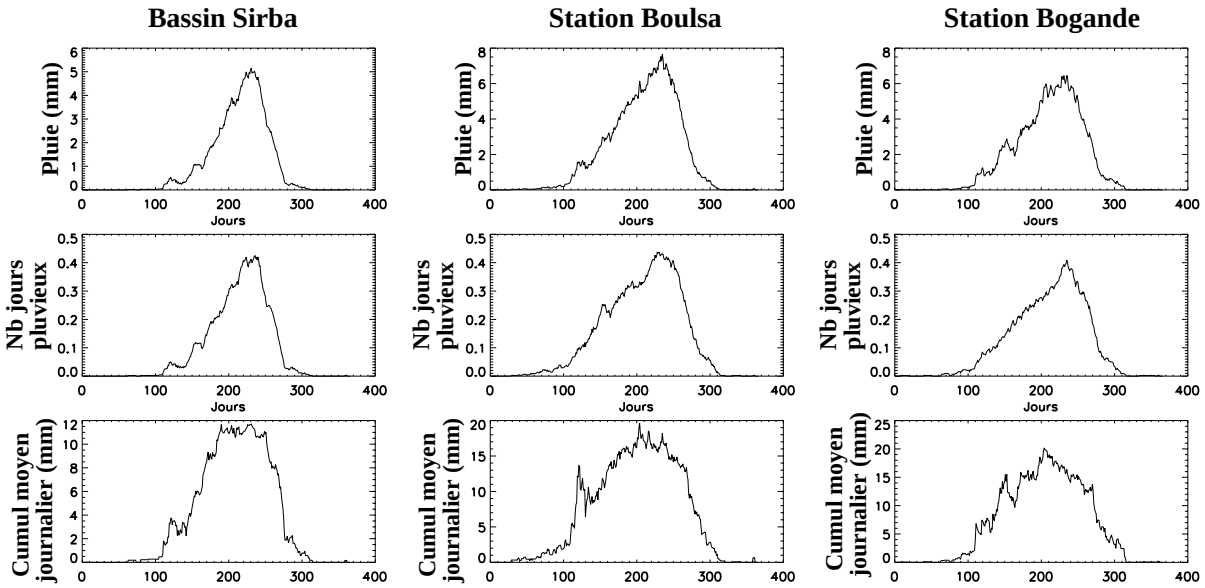


FIG. 3.11: Décomposition du signal pluviométrique saisonnier en nombre de jours pluvieux et cumul journalier moyen. (Période 1950-1989, moyenne glissante de 11 jours).

Variabilité de la relation pluie-débit annuelle

Les indices de pluie et de débits décrits ci-dessus suggèrent une relation complexe entre la pluie et le débit annuels. Cette relation est illustrée par la figure 3.12.

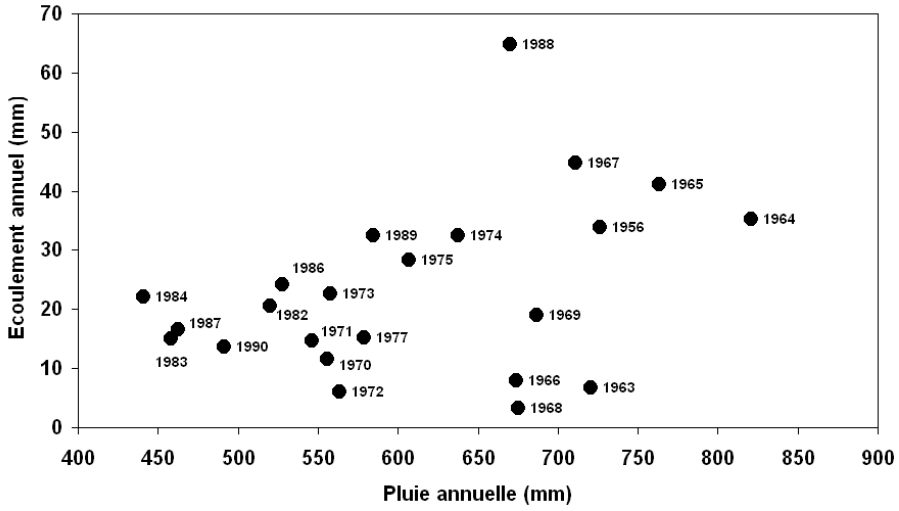


FIG. 3.12: Relation entre lame d'eau précipitée et lame d'eau écoulée pour les 23 années sans lacunes de 1956 à 1990.

L'organisation très dispersée des points du graphique montre que le cumul pluviométrique annuel à lui seul ne peut expliquer les écoulements annuels sur la Sirba. On distingue en effet quelques années pour lesquelles une forte pluviométrie annuelle n'est pas associée à une forte hydrométrie (1970,1972,1977,1963,1966,1968). Tandis que quelques années à faible pluviométrie peuvent produire un ruissellement supérieur à des années plus humides (1984, 1988).

Le coefficient de ruissellement annuel est donc très variable passant de valeurs de l'ordre de 1% à parfois près de 10% (figure 3.15) et suggère que la répartition spatio-temporelle des événements pluvieux joue un rôle prédominant dans la réponse du bassin.

Indice des pluies et débits

Malgré les nombreuses lacunes qui ponctuent la série de débits sur cette période, le tracé de la variable centrée réduite (ou indice) permet de suivre l'évolution des pluies moyennes sur le bassin et des débits à l'exutoire au pas de temps annuel (figure 3.13).

L'indice de pluie est calculé à partir de la série complète de pluie de 1950 à 1990 ainsi qu'à partir des années correspondant aux années sans lacunes en débits sur la période 1956-1990. Il est à noter que cette troncation de la série de données influe peu sur l'évolution générale de l'indice de pluie. On repère ici l'évolution générale observée sur l'Afrique de l'Ouest (e.g. Le Barbé *et al.* 2002), caractérisée une séquence humide avant 1970 suivie par une série d'années sèches.

En revanche, comme le suggérait déjà la figure 3.12, l'indice des débits suit une évolution assez indépendante de l'indice de pluie. En particulier on ne distingue pas clairement de tendances remarquables entre les périodes avant et après 1970. On constate tout de même que les années de la période de pluviométrie d'avant 1970 sont alternées d'années aux débits excédentaires et déficitaires. Etonnamment les années les plus sèches de cette période (1963, 1966 et 1968) bien qu'elles soient à pluviométrie excédentaire sont les années d'hydrométrie les plus sèches de l'ensemble de la série. A l'inverse sur la période après 1970, les années à pluviométrie très déficitaires et en particulier l'année 1984, produisent un déficit hydrométrique relativement faible, tandis que le plus fort excédant hydrométrique est observé pour l'année 1988. On notera aussi que l'année 1972 est la dernière pour laquelle l'écoulement annuel est inférieur à 10 mm.

Modification de l'hydrogramme entre période humide et période sèche

Afin de rendre compte d'éventuels changements, on considère sur la figure 3.14 l'évolution des signaux saisonniers pluviométriques et hydrométriques moyens entre la période humide et la période sèche. Les valeurs remarquables dans l'évolution hydro-climatique de la Sirba sont regroupées dans le tableau 3.2. La délimitation entre période humide et période sèche est souvent considérée à juste titre entre 1969 et 1970 dans l'études des modifications du régime pluviométrique. Le choix de cette date de transition peut sembler arbitraire pour étudier le changement du régime hydrométrique. En effet, outre les modifications directes du régime pluviométrique qui influent sur les débits, certaines caractéristiques du bassin peuvent se modifier en conséquence et changer le fonctionnement hydrologique. Ces modifications ont une inertie assez forte pour ne se faire ressentir que plusieurs années après le début des modifications climatiques. Par exemple Hubert *et al.* (1989) ont détecté à l'aide d'une procédure de segmentation, une rupture statistiquement significative des débits du fleuve Sénégal et du fleuve Niger entre 1969 et 1972 alors que les pluies correspondantes sur quelques stations du bassin marquent la transition sur 1969 ou 1970. En l'absence de détection d'instationnarités significatives par cette procédure de segmentation sur les débits de la Sirba, la transition entre période humide et période sèche est choisie entre 1969 et 1970, ainsi qu'entre 1972 et 1973 qui marque la fin des forts déficits hydrométriques sur la Sirba et qui permet de disposer d'une taille d'échantillon similaire entre les deux périodes.

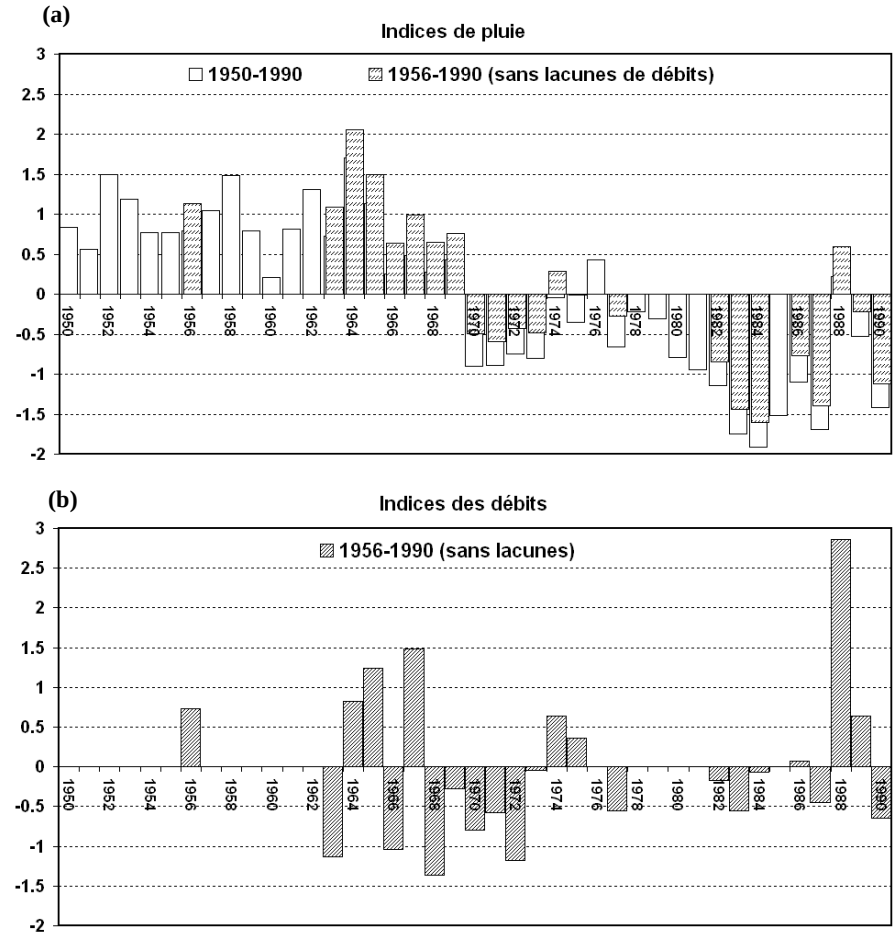


FIG. 3.13: Indice des pluies et débits annuels sur le bassin de la Sirba

Quelque soit l'année de transition choisie, les modifications du signal pluviométrique (figure 3.14a) montrent que la diminution de la pluviométrie s'est répercutée par une première diminution des pluies au début de la saison, d'importance assez relative comparée à la diminution moyenne qui touche le coeur de la saison des pluies aux mois de juillet et août. On constate également un décalage temporel du pic de la saison d'une dizaine de jours déjà remarqué par Le Barbé *et al.* (2002) ainsi que par Le Lay et Galle (2005) en zone soudanienne.

Concernant la différence entre les hydrogrammes moyens (figure 3.14b) on constate clairement un décalage temporel de l'hydrogramme signe d'une réponse plus rapide du bassin depuis le changement climatique. Ce décalage temporel touche le début de l'hydrogramme moyen qui avance de 12.5 à 13 jours selon l'année de transition choisie, sa fin de 19 à 13 jours et son maximum de 10 à 17 jours (tableau 3.2). En terme de lame d'eau moyenne écoulée, malgré la diminution de la pluviométrie supérieure à 20% avant 1970, les écoulements de la Sirba n'ont chuté que de 4%. Ce contraste est encore accentué lorsque l'année 1972 est prise pour séparer les deux périodes d'étude : on constate en effet que pour un déficit pluviométrique quasi similaire d'environ 18%, les écoulements de la Sirba ont augmenté de près de 14%. Ce comportement s'illustre tout autant par l'évolution du coefficient de ruissellement (figure 3.15) qui au delà de

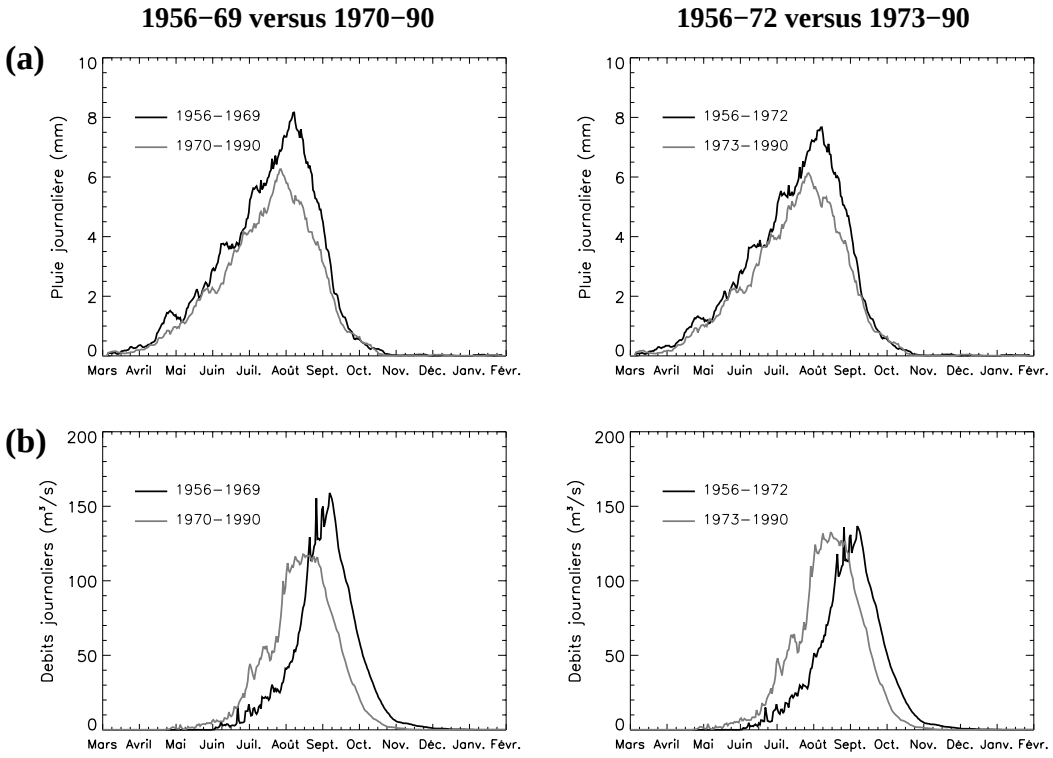


FIG. 3.14: Différence des signaux saisonniers de pluie (a) (moyenne glissante sur 11 jours) et de débits (b) entre période humide et période sèche (année de transition 1969 et 1972)

la forte variabilité interannuelle montre une tendance à la hausse augmentant ainsi de 24 à près de 50% selon les périodes considérées.

Causes probables et conséquences d'une telle évolution

Toutes les analyses menées convergent donc pour indiquer que le comportement de la Sirba semble suivre l'évolution atypique de l'hydrologie des bassins sahéliens précédemment évoquée (cf. partie 2.2). Les modifications climatiques se sont certainement accompagnées de modifications du couvert végétal d'origine naturelle et/ou anthropique, entraînant une augmentation de la capacité de ruissellement des sols et une intensification en conséquence de la réponse en débit du bassin malgré le déficit pluviométrique. Outre l'augmentation du coefficient de ruissellement, on peut noter que la montée de l'hydrogramme moyen jusqu'à la mi-juillet est beaucoup plus lisse pendant la période humide que pendant la période sèche. Cette différence peut éventuellement être un indicateur supplémentaire du changement de végétation, car cette période de montée de l'hydrogramme correspond à la période de croissance de la végétation et donc à une forte demande transpiratoire. La forme plus lisse de l'hydrogramme en période humide peut être associé à un captage des eaux ruisselés par la végétation naturelle active, tandis que l'augmentation du ruissellement que présente la montée de l'hydrogramme de la période sèche semble indiquer une demande transpiratoire moindre, signe hypothétique d'une diminution de la végétation naturelle sur le bassin.

	Période humide : 1956-1969 Période sèche : 1970-1990	**Période humide : 1956-1972 Période sèche : 1973-1990**
Lame d'eau pluvieuse	-22%	-18%
Lame d'eau écoulée	-3.9%	+13.9%
Décalage temporel du signal pluviométrique		
Début	0 jour	0 jour
Max	-11 jours	-11 jours
Fin	0 jour	0 jour
Décalage temporel du signal hydrométrique		
Début	-12.5 jours	-13 jours
Max	-19 jours	-12.8 jours
Fin	-17.4 jours	-10 jours
Coefficient d'écoulement	+24.4%	+48.4%

TAB. 3.2: Modifications des caractéristiques hydro-climatiques moyennes sur la Sirba entre période humide et période sèche définies à partir de deux dates de transition différentes.

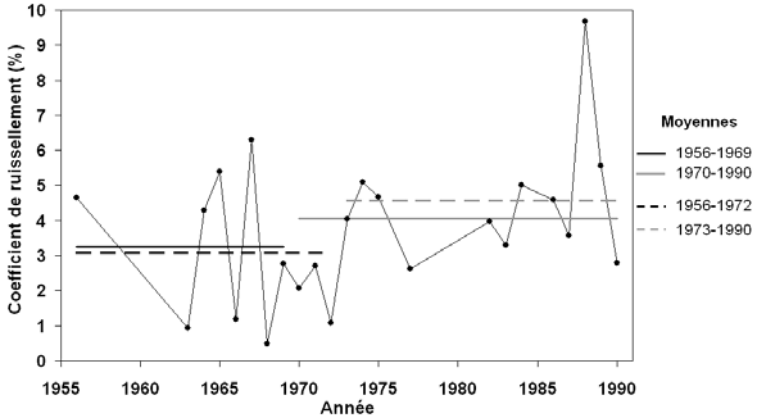


FIG. 3.15: Coefficient de ruissellement annuel

Les conséquences d'un tel comportement sont directement observables sur le fleuve Niger. Amani et Nguetora (2002) mettent directement en lien les modifications du régime des affluents rive droite et les modifications du régime du fleuve Niger. Ils ont en effet constaté que durant les quinze dernières années de la période de sécheresse, la crue locale du fleuve Niger à Niamey est devenue de plus en plus importante comparée à la crue guinéo-malienne. Pour les années 1984, 1988, 1994 et 1998 le pic de la crue locale est même supérieur ou sensiblement égal à celui de la crue guinéo-malienne (figure 3.16). Cette différence entre crue locale et crue guinéo-malienne est accentuée par la diminution des apports souterrains au niveau du haut bassin du Niger depuis le début de la période sèche. En outre l'ensablement du Niger remarqué ces dernières années et qui participe aussi à la modification du régime du fleuve est certainement en lien avec l'augmentation du coefficient de ruissellement des bassins de rive droite qui, associée à la dégradation de la végétation naturelle, favorise les processus d'érosion et donc de transport solide au sein des rivières (Descroix *et al.* 2005). A ce sujet, une thèse débutée en septembre 2005

(Amogu, en cours) devrait permettre de quantifier l'impact de la dégradation du couvert végétal sur l'augmentation de transport alluvionnaire dans le fleuve Niger. L'augmentation de la crue locale du fleuve Niger à Niamey s'accompagne en effet d'une recrudescence des inondations qui touchent certains quartiers rive droite de la capitale et menacent plus en aval certains villages et certains aménagements hydro-agricoles.

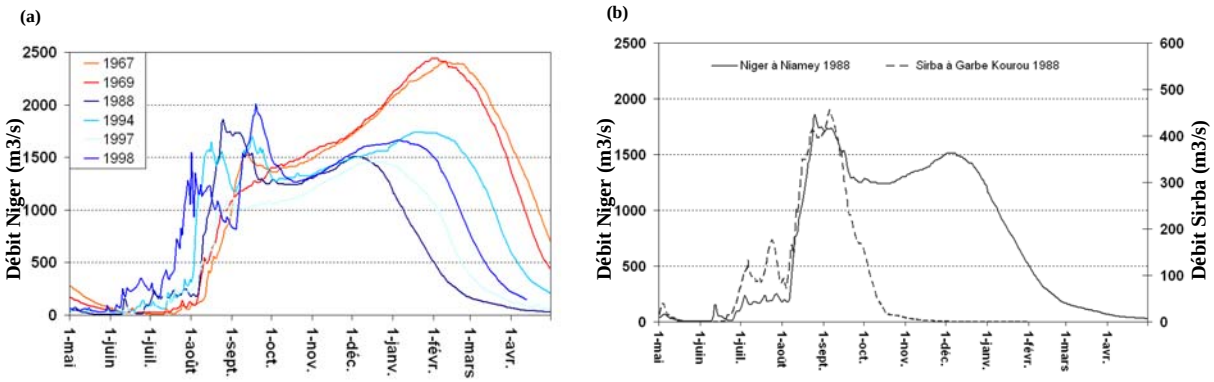


FIG. 3.16: Hydrogrammes caractéristiques des modifications du débit du fleuve Niger depuis 1969 (a). La figure (b) montre dans l'exemple de l'année 1988 la forte corrélation entre les débits du fleuve Niger au moment de la crue locale et les apports de la Sirba.

3.3 Stratégie de modélisation hydrologique

3.3.1 Objectifs de modélisation

L'objectif est ici d'adopter une stratégie de modélisation permettant d'explorer l'impact sur la réponse des système sahéliens de la variabilité spatio-temporelle aux échelles associées à l'unité hydrologique définie par l'*événement pluvieux*. Cela nécessite de disposer d'outils représentant de façon explicite les échelles des processus hydrologiques caractéristiques des systèmes sahéliens mis en jeu dans cette variabilité.

3.3.2 Deux approches de modélisation

Sur le Sahel, deux principales stratégies de modélisation élaborées sur la base d'études réalisées sur les bassins de l'observatoire AMMA-CATCH Niger travaillent à l'échelle de l'événement pour étudier la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens.

3.3.2.1 Approche conceptuelle de type SCS

Une première approche de modélisation hydrologique des systèmes sahéliens au pas de temps événementiel a été proposée par Peugeot (1995) et Peugeot *et al.* (1997). Sur la base de données pluviométriques et hydrométriques recueillies sur deux bassins endoréiques de la région de Niamey, Peugeot (1995) a identifié un seuil d'intensité pluie I_t à partir duquel le ruissellement

apparaissait sur les versants. Ce seuil a permis de définir la *pluie utile* P_u comme le cumul des intensités supérieures au seuil d'intensité (équation 3.1 et figure 3.17a).

$$P_u = \int_{l=0}^{d} \left(I\left(\tau\right) | I\left(\tau\right) \geq I_t\right) d\tau \tag{3.1}$$

où I_t est l'intensité de pluie au dessus de laquelle la pluie produit du ruissellement et d est la durée de l'événement considéré.

Peugeot *et al.* (1997) montrent que la relation non linéaire entre P_u et la lame d'eau ruisselée L_r à l'échelle du bassin endoréique peut être modélisée par une équation du type Soil Conservation Service SCS (SCS 1972) (équation 3.2).

$$\begin{cases} L_r = \dfrac{(P_u - P_i)^2}{(P_u - P_i + S)} & si \quad P_u > P_i \\ L_r = 0 & si \quad P_u \leq P_i \end{cases} \tag{3.2}$$

Initialement dans la relation SCS, S est le paramètre lié à la capacité de stockage en eau du bassin, et P_i représente l'infiltration initiale avant ruissellement. Peugeot *et al.* (1997) soulignent que cette dénomination des paramètres n'est plus tout à fait adaptée à cette relation puisqu'une part de la pluie est déjà retirée au cumul de pluie pour calculer P_u.

Plus récemment, une formulation assez proche a été proposée par Massuel (2005) en considérant comme descripteur de la pluie événementielle non plus la *pluie utile* mais la *pluie seuillée* P_h définie par l'équation 3.3 et illustrée par la figure 3.17b. P_h présente l'avantage d'être moins sensible à la définition du seuil d'intensité I_t. En outre Massuel (2005) montre que la variabilité du ruissellement des bassins endoréiques sahélien est mieux expliqué par P_h que par P_u. La relation entre P_h et le ruissellement L_r, bien que toujours très proche de la formulation de type SCS, subit aussi quelques modifications (équation 3.4).

$$P_h = \int_{l=0}^{d} \left(\left(I\left(\tau\right) - I_t\right) | I\left(\tau\right) \geq I_t\right) d\tau \tag{3.3}$$

$$\begin{cases} L_r = \dfrac{P}{P_h} \dfrac{(P_h - S_r)^2}{(P_h - B)} & si \quad P_h > S_r \\ L_r = 0 & si \quad P_h \leq S_r \end{cases} \tag{3.4}$$

Une notation différente des paramètres est choisie ici car bien que les paramètres S_r et B jouent le même rôle que précédemment ils ne peuvent être considérés comme équivalents.

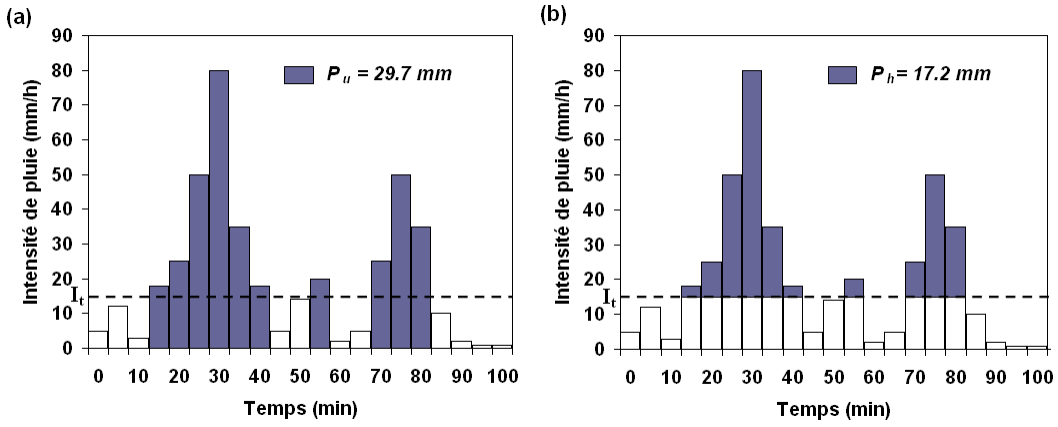


FIG. 3.17: Exemple de *pluie utile* P_u (a) et de *pluie seuillée* P_h (b) pour un événement pluvieux de cumul $P = 35.7mm$ et une seuil d'intensité I_t fixé à 15mm/h.

3.3.2.2 Approche physique : le modèle abc-rwf

Le modèle *abc-rwf* a été développé par **A**na Maia, **B**ernard Cappelaere et **C**hristophe Peugeot. Il est issu d'une modification de la version publique du modèle physique semi-distribué *r.water.fea* développé par Vieux et Gaur (1994) duquel il se différencie par la discrétisation spatiale du bassin en maille trapézoïdale alors que *r.water.fea* n'autorise que des mailles carrées.

La physique du sol est prise en compte dans ce modèle, la fonction de production étant basée sur l'équation de Green et Ampt qui permet de calculer le taux d'infiltration du sol. A chaque pas de temps sur chaque maille, la différence entre l'intensité de la pluie et le taux d'infiltration permet de calculer le ruissellement qui est donc simulé exclusivement suivant les mécanismes hortoniens. Le transfert des écoulements produits est assuré par les équations de l'onde cinématique. Le couplage des équations de production et de transfert autorise la réinfiltration des lames d'eau écoulées. La discrétisation du bassin doit permettre de définir (i) la direction des écoulements qui définit la connection entre les mailles et (ii) la localisation du réseau de drainage.

Les équations qui régissent le modèle sont décrites par Massuel (2005) et reprises en annexe B.1. Leur résolution est assurée par un schéma spatial en éléments finis et un schéma temporel aux différences finies. Sont pris en compte dans ces équations des variables (dépendant de la position et du pas de temps) :

- de forçage : la pluie
- d'états : la hauteur d'eau en surface, la profondeur du front d'infiltration
- de flux : le ruissellement et l'infiltration

et des paramètres fixes, introduits a priori dans le modèle, qui régissent les équations :

- de Green et Ampt : la conductivité hydraulique du sol à saturation, la tension capillaire au front d'humectation, la porosité effective et l'humidité initiale
- de l'onde cinématique : le coefficient de rugosité hydraulique de Manning, la pente moyenne sur la maille, la section du réseau de drainage.

De part sa représentation exclusive des ruissellements produits par mécanismes hortoniens, l'absence de prise en compte des contributions éventuelles de nappes profonde ou perchées, le modèle *abc-rwf* cible particulièrement la modélisation des bassins des régions semi-arides où les conditions de surfaces jouent un rôle prédominants dans la production du ruissellement. L'évapotranspiration n'est pas prise en compte dans le modèle. A l'échelle du petit bassin versant, et pour des simulations événementielles, on considère que l'évapotranspiration n'intervient pas ou de façon négligeable dans le processus de ruissellement. L'évapotranspiration intervient plutôt entre chaque événement dans la récupération de l'eau stockée dans les dépressions superficielles et infiltrée dans le sol.

3.3.3 Application aux bassins de l'observatoire AMMA-CATCH Niger

Une des problématiques de la modélisation des bassins endoréiques de la région de Niamey est le manque de données qui limite l'utilisation des équations conceptuelles comme celles proposées par Peugeot *et al.* (1997) ou Massuel (2005) (équations 3.2 et 3.4) dont les paramètres doivent être calibrés à l'aide d'observations. Une alternative consisterait à considérer que l'approche physique du modèle *abc-rwf* permette de modéliser les bassins endoréiques sans calibration préalable. Vu le nombre de bassins à modéliser, une telle méthode nécessiterait des ressources numériques très lourdes.

Deux approches permettent de s'abstraire de ces contraintes et sont utilisées pour modéliser le ruissellement des bassins endoréiques de la région de Niamey.

Elaboration d'un paysage hydrologique idéalisé sur le degré carré de Niamey (10000 km^2)

La première approche consiste à idéaliser le paysage hydrologique formé par les bassins endoréiques de l'observatoire AMMA-CATCH.

On peut, comme on le détaillera dans le chapitre 6, considérer de façon purement conceptuelle que la zone du degré carré de Niamey (10000 km^2, figure 3.2) est constituée d'une juxtaposition de petits bassins versants de taille similaire dont la relation pluie-ruissellement événementielle serait représentée par une relation de type SCS.

Une telle considération est bien entendu tout à fait simplificatrice mais permet l'analyse de certains comportements du ruissellement modélisé des systèmes endoréiques sahéliens liés à la variabilité de la pluie à l'échelle régionale du degré carré.

Utilisation d'un modèle régionalisé sur 227 bassins du Kori de Dantiandou : le modèle Zarbhy

La seconde approche repose sur les travaux de Massuel (2005) qui a réalisé une régionalisation des paramètres de l'équation 3.4 sur les 227 bassins susceptibles d'alimenter la nappe du Kori de Dantiandou (1200 km^2, figure 3.2) dont les fluctuations ont été étudiés sur la période 1992-2002.

La démarche menée par Massuel (2005) a tout d'abord consisté à discriminer les 227 bassins en 9 classes représentatives de caractéristiques géomorphologiques distinctes de la zone. Sur 50 bassins également répartis dans chacune des 9 classes fut appliqué le modèle *abc-rwf*. Aux vues de la bonne correspondance entre ruissellement simulé et ruissellement observé obtenus

par Peugeot *et al.* (2003) lors de l'application du modèle *abc-rwf* sans calibration sur le bassin endoréique jaugé de Wankama (1.8km^2), Massuel (2005) a appliqué le modèle sans calibration sur les 50 bassins, les paramètres étant estimés au préalable à l'aide des données des états de surface disponibles sur la zone. A partir des lames d'eau ainsi simulées, ont ensuite été calés pour chacun des 50 bassins, les paramètres S_r et B de l'équation 3.4. Une étude corrélative sur le lien existant entre les caractéristiques géomorphologiques et la valeur de ces paramètres a été réalisée pour les bassins modélisés de chaque classe. La relation retenue permet d'estimer les paramètre S_r et B à partir de 5 variables physiographiques estimées sur chaque bassin : 1. la pente moyenne, 2. la pente moyenne de la surface du bassin située à une distance supérieure à 75% de la distance maximale à l'exutoire, 3. la surface des drains, 4. le taux de couverture des surface de sols dégradés, 5. le coefficient de rugosité de Manning moyen. En moyenne sur l'ensemble des bassins simulés, cette relation permet de retrouver plus de 94% de la variance des coefficients d'écoulements événementiels calculés par *abc-rwf*. Les paramètres S_r et B des bassins non modélisé par *abc-rwf* ont ensuite été déduits de la relation de corrélation.

L'utilisation des résultats de ces travaux nous permet donc de disposer sur une zone de 1200 km^2 d'une relation pluie-débit au pas de temps événementiel pour 227 bassins endoréiques représentatifs de la variabilité spatiale du comportement hydrologique des bassins endoréiques de l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Bien que la zone documentée soit limitée, par rapport à la taille de l'observatoire, son étude sera tout à fait complémentaire de l'étude idéalisée réalisée à l'échelle du degré carré.

3.3.4 Application au bassin versant de la Sirba

3.3.4.1 Analyse des échelles caractéristiques de la relation pluie-débit de la Sirba

L'analyse qualitative de la variabilité de la réponse à l'exutoire de la Sirba est rendue difficile par la taille importante du bassin ainsi que par la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations. En outre le régime hydrologique de la Sirba est fortement expliqué par les transferts des écoulements au sein du réseau de drainage qui lissent fortement la variabilité spatio-temporelle du signal pluviométrique. Il est ainsi souvent difficile de trouver une correspondance évidente entre le signal pluviométrique moyen sur le bassin et la réponse en débit très lissée.

Pour autant on peut essayer de chercher quelques indicateurs permettant d'expliquer la variabilité des débits de la Sirba. L'analyse des données pluviométriques en lien avec les données hydrométriques permet d'avoir une idée des échelles caractéristiques qui déterminent la relation entre la pluie et le débit sur le bassin.

Echelle et résolution temporelles caractéristiques

Les échelles temporelles caractéristiques considérées ici sont : (i) le temps de réponse t_r qui correspond au temps moyen nécessaire à une goutte d'eau qui tombe sur le bassin pour rejoindre l'exutoire, (ii) la résolution temporelle ΔT qui définit la pas de temps minimal de la pluie permettant d'expliquer la variabilité de la réponse du bassin.

– Méthodologie :

Plusieurs méthodes existent pour tenter de déterminer les échelles temporelles caractéristiques d'un bassin. Une méthode couramment employée consiste à évaluer le temps de réponse du bassin comme le décalage temporel entre le centre de gravité du hyétogramme et le centre de gravité de l'hydrogramme (e.g. Berne *et al.* 2004). Mais cette méthode semble plus adaptée à l'étude des échelles caractéristiques de bassins de petite taille dont la réponse est associée à des événements de courte durée et de variabilité unimodale (un événement de pluie avec un pic convectif, transféré en hydrogramme à un pic de crue). Sur la Sirba, l'hydrogramme est plus complexe et s'échelonne sur une durée de près de 5 mois et matérialise la réponse à un hyétogramme aux variations plurimodales. On sait en outre qu'une partie correspondant à l'installation de la mousson n'intervient pas dans la réponse du bassin alors qu'elle pourrait influencer la position du centre de gravité du hyétogramme. Par conséquent, on s'est orienté vers une autre méthode, inspirée des travaux de Morin *et al.* (2001), plus facilement adaptable à l'étude des bassins de grande taille, et qui est moins dépendante de la forme initiale du hyétogramme. Pour définir la résolution temporelle caractéristique de bassins urbains semi-arides de 10 à 100km^2, Morin *et al.* (2001) cherchent la correspondance qui existe entre la pluie et le débit, en agrégeant le hyétogramme jusqu'à ce que sa forme soit la plus proche de celle de l'hydrogramme. Plus précisément, le pas de temps pour lequel le nombre de pics du hyétogramme agrégé est le plus proche du nombre de pics de l'hydrogramme, est considéré comme la résolution temporelle caractéristique de la relation pluie-débit.

La méthode appliquée sur la Sirba est assez similaire. Tout d'abord, pour chacune des 23 années disponibles, les pluies journalières sont moyennées sur le bassin par krigeage des données des pluviomètres. Le variogramme utilisé est celui déterminé par Guillot (1999) : c'est un variogramme exponentiel à double structure caractérisé par une anisotropie de direction Est-Ouest qui sera présenté dans le chapitre 4. Le hyétogramme des pluies journalières moyennées sur le bassin est ensuite agrégé temporellement en réalisant une moyenne glissante de pas variable ΔT. Le hyétogramme agrégé est ensuite décalé jour par jour d'un temps t_d de 1 à 60 jours et comparé à l'hydrogramme par une étude de corrélation. On réalise ce protocole pour différents pas de temps ΔT de 1 à 30 jours. Pour chaque année, 30*60=1800 valeurs de coefficient de détermination sont donc calculées, desquelles est extrait le coefficient de détermination maximum R^2_{max} :

$$R^2_{max}(année) = max\left(R^2\left(\Delta T,\ t_d\right)\ avec\ \Delta T = 1,30\ et\ t_d = 1,60\right) \tag{3.5}$$

Le pas d'agrégation ΔT_c et le décalage t_{rc} associé à la meilleure corrélation peut être considéré comme respectivement, la résolution temporelle caractéristique de la pluie permettant d'expliquer la variabilité des débits, et le temps de réponse moyen du bassin pour une année donnée.

– Résultats :

La figure 3.18 montre pour deux exemples (années 1984 et 1988) l'effet de l'agrégation et du décalage du hyétogramme en comparaison avec le débit.

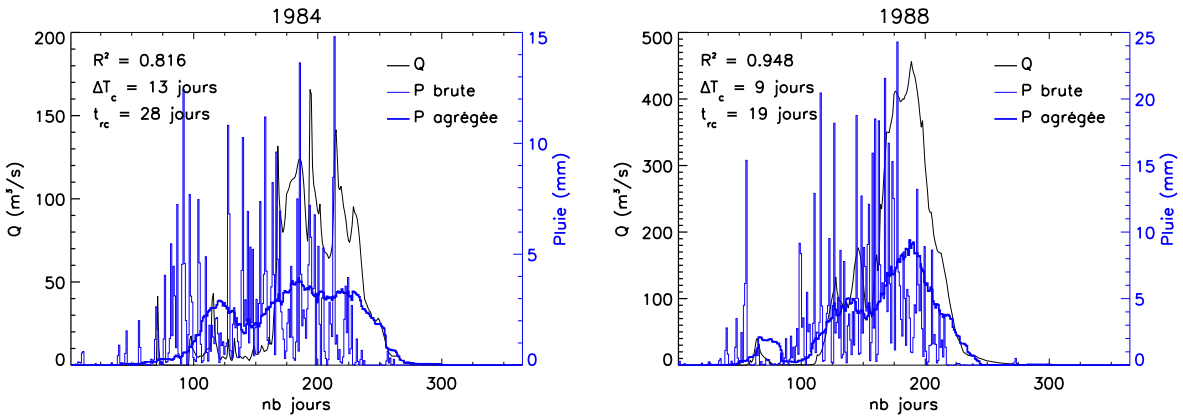


FIG. 3.18: Comparaison du hyétogramme agrégé au pas de temps ΔT_c et décalée de t_{rc} et de l'hydrogramme pour les années 1984 et 1988.

Comme le montre la figure 3.19a qui représente année par année les corrélations maximales retenues, les valeurs annuelles de R^2_{max} oscillent entre 0.816 (année 1984) et 0.951 (année 1970). Les résolutions temporelles ΔT_c et les décalages t_{rc} des hyétogrammes correspondants sont présentés sur la 3.19b. Les hyétogrammes transformés sont présentés année par année sur les figures C.1 et C.2 de l'annexe C.

On constate que les corrélations maximales sont obtenues pour une résolution temporelle relativement peu variable d'une année sur l'autre. La résolution moyenne correspondante vaut 11.9 jours avec un écart type de 3.3 jours. La figure 3.20 montre que cette résolution correspond bien à un corrélation maximale entre le hyétogramme transformé et l'hydrogramme et peut donc être identifiée comme la résolution temporelle maximale permettant d'expliquer la variabilité de la relation pluie-débit.

En revanche le décalage temporel t_{rc} à appliquer pour obtenir une corrélation maximale entre les hyétogrammes et les hydrogrammes suit clairement une tendance à la baisse sur la période étudiée. Ce résultat est tout à fait cohérent avec le décalage observé entre les hydrogrammes moyens de la figure 3.14.

Conséquence pour les échelles de modélisation

– Résolutions spatio-temporelles maximales de modélisation :

La démarche suivie nous a permis de déterminer la résolution temporelle ΔT_c de l'ordre de 10 jours permettant de rendre compte des principales variabilités de la relation pluie-débit. Cette résolution est donc la résolution maximale acceptable à prendre en compte dans la modélisation. Compte tenu de la valeur du temps de réponse du bassin pouvant atteindre pour les années ultérieures à 1972 des valeurs inférieures à 20 jours, il est même recommandable des descendre à des résolutions temporelles plus fines. Berne *et al.* (2004) et Obled (à soumettre) proposent de retenir comme résolution temporelle maximale de modélisation, un tiers du temps de réponse du bassin, soit environ 5 jours si on considère que le bassin peut répondre en une quinzaine de jours (année 1986).

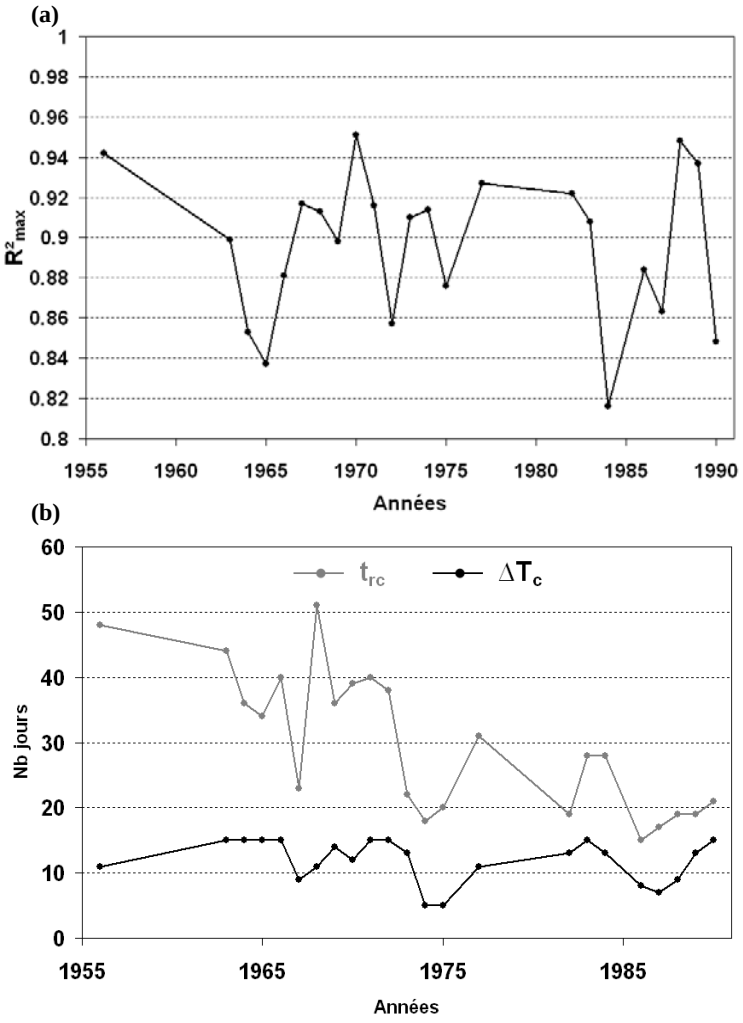


FIG. 3.19: Corrélation maximale R^2_{max} (a) et valeurs correspondantes de pas de temps d'agrégation ΔT_c et de décalage temporel t_{rc} obtenus année par année.

En considérant que la résolution temporelle caractéristique du bassin est de l'ordre d'une dizaine de jours, l'échelle spatiale caractéristique associée correspond à l'échelle caractéristique L_c de la variabilité spatiale au pas de temps décadaire. Cette échelle peut être extraite de l'étude du variogramme réalisée par Ali (2004) qui permet d'estimer que la distance de décorrélation spatiale de la pluie (portée du variogramme) pour un pas de temps de 1 à 20 jours est de l'ordre de 0.2° soit environ 25km. Berne *et al.* (2004) et Obled (à soumettre) considèrent que la résolution spatiale associée à prendre en compte pour la modélisation est de l'ordre du tiers de la portée de la pluie soit une dizaine de kilomètres.

Ces résolutions spatio-temporelles sont les résolutions maximales à prendre en compte pour modéliser le bassin de la Sirba. Dans une modélisation *opérationnelle*, appliquée par exemple aux problématiques d'ingénierie, ces résolutions seraient suffisantes pour modéliser la variabilité des débits. En revanche aborder l'impact sur les débits de la variabilité pluviométrique aux échelles de l'événement pluvieux, nécessite de considérer un modèle aux résolutions plus fines telles que celles mises en jeu dans le modèle *abc-climatique* décrit ci-après.

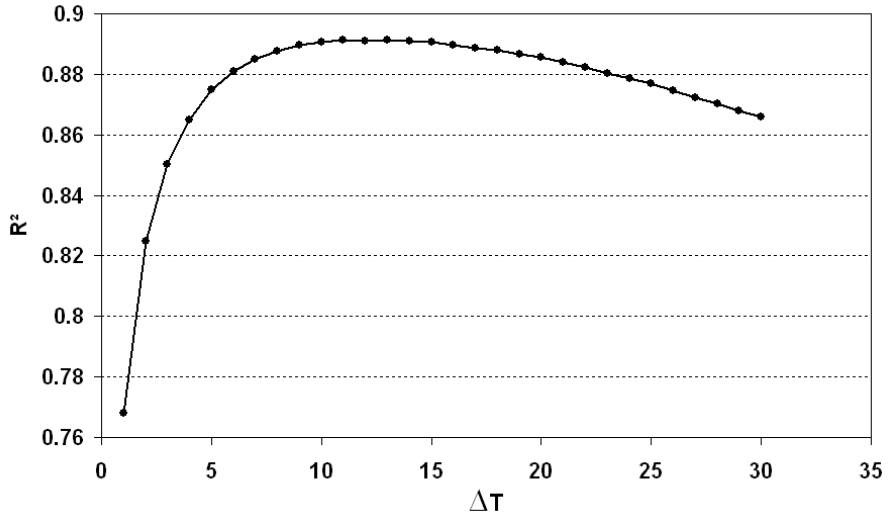


FIG. 3.20: Evolution du R^2_{max} annuel moyen en fonction de la résolution d'agrégation ΔT, le décalage étant fixé à la valeur permettant d'obtenir à chaque fois la meilleure corrélation.

3.3.4.2 Implémentation du modèle *abc* sur la Sirba

L'étude des interactions entre surface continentale et atmosphère a conduit Messager (2005) à entreprendre l'élaboration d'une plate-forme de couplage permettant de mettre en lien des modèles atmosphériques et des modèles hydrologiques, interfacés par des modèles SVAT (Surface Vegetation Atmosphere Transfer). L'architecture de couplage a été appliquée par Messager *et al.* (2006) sur le bassin de la Sirba. L'évaluation du rôle de la végétation, et de sa dynamique spatiale et temporelle dans les interactions continent/atmosphère, nécessite de pouvoir modéliser les champs d'humidité à des pas de temps infra-horaires et des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre (Messager *et al.* 2006). Le modèle hydrologique *abc-rwf* a donc été choisi pour être couplé au modèle atmosphérique régional MAR, interfacés par un module de désagrégation de la pluie et le SVAT SISVAT. Les composantes continentales et atmosphériques ont été simulées d'abord indépendamment, puis de façon couplée continuellement du mois de mai à octobre de l'année 1984 (Messager *et al.* 2006). Cette année qui fut marquée par un fort déficit pluviométrique était en effet propice à une meilleure détection des rétroactions continent/atmosphère de par le faible taux d'humidité dans l'atmosphère.

Ce couplage a notamment nécessité de permettre au modèle *abc-rwf*, initialement destiné à la simulation événementielle, de tourner en continu ; et de prendre en compte, en outre, la variabilité spatiale des précipitations. Ce dernier point est directement réalisé au sein de la plate-forme de couplage, évitant ainsi les modifications internes du code initial du modèle *abc-rwf*. Le maillage du bassin et ses caractéristiques (pentes, surface et longueur des mailles, discrimination des mailles de versant des mailles drainantes) ont été déduits du modèle numérique de terrain USGS (cf. partie 3.2.2.2) imposant une résolution spatiale du maillage de 1.8×1.8 km^2. En l'absence de données précises sur la géométrie du réseau, la section du réseau de drainage a été arbitrairement imposée selon un schéma numérique mettant en lien la surface du bassins et la section de drainage (cf. annexe B.2).

Classes GLC	K_s (mm/h)	n ($s.m^{-1/3}$)
13	25.0	0.0053
14	20.4	0.006
15	15.4	0.0076
16	10.5	0.011
18	30.1	0.0046
19	25.0	0.0053
24	4.8	0.024
26	30.1	0.0046

TAB. 3.3: Valeurs des paramètres de conductivité hydraulique à saturation (K_s) et de la rugosité (coefficient de Manning n) pour les classes de végétation issues de la carte GLC (d'après Messager 2005)

L'estimation *a priori* des paramètres du modèle a été réalisée par Messager *et al.* (2006) sur la base des informations fournies par la carte des états de surface GLC (cf. partie 3.2.2.2). Une telle estimation des paramètres de surface à partir d'images satellites avait déjà été réalisée sur le degré carré de Niamey à partir de la classification des états de surface issue des images SPOT de résolution 20m×20m : sur la base de travaux de Casenave et Valentin (1989), Desconnet *et al.* (1997) et D'Herbès et Valentin (1997), Peugeot *et al.* (2003) ont proposé des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (K_s) et de rugosité de Manning (n) pour chaque état de surface. Avant de pouvoir appliquer la même correspondance entre les états de surface et les paramètres physiques sur la Sirba, Messager *et al.* (2006) se sont assurés de la bonne concordance entre la carte GLC et celle issue des images SPOT sur le degré carré de Niamey. La comparaison s'est avérée satisfaisante, mais Messager *et al.* (2006) soulignent que la résolution plus grossière de la carte GLC, impose parfois de moyenner les paramètres issus de la carte du degré carré. Une incertitude supplémentaire à celle déjà existant dans l'analyse réalisée sur le degré carré vient donc s'ajouter à l'estimation des paramètres de sol sur la Sirba, justifiant en partie la nécessité de recourir à quelques ajustements des paramètres. Les valeurs des paramètres K_s et n issus de l'analyse des classes de végétation de la carte GLC sur la Sirba, sont données dans le tableau 3.3.

Messager *et al.* (2006) se sont principalement concentrés sur la capacité du modèle à retranscrire les volumes mensuels écoulés à l'exutoire de la Sirba, condition considérée alors comme suffisante pour juger de la cohérence des simulations du modèle. La modélisation des débits journaliers à l'exutoire du bassin n'entrait pas directement dans le cahier des charges du couplage. Compte tenu de l'impact des débits de pointe de la Sirba sur la crue locale du fleuve Niger à Niamey, l'échelle journalière sera considérée dans notre étude.

3.3.4.3 Que peut-on attendre des simulations du modèle *abc*

Pour des raisons de maniabilité, nous n'utiliserons dans notre étude le modèle *abc* qu'en mode forcé, donc déconnecté du modèle régional mais aussi du SVAT. Pour autant, l'utilisation du modèle reste dépendante de la plate-forme de couplage qui permet de gérer l'intégration des pluies spatialisées. Pour cette raison, mais aussi à cause de la résolution très fine du maillage

du modèle, les calculs sont très lourds : notons qu'il nécessite plus de 5 heures à la machine vectorielle Zahir de l'Idris, pour simuler les débits d'une année.

Outre les temps de calculs qui limiteront le nombre d'années modélisées, l'absence de certains processus dans la version du modèle en mode forcé et la quantité limitée de données disponibles, imposent une réflexion sur les éventuelles déficiences qui peuvent accompagner le choix d'une telle stratégie de modélisation.

Tout d'abord la résolution du maillage du modèle de 1.8km, bien que très fine à l'échelle du bassin de la Sirba, n'est pas compatible avec la résolution requise par les équations à base physique du modèle. Cet aspect, au centre d'un débat concernant les limites de l'approche à base physique (e.g. Beven 1989), ne sera pas spécifiquement traité ici. Nous prendrons en revanche la distance nécessaire sur l'interprétation des valeurs des paramètres du modèle par rapport à des paramètres mesurables in situ.

Ensuite, étant déconnecté du SVAT, le modèle ne prendra pas en compte l'évapotranspiration. Une première conséquence est que les pertes évaporatoires lors des écoulements en réseau seront négligées. Etant donnés la taille du réseau et les forts volumes écoulés, on peut raisonnablement considérer cette hypothèse comme valable. La deuxième conséquence est que l'eau infiltrée dans le sol n'est pas récupérée entre les événements pluvieux, ce qui signifie que l'humidité initiale du sol est constante lors des simulations (fixée à 20%). Ceci ne devrait pourtant pas influencer de manière trop significative le ruissellement. En effet, Peugeot *et al.* (2003) ont constaté sur le bassin de Wankama (1.8km^2, Niger) modélisé avec *abc-rwf*, que l'influence de la valeur de l'humidité initiale était secondaire sur les ruissellements simulés qui sont principalement contrôlés par les fortes intensités de pluie mises en jeu dans les événements pluvieux.

Dans notre approche, les paramètres hydrodynamiques du modèle, représentatifs notamment du type de couvert végétal et des sols associés, sont des paramètres constants sur l'ensemble des simulations. En outre ils sont estimés à partir de la carte GLC qui rend compte d'un état de végétation moyen sur le bassin pour l'année 2001. Or il est plus que probable que l'évolution interannuelle des états de surface (la végétation, par exemple, est plus développée lors d'une année humide que lors d'une année sèche), mais aussi intrasaisonnière (croissance des plantes, encroûtement, labourage et sarclage des sols cultivés), influent sur la variabilité interannuelle et intrasaisonnière des débits. Rappelons notamment à ce sujet que, sur le bassin de Wankama, Seguis *et al.* (2004) ont montré avec le modèle *abc-rwf* que la modification du couvert végétal et donc des paramètres physiques des états de surface, influençaient significativement les simulations. Leur étude a notamment permis d'expliquer que la dégradation de la végétation depuis les années 1970 était très probablement à l'origine de l'augmentation du coefficient de ruissellement des bassins sahéliens.

Une autre incertitude sur les simulations est liée à la configuration dans le modèle des mailles drainantes représentatives du réseau hydrique du bassin, qui nécessitent de documenter à la fois les paramètres physiques du sol (perméabilité et rugosité) et la largeur de la section. L'extraction du réseau est issue d'un MNT de résolution relativement faible de 1.8km. La définition du réseau pourrait être améliorée en utilisant le MNT issu de l'analyse des données SRTM (Shuttle Radar

Topography Mission), de résolution 3 secondes d'arc (90 m), disponible depuis 2002 sur l'Afrique de l'Ouest. Ceci étant, quelque soit la résolution du MNT il semble difficile d'identifier les zones de fonctionnement endoréiques temporaires du bassin qui peuvent expliquer une partie de la forme de l'hydrogramme de la Sirba. En outre, le recueil d'informations quantitatives sur la géométrie du réseau et ses caractéristiques hydrauliques n'a pas été réalisé, rendant le transfert des écoulements dépendant de la formule très simplifiée de l'annexe B.2. Pourtant à cette échelle, la dynamique des débits à l'exutoire est largement dépendantes du transfert hydraulique qui s'opère dans le réseau hydrique.

Le dernier point concerne les données de forçage pluviométrique. Les équations de Green et Ampt qui assurent la production de ruissellement du modèle nécessitent a priori de disposer de données de pluie de résolution temporelle fine, infra-horaire. Or les données de précipitation disponibles sur le bassin de la Sirba sont des données journalières. Pour palier cette insuffisance, une méthode de désagrégation temporelle basée sur des travaux de Guillot et Lebel (1999a) (cf. chapitre 4) et adaptée sur la Sirba par Messager (2005) (cf. section 7.2.1) sera utilisée pour permettre de forcer le modèle par des pluies au pas de temps 5 minutes. Il faut noter que cette désagrégation ne prend pas en compte la dynamique temporelle de la pluie sur le bassin, dont nous évaluerons les effets dans le chapitre 7. Soulignons enfin et surtout, que le faible nombre de pluviomètres disponibles sur le bassin est en inadéquation par rapport aux résolutions spatiales imposées par le modèle.

Du point de vue de la qualité de la retranscription des débits journaliers à l'exutoire du bassin, le décalage entre les données disponibles et l'approche de modélisation adoptée, n'est donc pas forcément la plus judicieuse. Il est à noter qu'en parallèle de ce travail, une thèse est en cours sur la modélisation du bassin de la Sirba via notamment une formulation de type SCS plus adaptée aux données pluviométriques disponibles et numériquement moins exigeante (Hamatan, en cours). Cette approche devrait permettre en outre de diminuer le temps de calcul que requière le modèle *abc* appliqué sur un bassin aussi grand que celui de la Sirba.

Pour autant, l'application du modèle *abc* sur le bassin de la Sirba reste tout à fait pertinente compte tenu des objectifs de simulation :

- l'approche adoptée dans le modèle est représentative du rôle prédominant joué par les états de surface dans la production hortonienne du ruissellement.
- les échelles de forçage pluviométrique explicitées dans le modèle vont permettre de tester l'impact de la variabilité spatio-temporelle de la pluie aux échelles événementielles et infra-événementielles.

Nous n'exigerons pas plus du modèle qu'il fournisse des simulations suffisamment réalistes pour être représentatives de la variabilité hydrométrique typique d'un bassin exoréique sahélien en cohérence avec la variabilité hydrométrique observée sur le bassin de la Sirba. Ces simulations serviront de référence à des analyses de sensibilité permettant de répondre aux problématiques posées par l'impact potentiel de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur les systèmes exoréiques sahéliens.

Deuxième partie

La variabilité pluviométrique de méso-échelle au Sahel et sa modélisation

Chapitre 4

Caractérisation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle

Préambule

Le présent chapitre est une actualisation des connaissances acquises sur la variabilité pluviométrique de méso-échelle depuis l'implémentation en 1990 du réseau de pluviographes de l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Il est présenté sous la forme d'un article accepté dans la revue *Journal of Hydrology* qui reflète un travail d'équipe centré principalement sur les travaux de la thèse de Balme *et al.* (2006), ainsi que ceux de la présente thèse. Cet article pose les connaissances nécessaires à la compréhension de la variabilité pluviométrique de méso-échelle qui serviront de base à sa modélisation, ainsi qu'à l'étude de son impact sur le ruissellement des systèmes hydrologiques sahéliens, dont l'analyse fait l'objet d'un second papier qui lui est associé et qui a été accepté dans la même revue. Ce deuxième volet sera présenté dans le chapitre 6.

Référence étant souvent faite à chacun de ces deux articles couplés, nous employons dans la suite du manuscrit les raccourcis $B05$ pour désigner le premier article (Balme *et al.* 2006), $V05$ pour désigner le second article (Vischel et Lebel 2006).

Résumé étendu de l'article

Dans cette étude, la variabilité pluviométrique est analysée à partir des données recueillies sur le réseau pluviographique de l'observatoire AMMA-CATCH Niger (110×160 km^2) sur la période 1990-2002. Ce réseau, présenté dans la section 3.1.4.1, permet de disposer d'une couverture dense de stations fournissant données de fine résolution temporelle. Il est donc adapté à la caractérisation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle, échelle au centre des préoccupations sous-jacentes à l'analyse de processus du cycle hydrologique.

Analyse de la pluie annuelle

Tout d'abord le contexte climatologique de la période étudiée est décrit par l'analyse des données moyennes des 30 stations au pas de temps annuel. Il ressort de cette analyse que, malgré un déficit moyen de la période par rapport à la moyenne de la période 1950-1989, les treize valeurs

de cumul annuel sont très variables. Avec comme référence la pluie moyenne de 1950-1989, la période se distingue par l'alternance d'années humides (1994,1998) et d'années sèches déficitaire à parfois plus de 20% (1990, 1997, 2000, 1993).

A l'échelle annuelle, l'organisation spatiale des champs de pluie est marquée par des forts gradients locaux de 25 à 30 mm/km ne présentant pas de direction préférentielle (cf. tableau 1 et figure 4 de l'article *B*05). Cette forte hétérogénéité spatiale est la signature de quelques systèmes convectifs. Cela montre qu'à l'échelle annuelle, la variabilité convective reste bien plus dominante que le gradient latitudinal des précipitations, qui ne s'organise clairement qu'en cumulant la pluie sur une dizaine d'années (cf. figure 6a de l'article *B*05).

Une conséquence de ce résultat est que les réseaux pluviométriques opérationnels, généralement de faible densité (en moyenne 1 à 4 pluviomètres pour 10000km^2), risquent de sous-échantillonner la variabilité spatiale, et provoquer ainsi une erreur dans l'estimation des cumuls de pluie. La dégradation systématique du réseau de 30 stations montre en effet que la pluie annuelle mesurée par une unique station documentant une surface de 10000 km^2 est estimée avec une erreur de 16% (cf. tableau 2 de l'article *B*05). Afin de limiter cette erreur, une valeur minimale de 8 à 10 stations est requise à cette échelle.

Analyse de la pluie événementielle

Les critères spatio-temporels, élaborés par D'Amato et Lebel (1998) pour définir les événements pluvieux à l'échelle de l'observatoire, sont appliqués sur les données de 1990 à 2002. Il en ressort la détection de 548 événements pluvieux dont les statistiques moyennes sont analysées (cf. tableau 3 de l'article *B*05). On constate alors que la moyenne des pluies événementielles non nulles est spatialement peu variable et répartie de façon aléatoire au sein de l'observatoire (figure 6b de l'article *B*05). En revanche, la fréquence de valeurs nulles fait apparaître un contraste entre des valeurs plus élevées au nord qu'au sud (figure 6c de l'article *B*05). Ce résultat souligne que le nombre d'événements touchant la zone augmente du nord vers le sud, ce qui explique de façon prédominante le gradient pluviométrique longitudinal observé à l'échelle pluriannuelle au Sahel.

Les problèmes de sous-échantillonnage du réseau pluviométrique, soulevés par l'analyse de la pluie annuelle, sont encore plus préjudiciables pour l'évaluation des cumuls événementiels. Les erreurs s'échelonnent ainsi de 21% à 113%, lorsque le réseau est dégradé de 12 à 1 station (cf. tableau 4 de l'article *B*05).

En terme de structure spatiale, les événements sont caractérisés par un variogramme à double structure exponentielle anisotropique dont les paramètres ont été estimés par Ali *et al.* (2003). Quant à la distribution ponctuelle des intensités événementielles, comme le suggéraient d'anciennes études, elle est bien représentée par une loi de type exponentielle. En revanche, lorsque l'on considère la pluie non plus ponctuellement mais en moyenne surfacique, cette distribution change. En effet, l'étude des champs de pluie événementiels obtenus par un processus d'agrégation spatiale à 6 résolutions de 1x1km^2 à 100x100 km^2, montre que, malgré la conservation la lame d'eau moyenne, l'écart type des séries de moyennées décroît régulièrement lorsque la résolution se dégrade. On évalue ainsi que la pluie décennale ponctuelle estimée à 92 mm, passe à 71 mm puis 59 mm aux résolution spatiales de 20x20 km^2 et 100x100 km^2 (cf. tableau 6 de

l'article *B*05). L'analyse des distributions à différentes résolutions spatiales permet d'estimer le coefficient d'abattement spatial caractéristique de la pluie sahélienne. L'abattement augmente avec la résolution atteignant jusqu'à -39% pour la période de retour 100 ans. Ce résultat est important non seulement pour l'hydrologie opérationnelle appliquée aux aménagements que nécessite la préservation des ressources en eau, mais aussi pour les études climatologiques visant à comparer des données de pluies ponctuelles avec des données surfaciques telles que celles fournies par les satellites ou les modèles climatiques.

Analyse des intensités de pluie infra-événementielles

L'analyse approfondie de la fréquence de basculement des pluviographes à augets basculants permet d'extraire la distribution des intensités moyennes infra-événementielles et de leur durée. On montre ainsi que 50% de la pluie totale tombe en moins de 4 heures à une intensité moyenne supérieure à 35 mm/h (cf. tableau 7 de l'article).

La répartition des intensités au sein des événements est très organisée, car liée à la structure interne des systèmes convectifs organisés, auxquels sont associés les événements (Mathon *et al.* 2002). En particulier la présence du front convectif des systèmes que suivent des intensités plus faibles et moins variables issues de la traîne stratiforme, se retrouvent de façon assez systématique dans les hyétogrammes sous forme d'un pic d'intensité en début d'événement et d'une série assez régulière d'intensités plus faibles. Cette propriété des événements a permis à Guillot et Lebel (1999b) d'élaborer une forme standard de hyétogramme applicable à la désagrégation temporelle des cumuls événementiels ponctuels de la région. Les paramètres assurant le lien entre la forme du hyétogramme désagrégé et le cumul événementiel, sont ici réactualisés pour une utilisation optimisée en vue du forçage de modèles hydrologiques.

Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1 : Rainfall variability analysis

Maud BALME[1], Théo VISCHEL[1], Thierry LEBEL[1], Christophe PEUGEOT[2], Sylvie GALLE[1]

[1]LTHE, IRD, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

[2]HSM, IRD, BP 64501, 34394 Montpellier Cedex 5, France

Submitted for publication in Journal of Hydrology

August 2005

ABSTRACT

The mesoscale variability of the Sahelian rainfall is analysed from a series of 30 high time resolution rainfall series covering 13 years and a 110 x 160 km^2 area in the region of Niamey. It is shown that the convective scale variability is strongly influencing the spatial pattern of rainfields at larger time and spatial scales. This means that a proper assessment of the rainfall patterns at the mesoscale in the Sahel requires raingauge networks with a sufficient density to allow sampling this convective scale variability. This is usually not the case with operational networks whose density is in the order or 1 to 2 gauges per 10,000 km^2. Computations carried out here show that the areal rainfall estimation error increases from 3% to 16% at the annual scale and from 21% to 113% at the event scale when the number of stations over a 100x100 km^2 area decreases from 12 to 1. While being highly variable in space, the Sahelian rainfall is also highly intermittent in time. An analysis of the series of tipping bucket times leads to compute that 50% of the annual rain falls in less than 4 hours with intensities larger than 35 mm/h. Areal rainfall statistics are compared to point rainfall statistics for event accumulated rainfall. The implication of these results for studying the influence of rainfall intermittency on runoff is discussed in a final section, as an introduction to a companion paper.

Key Words : Rainfall Variability, Areal rainfall, Rainfall Estimation error, Rainfall intensities, Intermittency, Sahel.

1. Introduction

The semi-arid regions of the world are known for their unreliable rainfall, which has a deep impact onto the continental hydrological cycle, the water resources and the food security. The Sahel, extending across Africa from the Atlantic Ocean to the Indian Ocean is the largest of these regions. It experienced a long lasting drought from the end of the 60's to the mid 90's (see e.g. Folland *et al.* 1986 ; Hastenrath 1990 ; Lebel *et al.* 2003 ; Nicholson 2001), which peaked in 1972-1974 and 1983-1985 when famines were widespread, causing dramatic migrations of peasants and pastors to the towns. This drought somewhat abated in the recent years, with good rainfall in 1994, 1998 and 1999, but overall, the mean interannual 1990-2002 rainfall was 20% below the 1950-1969 average and 8% below the 1950-1989 average (Figure 1).

Most diagnostic studies looking for a possible explanation of this drought consider rainfall patterns at large spatial and temporal scales, whether they analyse the forcing of the West African rainfall by world-wide SST's (e.g. Janicot *et al.* 1996 ; Ward 1998), they aim at forging tools for seasonal prediction (e.g. Fontaine *et al.* 1999) or focus on a better understanding of the links between large scale atmosphere dynamics and rainfall variability (e.g. Eltahir et Gong 1996). However, from a hydrological point of view it is essential to consider the scales of the processes conditioning the partition of rainwater into the various components of the water cycle. In space, Guillot et Lebel (1999b) showed that about 50% of the spatial variance of the rainfields associated with Mesoscale Convective Systems (MCSs) lie in the range [0-30 km] ; in time, Peugeot *et al.* (1997) showed that the peak 5-minute rainfall explains a large part of the runoff produced by these MCSs .

Unfortunately, there are few rainfall series documenting such fine space-time scales available in this region. A very small number of long series of paper records – from which 15-minute rainfall can be extracted – exist for stations located in the capitals of the Sahelian countries as well as in some other important regional centres but they are located too far apart to obtain a consistent spatial picture of rain variability at below one-day resolution. Also, most of these series are of unequal quality, as was shown on a study of three stations in Niger (Niamey, Tillabery and Zinder) carried by Abou Amani (unpublished work, personal communication). Frequent lacunas in the series as well as inconsistencies between paper records and daily readings at the same station make it difficult to compute reliable statistics for short time steps.

This lack of appropriate data for studying the Sahelian rainfall regime at hydrological scales, prompted ORSTOM, the French research agency for developing countries – now IRD – to set up a pilot observing system in the region of Niamey. This observing system is made of recording raingauges producing high time resolution rainfall series, densely covering a 110 x 160 km^2 area since 1990. Since 2001, the Niamey observing system is part of the larger CATCH observing system. CATCH stems for Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique ; it is the grouping of three long term environmental monitoring sites located in Mali, Niger and Benin. The Niger site is the one for which the longest series of rainfall and runoff records are available today. Using 13 years of data (1990-2002) collected by this observing system, this paper analyses the rainfall variability over a range of time scales (Part 1) and how it affects the runoff over the small endoreic catchments composing the hydrological environment of the region (Part 2).

This first paper is organised as follows. After a brief presentation of the data set and study area (section 2), the overall climatological context of the 1990-2002 period is analysed in section 3 along with the characteristics of the annual rainfields. Section 4 is devoted to the spatial variability of the event rainfields and section 5 to the study of their time distribution and structure. Section 6 synthesizes the results of the previous sections and briefly discusses their implication for rainfall-runoff studies, which is the subject of the accompanying paper.

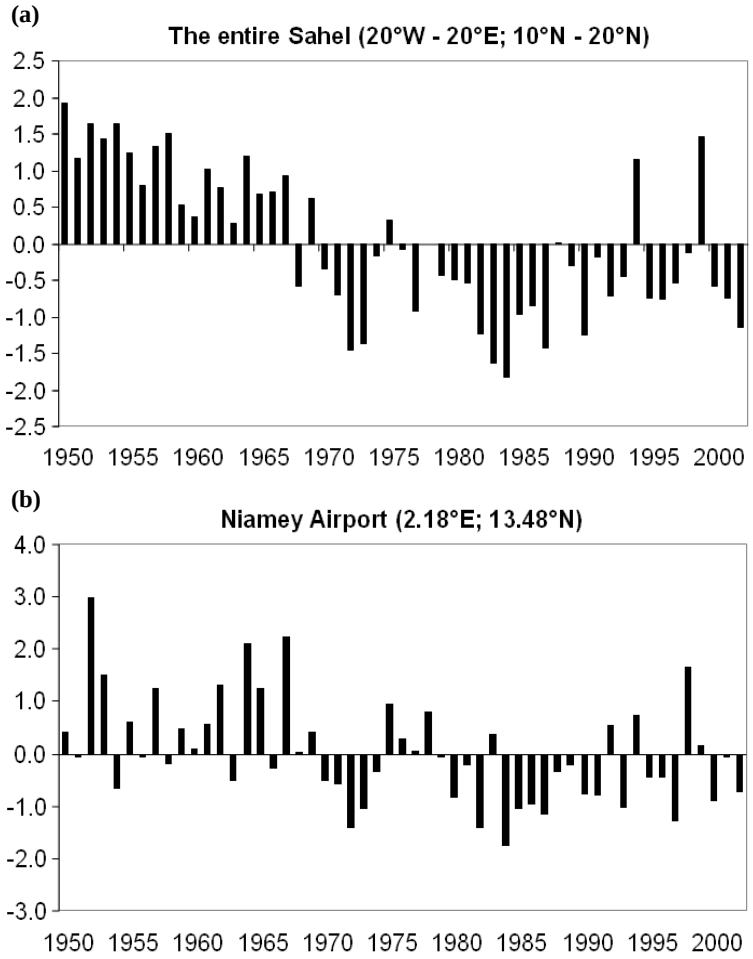


FIG. 1: Standardized rainfall index computed for the period 1950-2002 : **a.** over the whole Sahel (limits : 20°W - 20°E ; 10°N -20°N), using the 85-station synoptic network ; **b.** at the Niamey Airport station. The two phases, wet and dry, appear more clearly on the Sahelian index than on the Niamey index. This is a consequence of the high spatial variability of rainfall regime leading to a single station having a behaviour significantly and randomly different from the regional pattern.

2. Study area and data set

The area of study is located between 13°N and 14°N. It covers 110 x 160 km^2 around Niamey (Niger), in the heart of the Sahel, a semi-arid region roughly extending from 10-11°N to 17-18°N. The Sahelian rainfall regime is typical of the dry tropical regions with a single rainy season, lasting from seven months in the South to three months in the North (Lebel *et al.* 2003). Computed over the wet period 1950-1969, the average annual rainfall decreases from 800 mm in the South to 200 mm in the North. Over the dry period 1970-1989, these statistics are down to 650 mm and 100 mm respectively. This is equivalent to a descent of the annual isohyets of 100 to 150

km to the South. Globally, the 1990s decade has seen a continuing rainfall deficit but two years of above normal rainfall were recorded (1994, 1999) and the 2003 rainfall (not included in this study) was abundant. Figure 1 also shows that the region of Niamey is globally in phase with the Sahel (a 20-year wet period followed by a 30-year dry period) but that significant differences exist between the two indices.

The EPSAT-Niger observing system, set up in 1990, initially consisted of a hundred tipping bucket raingauges. The tipping time of the bucket corresponds to 0.5 mm of rain and is recorded with an accuracy of 1 second, producing a digitised rain series whose time resolution is dependent upon the rain intensity (1 value every 5 minutes for an intensity of 6 mm/h, 1 value every minute for an intensity of 30 mm/h).

After 4 years (1990-1993) the cost of operation led to reduce the number of gauges, based on optimal estimation considerations. The objective was to maintain a good accuracy for rainfall estimation over the total 110 x 160 km^2 area at the rain event time scale (typically a few hours). A study carried out on 126 rain events over the 1990-1992 period showed that decreasing the number of raingauges from a hundred to a thirty (Figure 2) creates an additional standard error of estimation inferior to 2% (Lebel et Amani 1999). The goals for maintaining such a research network are the following : i) first there is a need to document the interannual variability and to analyse how it influences the space variability ; ii) long time series are required to compute robust ensemble statistics, since the climate of the region is characterised by a high interannual and decadal variability ; iii) from such long series of rainfall observation at high resolution in time and space, the link between rainfall variability and runoff can be studied ; iv) finally, it is hoped to gain some understanding of the processes controlling the high rain variability of the Sahelian rainfall. In fact, this high variability is a characteristic of the rainfall regime of most semi-arid regions of the world and the analysis carried out here is certainly in many respects relevant to other semi-arid regions.

The time variability illustrated in Figure 1 raises the issue of how defining a reference annual average. In this paper the 40-year period 1950-1989, will be used as a reference to which will be compared the rainfall observed with the dense CATCH-Niger network over the period 1990-2002. The 1950-1989 mean interannual rainfall at Niamey is equal to 565 mm, very close to the mean of the 1905-1989 series (560 mm).

3. Annual rainfall

A brief analysis of annual rainfall is given here to provide a general climatological framework to the more detailed analysis presented for smaller time scales in the following sections. As may be seen from Table 1, the period of observation studied here is still in deficit with respect to the 1950-1989 period of reference with an annual average of 514 mm. However it is a mixture of wet years (rainfall larger than the 1950-1989 mean : 1994 and 1998) and severely dry years (rainfall deficit of more than 20% with respect to the 1950-1989 mean : 1990, 1997, 2000, 1993), the seven remaining years being moderately to markedly dry. Note that this classification is based on the areal annual rainfall computed over the 110 x 160 km^2 study area. Taking into account the Niamey airport station only - the one used to establish the reference statistics for 1950-1989

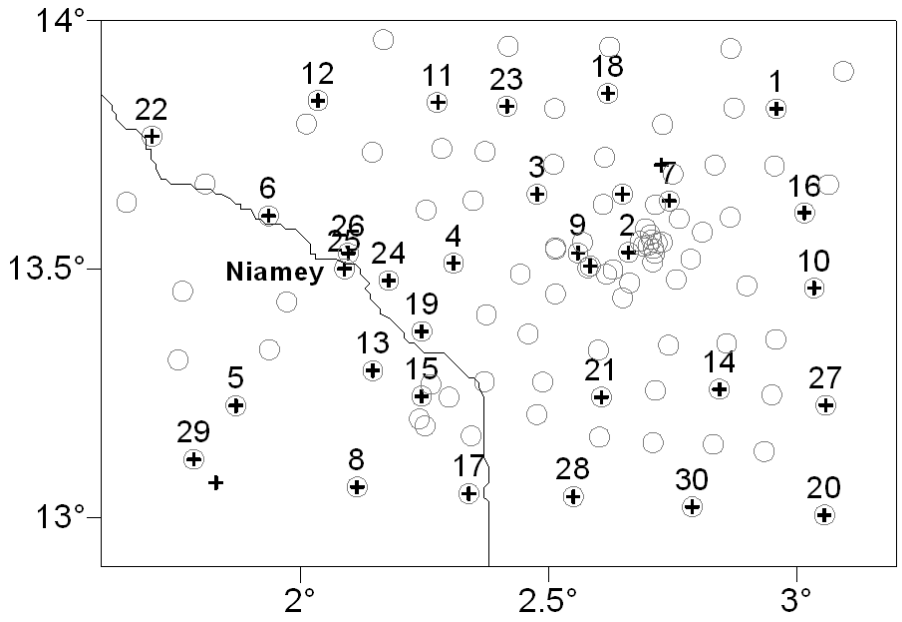


FIG. 2: The EPSAT-Niger network during the initial intensive phase (1990-1993 ; 107 stations marked by small dots) and during the ensuing long term observing period which might continue until 2004 (34 stations, marked by bolded crosses). A total of 30 stations, numbered in this figure, were continuously operated between 1990 and 2002.

- 4 years are classified differently : 1991, 2002 (dry years at Niamey), 2001 (moderately dry), 1992 (wet). This is an illustration of how the spatial variability and the quantity of the available information may influence climate diagnostic studies, event at large time scales. In Figure 3, a local rainfall index is shown, using the 1990-2002 mean and standard deviation of the CATCH-Niger series as reference statistics. Comparing this series to the Sahelian series (Figure 1), it is seen that in the CATCH-Niger series 1998 is very wet and 1999 slightly wet, while for the Sahel as a whole, 1998 is normal and 1999 is one of the wettest year since 1950.

3.1 Annual rainfall patterns

Figure 4 shows the annual rainfall maps for the two wettest years, two moderately dry years and the two driest years. The spatial variability is very strong in all cases. Gradients of 270 mm over 11 km (and 460 mm over 24 km), 275 mm over 9 km and 240 mm over 10 km are observed in 1998, 1992 and 1990 respectively. Table 1 shows that the ratio between the maximum and the minimum seasonal rainfall is each year in the order of 2. Even though the larger density of the 1992 network increased the probability of observing strong local gradients, the long term network of 30 stations still allows to catch the mesoscale gradients (compare in Table 1, the extrema observed from 1990 to 1993 with the full network on the one hand, and those recorded with the so called long term monitoring network of 30 stations on the other hand). Two results are worth noting at that stage of the analysis.

First, the variability of the seasonal rainfields does not appear larger on wet or dry years. The value of the coefficient of variation computed each year from the 30-station network and given in Table 1 does not display any obvious link with the total seasonal rainfall. Neither does the ratio Δ_m which is a measure of the relative amplitude of the observations. For instance, considering

a. below 500 mm years

	1990	1997	2000	1993	2001	1995	1996
Average (SR)	399 ; 392	414	438	460 ; 478	471	498	499
Standard deviation (SD)	73 ; 60	68	73	88 ; 56	51	77	56
SR/SD	0.18	0.16	0.17	0.19	0.11	0.16	0.11
Maximum (M)	659 ; 659	536	584	622 ; 622	566	636	597
Minimum (m)	271 ; 271	273	255	315 ; 315	383	323	374
M/m	2.4	2.0	2.3	2.0	1.5	2.0	1.6
(M-m)/m	1.4 ; 1.4	1.0	1.3	1.0 ; 1.0	0.5	1.0	0.6

b. above 500 mm years

	1991	1992	2002	1999	1998	1994
Average (SR)	507 ; 522	538 ; 513	551	559	672	676
Standard deviation (SD)	89 ; 79	72 ; 69	122	98	138	100
SR/SD	0.17	0.13	0.22	0.17	0.21	0.15
Maximum (M)	711 ; 725	706 ; 782	917	797	1044	863
Minimum (m)	385 ; 385	410 ; 368	360	416	451	498
M/m	1.8	1.7	2.5	1.9	2.3	1.7
(M-m)/m	0.8 ; 0.9	0.7 ; 1.1	1.5	0.9	1.3	0.7

TAB. 1: Statistics (mm) computed for the seasonal rainfall recorded by the CATCH-Niger network. For the years 1990 to 1993, the statistics are given first for the long term monitoring network of 30 stations and secondly for the full network numbering a hundred gauges.

the two wettest years, 1998 is characterized by a large value of Δ_m, while 1994 has almost the smallest value.

Secondly, in Figure 4, there is no preferential location of the areas of high rainfall or low rainfall from year to year. This is half surprising since the region of study is a relatively flat and homogeneous terrain. Thus topography is not expected to command a repetitive year-to-year pattern. On the other hand, the climatological pattern of rainfall over the Sahel is well known to consist primarily of a decreasing South-to-North gradient, as shown in Figure 6a. This gradient is hardly recognisable at the yearly scale. Overall, the rainfall pattern of annual rainfields is commanded by the convective scale variability of the event rainfields.

3.2 Areal rainfall estimation

For water balance and rainfall-runoff studies hydrologists are more interested in smaller scales than the yearly or monthly time scales. Yet, the strong rain gradients recorded at these large time scales challenge the usual vision that rainfields are heavily smoothed out when cumulating a large number of rain events ; and it raises the question of the quality of observation when using operational networks whose density in this region is commonly in the order of 1 to 4 daily raingauges over 10,000 km^2. Figure 5 illustrates for year 1992 how the rainfield pattern is degraded when decreasing the number of stations from 107 stations to 4 stations. In general, doing the same for all 13 years analysed here led to the conclusion that an 11-station network often allows to retain – even though in a smoothed way – the main big features of the annual rainfield, while

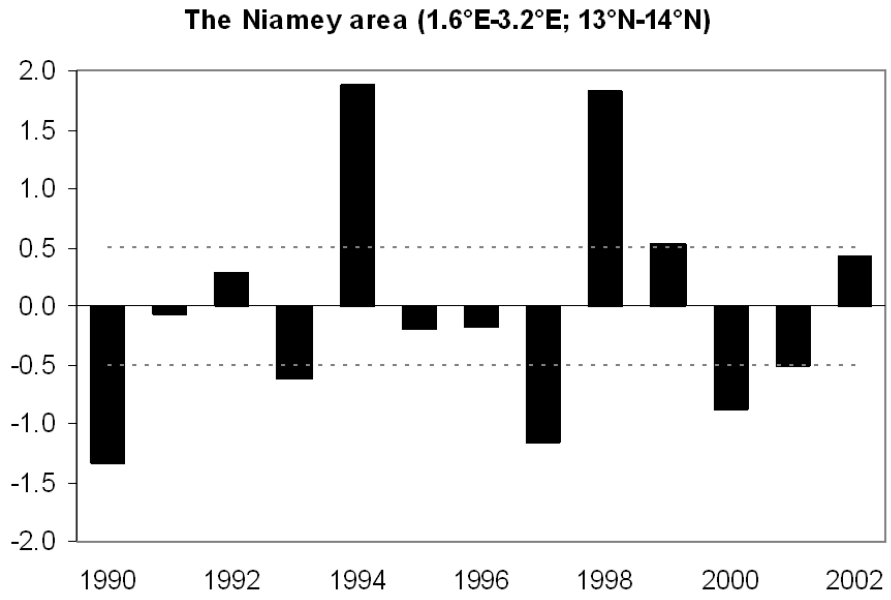


FIG. 3: Standardized rainfall index computed over the CATCH-Niger study area (limits : 1.6°E - 3.2°E; 13°N - 14°N), based on 30 stations, for the period 1990-2002.

Network	12 stations	8 stations	4 stations	1 station
Seasonal rainfall (Average : 510 mm)	3%	4%	6%	16%
August rainfall (Average : 180 mm)	5%	7%	10%	25%
June rainfall (Average : 80 mm)	7%	11%	17%	41%

TAB. 2: Root Mean Square Error (RMSE in %) of the areal rainfall estimated over an area of 10,000 km^2. The RMSE was computed over 13 years (1990-2002), using the estimate from the 30-station network as the reference.

with a 4-station network there is a very high probability to totally miss these features. This is quantified in Table 2 showing the average RMSE computed for various networks of decreasing density. These experimental errors are compared to those computed in the theoretical study of Lebel et Amani (1999).

In this empirical study, the reference areal rainfall over a 10,000 km^2 is computed from the 30-station network. The quality of the estimation with the 30-station network was evaluated using the measurements made from 1990 to 1993 with the denser network of a hundred gauges. The 30-station network values differ from the 107-station network values by less than 1% at the seasonal scale and by less than 2% at the monthly scale. It may thus be considered that the 30-station network provides reliable reference values for evaluating the errors associated with the estimation with less dense networks. These less dense networks were built by exploring all the possible combinations of 12, 8, 4 and 1 station(s) with the constraint of having 3 (12-station networks), 2 (8-station networks), 1 (4-station networks) stations in each quarter of the area in order to obtain more or less regularly spaced networks. As an example, a total number of 12600 combinations were constituted for the 8-station networks.

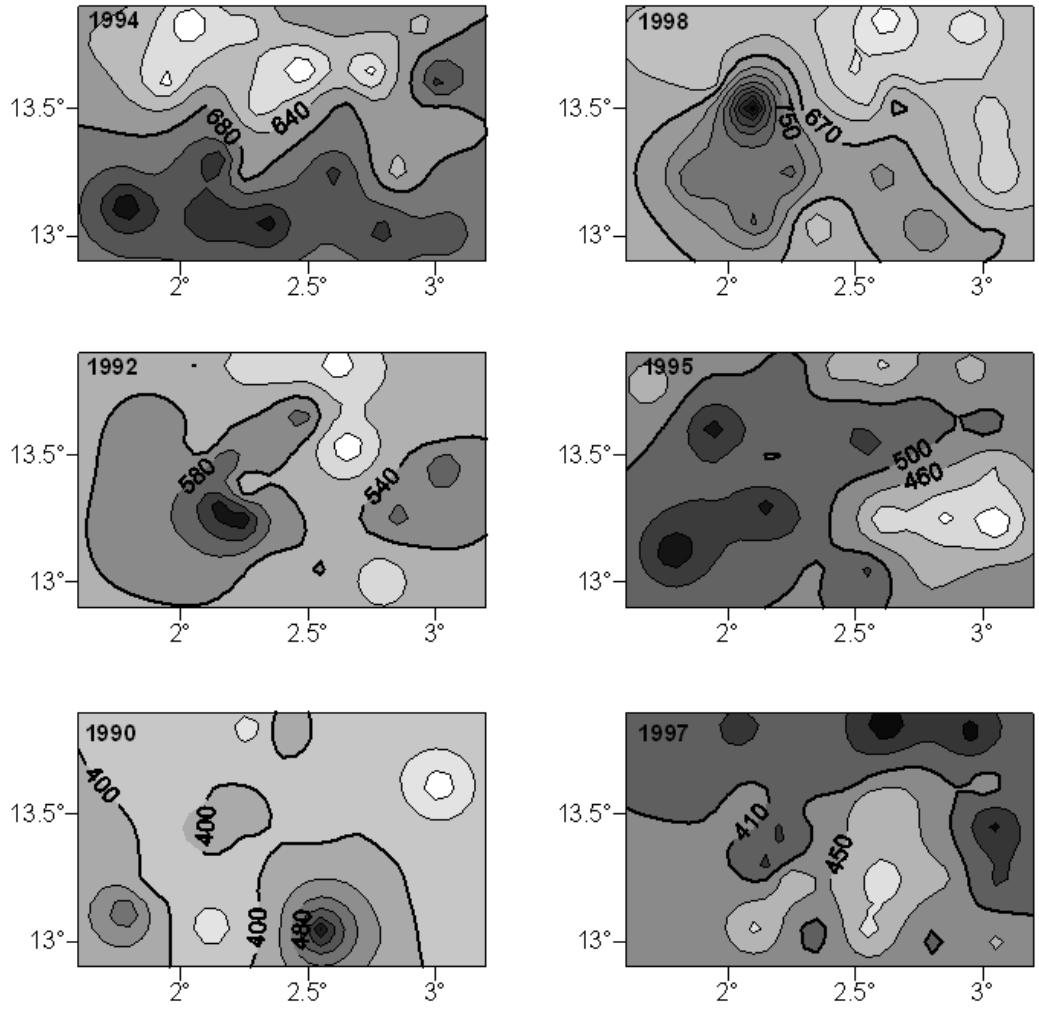


FIG. 4: Seasonal rainfall maps for a sample of 6 years : the two wettest (1994 and 1998), two moderately dry (1992 and 1995) and the two driest (1990 and 1997). Note the absence of a clear latitudinal gradient as well as the presence each year of convective scale zones of high or low rainfall.

The empirical errors in Table 2 are close to the values derived from the theoretical study of Lebel et Amani (1999) for the season or monthly scale, except for the 4-station network for the month of June (13% in Lebel et Amani (1999), against 17% in our empirical study). The figures of Table 2 confirm that a 12-station network is able to provide satisfying estimates of the areal rainfall over the study area for monthly to seasonal rainfall. As a matter of generality for this type of climate, a network of 8 to 10 stations over 10,000 km^2 is a minimum requirement. Note that using only one station leads to unacceptable errors ranging from 16% to 41%. This is food for thought when knowing that most climate diagnostic studies over West Africa are carried out with networks of smaller density than 1 station per 10,000 km^2.

4. Spatial variability and structure of the event rainfields

4.1 The CATCH-Niger rain events : definition and statistics

In a hydrological perspective rainfall variability has to be characterised at the event scale or below. Based on previous studies (see e.g. D'Amato et Lebel 1998), rain events over the CATCH-

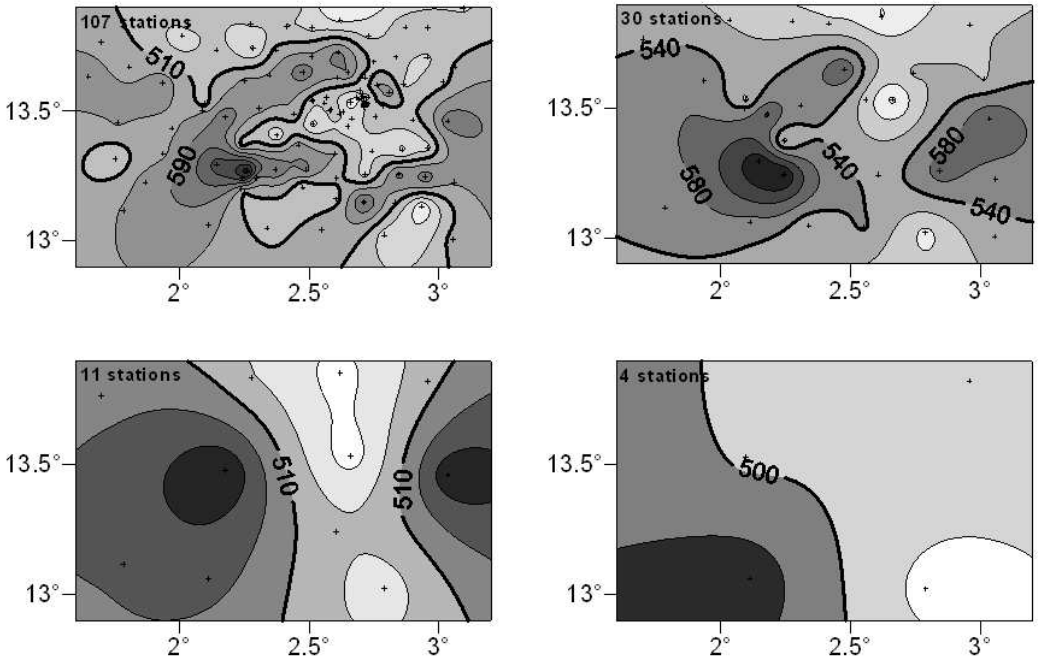


FIG. 5: Annual rainfall maps of 1992 based on 4 networks of decreasing density (107, 30, 11, 4 stations).

	Mean event rainfall (H)	Average frequency of zero rainfall (F0)	Conditional mean event rainfall (H>0)	Average standard deviation (H>0)
Mean of 30 values	10.6 mm	28%	14.8 mm	15.1 mm
Std of 30 values	1.0	6.1%	0.66	0.95

TAB. 3: Statistics of the point event rainfall computed from a sample of 548 events recorded by the long term CATCH/EPSAT-Niger 30-station network. Values in mm.

Niger area are defined as follows : i) at least 30% of the raingauges record more than 0.5mm of rain ; ii) at least one station record 1 mm ; iii) when no rain is recorded at any of the network stations for more than 30 minutes, it is the end of the rain event.

A total of 548 rain events were recorded by the CATCH-Niger network over the period 1990-2002. In the following, the event rainfall at station i for event j, is denoted h_{ij}. The total annual rainfall of year y is denoted R_{iy} and the total annual rainfall associated with rain events in year y is denoted H_{iy}. Averaging over the 13 years and the 30 stations, H_{iy} represent 85% of R_{iy}, the remaining 15% being associated with isolated showers covering less than 30% of the study area. The global statistics regarding the 548 events are given in Table 3.

Figure 6b and Figure 6c show the spatial pattern of the two main statistics characterising the rain process at the event scale. One is the conditional mean event rainfall $\bar{H}$ and the other is $\bar{F}_0$, the average space intermittency. While the $\bar{H}$ map shows little evidence of any latitudinal gradient, the $\bar{F}_0$ map is characterised by smaller values in the North and a maximum in the Centre of the study area. This pattern is partly caused by a window effect, linked to the space criterion used to define the rain events, involving that stations at the centre of the network are more

likely to be hit by a rain event than stations on the edges (this does not affect the total rainfall statistics but only the estimation of the share of rain which is attributed to rain events versus the share which is attributed to isolated showers). In case of an isotropic process we should therefore obtain a $\bar{F}_0$ map with minimum values at the centre and symmetrically maximum values on the edges. The clear decreasing gradient when moving away from the centre to the North contrasts with the much smaller gradient observed when moving away from the centre to the South. This leads to conclude that there does exist a decreasing South-to-North gradient of the number of rain events, even though difficult to compute precisely due to the small size of our window (the window sampling has an effect of comparable magnitude to the effect of the gradient itself). The $\bar{F}_0$ map has evident similarities with the 13-year cumulative rainfall map (Figure 6a). This indicates that, at this time scale, the number of events has a far larger influence than the mean event rainfall – which is roughly constant over the study area – on the space distribution of the cumulative rainfall.

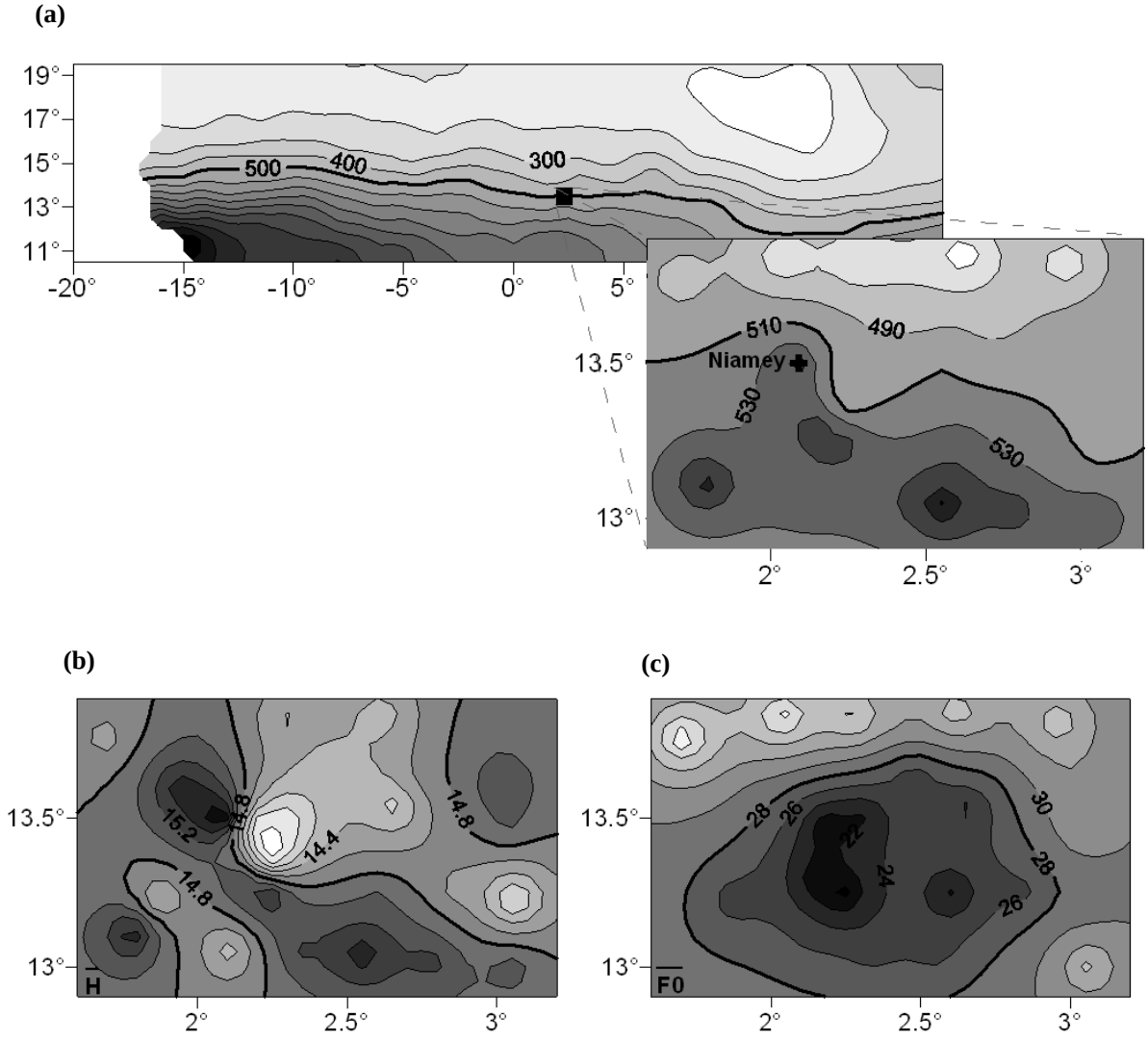


FIG. 6: **a.** Cumulative rainfall map for 1990-2002 over the Sahel, computed from the AGRHYMET monitoring network (three stations in the EPSAT-Niger study area) and zoom over the CATCH-Niger area; **b.** Map of the conditional mean event rainfall; **c.** Map of the frequency of zero event rainfall (F0).

4.2 Spatial variability and influence on the accuracy of areal rainfall estimation

A study similar to the one presented above in section 3, was carried out to evaluate the accuracy of areal rainfall estimation at the event scale with low density networks in this region. Over a 10,000 km^2 area the error increases from 25 % for a rain event of 9 mm (resp. 21% for a rain event of 12 mm) when using 12 stations to 135 % (resp. 113%) when 1 station only is available (Table 4). Over a 1000 km^2 area the error increases from 11 % for a rain event of 9 mm (resp. 9% for a rain event of 12 mm) when using 12 stations to 80 % (resp. 70%) when 1 station only is available (Table 5).

Network	12 stations	8 stations	4 stations	1 station
May-June event (9 mm)	25%	35%	54%	135%
July-August event (12 mm)	21%	30%	46%	113%
L&A99 event (16 mm)	17%	25%	36%	88%

TAB. 4: Same as Table 2, except for event rainfall. L&A99 event refers to the mean event rainfall value event used by Lebel et Amani (1999) in their theoretical study.

These results show that while a 12-station network allows a correct estimation of the areal annual rainfall over 10,000km^2, this is no longer true when working at event scale, which is the relevant time scale for rainfall-runoff modelling studies. Even with 12 stations over 1000 km^2 significant errors may arise, even though this is a pretty dense network. The consequences of these results in term of rainfall-runoff modelling studies are explored in the companion paper of Vischel and Lebel (2005).

4.3 Spatial structure

Ali *et al.* (2003) have shown that the high spatial variability of the Sahelian rainfields results from the nesting of two structures, one being the convective scale structure and the second being related to the climate scale. The variogram representing this nested structure is anisotropic :

$$\begin{aligned} \text{N-S direction :} \quad & \gamma_e^*(h) = 85\left[1-\exp\left(-\frac{|h|}{20}\right)\right] + 140\left[1-\exp\left(-\frac{|h|}{70}\right)\right] \\ \text{E-W direction :} \quad & \gamma_e^*(h) = 90\left[1-\exp\left(-\frac{|h|}{11}\right)\right] + 135\left[1-\exp\left(-\frac{|h|}{120}\right)\right] \end{aligned} \tag{1}$$

where h is the distance in km and γ is in mm^2.

This model, which is a significant refinement of the model used in Lebel et Amani (1999), is probably still missing a component to better represent the variability at small distances (below

Network	12 stations	8 stations	4 stations	1 station
May-June event (9 mm)	11%	15%	38%	80%
July-August event (12 mm)	9%	13%	33%	70%

TAB. 5: Root Mean Square Error (RMSE in %) of the areal rainfall estimated over an area of 1,000 km^2. The RMSE was computed over 13 years (1990- 2002), using the estimate from the 30-station network as the reference.

5 km). It however provides a realistic tool to reproduce the sub-scale variability of rainfields estimated at low-resolution or to compute areal rainfall values from point measurements obtained from sufficiently dense networks.

4.4 Statistical distribution of the event rainfall series and areal reduction factors.

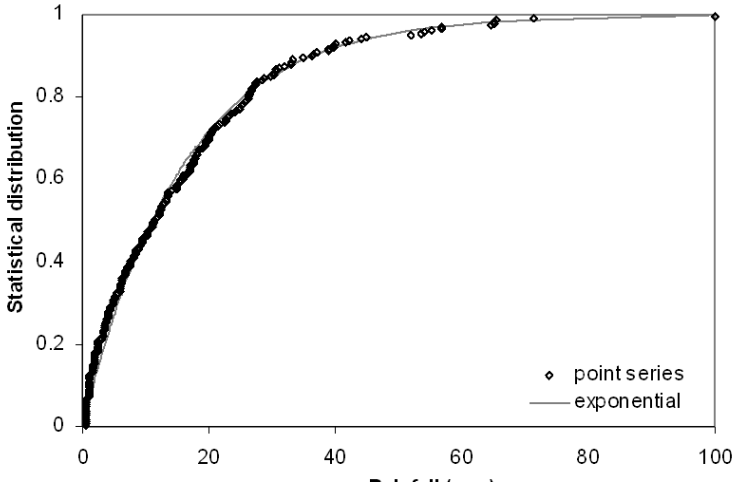


FIG. 7: Fitting the exponential distribution to the event rainfall recorded at the Darey station.

One application of the determination of an average spatial structure of the event rainfields is in the domain of areal rainfall statistical analysis. The 30 statistical distributions of the point series $\{h_{i,j}\,; j = 1, 548\}$ show a behaviour close to the exponential distribution, as may be seen from the adjustment in Figure 7. This is a confirmation of earlier work (see e.g., D'Amato et Lebel 1998). The parameter of the exponential distribution may be considered as stationary in space. It presents a seasonal cycle with a maximum value of 12.4 mm in July-August-September (JAS) and a minimum of 9 mm in May-June. JAS rainfall accounts for 90% of the annual rainfall. The yearly mean event rainfall is thus close to the JAS mean event rainfall (11.9 mm). In the following we will neglect the seasonal cycle and consider the point process h as being stationary in space and time, exponentially distributed with an average parameter of 11.9 mm. For most hydrological studies areal rainfall statistics are more meaningful than point rainfall statistics, but point series are often too sparse to allow for the computation of areal statistics. The CATCH-Niger data provide an opportunity to establish a correspondence between point rainfall statistics and areal rainfall statistics. To that end, series of areal rainfall were computed by gridding at a 1x1 km^2 resolution the 548 rain events, using the structure function defined by equations 1. Then a spatial averaging on each grid led to compute series of areal rainfall for squares ranging from 5 x 5 km^2 to 100 x 100 km^2. The gamma distributions fitted to the empirical cdf of these series are plotted in Figure 8. They show an increasing deviation from the exponential distribution of the point rainfall with increasing area of integration. Assuming some stability of the inferred distributions, one can compute areal reduction factors, defined as follows :

$$ARF_T\,[A] = \frac{H_T\,[A]}{H_T} \tag{2}$$

Area (km x km)	1 x 1	5 x 5	10 x 10	20 x 20	50 x 50	100 x 100
Standard deviation (mm) ARF (%)	14.8 -2.8	13.9 -8.5	13.2 -13	12.2 -20	10.8 -29	9.9 -35
10-year Rainfall (mm) ARF (%)	86 -7.1	82 -11	78 -15	71 -21	64 -30	59 -36

TAB. 6: Statistics of the areal rainfall series and corresponding areal reduction factors (%) for various areas of reference. The areal reduction factors (ARF) are computed with respect to the following point statistics : Standard deviation= 15.2 mm and 10-year rainfall = 92 mm.

where $H_T[A]$ is the quantile of the areal series for a given return period T (referring to an area of size A) and H_T is the corresponding value of the point series.

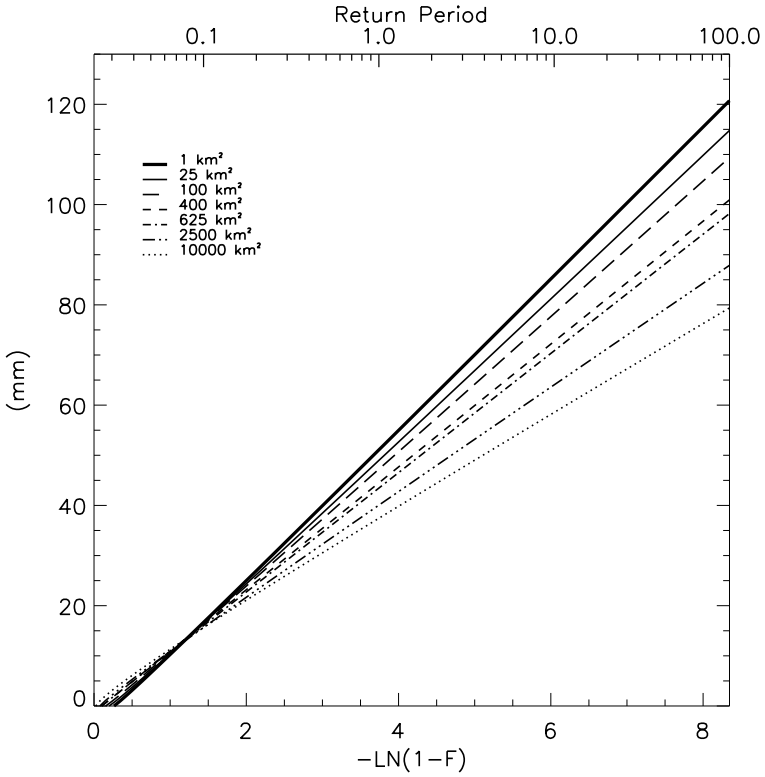


FIG. 8: Cumulative distribution functions (cdf) of the areal rainfall series for various averaging surfaces.

From Table 6, it is seen that, with respect to the point statistics, both the standard deviation of the distribution and the 10-year return period rainfall are diminished by more than one third when considering 100 x 100 km^2 grid cells. The areal reduction factor increases slightly in absolute value with the return period considered, reaching -39% for the 100-year rainfall. This result is important for water resources management studies based on statistical considerations. It has also some implications in areas like remote sensing algorithms validation and climatology. For instance, remote sensing algorithms validation often involves the comparison of a point rainfall measured with a single raingauge to an areal rainfall estimated from a satellite or produced by a climate model. Whatever the assumptions made on the bias or non-bias of the remote sensing series, the fact that the standard deviations of point and areal series are so different make them hardly comparable in term of statistical distributions.

5. Intensities and time structure of the event hyetograph

5.1 Rainfall intensities and effective rainfall duration.

Instantaneous rainfall intensities cannot be measured from raingauges, since there is always some time integration associated with the data recording. This time integration depends on the type of gauge used. As mentioned in section 2, the raingauges used here are tipping bucket gauges. The time resolution of the records is thus rainfall intensity dependant and there are two possibilities for studying the statistical properties of rainfall at small time steps. One is to produce series of rain depths integrated over a constant time step, e.g. 5 minutes. The information so obtained is filtered both for high and low intensities : i) peaks of high rain intensity (typically larger than 100 mm/h) rarely last for more than a few minutes, often less, and the accumulation over 5 minutes will smooth out these peaks ; ii) when less than one tipping is observed in 5 minutes (average intensity smaller than 6mm/h), some interpolation is needed to estimate the 5-minute raindepth.

The other approach is to use the raw series of tipping times to investigate the time structure of the point rainfall process. Rain intensities are computed using the following equation :

$$I^*_{kt} = I^*(t_{kt-1}, t_{kt}) = \frac{0.5}{t_{kt} - t_{kt-1}} 3600 \tag{3}$$

where kt indices the series of bucket tipping times and the series of $\{t_{kt}\}$ are in seconds.

Since one tipping = 0.5 mm, the total number of tippings (Kt_i) at station i for year y, is given by :

$$Kt_i = R_{iy}/0.5 \tag{4}$$

The intensities are denoted I^* to remind that they are in fact pseudo-intensities averaged over a varying time step, this time step being the smallest for the highest intensities. Hence, the $\{I^*\}$ series provide an accurate information on the highest intensities. Ranking these $\{I^*\}$ series by increasing order, a cdf is obtained for each year. Expressing the cumulative distribution as the percentage of the total annual rainfall, the 13 yearly cdf's of station i are averaged, producing the average distribution shown in Figure 9a for the Banizoumbou station. It shows that 50% of the annual total falls with an intensity greater than 33 mm/h and 30% with an intensity greater than 56 mm/h. Averaging over the 30 stations it is found that 50% of the annual total falls with an intensity greater than 35 mm/h and 30% with an intensity greater than 62 mm/h. Table 7 summarizes these statistics, showing a small dispersion of the quantiles from one station to the other (the standard deviation ranges from 6% for the largest quantiles to 10% for the smallest quantiles). Due to the smoothing involved in the time averaging these statistics are slightly underestimated, that is the true 50% quantile is above 35 mm/h and the true 30% quantile is above 62 mm/h.

These high rain intensities are associated to the high time intermittency of the rain process. The time intermittency may be characterised by studying the series of tipping intervals denoted :

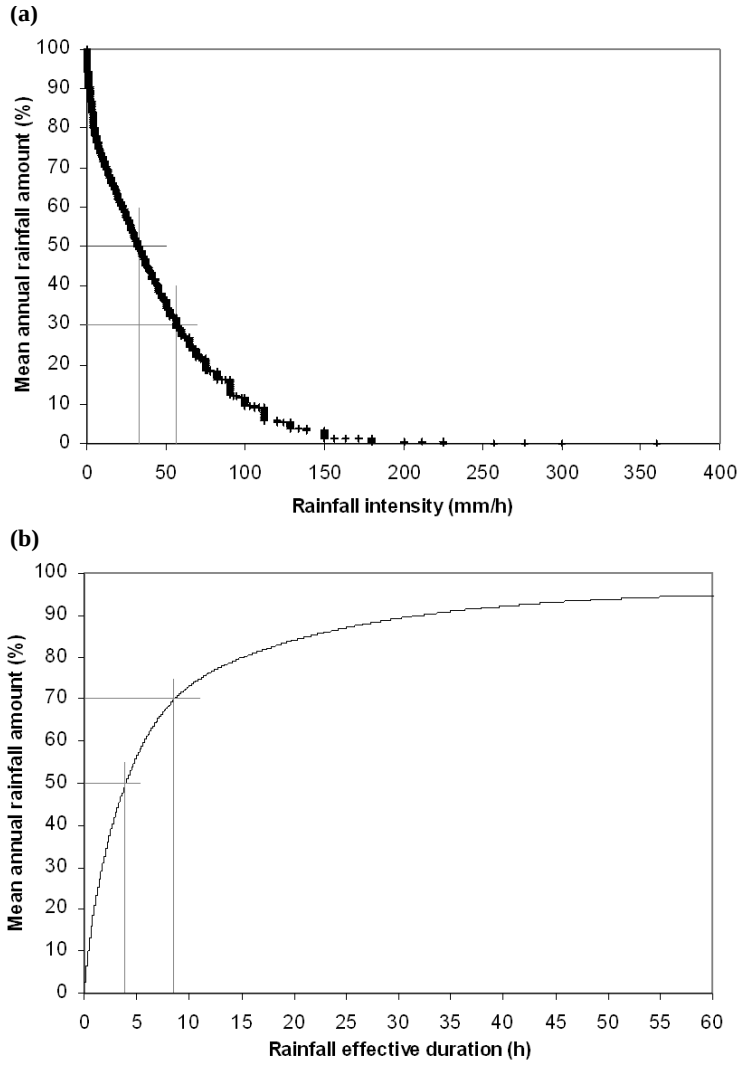


FIG. 9: Distribution of the rainfall intensity (mm/h) and of the rainfall effective duration (h) expressed as a function of the percentage of total annual rainfall (Banizoumbou station). **a.** 30% of the annual total falls at intensities larger than 53 mm/h and 50% at intensities larger than 29 mm/h; **b.** similarly, 50% of the annual total falls in less than 4 hours and 70% of the annual total falls in less than 7 hours. Average statistics over the 30 stations are given in Tables 7 and 8.

$$\Delta t_{kt} = t_{kt} - t_{kt-1} \tag{5}$$

Similarly to the $\{I^*\}$ series, the $\{\Delta t_{kt}\}$ series were ranked in increasing order for each station and each year, leading to the computation of a cumulative distribution function expressed as a percentage of the total annual rainfall. Figure 9b shows the average distribution for Banizoumbou : 70% of the annual rain total falls in less than 7 hours and 50% of the annual rain total falls in less than 4 hours. In average over the period 1990-2002, 50% of the annual rain total falls in less than 3.9 hours on the 30 CATCH-Niger stations, as may be seen from Table 8.

Such statistics are obviously very important for hydrological studies ; they are also important to consider in term of remote sensing validation. The time intermittency means that many satellites will suffer from their low overpass frequency and that the high intensities will be a pro-

Rainfall amount	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Average	104	78	62	48	35	24	13	5	2
Std	6.4	3.8	623.1	2.3	1.8	1.4	1.1	0.4	0.2

TAB. 7: Statistical distribution of rainfall intensities (mm/h), expressed as a function of the percentage of the mean annual rainfall amount. Average and standard deviation (Std) computed over 30 stations from 1990 to 2002 : 20% of the total annual rain falls with intensities larger than 78 mm/h and 50% falls with intensities larger than 35 mm/h.

Rainfall amount	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%
Average	0.04	0.10	0.17	0.26	0.39	0.58	0.90	1.65	3.29
Std	0.4	0.10	0.17	0.26	3.9	5.7	8.6	15.1	31.7

TAB. 8: Effective rainfall duration (in hours). Average and standard deviation (Std) computed over 30 stations from 1990 to 2002 : 20% of the total annual rain falls in 2 hours and 50% falls in 3.9 hours.

blem for micro-wave measurements, whether passive or active, through saturation or attenuation effects.

5.2 Hyetographs of the CATCH-Niger rain events

Mathon *et al.* (2002) showed that most CATCH-Niger rain events are associated with Organised Convective Systems (OCS). These systems display a front line of convective cells followed by a stratiform trail; they move from East to West and produce a typical point hyetograph, as the one showed in Figure 10 for the OCS of 21 July 1994. This means that the rain intensities are not randomly distributed in time. This property was used by Guillot et Lebel (1999b) to propose a standardised form of hyetograph to be used as the time component of a disaggregation model in this region. This model is refined here based on the larger rain event sample available to us. Starting from the conceptual hyetograph shown in Figure 11, an algorithm was derived to optimise the parameters of the model, by minimising the distance between the observed and the model hyetographs. A sensitivity analysis showed that the asymmetry parameter a was difficult to estimate and brought only instability in the algorithm : it was thus set to 0.5, meaning a symmetrical hyetograph. Similarly, despite our knowledge that the stratiform intensity is often linked to the overall strength of the convection, the identification of a varying Is proved to be highly unstable and bringing no improvement in the overall performance of the model. A constant stratiform intensity was thus iteratively calibrated within the overall calibration algorithm and its optimal value found to be equal to 1.5 mm/h. It thus remains three independent parameters to estimate from the sole knowledge of P_i, the total event rainfall at station i. The two parameters that prove the most robust to infer were P_c and I_m, computed from the following relationships :

$$P_c = 0.89P - 0.08 \tag{6}$$

$$I_m = 2.01P + 0.53 \tag{7}$$

The other parameters are computed from the following equations :

$$D_c = 2P_c/Im \tag{8}$$

$$D_t = D_c + P_s/I_s \tag{9}$$

$$P_s = P - P_c \tag{10}$$

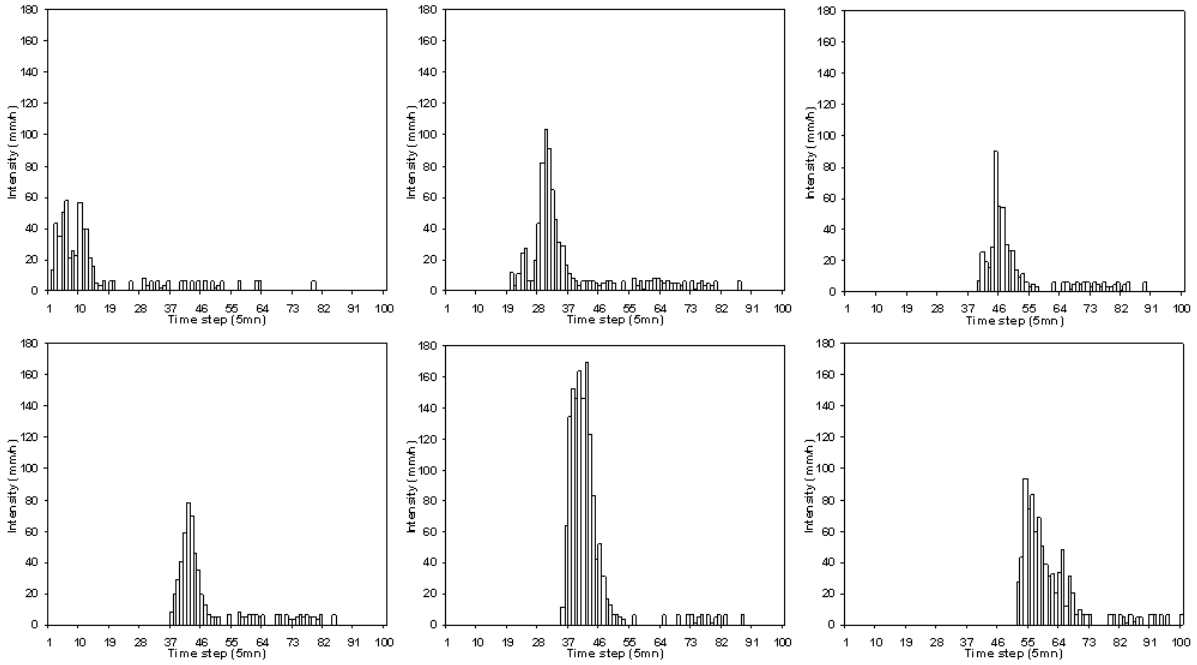


FIG. 10: Hyetographs recorded at 6 stations for the event of 21 July 1994. Even though this event is not one of the most typical squall lines recorded in 13 years, the hyetograph display a clear oganisation in two characteristic components : i) the peak corresponding to the passage of the convective front, followed by ii) the low intensities of the stratiform trail.

Examples of how this model of hyetograph is able to reproduce a variety of observed hyetographs are shown in Figure 11. A global comparison was carried out between i) the hydrographs simulated by the ABC rainfall-runoff model (Peugeot *et al.* 2003) forced by the observed hyetograph and ii) the hydrographs simulated by the ABC model forced by the simulated hyetograph. This comparison was carried out for the small Wankama catchment over which the ABC model was precisely calibrated using a 10-year series of observations (Cappelaere *et al.* 2003). The results (not shown) are rather good, with a coefficient of determination equal to 0.96 and no outliers for the largest values. As compared to the model of Guillot et Lebel (1999b), the main improvement brought by the hyetograph model proposed here lies in a better simulation of the peak rainfall intensity, a variable to which runoff generation is very sensitive in this kind of semi-arid environment.

The important result here is that, despite the extreme time intermittency of the Sahelian rainfall and the associated high rainfall intensities, the model does provide a way of reconstructing realistic hyetographs to be used as entry of rainfall-runoff models, when only rainfall observations aggregated over large time steps (typically daily rainfall) are available.

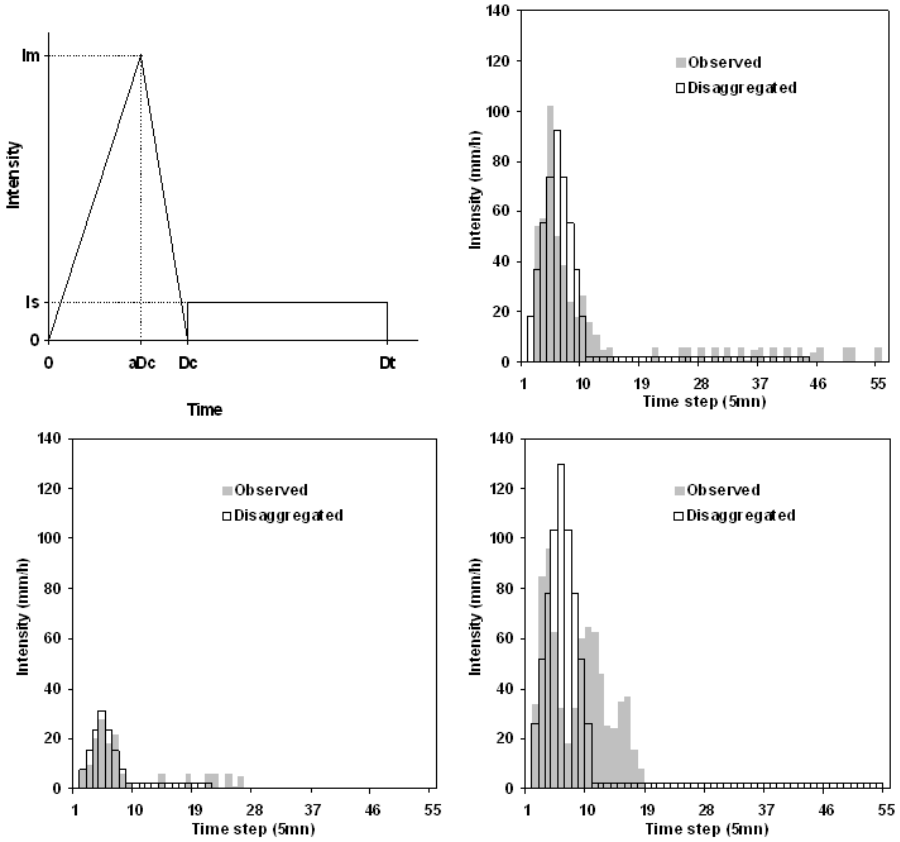


FIG. 11: Modelling the OCS hyetograph. The upper left graph represents a simple conceptual model fully determined by 5 parameters. The three other graphs are three examples where the observed hyetograph is compared to the hyetograph obtained by disaggregating the total event rainfall with the conceptual model. The systematic comparison carried out on the whole sample studied here showed that the model behaves correctly for a large variety of hyetograph patterns ; however, the single peak is sometimes a too simple representation to properly accommodate some intense events displaying two peaks.

6. Summary and implication for runoff studies

The CATCH-Niger observing system – 13 years of data collected by a recording raingauge network of 30 stations covering a 110 x 160 km^2 study area in the region of Niamey, Niger – provides a unique insight into the space-time variability of rainfall at convective scales. At the annual scale, the convective scale variability is still dominant over the latitudinal gradients characterising the mean interannual rainfields of the region : local gradients of 25 to 30 mm/km are found in the annual rainfields to be compared to the average North-to-South climatic gradient of 1 mm/km. These local gradients do not display any preferential direction. They are produced by a few storms and are easily missed by the low density operational networks. One consequence of this small scale variability is that it is hazardous to evaluate rainfall over an area that size with only one or two stations as is often the case in this region. Comparing the results obtained when using the Niamey station alone with those obtained with the 30-gauge average, 4 years out of 13 are classified differently, despite the fact that 3 classes (wet, moderately dry, severely dry) only were used. In term of the networks density needed to correctly document the rainfall patterns and to estimate the areal rainfall over a 10,000 km^2 domain with an error inferior to

10%, it was found that the minimum required number of stations is between 4 (seasonal and monthly rainfall in the core of the rainy season) and 8 (monthly rainfall in margins of the rainy season). To remain below a 5% error threshold the number of stations should be larger than 8 and 12 respectively. These results are in agreement with those published in the theoretical study of Lebel et Amani (1999).

The spatial variability is of course larger at the event scale, which is the scale of interest for the hydrologists. With a 12-station network, the estimation error of the areal event rainfall over 10,000 km^2 is in the range 20 to 25% depending on the intensity of the event considered. A anisotropic and nested variogram model, proposed by Ali *et al.* (2003), was used to produce event rainfall grids at a resolution of 1 x 1 km^2 for the 548 events recorded over the 1990-2002 period. This allowed the computation of areal reduction factors for areas of various sizes ranging from 1 x 1 km^2 to 100 x 100 km^2. The standard deviation is reduced from 15.2 mm for the point series to 9.9 mm for the 100 x 100 km^2 series. The 10-year return period rainfall is reduced by 36%, from 92 mm to 59 mm. For the 100-year return period, the areal reduction factor is equal to 39%.

The time intermittency of rainfall is another major characteristic of the Sahelian rainfall regime : 85% of the annual rainfall is produced by a total of 30 to 50 major rain events per year, but in fact, 50% of the annual rainfall occurs in less than 4 hours, with intensities larger than 35 mm/h.

The implications of the above results are important for water budget studies in this type of regions. Most often, rainfall-runoff modelling used to assess the runoff share in the annual water budget is based on a few daily rainfall series sparsely covering the area of interest. To be able to reproduce realistically the behaviour of the hydrological systems, it is necessary to account for the sub-scale space-time variability that is not documented by such observations. This is even truer when linking climate modelling to hydrological modelling is at stake. Climate models are far from resolving the scales of variability explored here and forcing hydrological models with climate model rainfall is likely to produce unrealistic results due to the small scale variability of rainfall. The models developed in this paper to represent the small scale structure of the Sahelian rainfields – both in time and space – provide a basis to investigate this question as shown in the companion paper of Vischel and Lebel (2005).

Acknowledgments

This research was funded by IRD and CNRS/INSU in the framework of the AMMA-CATCH "ORE" program initiated by the French Ministry of Research.

Chapitre 5

Evaluation d'un modèle de simulation et de désagrégation de champs de pluie sahéliens

Le chapitre précèdent nous a permis de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la pluie à l'échelle de l'événement pluvieux sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Cette étude a montré en quoi les caractéristiques de méso-échelle pouvaient expliquer la variabilité de la pluie à des échelles supérieures. Nous verrons en outre dans la partie 3 que cette variabilité conditionne grandement l'évaluation des écoulements dans les modèles hydrologiques.

Pourtant les données de pluie disponibles ne sont pas toujours aptes à retranscrire cette variabilité de méso-échelle puisque (i) pour l'étude de la variabilité hydrologique passée, nous ne disposons la plupart du temps que de données issues de réseaux pluviométriques de faible densité ou pour les années récentes de données satellites de faible résolution spatiale, et (ii) pour l'étude de la variabilité hydrologique future, nous dépendons de la résolution encore trop grossière des sorties des modèles climatiques globaux ou régionaux.

L'utilisation d'un modèle de pluie, comme celui que nous allons implémenter dans ce chapitre, doit permettre de rétablir la variabilité pluviométrique aux échelles pertinentes pour l'hydrologie tout en intégrant l'information substantielle issue des données de pluie mesurées ou simulées par les modèles. Nous allons ici nous focaliser sur la capacité d'une méthode stochastique de simulation de champs de pluie à restituer la variabilité pluviométrique de façon suffisamment réaliste pour pouvoir être utilisée comme modèle intermédiaire entre les données pluviométriques aux échelles spatiales inadaptées et les modèles hydrologiques. Pour ce faire, des simulations de champs de pluie vont être implémentées sur la base des données pluviométriques à fine échelle du réseau AMMA-CATCH Niger sur la période de 1990-2002.

Les simulations de champs de pluie seront dans un premier temps réalisées sans être contraintes par aucune valeur de pluie mesurée (simulations non conditionnées). Ensuite, pour prendre en compte les problèmes créés par le sous-échantillonnage spatial associé aux réseaux pluviométriques, les simulations seront conditionnées par des valeurs ponctuelles. Enfin avec dans l'idée

de subvenir aux besoins de désagrégation spatiale de données de faibles résolutions (données satellites ou sorties de modèles climatiques), les simulations seront aussi conditionnées par des valeurs spatiales.

La première section de ce chapitre rappelle le cadre théorique du modèle de simulation et ses applications à la simulation de champs de pluie sahéliens qui ont déjà fait l'objet de nombreux travaux. La seconde section détaille l'implémentation du modèle sur une zone de 60×60 km^2 au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger, où les simulations seront validées et commentées.

5.1 Présentation du modèle de champs de pluie

Les études passées sur la variabilité pluviométrique de la pluie au Sahel ont permis d'établir un cadre méthodologique pour la simulation de champs de pluie événementiels. La stratégie adoptée dans la thèse de Guillot (1998) a consisté à utiliser des fonctions méta-gaussiennes pour simuler des champs de pluie non conditionnés. Cette étude a par la suite servi de base aux travaux de thèse de Onibon (2001) qui a développé une méthode de conditionnement des champs de pluie par des valeurs spatiales. Nous élargirons ici le domaine d'application de cette stratégie de modélisation en proposant une méthode de conditionnement des champs de pluie par des valeurs ponctuelles.

5.1.1 Simulation non conditionnée

La simulation stochastique spatiale d'une variable aléatoire nécessite de caractériser une fonction décrivant sa structure spatiale (par exemple la covariance spatiale ou le variogramme) et une fonction de distribution décrivant sa loi de probabilité. Il existe de nombreuses méthodes permettant de simuler assez simplement des champs dont la variable est caractérisée par une distribution normale (gaussienne centrée réduite[1]) et une fonction de structure quelconque. On peut citer par exemple la méthode des bandes tournantes (Delhomme 1976; Mantoglou et Wilson 1982) ou la méthode d'inversion de la matrice de covariance (e.g. Bouvier *et al.* 2003). En revanche il est beaucoup moins direct de simuler des champs définis par une variable de distribution marginale non gaussienne. Une méthode consiste à simuler un champs gaussien Y c'est à dire dont les variables $Y(x)$ (x définissant les coordonnées dans le domaine de simulation D) ont une distribution gaussienne. On applique ensuite au champ simulé une fonction Φ dite d'anamorphose permettant le passage d'un champ de distribution marginale gaussienne à un champ de distribution marginale non gaussienne donc définie de telle sorte que le champ de distribution marginale non gaussienne s'écrive :

$$Z(x) = \Phi\left[Y\left(x\right)\right] \tag{5.1}$$

[1]Dans la littérature, le terme "gaussien" est souvent employé pour désigner le terme "normal" sous entendu qu'une variable de distribution gaussienne est caractérisée par une espérance nulle et une variance de 1. Nous userons aussi de cet abus de langage et préciserons si nécessaire la moyenne et la variance de la distribution si elle venait à ne pas être normale.

D'après Guillot (1999), pour n'importe quelle fonction de distribution non gaussienne, il existe une fonction d'anamorphose Φ obéissant à l'équation 5.1.

L'anamorphose transforme aussi la fonction de structure spatiale du champ gaussien St_y. Il est donc nécessaire d'ajuster préalablement une fonction St_y qui donnera après anamorphose la fonction St_z représentative de la structure spatiale du champ Z. Guillot (1999) montre que dans le cas où la distribution marginale de $Z(x)$ est continue, la fonction de structure St_y peut être déduite analytiquement à partir de la fonction de structure St_z. En revanche dans le cas où la distribution marginale de $Z(x)$ est discontinue, la fonction St_y doit être ajustée manuellement de façon à retrouver la bonne fonction St_z après anamorphose.

La méthode exposée a été employée par Guillot et Lebel (1999b) pour simuler des champs de pluie non conditionnés au pas de temps événementiel sur le Sahel. La méthode des bandes tournantes a été utilisée pour générer des champs aléatoires gaussiens. Comme nous l'avons déjà évoqué dans le chapitre 4 (article $B05$, figure 7), la distribution ponctuelle de la pluie événementielle peut être représentée par la composée d'une loi gamma (voire même exponentielle) et d'une accumulation de valeurs nulles (atome en zéro) qui lui confèrent une forme discontinue. La fonction d'anamorphose est donc définie par la fonction qui permet de passer de la loi normale à la loi de distribution ponctuelle de la pluie (figure 5.1). Concernant la fonction de structure spatiale, comme la loi de distribution marginale des champs de pluie est discontinue, Guillot et Lebel (1999b) ont dû caler une fonction de structure des champs gaussiens permettant de retrouver la fonction de structure des champs de pluie. Nous reviendrons sur ce point lorsque nous appliquerons, à notre tour, la méthode à nos données (cf. partie 5.2).

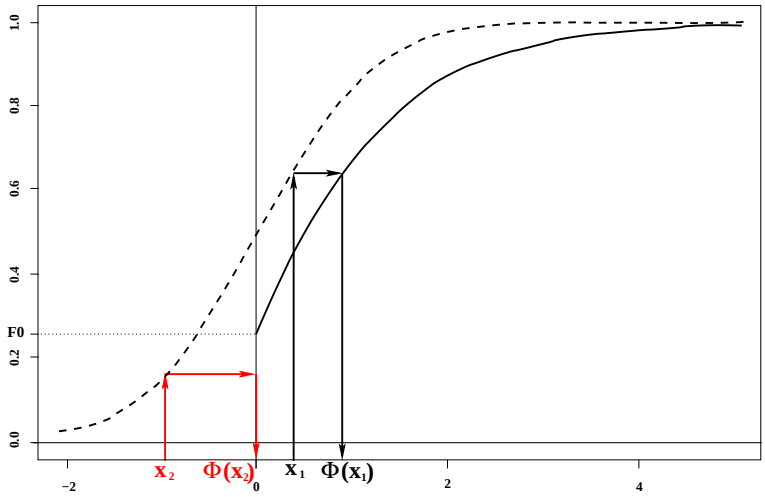


FIG. 5.1: La fonction d'anamorphose Φ transforme la distribution gaussienne (trait pointillé) en une distribution non gaussienne (ici une loi gamma avec atome en zéro, trait plein). Notons que pour les points de fréquence gaussienne inférieure à la fréquence de l'atome en zéro F_0, la valeur non gaussienne associée est nulle (exemple du point X_2).

5.1.2 Simulation conditionnée par des valeurs ponctuelles

Le conditionnement des simulations par des valeurs ponctuelles est relativement simple lorsque l'on considère des variables gaussiennes. Il l'est moins lorsque l'on considère des variables non gaussiennes et, qui plus est, de distribution non continue.

Les méthodes cherchant à simuler des champs non gaussiens conditionnés par des valeurs ponctuelles sans se ramener à la simulation conditionnée de champs gaussiens sont peu nombreuses, complexes et numériquement très coûteuses (Emery 2002). Par conséquent, pour réaliser des simulations conditionnées des champs aléatoires non gaussiens on se ramène la plupart du temps à la simulation conditionnée de champs gaussiens. La méthode de simulation de champs non gaussiens se déroule donc en trois étapes : (i) les valeurs conditionnantes ponctuelles non gaussiennes sont transformées en variables gaussiennes, (ii) les variables ainsi transformées sont utilisées pour conditionner des champs aléatoires gaussiens, (iii) les champs gaussiens conditionnés sont transformés en champs non gaussiens.

Comme nous le verrons, le point (i) n'est pas sans présenter quelques difficultés. Celui-ci sera détaillé après avoir présenté les méthodes relatives aux points (ii) et (iii).

5.1.2.1 Conditionnement des champs gaussiens

Conditionnement par plusieurs valeurs ponctuelles

La méthode utilisée pour générer des champs gaussiens aléatoires conditionnés par des valeurs ponctuelles est décrite dans plusieurs ouvrages (e.g. Delhomme 1976 ; Lantuéjoul 2002). Elle est basée sur l'interpolation des valeurs ponctuelles conditionnantes par krigeage à laquelle est ajoutée la simulation d'un champ aléatoire d'erreurs de krigeage. Les étapes de la simulation des champs gaussiens conditionnés consistent à (figure 5.2) :

1. kriger les valeurs conditionnantes sur le domaine de simulation D donnant le champ Y^*,
2. simuler un champ d'erreurs de krigeage Σ,
3. sommer les champs Y^* et Σ pour obtenir un champ gaussien conditionné par les valeurs imposées.

La simulation d'un champ d'erreurs de krigeage de la deuxième étape est réalisée de la façon suivante :

1. on simule un champ gaussien non conditionné Y_{snc} selon la méthode présentée dans la partie précédente (par exemple à l'aide des bandes tournantes),
2. on extrait les valeurs simulées au droit des stations et on les krige pour obtenir le champ Y^*_{snc},
3. on calcule le champ des différences Σ entre le champ simulé Y_{snc} et son estimation par krigeage Y^*_{snc}.

Le champ gaussien conditionné final Y_{sc} peut donc s'écrire (Delhomme 1976) :

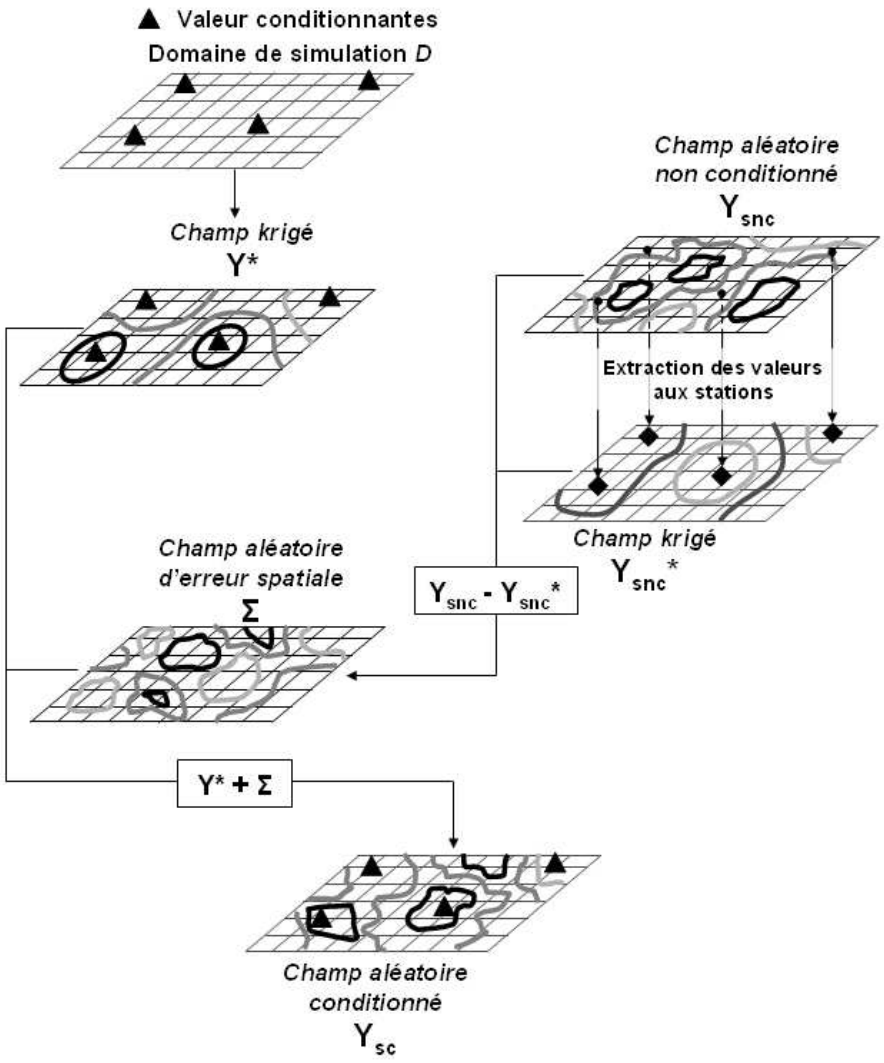


FIG. 5.2: Schéma de simulation de champs aléatoires gaussiens conditionnés par des valeurs ponctuelles.

$$Y_{sc}(x) = Y^*(x) + [Y_{snc}(x) - Y^*_{snc}(x)] \qquad \forall\, x \in D \tag{5.2}$$

Delhomme (1976) montre que le champ Y_{sc} obtenu est bien une simulation conditionnelle au sens où :

- il présente la même variabilité que le phénomène étudié (respect de la distribution ponctuelle et de la structure spatiale de Y)
- il passe par les points expérimentaux, ce qui se vérifie très immédiatement puisque le krigeage est un interpolateur exact qui confère donc une erreur de krigeage nulle au niveau des stations.

Conditionnement par une unique valeur ponctuelle

Dans le cas où l'on ne dispose que d'une seule valeur conditionnante, l'équation 5.2 peut s'écrire par extension (Lantuéjoul, communication personnelle) :

$$Y_{sc}(x) = Y_{snc}(x) + \lambda(x)[Y(x_0) - Y_{snc}(x_0)] \qquad \forall x \in D \tag{5.3}$$

où x_0 est la position du point conditionnant, $Y(x_0)$ est sa valeur et $\lambda(x)$ le pondérateur de krigeage simple du point x qui s'exprime comme :

$$\lambda(x) = \frac{C_y(x - x_0)}{C_y(0)}$$

dans le cas où la fonction de structure de Y est représentée par la fonction de covariance spatiale C_y.

Où comme :

$$\lambda(x) = (1 - \gamma_y(x - x_0))$$

dans le cas où la fonction de structure de Y est représentée par le variogramme spatial γ_y.

Cette formule permet à la valeur conditionnante d'influer sur les simulations de façon décroissante jusqu'à une distance limite définie par la portée du processus.

5.1.2.2 Passage du champ gaussien au champ non gaussien

Le passage du champ conditionné gaussien au champ conditionné non gaussien est réalisé comme pour les simulations conditionnées en utilisant une loi d'anamorphose adaptée (cf. équation 5.1 et figure 5.1). La transformation de la fonction de structure spatiale nécessite qu'on ait à nouveau pris soin d'ajuster une fonction de structure gaussienne donnant après anamorphose une fonction de structure adaptée à la variable non gaussienne simulée.

5.1.2.3 Passage des valeurs conditionnantes non gaussiennes aux valeurs conditionnantes gaussiennes

Le passage des valeurs conditionnantes non gaussiennes aux valeurs conditionnantes gaussiennes est nécessaire à la réalisation des étapes décrites précédemment. Elle est réalisée de la même manière que la transformation des valeurs gaussiennes en valeurs non gaussiennes en utilisant une fonction d'anamorphose.

Cas des distributions continues

Dans le cas de données non gaussiennes de distribution continue, la transformation peut être réalisée en utilisant l'anamorphose inverse de telle sorte que :

$$Y(x_p) = \phi^{-1}\left[Z(x_p)\right] \tag{5.4}$$

où $x_p = (x_1, x_2, ..., x_n)$ est le vecteur de coordonnées des n points conditionnants.

Des exemples de simulations conditionnées de variables non-gaussiennes de distribution continue sont donnés par Elishakoff *et al.* (1994) en application à l'étude des mouvements du sol lors des séismes.

Cas des distributions discontinues

Dans le cas où la distribution marginale de Y n'est plus continue, la fonction d'anamorphose n'est plus injective. L'équation 5.4 n'est valable que sur les intervalles définis par les segments continus de la fonction de distribution. Au niveau des discontinuités il n'existe pas une mais plusieurs valeurs gaussiennes possibles associées aux valeurs non gaussiennes.

Prenons à nouveau l'exemple de la distribution gamma avec un atome en zéro qui caractérise la distribution ponctuelle de la pluie événementielle. La figure 5.1 montrait comment la fonction d'anamorphose Φ permettait le passage des valeurs gaussiennes aux valeurs non gaussiennes. Sur la figure 5.3, on voit que le passage de la distribution non gaussienne à la distribution gaussienne ne pose pas de problème tant que les valeurs de Z sont strictement supérieures à zéro. Dans le cas où les valeurs de Z sont nulles, il existe une infinité de solutions dans l'intervalle défini par les fréquences inférieures ou égales à F_0. La question se pose alors de savoir quelle valeur gaussienne associer à la valeur nulle.

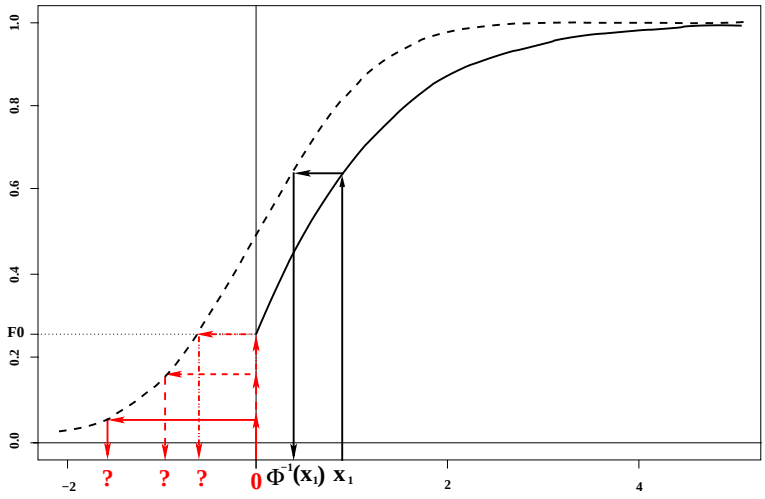


FIG. 5.3: La fonction d'anamorphose Φ transforme la distribution gaussienne (trait pointillé) en une distribution non gaussienne (ici une loi gamma avec atome en zéro, trait plein). Notons que pour les points de fréquence gaussienne inférieure à la fréquence de l'atome en zéro F_0, la valeur non gaussienne associée est nulle (exemple du point X_2).

Pour résoudre ce problème dans le cas de la pluie événementielle, le vecteur de valeurs conditionnantes $Z(x_p)$ est séparé en un vecteur de valeurs non nulles $Z(x_p^{nz})$ et en un vecteur complémentaire de valeurs nulles $Z(x_p^z)$. Tous les éléments de $Z(x_p^{nz})$ appartiennent à la partie continue de la fonction de distribution si bien que l'on peut écrire comme dans l'équation 5.4 :

$$Y(x_p^{nz}) = \phi^{-1}\left[Z(x_p^{nz})\right] \tag{5.5}$$

Cette équation n'est plus valable pour les valeurs de pluie nulles pour lesquelles le vecteur $Y(x_p^z)$ doit être inféré. Trois méthodes de complexité croissante sont proposées ici pour résoudre le problème :

1. La première méthode (que nous appellerons $m1$) consiste à associer à tous les éléments $Y(x_p^z)$ une unique valeur S_y, valeur seuil définie par le quantile gaussien de fréquence F_0 : $S_y = N^{-1}(F_0)$ où N est la distribution normale.
2. La seconde méthode ($m2$) permet d'éviter la troncation de la distribution gaussienne effectuée dans la méthode précédente. Elle consiste à tirer aléatoirement les valeurs du vecteur $Y(x_p^z)$ dans l'intervalle $[-\infty, S_y]$ en effectuant un tirage aléatoire uniforme d'un vecteur f_p de p éléments dans l'intervalle $[0, F_0]$ de telle sorte que :

$$Y(x_p^z) = N^{-1}(f_p) \tag{5.6}$$

3. La troisième méthode ($m3$) est plus complexe mais aussi plus rigoureuse. Elle permet contrairement aux méthodes précédentes de conserver la structure spatiale des valeurs conditionnantes gaussiennes en accord avec la structure spatiale définie par la fonction St_y. Cette méthode suggérée par Emery (communication personnelle) repose sur l'estimation du vecteur $Y(x_p^z)$ à l'aide de l'algorithme de Gibbs. Cet algorithme fait partie de la famille des méthodes stochastiques MCMC (Markov Chain Monte Carlo) et permet d'estimer par itérations successives les valeurs du vecteurs $Y(x_p^z)$ à partir par krigeage simple du vecteur complémentaire $Y(x_p^{nz})$. Cette méthode est détaillée ci-après.

* Initialisation : on définit un vecteur $Y^0(x_p^z)$ de taille définie par le nombre de valeurs de pluie nulles. Les valeurs de $Y^0(x_p^z)$ sont tirées aléatoirement inférieures au seuil S_y. La concaténation du vecteur $Y^0(x_p^z)$ et du vecteur $Y(x_p^{nz})$ déterminé par anamorphose inverse définit le vecteur $Y^0(x_p)$.

* Phase itérative :
(a) on sélectionne une donnée au hasard de $Y^0(x_p^z)$.
(b) On estime la distribution de cette donnée conditionnellement à toutes les autres valeurs du vecteur $Y^0(x_p)$; c'est une gaussienne dont la moyenne μ et la variance σ^2 sont
données par un krigeage simple de toutes les autres données.
(c) On simule une valeur suivant cette distribution conditionnelle, en tirant aléatoirement une variable de distribution normale u jusqu'à ce que la variable associée $\mu + u * \sigma^2$ soit inférieure à S_y.
(d) On remplace la donnée sélectionnée par la valeur simulée pour obtenir les vecteurs $Y^1(x_p^{nz})$ et $Y^1(x_p) = \left(Y^1(x_p^{nz}), Y(x_p^z)\right)$.
(e) On retourne en (a) et on itère un très grand nombre de fois.

L'application de ces trois méthodes à la simulation de champs de pluie conditionnés sur le Sahel, permettra de déterminer quelle approche il est préférable d'adopter. Notons que dans le cas du conditionnement par un point unique, seules les méthodes $m1$ et $m2$ sont applicables.

5.1.3 Simulation conditionnée par une pluie moyenne

La méthode des bandes tournantes utilisée par Guillot et Lebel (1999b) permet de réaliser la simulation non conditionnée de champs de pluie et peut être, comme on l'a vu précédemment, indirectement utilisée pour conditionner les simulations par des valeurs ponctuelles. En revanche, dès lors que l'on souhaite imposer aux champs simulés de respecter une valeur moyenne spatiale, cette méthode n'est plus adaptée. En fait il n'existe pas de méthode statistique immédiate dans le cadre des simulations de fonctions méta-gaussiennes permettant de réaliser cette contrainte. Pour conditionner les champs de pluie par une valeur moyenne spatiale, Onibon (2001) a dû recourir à une méthode associant l'algorithme de Gibbs à un algorithme d'acceptation-rejet. Nous ne rentrerons pas dans les détails théoriques de cette méthode dont la description précise peut être trouvée dans Onibon (2001) et Onibon *et al.* (2004).

Notons simplement un point qui nous sera utile pour l'implémentation du modèle, concernant la convergence de l'algorithme vers la fonction de structure spatiale. Celle-ci est concomitante avec la variance du champ à simuler. Par conséquent le nombre d'itérations optimal à réaliser est défini par la connaissance de la variance expérimentale des champs à simuler. Le modèle est donc conditionné par la moyenne ainsi que la variance spatiale qui sont en partie liées (Onibon *et al.* 2004).

5.2 Implémentation au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger

On réalise dans cette partie l'implémentation des simulations présentées dans la section 5.1 en se basant sur les données de pluie haute résolution de l'observatoire AMMA-CATCH Niger.

Différents types de champs de pluie sont élaborés :

- le krigeage (*kri*) sera d'abord utilisé pour interpoler les données ponctuelles des stations pluviométriques,
- la simulation non conditionnée de champs de pluie sera ensuite utilisée, paramétrée d'abord par les caractéristiques statistiques moyennes annuelles de la pluie (*snc*), puis par les caractéristiques moyennes mensuelles de la pluie (*snc-mois*),
- les simulations seront conditionnées par plusieurs stations selon les trois méthodes présentées dans la partie précédente (*scM-m1*, *scM-m2*, *scM-m3*),
- les simulations seront aussi conditionnées par une unique station (*sc1*),
- les simulations seront enfin conditionnées par la moyenne spatiale (*scA*).

5.2.1 Définition de la zone de simulation

La région étudiée est située au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger pour lequel on dispose du seul réseau pluviographique permettant d'étudier la pluie à fine échelle. La zone de 60×60 km^2 définie par les 227 bassins du Kori de Dantiandou a été choisie pour l'application

hydrologique des simulations de champ de pluie qui serviront au forçage du modèle hydrologique *Zarbhy* dans le chapitre 7.

Le réseau de stations disponibles au voisinage des bassins qui nous intéressent est relativement lâche et donc insuffisant pour bien estimer la pluie moyenne spatiale sur la zone (Lebel et Amani 1999), essentielle à l'élaboration des simulations conditionnées par la moyenne spatiale. Il a donc été décidé d'utiliser les données d'une zone au réseau plus dense pour implémenter les simulations. Il faut noter qu'en l'absence de singularités (topographie, influence océanique,...) qui pourraient influencer localement la climatologie, les caractéristiques statistiques sont relativement homogènes sur l'observatoire (Ali *et al.* 2003). En outre, dans l'ensemble notre étude sur cette zone, il n'est à aucun moment fait référence à des données de ruissellement mesuré, inexistantes à l'échelle des 227 bassins du Kori de Dantiandou. Par conséquent, la définition d'un zone de simulation non directement localisée sur la zone du Kori de Dantiandou n'a aucune conséquence sur les résultats de notre étude.

La zone de simulation choisie est une zone de 60×60 km^2, centrée sur la station de Kollo (figure 5.4). Le nombre de stations au voisinage de cette zone est plus élevé qu'au voisinage des bassins du Kori de Dantiandou, permettant de réduire l'incertitude sur l'estimation de la pluie moyenne de 20% à 12% (écart type de krigeage). Finalement 15 stations ont été sélectionnées autour de la zone de simulation desquelles seront extraites les caractéristiques statistiques de la pluie. Ces données seront ensuite krigées et utilisées pour le conditionnement spatial et ponctuel des simulations de champ de pluie. De par sa position centrale, la station de Kollo sera choisie pour élaborer les simulations conditionnées par un seul point.

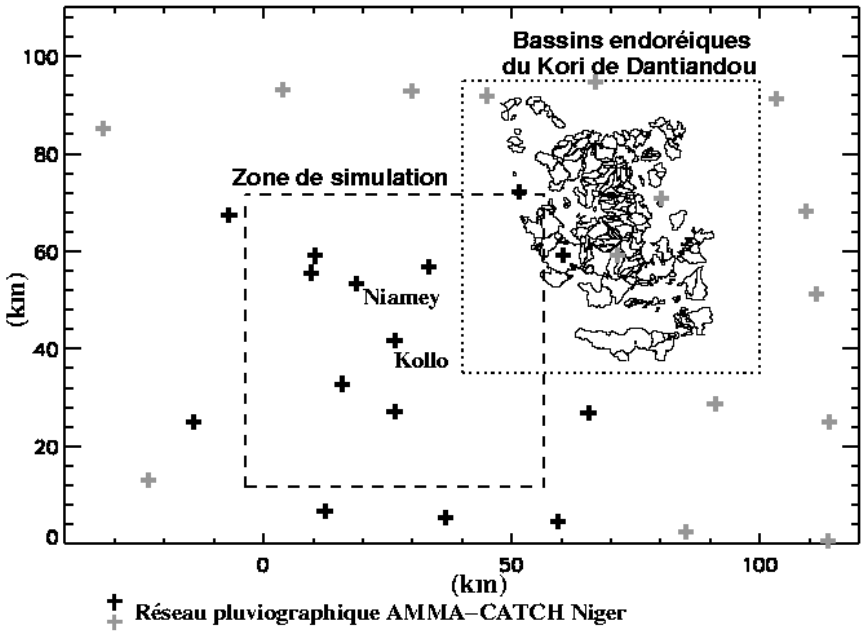


FIG. 5.4: Description de la zone d'étude : les champs de pluie seront simulés sur la *zone de simulation* (60×60 km^2) et utilisés pour forcer le modèle hydrologique *Zarbhy* modélisant les 227 bassins du Kori de Dantiandou. Les données de pluie servant aux simulations sont extraites des 15 stations du proche voisinage de la *zone de simulation* (croix noires).

5.2.2 Implémentation des modèles de simulation

Les champs de pluie sont élaborés sur la base des données au pas de temps événementiel du réseau AMMA-CATCH Niger. Sur les 548 événements disponibles de 1990 à 2002, seulement 545 seront utilisés car la station de Kollo, qui sera utilisée pour conditionner les simulations *sc1*, est en lacune pour trois d'entre eux.

5.2.2.1 Distribution statistique de la pluie ponctuelle événementielle

Comme nous l'avons vu dans la partie 5.1, la détermination de la loi de distribution fréquentielle des cumuls ponctuels est un préalable à la simulation des événements pluvieux par le biais d'un modèle gaussien anamorphosé.

En chaque station i, on dispose d'une série de n événements de cumul r_{ij} à laquelle on cherche à ajuster une fonction de répartition dont les paramètres seraient communs à toutes les stations.

Les études préliminaires menées sur les séries pluviométriques événementielles (Guillot 1998 ; article $B05$) ont montré que la composition d'une loi de type gamma et d'un atome à l'origine était appropriée à la caractérisation de la distribution des événements en chaque station.

Si on désignant par F_{0_i} la fréquence des valeurs nulles dans la série stationnelle des n événements la loi de probabilité de peut s'écrire comme suit :

$$F(r_{ij}) = \begin{cases} F_{0_i} & \text{si } r_{ij} = 0 \\ F_{0_i} + (1 - F_{0_i}) F_\Gamma(r_{ij}) & \text{si } r_{ij} > 0 \end{cases} \tag{5.7}$$

Où F_Γ représente la fonction de probabilité de la loi gamma dont la densité est :

$$f_{\lambda,\rho}(x) = \begin{cases} \dfrac{1}{\Gamma(\lambda)} e^{-\frac{x}{\rho}} \left(\dfrac{x}{\rho}\right)^{\lambda-1} \dfrac{1}{\rho} & \text{si } x > 0 \\ 0 & \text{si } x \leq 0 \end{cases} \tag{5.8}$$

Γ est la fonction gamma. Les paramètres λ (paramètre de forme) et ρ (paramètre d'échelle) s'obtiennent à partir de la moyenne conditionnelle à zéro E_{0_i} et de la variance conditionnelle à zéro Var_{0_i} de la série de pluie, par les relations :

$$\lambda_i = \frac{E_{0_i}^2}{Var_{0_i}} \tag{5.9}$$

$$\rho_i = \frac{Var_{0_i}}{E_{0_i}} \tag{5.10}$$

$$\tag{5.11}$$

Les trois paramètres de la distribution sont donc la fréquence des valeurs nulles F_{0_i}, la moyenne conditionnelle E_{0_i} et la variance conditionnelle Var_{0_i}.

Guillot (1998) a montré que la qualité de l'ajustement de la loi gamme sur la série des valeurs positives n'était pas altérée par l'utilisation des paramètres régionaux moyens. Ce résultat est notamment cohérent avec la faible dispersion et l'absence d'organisation spatiale des valeurs de E_0 (cf. figure 6b de l'article $B05$). Pour p stations disponibles, on estimera donc les paramètres régionaux de la loi à partir de :

$$E_0 = \frac{1}{p}\sum_{i=1}^{p} E_{0_i} \tag{5.12}$$

$$Var_0 = \frac{1}{p}\sum_{i=1}^{p} Var_{0_i} \tag{5.13}$$

La régionalisation du paramètre de fréquence des valeurs nulles est en revanche moins compatible avec une hypothèse de stationnarité. Comme le montrait la figure 6c de l'article $B05$, les valeurs de fréquence de valeurs nulles sont en effet très dispersées et organisées spatialement autour i) d'une symétrie centrale - liée au mode de sélection des événements pluvieux qui privilégie la détection des événements passant au centre de l'observatoire - perturbée par ii) un gradient nord-sud - lié au gradient nord-sud du nombre d'événements. Nous nous accommoderons pourtant de l'hypothèse d'un modèle stationnaire car, bien qu'il conduise à négliger le gradient méridional, il permet de corriger l'artefact introduit par le mode de sélection. Notons tout de même que le gradient méridional est assez peu marqué sur les 60 km de la zone de simulation pour pouvoir être négligé. En conséquence le paramètre régional de fréquence des valeurs nulles s'exprime comme précédemment par :

$$F_0 = \frac{1}{p}\sum_{i=1}^{p} F_{0_i} \tag{5.14}$$

Les trois paramètres régionaux de la distribution de la pluie événementielle ont été calculés sur les 545 événements pour les 15 stations sélectionnées au voisinage de la zone de simulation. Leurs valeurs sont reportées dans le tableau 5.1, accompagnées des valeurs moyennes mensuelles qui paramétreront les simulations $snc - mois$, et de celles de la station de Kollo dont la série ponctuelle conditionnera les simulations $sc1$. La moyenne E et la variance Var non conditionnelles sont aussi reportées à titre indicatif sachant qu'elles sont reliées au trois autres paramètres par les relations :

$$E = E_0(1 - F_0) \tag{5.15}$$

$$Var = (1 - F_0)(Var_0 + F_0 E_0^2) \tag{5.16}$$

Enfin on reporte, à titre de comparatif, les valeurs associées à l'ensemble des 30 stations du réseau AMMA-CATCH Niger.

La comparaison des valeurs du tableau 5.1 confirme la relative stationnarité des paramètres de moyenne et variance conditionnelles E_0 et Var_0, peu différentes des valeurs issues du réseau de 30 stations. On remarque qu'il peut tout de même exister localement quelques différences comme

	Annuel			Mensuel (15 stations)				
	E-N	**15 stations**	**Kollo**	**Avr-Mai**	**Juin**	**Juil**	**Août**	**Sept-Oct**
Nb événements	548	545	545	7+27	94	136	172	93+16
E **(mm)**	10.6	11.3	10.5	6.5	10.3	11.8	12.9	10.3
Var **(mm^2)**	210	214.7	178.5	151.1	197.7	229.5	246.3	178.5
E_0 **(mm)**	14.8	14.7	13.8	10.3	14.5	15.2	16.1	13.2
Var_0 **(mm^2)**	228	229.2	189.3	197.9	216.8	243.7	255.5	189.4
F_0 **(%)**	28	23	22	36	29	22	20	21

TAB. 5.1: Statistiques de la pluie ponctuelle issue des événements EPSAT-Niger sur la période 1990-2002.

le montre la faible valeur de E_0 et Var_0 associée à la station de Kollo qui, notons-le, possède les valeurs les plus faibles de tout le réseau sur la période 1990-2002. De par la position assez centrale de la zone de simulation, la fréquence des valeurs nulles des 15 stations est plus faible de 5 points de pourcentage de la valeur associée aux 30 stations. L'ensemble de ces caractéristiques conduit à une pluie moyenne sur les 15 stations sélectionnées de 9% supérieure à la pluie moyenne calculée E calculée sur l'ensemble des stations du réseau. Les valeurs mensuelles des caractéristiques des 15 stations soulignent une saisonnalité des caractéristiques de la pluie (Balme-Debionne 2004) témoignant notamment de la présence de gros systèmes très intenses et peu intermittents, au coeur de la saison des pluies.

5.2.2.2 Fonction de structure spatiale

La fonction de structure des champs de pluie événementiels est représentée par le variogramme événementiel présenté dans le chapitre 4 (article $B05$, équation 1).

Pour l'implémentation de la simulation des champs de pluie par la simulation de fonctions gaussiennes, nous avons vu dans la partie 5.1 qu'il était nécessaire d'adapter la fonction de structure St_y des champs gaussiens de façon à retrouver la structure St_z des champs de pluie après anamorphose. Guillot (1999) a montré qu'une fonction de structure spatiale gaussienne adaptée était proche de la structure spatiale du processus à modéliser normée par sa variance soit : $St_y \simeq St_z/\sigma_z^2$. Le variogramme normé a donc servi de fonction de structure spatiale pour la simulation des champs gaussiens lors des simulations non conditionnées et conditionnées par des valeurs ponctuelles. Pour la simulation des champs de pluie conditionnés par la valeur moyenne spatiale, l'algorithme ne nécessite pas d'adapter la fonction de structure du processus qui peut ainsi être utilisée en l'état (Onibon 2001).

5.2.2.3 Nombre de réalisation et résolution des champs de pluie

Mis à part le krigeage qui associe à un événement donné une unique réalisation de champ de pluie, les méthodes de simulation sont stochastiques, donc permettent d'obtenir pour un événement donné plusieurs réalisations. Afin de prendre en compte la dispersion des simulations, 100 réalisations de la chronique des 545 événements seront simulées pour chaque type de simulation.

Les champs de pluie seront simulés sur une grille de résolution de 5x5km^2 dont on montrera dans la partie qu'elle est adaptée au forçage du modèle hydrologique *Zarbhy*.

5.2.2.4 Un point sur l'implémentation numérique des modèles

Outils de simulation

La simulation des champs de pluie non conditionnés et conditionnés par des valeurs ponctuelles a été réalisée sous l'environnement de programmation R (http ://www.r-project.org/). R est un logiciel libre développé dans le but de faciliter la caractérisation, la manipulation et la simulation de données statistiques. Un projet spécifique à l'étude des données spatiales a été mis en place (R spatial projects, http ://sal.uiuc.edu/csiss/Rgeo/) fournissant de nombreux packages dont le package *Gstat* qui a servi à la simulation des champs aléatoires gaussiens.

Les simulations conditionnées par une valeur moyenne spatiale ont été réalisées en utilisant le modèle programmé par Onibon (2001) en fortran77.

Simulations conditionnées par plusieurs points scM

Les simulations *scM* sont réalisées sur une grille initiale encadrant les 15 stations sélectionnées, ce qui permet, comme pour le krigeage *kri*, de conditionner les simulations par des données extérieures à la zone de simulation. La résolution de la grille est de 0.5×0.5 km^2 permettant de positionner les 15 stations avec une précision de 500m. La grille de 60×60 km^2 de résolution 5 km est ensuite extraite.

Dans le cas des simulations *scM-m3*, l'algorithme de Gibbs est considéré comme ayant convergé lorsque la valeur ponctuelle estimée à l'itération i ne diffère de la valeur estimée à l'itération $i-1$ que par un écart inférieur à 0.001%.

Simulations conditionnées par la moyenne spatiale scA

Dans le cas des simulations *scA*, la valeur moyenne de chacun de 545 événements est estimée sur la zone de simulation par krigeage. L'erreur de krigeage est reportée dans le modèle par une tolérance dans l'estimation de la valeur moyenne du champ simulé.

La convergence des champs de pluie vers la fonction de structure spatiale est concomitante avec la convergence vers la moyenne et la variance spatiale de l'événement (Onibon 2001). Cela signifie que la variance du champ doit être prescrite dans l'algorithme. Onibon (2001) a montré qu'elle était en partie liée à la valeur de la pluie moyenne spatiale. Nous le constatons à nouveau en traçant sur la figure 5.5 la relation empirique entre la moyenne spatiale et l'écart type spatial sur la zone de simulation pour les 545 événements étudiés. On remarque que le lien entre ces deux grandeurs est d'autant plus dispersé que les moyennes spatiales sont élevées. Pour respecter cette dispersion, pour chaque événement à simuler, l'écart type du champ est tiré aléatoirement dans une loi gaussienne définie pour différentes classes de pluie moyennes spatiales, de premier moment égal à la moyenne des écarts types spatiaux de la classe et de second moment égal l'écart type des écarts types spatiaux de la classe.

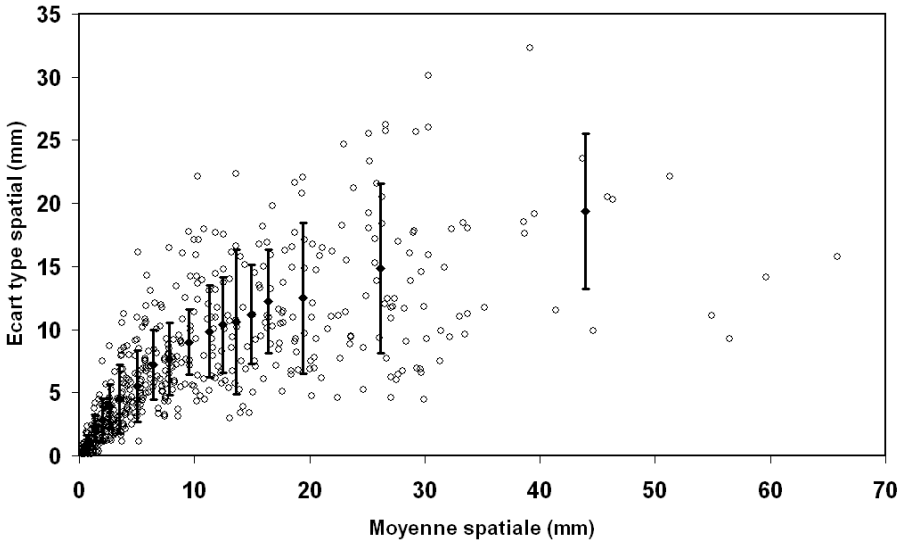


FIG. 5.5: Relation entre la moyenne et l'écart type spatial des champs de pluie sur la zone de simulation. Les losanges et barres verticales noires représentent la moyenne et l'écart type de l'écart type spatial par classe de 30 valeurs servant au tirage aléatoire des valeurs d'écart type spatial pour les simulations *scA*.

Le temps convergence des simulations *scA* pour une valeur conditionnante donnée peut parfois varier de quelques minutes à plusieurs jours. Il semble que cela soit lié à la définition du vecteur initial de moyenne pas trop éloignée de la moyenne conditionnante qui, s'il n'est pas de variance proche de la variance imposée, pose un problème dans la convergence de l'algorithme. Les champs issus des simulations d'un temps de convergence élevé ne présentant pas des caractéristiques particulières, des sorties ont été prévues dans le modèle permettant de renouveler l'initialisation lorsqu'un nombre limite d'itérations est dépassé.

5.2.3 Analyse des simulations

5.2.3.1 Caractéristique des champs de pluie simulés

Les simulations *snc* et *scA*, ont déjà été appliquées et validées sur le réseau EPSAT-Niger par Guillot et Lebel (1999b) et Onibon *et al.* (2004). Nous vérifions juste ici la cohérence des simulations compte tenu des paramètres propres à la zone de simulation et complétons l'analyse avec les simulations conditionnées par des valeurs ponctuelles *scM* et *sc*1.

Caractéristiques spatiales

Quelque soit le degré de conditionnement, les champs de pluie simulés doivent respecter la fonction de structure spatiale imposée au modèle. La figure 5.6, montre le variogramme moyen obtenu pour chaque type de simulation à partir des 100 réalisations de la chronique d'événements. Les variogrammes simulés sont satisfaisants comparés au variogramme issu des observations, et ce pour l'ensemble des simulations. On notera juste que le variogramme des simulations *scA* surestime la variance vers les fortes interdistances.

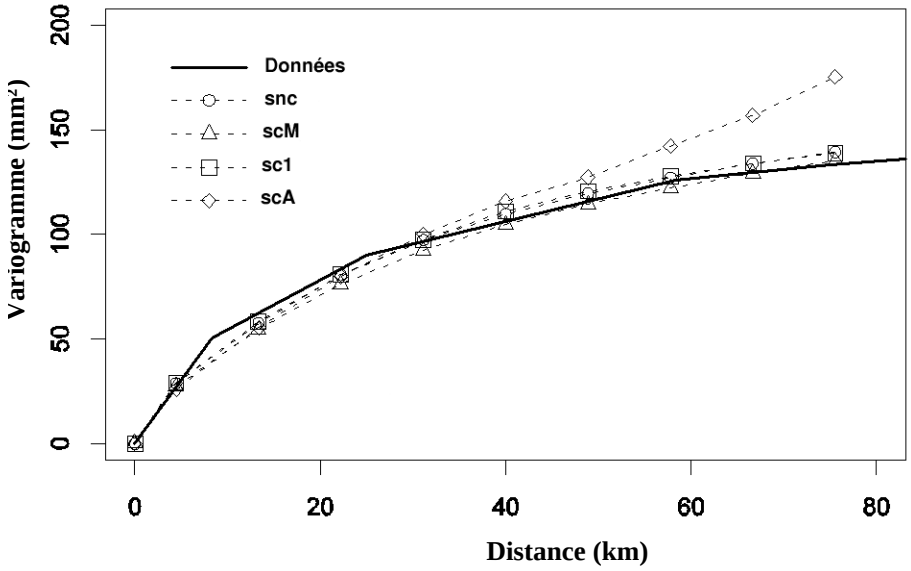


FIG. 5.6: Comparaison des variogrammes observés et simulés

Caractéristiques fréquentielles

Les caractéristiques fréquentielles sont calculées en échantillonnant sur les points de la grille de simulation les paramètres de la loi de distribution E_0, Var_0 et F_0, qui sont ensuite moyennés pour l'ensemble des réalisations. Les moyennes et variances non conditionnelles de la pluie (E et Var) sont également reportées dans les tableaux 5.2 et 5.3, qui rassemblent l'ensemble des valeurs.

Comparées aux valeurs issues des données et qui ont servi à fixer les paramètres du modèle (tableau 5.1), les caractéristiques fréquentielles sont bien restituées par les simulations non conditionnées *snc* et *snc-mois* (tableau 5.2).

	Simulations non conditionnées					
	snc	***snc-mois***				
		Avr-Mai	**Juin**	**Juil**	**Août**	**Sep-Oct**
E **(mm)**	11.3	6.3	10.2	11.6	12.9	10.4
Var **(mm²)**	214.3	137.5	190.8	216.6	241.9	178.5
E_0 **(mm)**	14.7	9.9	14.3	14.9	16.0	13.2
Var_0 **(mm²)**	229.2	179.8	208.7	229.0	250.5	189.4
F_0 **(%)**	23	36	29	22	20	21

TAB. 5.2: Caractéristiques statistiques ponctuelles des simulations non conditionnées.

Dans le cas des simulations conditionnées *scM* (tableau 5.3) on constate que la méthode *scM-m1* consistant à tronquer l'anamorphose, ne permet pas de retrouver les paramètres de distribution. En revanche, les méthodes *scM-m2* et *scM-m3* donnent des résultats identiques et satisfaisants comparées aux observations. La méthode *scM-m2* beaucoup plus simple à implémenter et moins coûteuse s'avère donc être tout aussi performante que la méthode *scM-m3* théoriquement plus rigoureuse mais numériquement très coûteuse. On notera juste pour ces deux

	Simulations conditionnées				
	Valeurs ponctuelles				Valeurs spatiales
	scM-m1	***scM-m2***	***scM-m3***	***sc1***	***scA***
E **(mm)**	11.7	11.4	11.4	10.8	11.1
Var **(mm^2)**	211.5	216.0	216.0	195.7	217.9
E_0 **(mm)**	14.0	14.7	14.7	14.2	14.1
Var_0 **(mm^2)**	220.4	229.6	229.6	209.2	235.0
F_0 **(%)**	16	22	22	24	21

TAB. 5.3: Caractéristiques statistiques ponctuelles des simulations conditionnées.

méthodes, une légère sur-estimation de la moyenne non conditionnelle E (11.4 mm au lieu de 11.3 mm) liée à une fréquence des valeurs nulles de 1% inférieure aux observations. Lorsque la seule station de Kollo est utilisée pour conditionner les simulations, on constate une chute de la valeur du paramètre de moyenne conditionnelle E_0 qui n'est plus que de 14.2 mm. On constate donc que les caractéristiques de la station conditionnante, que les mesures montraient bien inférieurs aux caractéristiques moyennes sur la zone, influencent fortement les simulations.

Enfin les simulations conditionnées *scA* sont caractérisées par une moyenne non conditionnelle E légèrement inférieure à celle des observations, ce qui paraît étonnant puisque d'après les propriétés ergodiques de la pluie, la moyenne de la pluie ponctuelle est égale à la moyenne de la pluie spatiale qui est ici imposée aux simulations. Il semble donc que l'erreur autorisée dans l'estimation de la pluie moyenne spatiale soit plutôt utilisée par le modèle pour la sous-estimation que pour la surestimation. Le modèle présente aussi une légère sous-estimation de la fréquence des valeurs nulles qui était déjà observée par Onibon *et al.* (2004) et qui semble propre à l'algorithme de Gibbs.

5.2.3.2 Moyenne pluviométrique annuelle simulée

La figure 7.5 présente les valeurs de pluie moyenne annuelle calculées sur les treize années simulées. A part pour le krigeage qui est déterministe, on observe une dispersion des valeurs issue des 100 réalisations simulée de la chronique des 545 événements. La moyenne et l'écart type des pluies annuelles simulées sont reportées dans le tableau 5.4.

	Pluie annuelle		
	Zone de simulation (60×60 km^2)		
	Moyenne (mm)	**Ecart type (mm)**	**CV (%)**
kri	476	-	
snc	472	20.2	4.3
sc1	452	9.0	2.0
scM	479	3.6	0.75
scA	473	1.1	0.2

TAB. 5.4: Moyenne et écart type de la pluie moyenne annuelle calculée à partir des 100 réalisations de la chronique d'événements simulés.

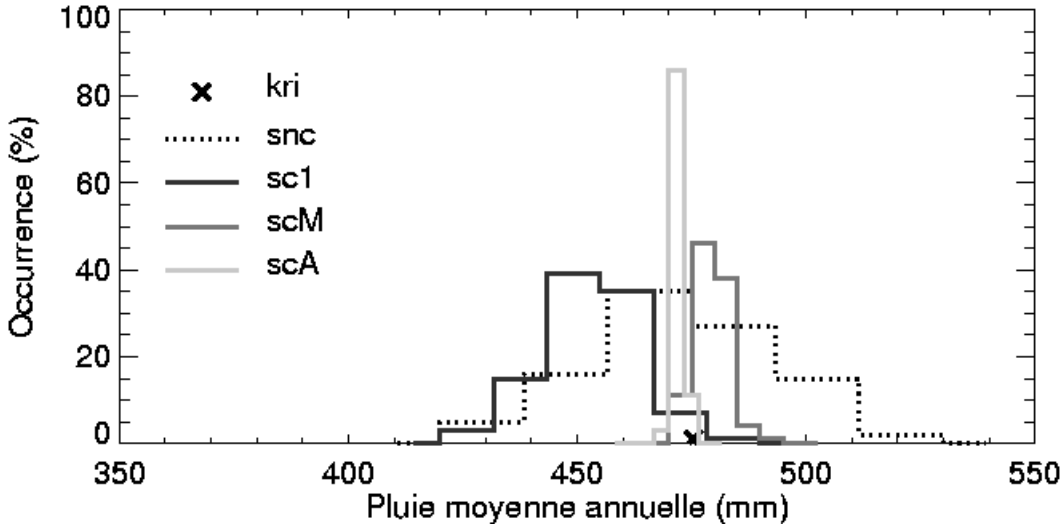


FIG. 5.7: Pluie moyenne annuelle simulée par les différentes méthodes d'élaboration de champs de pluie.

L'intercomparaison des simulations peut être réalisées sur la base des valeurs établies par krigeage qui est l'estimateur statistique le plus optimal de la pluie moyenne sur la zone. On constate que par rapport à cette référence, les erreurs de simulation de la pluie moyenne sont toutes inférieures à 1% exceptée pour les simulations *sc1* dont la valeur est très influencée par la faible pluviosité de la station de Kollo qui se répercute par une pluie moyenne de 452 mm contre 476 mm pour le krigeage soit une sous-estimation de 5%. La dispersion des simulations est caractérisée par l'étalement des courbes de la figure 7.5 et la valeur de l'écart type du tableau 5.4. En l'absence de contrainte directe sur les valeurs observées, les simulations non conditionnées *snc* sont logiquement les plus dispersées avec un écart type de 20.2 mm soit un coefficient de variation de plus de 4%. A l'opposé le conditionnement par les valeurs moyennes est logiquement le plus contraignant puisqu'il impose aux simulations *scM* de respecter la valeur moyenne avec un écart type de 1.1. Entre les deux les valeurs *scM* montrent une dispersion relativement faible d'écart type 3.6 mm soit un coefficient de variation de 0.7%. Les simulations *sc1* montrent que le conditionnement par une seule station permet déjà de bien contraindre les simulations puisque le coefficient de variation est divisé par deux comparé aux simulations *snc*.

5.2.3.3 Variabilité interannuelle de la pluie

On étudie ici la capacité des simulations à retranscrire la variabilité annuelle des précipitations. Il faut noter avant tout que la pluviométrie annuelle est liée à deux facteurs complémentaires que sont i) le nombre des événements pluvieux et ii) l'intensité des événements pluvieux. Ici, pour chacune des années, le nombre annuel d'événements simulés (figure 5.8) est respecté . Ce qui signifie que l'on ne regarde que l'effet de la retranscription de l'intensité des événements sur le cumul annuel.

Evaluation sur les simulations moyennées

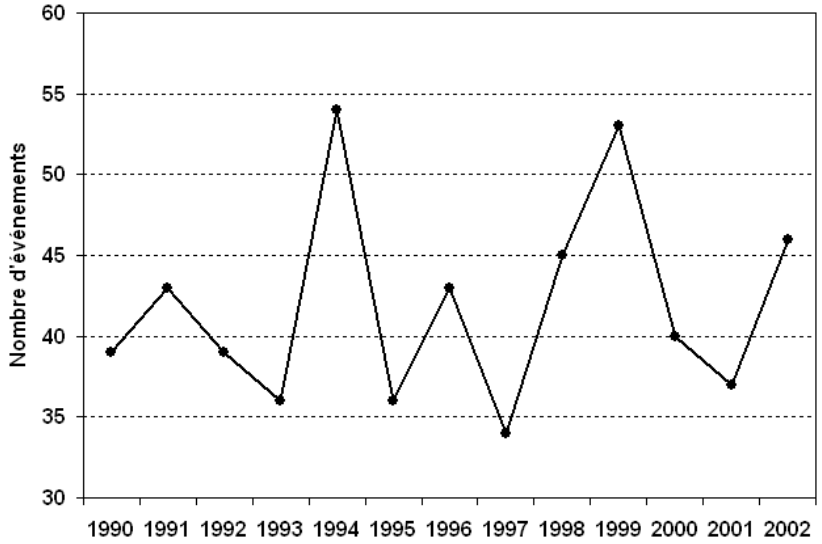


FIG. 5.8: Nombre d'événements par an.

La figure 5.9 montre la valeur de la pluie annuelle, issue de chaque type de simulation, moyennée sur les 100 réalisations pour les 13 années.

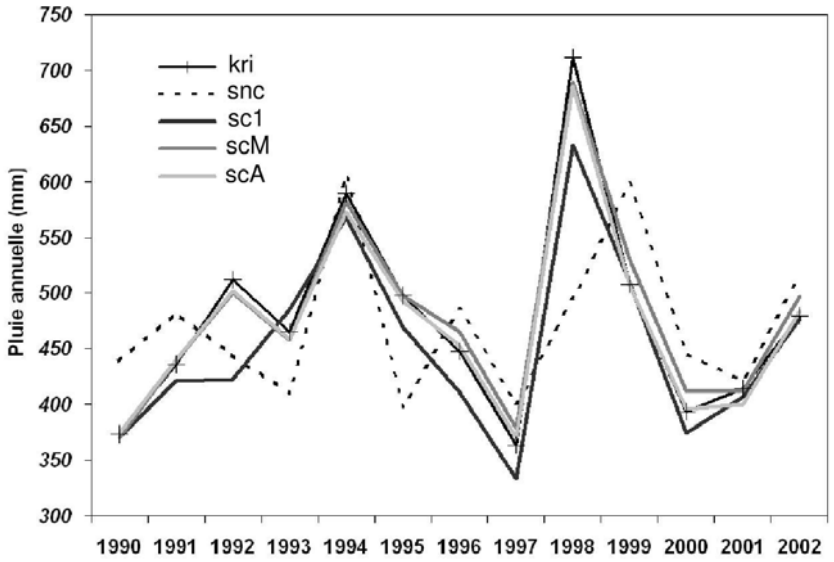


FIG. 5.9: Pluies annuelles.

L'évolution des courbes, toujours en référence au krigeage, montre que la variabilité interannuelle n'est respectée par les champs simulés que lorsque le conditionnement par des valeurs observées est suffisant.

On constate que les valeurs de pluie annuelle issues des simulations non conditionnées *snc* ne coïncident pas toujours avec les valeurs de référence *kri* (coefficient de détermination de R^2=0.26). Quelques années sont bien retranscrites par la moyenne des simulations (1994, 1997, 2001, 2002), en revanche certaines années ne le sont pas du tout, comme l'année de cumul maximum 1998 qui est très largement sous estimée par les simulations non conditionnées. Ce comportement était

prévisible puisque la variabilité interannuelle de la moyenne des simulations *snc* équivaut à la variabilité d'un signal pluviométrique dans lequel tous les événements auraient la même intensité égale à la valeur moyenne événementielle E=11.3 mm. La pluie moyenne des simulations *snc* ne retranscrit donc que la variabilité du signal du nombre annuel d'événements avec lequel elle est entièrement corrélée. Or comme le montre Balme-Debionne (2004), sur la même période, à l'échelle de l'observatoire AMMA-CATCH Niger, le nombre d'événements n'explique que 55% de la variance du cumul saisonnier. Le fait de considérer ici, une zone d'étude inférieure à la zone de sélection des événements réduit même cette corrélation à 26%. Notons que ce comportement reste vrai pour les simulations *snc-mois*, ce qui montre que la dispersion des simulations est plus forte que la différence mensuelle des caractéristiques de la pluie.

En revanche dès que le processus stochastique possède une indication sur la magnitude de chacun des événements de l'année, ne serait-ce que par un seul point conditionnant les simulations, on améliore la restitution de la variabilité annuelle. Pour les simulations *sc1*, la majorité des cumuls annuels est relativement bien retranscrite (R^2=0.90), notamment le cumul maximum de la saison 1998 qui avait échappé aux simulations non conditionnées. Certaines années telles que 1992 ou 1997 sont encore un peu éloignées des observations et montrent que l'on reste très dépendant de la capacité de la station de Kollo à représenter la moyenne spatiale sur la zone. Or les mesures de pluie à Kollo n'expliquent que 74% de la variance de la pluie moyenne spatiale sur la zone de simulation.

Enfin en toute logique, les simulations conditionnées, par l'ensemble des stations disponibles *scM* ou par la valeur moyenne *scA*, permettent de retrouver quasiment toute la variabilité interranuelle (respectivement R^2=0.98 et R^2=1).

Dispersion des simulations non conditionnées

L'étude de la variabilité moyenne des cumuls annuels ne doit pas faire oublier que les simulations sont réalisées sur 100 réalisations qui fournissent autant de scénarios de chroniques annuelles.

En particulier si l'on regarde (figure 5.10) la dispersion des pluies annuelles simulées par les simulations *snc*, on constate que les valeurs de référence (*kri*) sont bien intégrées dans la distribution des valeurs simulées. Ainsi 12 cumuls saisonniers sur 13 sont contenus dans l'intervalle de simulation à 80%. Reste l'année 1998 qui sort de cet intervalle mais qui reste dans la limite supérieure des simulations. On notera donc que l'année 1998 montre un comportement assez exceptionnel, qui s'explique en partie par la présence durant cette saison, de deux événements de moyenne supérieure sur l'observatoire à 50 mm (soit un temps de retour supérieur à 5 ans, d'après l'article B05 du chapitre 4).

Les simulations non conditionnées, dans la mesure où l'on respecte le nombre d'événements pluvieux, permettent donc de retranscrire de façon réaliste la variabilité probable du cumul saisonnier.

Remarque : Ce résultat rappelle que la connaissance de la distribution statistique des événements et de leur occurrence permet de déduire la variabilité de la pluie à tous les pas de temps

supérieurs à l'événement pluvieux. Ali *et al.* (2003) ont développé un cadre théorique permettant d'estimer les caractéristiques géostatistiques de variabilité de la pluie à tous les pas de temps supérieurs à l'événement à partir d'éléments climatologiquement invariants, intrinsèques à la variabilité interne (cumul) et externe (variable indicatrice) de l'événement.

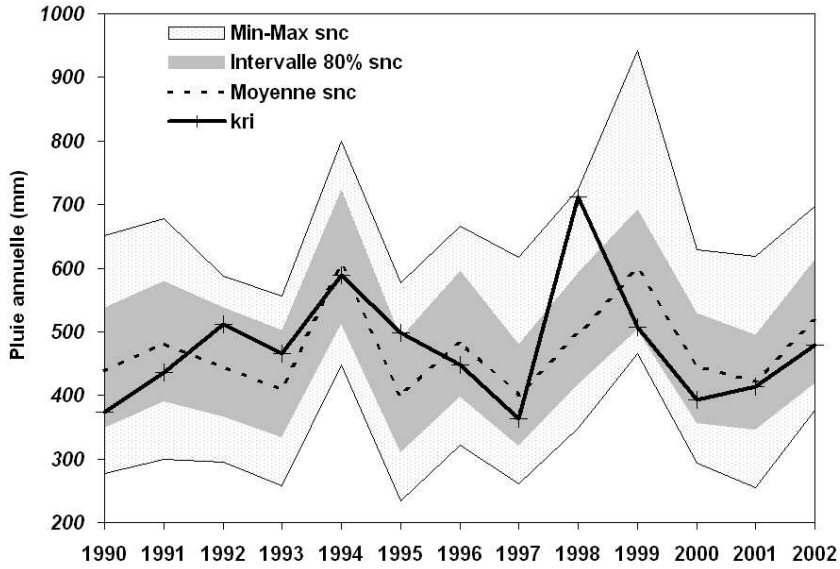


FIG. 5.10: Représentation de la dispersion de la pluie annuelle simulée par les simulations non conditionnées.

5.2.3.4 Rôle de la variation saisonnière des caractéristiques des événements dans le signal saisonnier de la pluie

Nous considérons ici la représentation dans les simulations du signal saisonnier de la pluie.

La figure 5.11a représente pour chaque type de simulation, la variation saisonnière des hauteurs moyennes par événement. Les courbes sont obtenues en réalisant une moyenne glissante de 16 jours sur la chronique d'événements pour chacune des 13 années puis en moyennant les signaux obtenus.

Trois signaux sont logiquement identiques, issus des simulations *kri*, *scM* et *scA* pour lesquels la valeur moyenne spatiale est estimée avec quasiment le même degré de confiance. On retrouve dans la variation moyenne par événement les deux principaux modes définis par le preonset (période d'installation de la mousson) qui laisse place à la fin du mois de juin à des événements plus intenses qui alimenteront le cumul pluviométrique du coeur de la saison.

Les simulations non conditionnées *snc* présentent logiquement un signal saisonnier des hauteurs par événement constant puisque chaque événement de l'année est simulé à partir des caractéristiques fréquentielles moyennes. Lorsque l'on donne aux simulations non conditionnées des caractéristiques événementielles mensuelles, *snc-mois*, le signal saisonnier obtenu est légèrement modulé mais reste très lisse et ne présente pas de façon marquée les deux périodes caractéristiques de la saison. La station de Kollo qui conditionne les simulations *sc1* donne quant à elle une

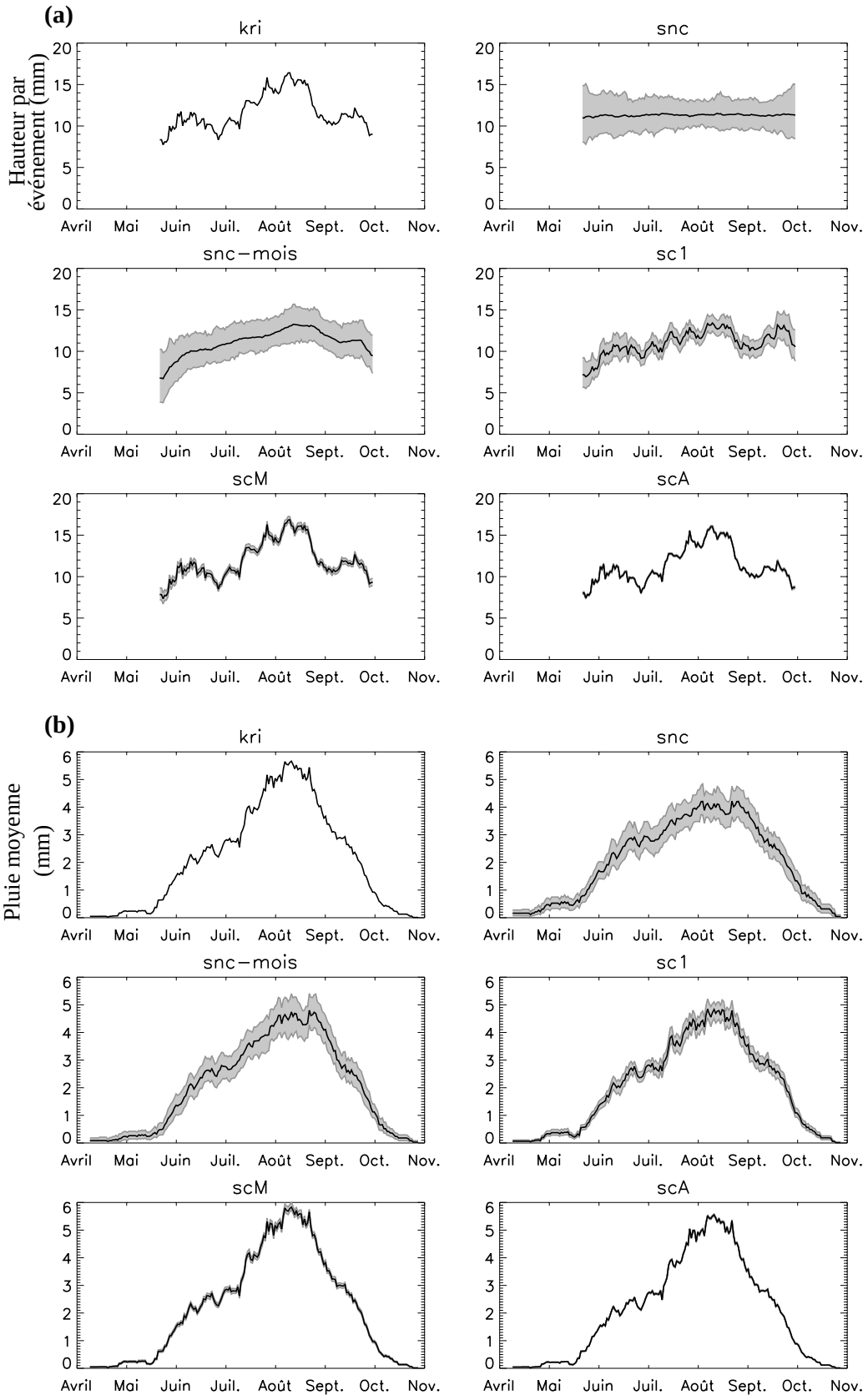


FIG. 5.11: (a) signal saisonnier des hauteurs moyennes événementielles ; (b) signal saisonnier de la pluie moyenne (les jours sans événement pluvieux sont considérés de pluie nulle). La dispersion des simulations est représentée par l'intervalle à 80% en grisé.

variabilité du signal assez proche des signaux de référence mais la valeur moyenne des événements reste assez faible au coeur de la saison.

La figure 5.11b donne une estimation du signal saisonnier moyen de la pluie en considérant de façon arbitraire que les jours non touchés par une événement pluvieux sont de pluie nulle. On retrouve à nouveau pour les trois simulations *kri*, *scM* et *scA* la forme typique du signal saisonnier. Le signal saisonnier obtenu à partir des simulations non conditionnées est très intéressant, car il caractérise la forme qu'aurait le signal saisonnier si les événements n'étaient pas variables au sein de la saison et préfigure du rôle joué uniquement par le nombre de jours pluvieux dans la forme du signal. Si on corrèle le signal issu du krigeage et le signal issu des simulations *snc* on constate que la seule information de l'occurrence des événements permet d'expliquer 94% de la variance du signal pluviométrique. Lorsque l'on donne l'information de la variation mensuelle des caractéristiques (*snc-mois*), on explique jusqu'à 97% de la variance du signal. La modulation du signal par le conditionnement ponctuel des simulations *sc1* permet d'expliquer 99% du signal pluviométrique.

5.3 Conclusions du chapitre

Dans cette partie nous avons décrit un cadre géostatistique de simulation de champs de pluie basé sur la théorie des simulations de champs gaussiens anamorphosés, puis nous avons implémenté ce modèle sur une zone de 60×60 km^2 au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger. L'étude des simulations a été réalisée en intégrant par plusieurs degrés de conditionnement l'information disponible soit ponctuellement soit spatialement. L'analyse des simulations au pas de temps événementiel, annuel et interannuel conduit à plusieurs commentaires.

Simulations non conditionnées et conditionnées

Caractéristiques des simulations

L'analyse des simulations à l'échelle de l'événement nous a permis de confirmer la capacité du cadre théorique des champs gaussiens anamorphosés à retranscrire les caractéristiques statistiques des champs de pluie événementiels. Une difficulté assez relative à correctement retranscrire certaines des caractéristiques, a tout de même été confirmée pour les simulations conditionnées par une valeur moyenne spatiale. Ce comportement attribuable à l'algorithme de Gibss est commenté un peu plus loin.

Rôle du conditionnement des simulations sur la restitution de la variabilité pluviométrique

Que ce soit à l'échelle de l'événement ou aux échelles supérieures, la comparaison des résultats obtenus à partir des simulations conditionnées et non conditionnées a permis de mettre en évidence que le conditionnement des simulations par des valeurs ponctuelles ou spatiales permettait de restreindre fortement la dispersion des champs de pluie simulés.

La forte dispersion des simulations non conditionnées ne permet pas, malgré la conservation du nombre annuel d'événements, de retrouver la variabilité interannuelle de la pluie. Ce résultat n'est pas amélioré en contraignant les simulations à respecter les caractéristiques mensuelles des événements pluvieux. Malgré tout, les simulations non conditionnées offrent un cadre probabiliste pertinent d'estimation de la variabilité interannuelle.

En revanche, le conditionnement par une unique valeur ponctuelle est une information déjà suffisante pour permettre d'améliorer la restitution de la variabilité interranuelle des simulations ainsi que celle du cycle saisonnier. Tandis que le conditionnement par plusieurs points ou par la moyenne spatiale des événements amène à retrouver toute la variabilité de la pluie de l'intensité événementielle

Ce résultat n'est pas sans conséquence sur la stratégie d'élaboration de scénarios climatiques passés et futurs aux échelles de l'hydrologie qui ne doivent en aucun cas négliger l'importance d'une information susceptible de contraindre les simulations : mesures pluviométriques ponctuelles ou image satellite pour l'étude de la pluviométrie passée, sorties des modèles climatiques pour l'étude de la pluviométrie future. Une telle démarche sera d'ailleurs envisagée dans le chapitre 8 où nous exploiterons l'information ponctuelle des données pluviométriques journalières pour appréhender la variabilité hydro-climatique au Sahel sur la période 1950-1989.

Apport méthodologique

Méthode de conditionnement de simulations par des valeurs ponctuelles

Notre étude a en outre contribué à l'élaboration d'une méthode de conditionnement des simulations par des valeurs ponctuelles. Il a été montré que les problèmes liés à la discontinuité de la distribution ponctuelle de la pluie dans le conditionnement des simulations pouvaient être résolus par une méthode simple, numériquement peu coûteuse et aussi performante qu'une méthode théoriquement plus rigoureuse mais numériquement très lourde.

Détection d'un biais dans l'algorithme de Gibbs

Des investigations plus précises ont été menées pour expliquer les difficultés des simulations conditionnées par une moyenne spatiale à retranscrire finement les caractéristiques de la pluie événementielle. Celles-ci nous ont notamment conduit à détecter un biais spatial dans ces simulations qui semblent sous-estimer la pluie au centre de la zone de simulation. En approfondissant l'analyse, il a été constaté que ce biais touchait l'ensemble des caractéristiques moyennes des champs de pluie, comme le montre la figure 5.12. Ce comportement explique aussi la surestimation du variogramme repérée dans la figure 5.6. Ce problème est lié à l'algorithme de Gibbs qui même dans sa version non conditionnée fait apparaître cette structure spatiale biaisée. Des explications sur ce biais et des tentatives de résolutions ont été menées en vain, mais il semble d'ores et déjà qu'une erreur de programmation est à écarter.

L'impact d'un tel biais sur la modélisation de la variabilité hydrologique sera, entre autre, évalué dans le chapitre 7, sur les bassins de Kori de Dantiandou.

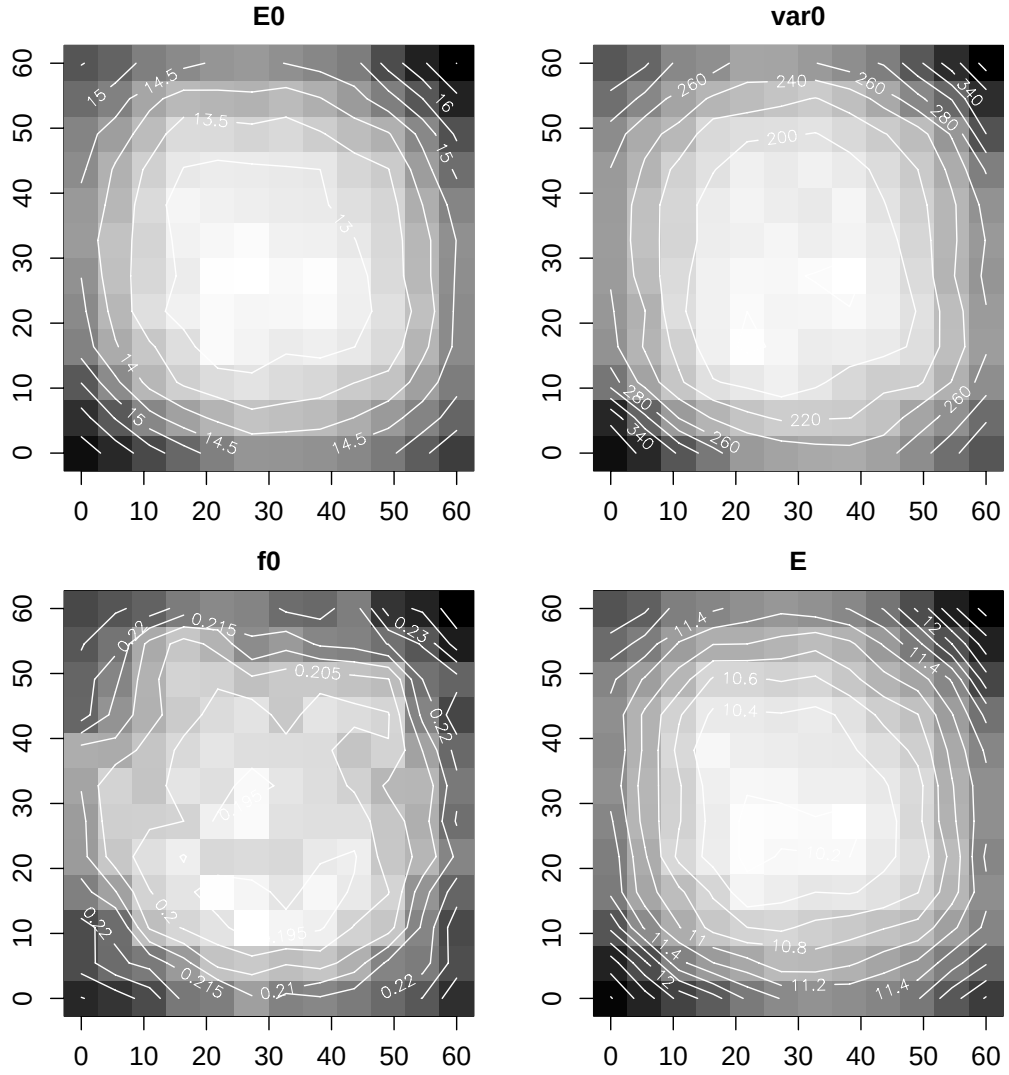


FIG. 5.12: Cartographie des principales caractéristiques ponctuelles de la grille des champs de pluie simulés par l'algorithme de Gibbs.

Troisième partie

Sensibilité des modèles hydrologiques à la représentation de la variabilité spatio-temporelle des précipitations

Introduction à la partie III

Cette partie s'inscrit dans la continuité directe de la partie II, dans laquelle on s'est attaché à identifier les principales caractéristiques statistiques de la variabilité pluviométrique de méso-échelle, son impact sur la variabilité de la pluie à des échelles supérieures, ainsi que notre capacité à la modéliser à l'aide d'un modèle stochastique de champs de pluie. Nous évaluons ici comment la représentation de la variabilité dans les modèles hydrologiques peut influencer la réponse simulée des systèmes étudiés.

Une telle démarche relève des trois problèmes étroitement liés que sont : (i) la quantification de la sensibilité de la réponse des bassins versants à la variabilité spatio-temporelle de la pluie, (ii) la réponse intrinsèque des modèles au forçage de précipitations à des résolutions différentes de celles pour lesquelles les équations du modèle ont été élaborées ou calibrées, (iii) l'estimation des résolutions optimales de forçage des modèles hydrologiques.

Ces problématiques doivent être abordées dans la stratégie d'élaboration de scénarios pluviométriques puisqu'elles conditionnent le degré de finesse de la variabilité des précipitations à prendre en compte dans les scénarios, en vue de leur utilisation en entrée des modèles hydrologiques.

Cette partie se partage en deux chapitres complémentaires qui se focalisent, pour le premier (chapitre 6), sur le site d'étude de 10000 km^2 au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger (site d'étude 1 présenté dans la section 3.1), et pour le second (chapitre 7), sur deux systèmes hydrologiques définis par la zone endoréique des bassins du Kori de Dantiandou (site d'étude 2 présenté dans la section 3.1) et le bassin exoréique de la Sirba (présenté dans la section 3.2).

Dans le chapitre 6, on étudie une zone étendue qui permet d'exploiter l'ensemble des données pluviographiques de l'observatoire AMMA-CATCH Niger et d'augmenter ainsi la robustesse de l'analyse de la variabilité spatio-temporelle de la pluie. En revanche, les informations permettant la construction d'un modèle représentatif de la variabilité hydrologique à cette échelle, n'ont pas encore été exploitées. Nous serons donc amener à élaborer un modèle hydrologique basé sur une idéalisation du fonctionnement hydrologique de la zone. Notons que ce chapitre est présenté sous la forme d'un article, dans lequel on trouvera notamment une revue synthétique de la manière dont sont traités, dans la littérature, les études d'impact de la variabilité de la pluie dans les modèles hydrologiques, qui complétera cette introduction.

Sur la base des deux systèmes hydrologiques réels, le chapitre 7 permet de compléter l'analyse du chapitre 6 sur trois points :

(i) la vérification de certains résultats du chapitre 6 sur la base d'une modélisation hydrologique plus affinée et donc plus réaliste du fonctionnement des systèmes réels étudiés

(ii) l'extension de l'approche adoptée dans le chapitre 6 à un bassin au fonctionnement de type exoréique

(iii) l'évaluation de la pertinence du modèle de simulation de champs de pluie implémenté dans le chapitre 5, pour la modélisation hydrologique.

Chapitre 6

Etude d'un système hydrologique conceptuel

Préambule

Ce chapitre s'inscrit dans la continuité de l'analyse de la variabilité pluviométrique à l'échelle de l'événement pluvieux, qui a été présentée dans le chapitre 4. L'étude qui suit se consacre à l'impact de la représentation de la variabilité pluviométrique sur la simulation du ruissellement de surface à l'échelle d'un système hydrologique de 10000 km^2. Elle est présentée sous la forme d'un article (Vischel et Lebel 2006, $V05$) accepté dans la revue *Journal of Hydrology* qui est la seconde partie de l'article du chapitre 4 (Balme *et al.* 2006, $B05$).

Résumé étendu de l'article

L'objectif de cette étude est de caractériser le rôle de la variabilité pluviométrique de méso-échelle dans les études de modélisation hydrologique réalisées en régions semi-arides, dans le cas particulier d'un système endoréique sahélien.

Méthodologie

L'étude se base sur l'application d'un modèle hydrologique à une zone 10000 km^2 de fonctionnement endoréique. Ce modèle est forcé par un large panel d'événements pluvieux (548 événements) issus des données pluviographiques de l'observatoire AMMA-CATCH Niger dont l'analyse a permis de caractériser dans l'article associé (Balme *et al.* 2006, $B05$) la variabilité spatio-temporelle de la pluie à méso-échelle sur la période 1990-2002. On teste ici la sensibilité de la réponse du modèle aux effets respectifs du sous échantillonnage des réseaux de pluviographes et de la dégradation de la résolution temporelle et spatiale de la pluie sur le ruissellement simulé.

Sur la zone d'étude, l'hydrologie est typique des régions sahéliennes endoréiques, c'est à dire majoritairement caractérisée par une multitude de petits bassins de taille variable de quelques

hectares à plusieurs dizaines de kilomètres carrés, dont les exutoires sont des mares. En l'absence d'observations hydrologiques à l'échelle de la zone, le fonctionnement hydrologique est idéalisé :

(i) Pour analyser l'impact de la dégradation temporelle des hyétogrammes événementiels sur le ruissellement, nous allons considérer que chacune des 30 stations disponible sur l'observatoire est au centre d'un bassin endoréique dont le fonctionnement est décrit par une relation pluie-ruissellement du type SCS proposée par Peugeot *et al.* (1997) et présentée dans la section 3.3.

(ii) Pour analyser l'impact de la dégradation de la résolution spatiale et du réseau pluviographique, nous considérerons que le site de 10000 km^2 est l'adjonction de 10000 bassins endoréiques de 1 km^2 de fonctionnement hydrologique similaire modélisé par la même relation SCS qu'au point (i).

Afin de ne pas se limiter à une unique relation pluie-ruissellement, trois jeux de paramètres de la relation SCS sont appliqués représentatifs de la variété des coefficients de ruissellement observés dans la région (figure 1 de l'article $V05$).

Sensibilité du ruissellement à la résolution du hyétogramme événementiel

La résolution temporelle des hyétogrammes issus de 548 événements, est progressivement dégradée pour les 30 stations du réseau, de la résolution initiale de 5 minutes à 5 résolutions plus grossières : 15, 30, 60, 120 et 240 minutes. Sur les 30 bassins endoréiques conceptuels, le ruissellement modélisé chute brutalement (jusqu'à plus de 70%) à partir d'une résolution critique proche de 120 minutes, au delà de laquelle la pluie utile est plus fréquemment en dessous du seuil de ruissellement. Cet effet de seuil est très lié à la formulation du modèle mais reste représentatif du rôle majeur des intensités dans la production du ruissellement hortonien.

En conséquence de cette sensibilité, la comparaison du ruissellement modélisé à partir de deux hyétogrammes synthétiques - l'un en forme de créneau aux intensités constantes, et l'autre issu du modèle de hyétogramme des systèmes convectifs organisés présenté dans $B05$ - montre que respecter le cumul événementiel sans prendre en compte la distribution intrinsèque des intensités peut conduire à une erreur sur le ruissellement jusqu'à 65% (tableau 1 de l'article $V05$). Ce résultat souligne l'intérêt du hyétogramme synthétique présenté dans $B05$ pour les études de modélisation hydrologique au Sahel.

Sensibilité du ruissellement à la résolution spatiale des champs de pluie

La résolution spatiale des 548 champs de pluie événementiels krigés à partir du variogramme présenté dans $B05$, est progressivement dégradée de la résolution initiale de 1 km^2 à 6 résolutions plus grossières : 25, 100, 400, 625, 2500 et 10000 km^2. Ces champs sont utilisés pour le forçage du modèle sur la zone de 10000 km^2, après avoir retranscrit les intensités temporelles infra-événementielles en désagrégeant la pluie à l'aide du modèle synthétique de hyétogramme adapté. L'agrégation spatiale a pour effet principal de tasser les intensités locales de la pluie, si bien que le ruissellement moyen annuel simulé est très sensible à la résolution spatiale des champs de pluie, et ceci d'autant plus si le coefficient de ruissellement du bassin est faible. Au delà de la résolution critique associée à une distance caractéristique identifiée à environ 20 km, pour laquelle l'erreur

sur le ruissellement reste acceptable, on peut sous estimer le ruissellement moyen jusqu'à plus de 50% dans le cas le plus défavorable (tableau 3 et figure 6 de l'article $V05$).

L'étude de la distribution du ruissellement simulé conjointement à la distribution de la valeur moyenne des événements montre que les événements les plus intenses expliquent une grande partie du ruissellement. On montre par exemple que les bassins au coefficient de ruissellement le plus faible, 90% du ruissellement est issu d'événements de moyenne supérieure à 20 mm ne représentant que 18% des 548 événements 47% du cumul total annuel. Les événements les plus forts sont aussi les moins sensibles aux effets de l'agrégation spatiale des champs de pluie car ils sont relativement moins variable spatialement (figure 8 de l'article $V05$).

On montre enfin que la prise en compte dans la désagrégation temporelle des champs de pluie, de la dynamique temporelle issue du déplacement Est-Ouest des systèmes convectifs, accentue la diminution du ruissellement lorsque la résolution spatiale est dégradée (figure 10 de l'article $V05$).

Influence de la densité du réseau

La densité du réseau pluviographique influence les résultats précédents sur deux aspects :
(i) un sous échantillonnage du réseau conduit d'une part à une erreur sur l'estimation de la lame d'eau moyenne de l'événement (montré dans $B05$)
(ii) les effets d'agrégation spatiale de la pluie sont liés à la densité initiale du réseau qui conditionne la variabilité intrinsèque des champs de pluie krigés.

Le premier point (i) est étudié en sélectionnant 4 réseaux échantillonnés à partir du réseau complet de 30 stations de 21, 12, 8 et 4 stations. Chacun de ces nouveaux réseaux sert ensuite au krigeage à la résolution de 1 km^2 des 548 champs de pluie événementiels, qui sont à leur tour utilisés pour le forçage du modèle de la zone de 10000 km^2. L'erreur sur le ruissellement, en référence à celui obtenu avec le réseau de référence de 30 stations, est d'autant plus élevé que le nombre de stations diminue, allant jusqu'à plus de 155% d'erreur sur le ruissellement issu du réseau de 4 stations (tableau 4). Pour les réseaux les moins denses, la mauvaise estimation de la lame d'eau moyenne événementielle évaluée dans $B05$, est la combinaison de deux effets spatiaux qui agissent de façon opposée sur la représentation des intensités de pluie spatiale et donc sur le ruissellement : soit le réseau manque les cellules de pluie et sous estime ainsi la pluie et le ruissellement, soit le réseau intercepte les cellules de pluie et dans ce cas à cause de l'interpolation spatiale, les intensités détectées initialement isolées spatialement sont étendues à l'ensemble du champs et le ruissellement est surestimé.

Le second point (ii) est étudié en appliquant le protocole d'agrégation spatiale aux champs krigés à partir des réseaux sous-échantillonnés. On montre alors que les effets d'agrégation spatiale sont moins sévères lorsque le réseau est moins dense (figure 11 de l'article $V05$).

L'ensemble de cette étude souligne le rôle de la représentation des intensités de fine échelle dans l'évaluation du ruissellement à l'échelle régionale. Ce résultat confirme la nécessité de développer et implémenter des techniques de simulation et de désagrégation pour le forçage des modèles hydrologiques.

Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2 : Sensitivity of runoff simulation to the resolution of forcing rainfields

Théo VISCHEL, Thierry LEBEL

LTHE, IRD, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France

Submitted for publication in Journal of Hydrology

October 2005

ABSTRACT

As many other semi-arid regions in the world, Sahelian hydrological environment is characterised by a mosaic of small endoreic catchments with dry soil surface conditions producing mostly Hortonian runoff. Based on a SCS-type rainfall-runoff model an idealized modelling experiment of a Sahelian environment is setting up to study the sensitivity of runoff to the time and space resolution of the rainfall input. A simple space-time aggregation of fine scale (5-minute, 1x1 km^2) 548 observed rain events, whose mesoscale variability is analysed in the companion paper of Balme *et al.* (2006), allows to force the model rainfall at various degraded resolutions and to compare the simulated runoff.

The rainfall time resolution sensitivity analysis shows that preserving the event rain depth without representing the main variabilities of the hyetograph intensities can translate into runoff error of 65% in the worst case. On a mosaic of small catchments covering several thousands km^2 the hydrological model was shown to be highly sensitive to the spatial resolution of the rainfields. For the catchments characterized by low runoff coefficients which are the most sensitive, at the coarsest spatial resolution, the global runoff computed from the 548 events is underestimated by 50%. The threshold resolution of 20 km was identified as a characteristic spatial scale, over which the performance of the model is rapidly decreasing. Looking at the influence of the number of raingauges available, the effect of spatial aggregation depends on the density of the raingauge network with lower effect for sparser networks. The fine space-time resolutions of rainfall input required to evaluate water resources at regional scales confirm the necessity to develop and to use techniques to allow climate large scale output to be used as forcing for lower hydrologic models as disaggregation techniques.

Key Words : Rainfall space-time resolution, Runoff, SCS type hydrologic model, semi-arid endoreic environment.

1. The contradictory impacts of the West African drought on runoff

As shown by Lebel *et al.* (2003) the West African drought has produced a severe decrease of the river flows of the large Sahelian hydrological systems (Niger, Sénégal). In contrast to this large scale river flow deficit small scale studies showed that, locally, runoff has in fact increased during the dry period, due to changes in the vegetation cover and consequently in the hydrodynamic soil surface properties (Seguis *et al.* 2004). Explaining such different behaviours depending on the scale considered is a real challenge. It must take into account the fact that the type of vegetation, the hydrological environment and the history of land cover change, among other factors, vary significantly across the Sahel. Large scale river systems thus integrate a range of smaller catchments with different hydrological behaviours.

In such a context, it is puzzling that most studies dealing with the hydrological impact of climate variability in the tropics, only consider the large scale aspect of the problem (see e.g. Arnell *et al.* 2003). And yet local modifications of the water balance are often as important to the populations as the fluctuations of the large river flows. This is especially the case in certain parts of the Sahel where the hydrological environment is made of small endoreic catchments (see e.g. Desconnet *et al.* 1997), implying that the local runoff contributes very little to large scale river flows. The Nile, the Niger and the Senegal rivers are all emblematic examples of surface water originating in upstream mountains and crossing the downstream regions with little local input. It is thus pivotal to assess how rainfall variability affects the local water balance and whether low resolution/large scale studies allow characterizing the water cycle at smaller scale.

The scale/resolution problem may arise from different situations : i) in climate change studies, climate models used to produce scenarios have a coarse resolution, even when run in a regional mode, and rainfall-runoff models are forced with rainfall averaged over at least a few thousands km^2 ; ii) in operational hydrology, satellite information present an attractive alternative/complement to raingauge information in regions where ground information is sparse, but satellite rainfall estimates are also obtained over grid meshes far larger than the size of a Sahelian endoreic catchment ; iii) diagnostic studies aiming at evaluating the modification of the Sahelian hydrology since the 1950's rely on raingauge data which do not sample the small scale variability of rainfall as analysed in the companion paper of Balme *et al.* (2006), hereafter referred to as *B*05. With respect to a changing hydrology, one specific point to have in mind is the notion of adaptation. The prospect of the potential devastating consequences of climate change on the Sahelian agriculture – and the societies themselves – has led to studying adaptation strategies (see e.g. Mkankam Kamga 2001 ; Van Duivenbooden *et al.* 2002 ; Ben Mohamed *et al.* 2002 ; Butt *et al.* 2005). The approach taken is to force water budget models by coarse resolution climate scenarios. It must be assessed whether the conclusions that might be drawn from not properly taking into account the scale related effects in these water budget models could lead to significantly biased conclusions.

The object of this paper is thus to assess how important it might be to account for the small scale variability of rainfall in rainfall-runoff studies over the region. After a brief review of literature (section 2) and a presentation of the approach taken (section 3), the influence on runoff of three factors is studied : i) representation of the time structure of rainfall (section 4), ii) spatial

resolution of the rainfield (section 5), iii) rainfall network density (section 6). In the concluding section 7 the results of these various sensitivity analyses are summarised, before discussing their validity and limits.

2. The rainfall scale issue in hydrological modelling studies : a brief review of literature

The impact of rainfall variability on the water cycle has long been identified as an important open issue when one seeks to close the water balance of a catchment or a region. This problem has two angles. One is the intrinsic influence of rainfall variability – mostly spatial variability – on runoff production and how models can take it into account. The other facet has received attention only recently. It deals with the resolution problem, as discussed in the previous section. The resolution problem derives directly from the more general rainfall variability problem, as addressed in the early literature of the 1970s and 1980s. The initial focus was on assessing how under-sampling the spatial rainfall variability impacts the quality of rainfall-runoff modelling and the accuracy of runoff estimation, a typical study in that respect being the pioneering work of Dawdy et Bergmann (1969) on the Santa Anita Creek basin (25 km^2). In progressively decreasing the raingauge network density these authors came to the conclusion that a misrepresentation of the spatial variability of rainfall could led to a peak discharge error of more than 20%. Several following studies dealing with a variety of catchments of varying size and environmental conditions all led to the similar conclusion that under-sampling the input rainfields has a significant impact on runoff assessment (see e.g Wilson *et al.* 1979 ; Troutman 1983 ; Faurès *et al.* 1995 ; Shah *et al.* 1996b ; Dong *et al.* 2005).

More recent studies turned their attention to the stricto sensu resolution problem. On a 256*256 km^2 area, Finnerty *et al.* (1997) showed that runoff could decrease to zero when using coarse rainfield resolutions for which the model was not calibrated. On the 150 km^2 Walnut Gulch watershed, Michaud et Sorooshian (1994b) found that the peak flow could be underestimated by more than 50% when the rainfields at the initial resolution of 0.05 km^2 were degraded to the 4 km^2 resolution. More recently Liang *et al.* (2004) tested, among other hydrological variables, the impact of rainfall spatial resolution on the quality of model calibration based on the runoff of the 1233 km^2 Blue River watershed. They found that the finer was the resolution, the better was the calibration A critical scale of $1/8^\circ$ was identified : for lower resolutions errors started to be significant. On the opposite some studies found that the spatial representation of rainfields was less important than a proper representation of the fine time scale variability (see e.g. two studies on constrated hydrological environments : Obled *et al.* 1994, on a 71 km^2 Mediterranean watershed ; Booij 2002, on the 30000 km^2 Meuse basin). To explain such contradictory results, Obled *et al.* (1994) argue that catchments for which infiltration-excess (Hortonian) runoff mechanisms are preponderant, are more sensitive to spatial variability of rainfall than catchments for which runoff is produced by saturation-excess runoff mechanisms. This was verified by Winchell *et al.* (1998) who showed on the 102 km^2 Timber Creek watershed that a model formulation based on infiltration-excess runoff mechanisms was more sensitive to spatial rainfall resolution than a model formulation based on saturation-excess runoff mechanisms. As pointed out by Michaud et

Sorooshian (1994b), the semi-arid catchments are predominantly of Hortonian type and are thus highly sensitive to the spatial variability of rainfall.

The time variability issue was also the scope of a few studies testing the sensitivity of rainfall-runoff modelling to the time step of the forcing rainfield. On the 7.5 km^2 Ralston Creek catchment Krajewski *et al.* (1991) noted the considerable effect of decreased temporal resolution compared to the effect of varying spatial sampling. Michaud et Sorooshian (1994b) found that degrading the time resolution from 4 min to 1 hour could lead to a bias of 77% in peak flow estimation. A different approach was taken by Lambourne et Stephenson (1987) who compared the runoff values computed from three types of synthetic hyetographs having rectangular, triangular and bimodal triangular shape, compiled from depth-duration-frequency relationship. They found that the rectangular hyetograph overestimated the runoff, while the bimodal shape better simulated runoff.

The study presented here add to previous work on three accounts : i) it makes use of an extensive rainfall data base (presented in the companion paper *B*05) spanning a large array of rain event types (548 rain events) and annual climatological conditions (1990-2002) ; ii) it will address all three major fields of investigation reviewed above, trying to compare the respective effects of under-sampling and degraded resolution both in space and time (even though the emphasis is on resolution effects) ; iii) it focuses on the annual time scale rather on the event time scale, even though the modelling itself is carried out at the event scale.

3. An idealized approach of the scale issue in a well documented region

3.1 A three-component approach

A major obstacle when dealing with the scale issue is the lack of data sets covering a sufficiently large range of scales. This is especially true in tropical Africa where hydro-meteorological networks are suffering a constant degradation since the mid 1980's. To our knowledge the CATCH-Niger data set is the only one in the region where high resolution (in time and space) rainfall data cover an area of several thousands km^2, with concomitant runoff measurements on small catchments. Making use of this unique data set, the present study combines three components : i) rain forcing fields at various time and space resolution built by aggregation from an original set of 1x1 km^2 rainfields (548 rain events as presented in *B*05) ; ii) a series of runoff data on a small endoreic catchment that allowed to fit a rainfall-runoff used for simulating the effect of the degradation of the rainfield resolution on runoff generation ; iii) a so-called "idealized strategy", building on the fact that in this part of the Sahel, the hydrological environment is a mosaic of small endoreic units behaving as independent water budget units.

While the first of the above three components was extensively presented in the companion paper, the two other are presented in the two sub-sections below.

3.2 Rainfall –Runoff modelling

In the Sahel, as in most semi-arid regions, runoff is of Hortonian origin. Peugeot *et al.* (1997) showed that runoff is well represented by a simple SCS-like threshold method, and they computed the parameters of such a model from field measurements taken from 1991 to 1994 on several

catchments. On the Wankama watershed, a comparison of the results produced by this simple model with those produced by a more sophisticated model, over the 1990-2003 period– using an explicit resolution of the Green&Ampt equation for infiltration – showed that both models were producing similar runoff (Massuel 2005). This is in line with the similar study of Michaud et Sorooshian (1994a). It will be consequently considered in this paper that the simple threshold model provide an appropriate representation of the small endoreic watersheds of the region, for the purpose of studying the sensitivity of runoff production.

The main modification brought by Peugeot *et al.* (1997) to the classical SCS model, is the computation of an *effective rainfall* variable, based on the concept that runoff will occur only when rain intensities are above a threshold – the proxy of rain intensity used here being 5-minute rainfall. The model proposed by Peugeot *et al.* (1997) was :

$$R = (P_u - P_i)^2/(P_u - P_i + S) \qquad if \quad P_u > P_i \tag{1}$$

$$R = 0 \qquad if \quad P_u < P_i \tag{2}$$

with :

$$P_u = \sum_{l=1}^{L} (I(\tau_l) \,|I(\tau_l) \geq I_t) \tag{3}$$

In equation 1 and 2 R is the runoff depth, S is linked to the ability of the catchment to store water and P_i represents the initial infiltration before runoff starts. P_u is the total *effective rainfall* for the event calculated in equation 3, where I_t is the rainfall intensity threshold over which the rain water runs off and L is the number of 5-min time steps for the event under consideration.

Three sets of parameter values characterise as many types of catchments, considered as being representative of the catchments of the area (Peugeot *et al.* 1997; Massuel 2005) :

Set #1 (P_i= 0 mm, S= 39 mm, I_t= 12 mm/h) – Watersheds type 1, high runoff coefficient ;

Set #2 (P_i= 10 mm, S= 64 mm, I_t= 12 mm/h) – Watersheds type 2, moderate runoff coefficient ;

Set #3 (P_i= 20 mm, S= 70 mm, I_t= 12 mm/h) – Watersheds type 3, low runoff coefficient.

The rainfall-runoff relationship is plotted in Figure 1, for these three sets of parameters.

3.3 Idealized modelling strategy

From the survey of several endoreic catchments, Desconnet *et al.* (1997) and Peugeot *et al.* (2003) estimated that less than 2% of the rain falling over the region covering the left bank of the Niger river flows to the river, which means that this area may be considered as confined as far as computing a water budget is concerned. The hydrology is made of a series of small entities – their typical size being in-between a few hectares and a ten square kilometres – functioning

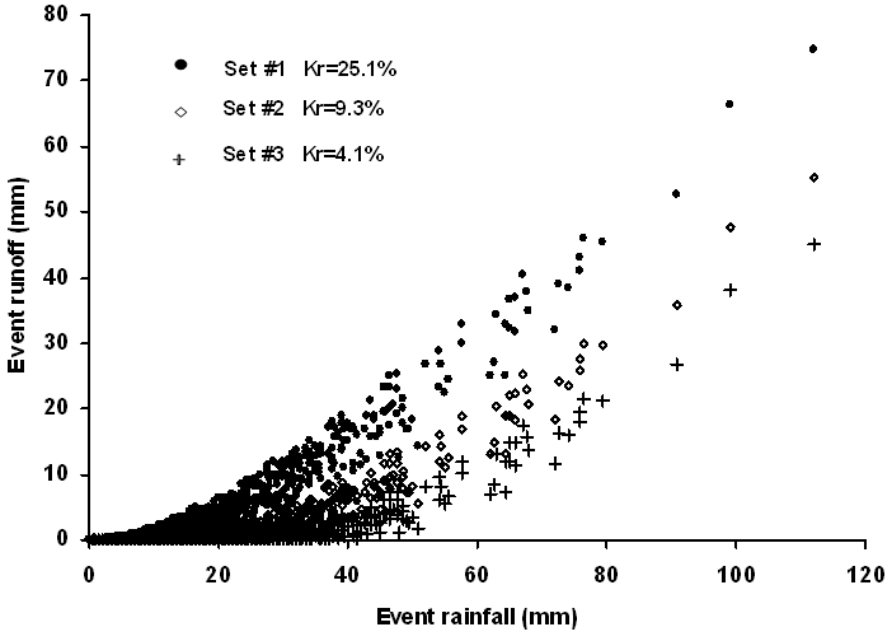


FIG. 1: Rainfall-runoff model. This SCS type hydrological model modified by Peugeot *et al.* (1997) is used with three sets of parameters. These sets are representative of the range of runoff coefficients (Kr) that can be observed in a Sahelian endoreic environment, Kr being the average runoff coefficient computed over the 548 rain events of the study.

independently one from each other. In a first approximation, the water balance may thus be considered as the addition of the water budgets computed for each endoreic entity. Since it is impossible to carry out observations on all the hundreds of small catchments covering the region, the idealized modelling strategy proposed here consists in associating a virtual 1x1 km^2 catchment with each raingauge. The rainfall-runoff model is then run on each catchment, assuming that all the catchments are either of type 1, type 2 or type 3. The exact protocol differs whether one considers the sensitivity to the temporal or the spatial variability of rainfall.

- *Sensitivity to temporal variability of rainfall*

i) Co-located with each of the 30 raingages of the network presented in $B05$ we assume the presence of a "virtual" 1x1 km^2 endoreic catchment with a rainfall-runoff relationship defined by equations {1-3} (Figure 2a).

ii) For a given rain event, 5-min time step rain series recorded at the 30 raingauges are used to run the rainfall-runoff model with constant parameters P_i, S and I_t ; a "reference" event runoff is then computed for this rain event by averaging the 30 runoff values obtained on each of the 30 "virtual" catchments.

iii) The influence of the time rainfall variability is evaluated by :

– building hyetographs of degraded time resolution (from a 5 minute resolution to a 4-hour resolution)

– testing two synthetic hyetographs models based on rectangular and triangular shape

iv) Another runoff value is computed by introducing in the rainfall-runoff model the degraded hyetographs obtained at step 3 ; this value is compared to the "reference" runoff

v) The simulation is repeated independently for each of the 548 rain events recorded over the 1990-2002 period (see *B*05).

vi) The series of 548 reference runoff values is compared to the series of 548 runoff values obtained when using time-averaged hyetographs instead of the 5-minute resolution hyetographs.

- *Sensitivity to spatial variability of rainfall*

i) A 10000 km^2 square area is defined inside the CATCH-Niger study area that is assumed to be made of 10000 1-km^2 "virtual" endoreic catchments (Figure 2b) ;

ii) the areal event rainfall over the study area is estimated using the reference 30-raingauge (30-RG) network ;

iii) a reference high resolution (1 km^2) rainfield is computed by kriging-interpolation of the 30 measurements : note that this linear interpolation tends to minimize the small scale variability of the rainfields and thus the simulated sensitivity to decreased resolution ;

iv) the total event rainfall over a 1-km^2 "virtual" catchment is disaggregated in time to obtain a 5-minute resolution hyetograph on each catchment ;

v) a "reference" event runoff is computed on all the "virtual" 1-km^2 catchments by running the rainfall-runoff model defined by equations {1-3} with constant parameters P_i, S and I_s, and the rainfall input of step 3 above ; a "virtual" runoff field is thus obtained ;

vi) the "reference" rainfield computed at step 3 above is degraded either by kriging at a degraded resolution (the event areal rainfall over the entire area is preserved), or by reducing the number of stations used for computing the areal rainfall (in that case, the event areal rainfall over the entire area is **not** preserved) and for interpolation.

vii) degraded runoff fields are computed from the various degraded rainfall fields of step 6 and they are compared to the "reference" runoff fields computed in step 5.

viii) the simulation is carried out in an independent way for each of the 548 rain events recorded over the 1990-2002 period.

Obviously one may discuss the assumptions behind this idealized modelling exercise. Some of these assumptions – mostly those related to rainfall, namely the last points *ii, iii, iv* – have a strong foundation in previous work (e.g. Lebel et Amani 1999 ; Guillot et Lebel 1999a). The other assumptions, related to runoff production, are more tentative. They had to be made because only two catchments have been monitored continuously during the past ten years, which means that it was not possible to evaluate precisely the surface of each of the "true" small endoreic catchments ; it was also impossible to calibrate the threshold model for each of these catchments : thus the idea of an idealized modelling exercise assuming all the watersheds to be of the same size and with the same surface conditions. We have to consider the possible implications of these assumptions on the results of our study :

i) *Assumption of equal size of the catchments.* In their study Peugeot *et al.* (1997) showed that the larger the catchment the smaller the runoff due to increased channel losses, a fact already

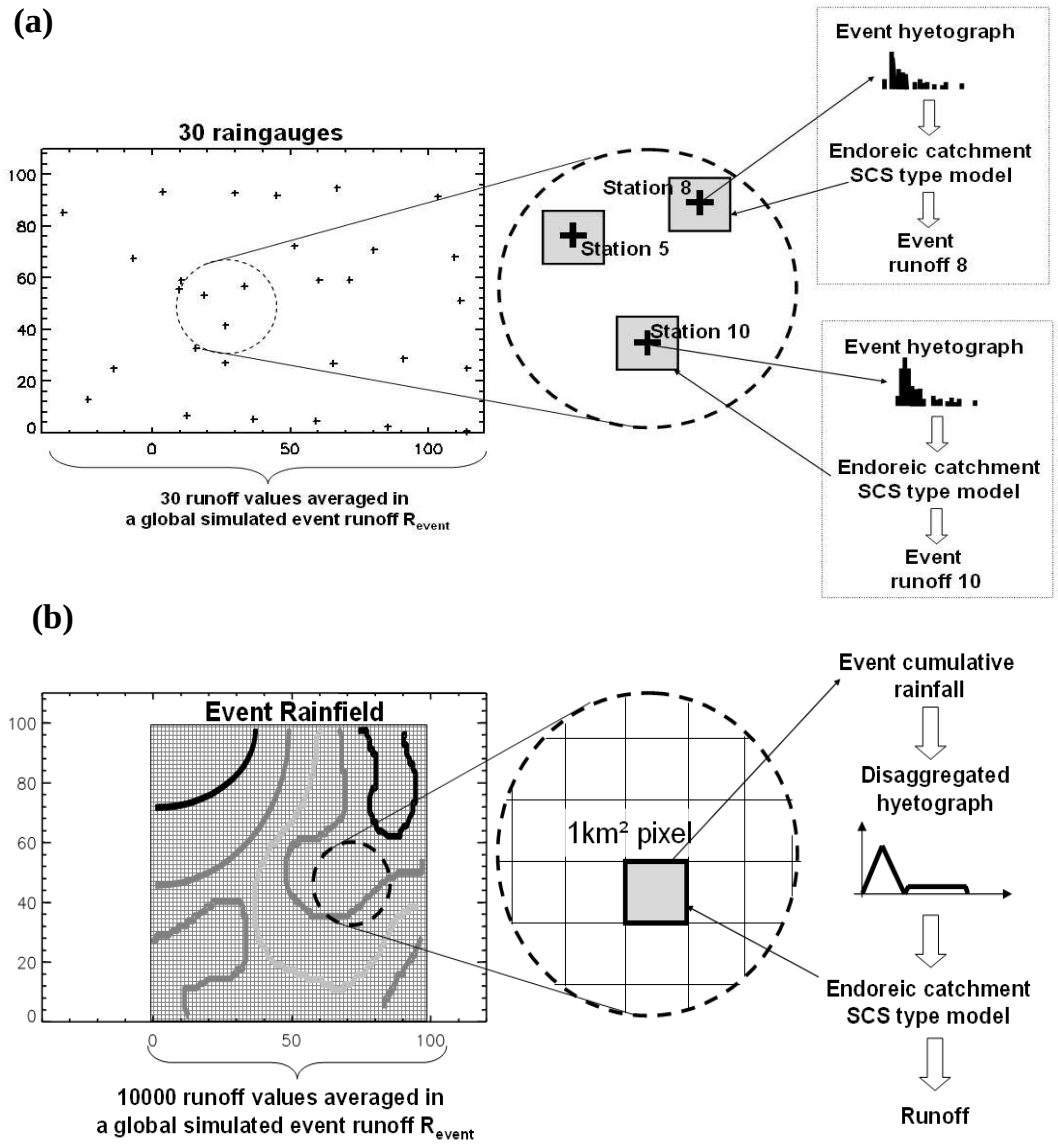


FIG. 2: Design of the idealized sensitivity experiment.

noted by Goodrich (1990). Our study will show that the smaller the runoff coefficient, the larger the sensitivity to the resolution of the input rainfield. Thus, taking a reasonably low value for the size of the catchments guarantees that the sensitivity will not be overestimated.

ii) *Surface conditions are different from one catchment to another, which means that the parameters of the rainfall-runoff model should vary.* To evaluate the influence of this variability on the results of our study, the three sets of parameters listed above in section 2.2 were chosen deemed to cover a representative range of possible values for the area – and the whole sensitivity experiment was run for these different sets of values.

iii) *Independent simulation of the runoff events.* Peugeot *et al.* (1997) and Galle *et al.* (1999) have shown that the initial soil humidity is a second order factor in explaining the surface runoff in the Niamey area, essentially because this humidity decreases rapidly after the end of the rain

event and the interval between rain events is larger than one day, even during the peak of the rainy season.

3.4 Analysing the results of the sensitivity study

Given the general framework of the study – that is the sensitivity of water balance assessment to the resolution of the rain fields used in rainfall-runoff modelling – and the simplification linked to its idealized nature, the analysis will focus on the total runoff volume at the event scale over the whole study area (average of the 30 stations for the temporal analysis, average of the 10000 pixels for the spatial analysis), rather than on finer resolution variables such as peak runoff or time to peak for individual catchments.

A reference value of the total runoff for the study area and event k is computed with the 5-min time step hyetograph for the temporal analysis and with the 1*1 km^2 rainfield for the spatial analysis :

$$R_k = \sum_{j=1}^{Nec} r_{jk}, \{k = 1, 548\} \quad (4)$$

with *Nec* the number of endoreic catchments (*Nec*= 30 in the temporal sensitivity analysis and *Nec*= 10000 in the spatial sensitivity analysis),

r_{jk} being computed for each virtual catchment using the rainfall-runoff model described in section 2.2. Then the degraded resolution hyetographs and rainfields are used to compute alternate valuesr^*_{jk} and :

$$R^*_k = \sum_{j=1}^{Nec} r^*_{jk}, \{k = 1, 548\} \quad (5)$$

The main objective of the analysis is to compare the reference series $\{R_k\}$ to the various simulated series $\{R^*_k\}$. At the event time step two statistical indicators are used, namely the coefficient of determination of the linear correlation between the two series (r^2) and the Nash criterion (e_N). The global error on mean annual runoff is simply quantified by the Relative Error (RE). In addition to computing these 3 criteria, attention will be paid to the respective distributions of $\{R_k\}$ and $\{R^*_k\}$.

4. Sensitivity to time variability and hyetograph modelling

The hydrological model is an event-based model used to evaluate the runoff at the event time step. However it takes into account the time variability at smaller scale by computing effective rainfall which is the potential raindepth available for runoff, as expressed in equation 3. This involves a thresholding effect that is dependent on the time resolution.

4.1 Sensitivity to the time resolution

Six temporal resolutions are compared : 5 minutes (the reference), 15 minutes, 30 minutes, 60 minutes, 120 minutes and 240 minutes. The protocol defined in section 3.3 is applied to compute a series of simulations for a given set of parameters (same set applied to the 30 virtual catchments). Two other series of simulations are carried out corresponding to the two other sets of parameters.

The results are illustrated by plotting in Figure 3 the mean annual runoff calculated with the 548 events over the period 1990-2002 as a function of the different temporal resolutions for the three sets of parameters. Table 1 gives the corresponding statistical criteria.

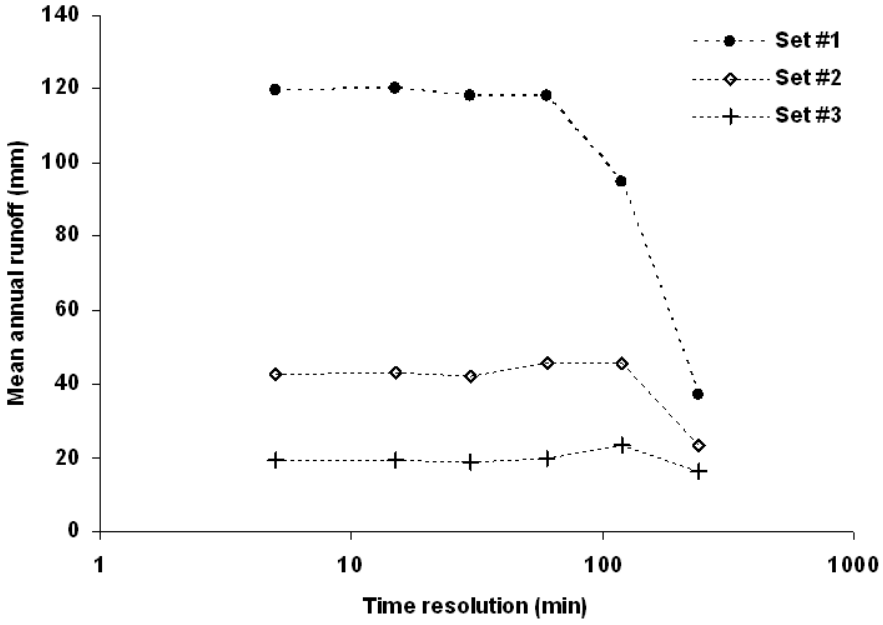


FIG. 3: Effect of temporal resolution of rainfall in assessing the mean annual runoff.

The sensitivity is not so large when the time resolution is degraded from 5 minutes to 120 minutes : for set #1 (largest runoff coefficient) the runoff decreases by 20% and for set #3 (smallest runoff coefficient) it increases by 21%. On the other hand the sensitivity is strong when the time resolution is degraded to 240 minutes, with a respective decrease of the total runoff of 65%, 45% and 14% for sets #1, #2 and #3. Thus, the smaller is the runoff coefficient, the lower is the sensitivity to the degradation of the time resolution.

Figure 4, showing the modification of rainfall and runoff time pattern for a specific large event provides an explanation to this behaviour. As will be seen in section 5, a few rain events are the source of almost all the runoff ; these rain events have usually a hyetograph pattern similar to the one shown in Figure 4. The example shown thus provides a good idea of the underlying mechanisms at the origin of the statistics of Table 1. The main effect is the brutal thresholding effect of parameter I_t : when the time resolution is strongly degraded, all the rain "intensities" (intensity means here the raindepth over one time step) remain below and the effective rainfall is equal to zero. This corresponds to a well known behaviour of the Hortonian catchments, where light rain does not produce any runoff.

	Resolution (min)	r^2	e_n	RE
Set #1	15	0.999	0.999	0%
	30	0.998	0.994	-1%
	60	0.991	0.972	-1%
	120	0.955	0.840	-20%
	240	0.731	0.250	-69%
Set #2	15	0.999	0.999	1%
	30	0.997	0.996	-1%
	60	0.993	0.989	6%
	120	0.972	0.965	7%
	240	0.873	0.717	-45%
Set #3	15	0.999	0.999	1%
	30	0.997	0.996	0%
	60	0.994	0.990	4%
	120	0.963	0.972	21%
	240	0.916	0.890	-14%

TAB. 1: Statistics of the sensitivity study to the degradation of the time resolution of the input hyetograph.

Obviously these results are directly linked to the structure of the hydrological model and its parameterization. Especially the value of the intensity threshold I_t is determinant. The higher the threshold value, the smaller will be the resolution at which the break occurs. The 12mm/h value is used in this study as a mean representative value of the threshold that could in fact vary between 7 and 18mm/h (Peugeot *et al.* 1997).

4.2 A hyetograph model for the time disaggregation

Two formulations are tested here for the time disaggregation of a point total event rainfall in a 5-minute hyetograph : one is the trivial rectangular hyetograph model or mean intensity hyetograph (***MIH,*** constant rain intensity during the whole rain event), which usually provides a hyetograph close to the one obtained when plotting an observed hyetograph at the coarsest resolution (120 or 240 minutes), as tested in section 4.1 ; the other hyetograph model was proposed by Guillot et Lebel (1999a) and reformulated in *B*05. This formulation was shown to well represent the average hyetograph associated with the organised convective systems (OCS's) producing 90% of the Sahelian rainfall (Mathon *et al.* 2002). For that reason it will be referred to as an OCS hyetograph (***OCSH***). These convective systems are formed by a convective front displaying great spatial variability and a trailing stratiform area of low and relatively homogeneous rainfall. The hyetograph associated with the passage of such a system over a given location has a very typical shape, made of one – sometimes two – rainfall peaks lasting between 30 and 60 minutes, followed by a lighter rain lasting for a few hours (see Figure 11, in *B*05).

Note that the two types of hyetographs preserve the event rain depth and only differ on the distribution of this raindepth over the event duration. Using a protocol similar to the one followed in section 4.1, the runoff values produced by these two models of hyetograph are compared for each of the 548 rain events. The statistics of Table 2 summarise this comparison.

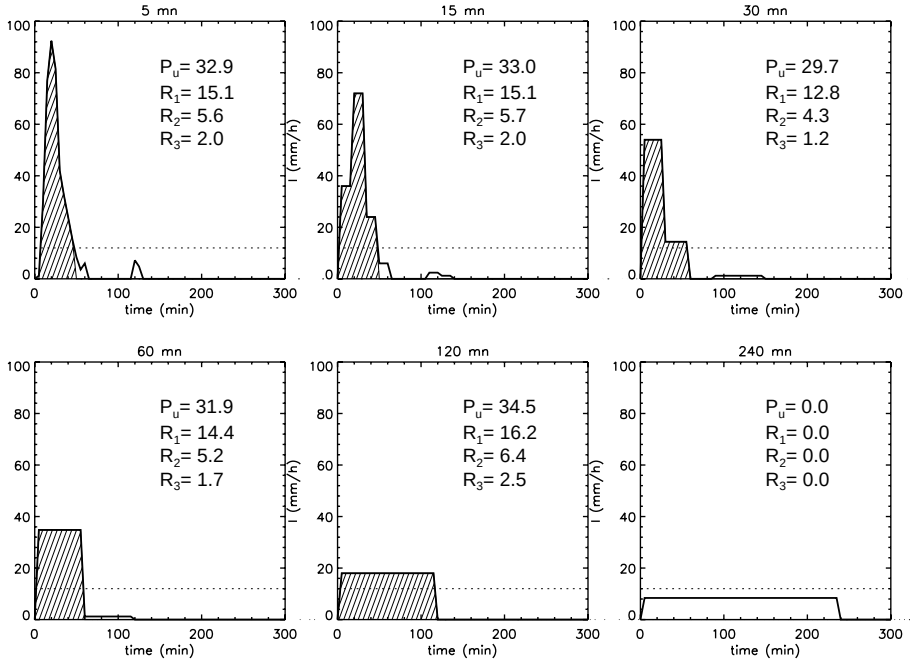


FIG. 4: Effect of temporal aggregation applied to an event and associated effective rainfall Pu (mm) and runoff R1, R2, R3 (mm) obtained for the three sets of parameters.

	Hyetograph Model	r^2	e_n	RE
Set #1	*MIH*	0.99	0.90	19%
	OCSH	0.96	0.91	9%
Set #2	*MIH*	0.98	0.73	45%
	OCSH	0.95	0.90	11%
Set #3	*MIH*	0.95	0.60	65%
	OCSH	0.94	0.90	15%

TAB. 2: Runoff obtained from the mean intensity hyetograph model (*MIH*) and from the varying intensity hyetograph model (*OCSH*), compared to the reference runoff obtained from observed hyetograph.

Table 2 shows the average value of the relative criteria for the three sets of parameters. Using the *OCSH* instead of the observed hyetograph leads to a 9% to 15% overestimation of the mean annual runoff. This overestimation is mainly due to the highest events for which the single peak model is not well suited. Improvements of this model have been recently proposed by Messager (2005). However the performances of the *OCSH* is largely better than that of the *MIH*. Despite the good correlations computed for the two models of hyetograph, there is a serious bias in the runoff generated through the *MIH*. The efficiency e_n is inferior to the correlation r^2 and the relative error ranges from 19% to 65% (against a 9%-15% range for the *OCSH*). The bias introduced by the *MIH* is highly dependant on the set of parameters used, while the bias from *OCSH* is less sensitive to this factor.

Representing the main variabilities of the hyetograph intensities is thus very important to assess the runoff volumes. For this reason the *OCSH* was used to disaggregate in time the event rainfields in the next section.

5. Sensitivity to the spatial resolution of the rainfields

Seven resolutions are tested in this section : the 1 x 1 km^2 reference resolution (1 grid cell) then the following degraded resolutions : 5 x 5 km^2, 10 x 10 km^2, 20 x 20 km^2, 25 x 25 km^2, 50 x 50 km^2 and 100 x 100 km^2. The various event rainfields are created by simply aggregating the original 1 x 1 km^2 rainfield to obtain the desired resolution. On each pixel (i.e. each virtual 1 km^2 catchment), the *OCS* hyetograph is used to disaggregate the event rainfall to 5-min rainfall (see section 4.2). "Runoff fields" are computed by applying the SCS-type rainfall runoff model to each pixel of each rainfield (548 events x 7 resolutions). Three sets of parameters are used for each rainfall-runoff computation. This procedure is illustrated in Figure 5 for one set of parameters of the SCS-type model (set #2). The initial 1 x 1 km^2 rainfield and the 6 aggregated rainfields are shown for the rain event of 12 August 1994 (total rain depth of 16 mm over the study area), along with the derived "runoff fields". It is important to note that the aggregation process maintains the mean spatial rainfall while due to the smoothing of the rainfall intensities and the non linearity of the rainfall-runoff relationship the mean spatial runoff gradually decreases when the resolution increases.

5.1 Results

The statistics given in Table 3 quantify the effects of the procedure applied to the 548 rain events. The corresponding mean annual runoff are plotted in Figure 6, both in absolute value and relatively to the runoff computed from the original full resolution rainfields. In general (92 % of the 548 cases for parameter set #1, 95% of the 548 cases for parameter set #2, 100% of the 548 cases for parameter set #3), the runoff computed over the whole study area decreases when the rainfield resolution increases.

As seen from Table 3, the determination coefficient r^2 is always greater than 0.9. Thus according to r^2, the impact of degrading the rainfield resolution is not so large. On the other hand, the Nash coefficient displays much more sensitivity. This results from the bias generated when degrading the resolution. This bias is always negative (a logical consequence of having a vast majority of events for which the runoff decreases when the resolution increases) and reaches 50% in the worst case (coarser resolution and parameter set associated with the smallest runoff coefficients). At the reference resolution of 1 x 1 km^2, the mean annual runoff is 110 mm for parameter set #1, 32 mm for parameter set #2 and 11 mm for parameter set #3. These values decrease to 93 mm, 21 mm and 4 mm respectively at the coarsest resolution of 100 x 100 km^2 (Figure 6a). The mean annual rainfall produced by the 548 OCS rain events used here is 460 mm. The average runoff coefficient thus decreases from 25.1% for the full resolution and most runoff-producing catchments to 0.9% for the less runoff producing catchments forced at the coarsest resolution.

As seen from Table 3 the number of non zero runoff events is highly sensitive to aggregation. For parameter set #1, 543 events have a non zero runoff over the study area when using the full resolution 1 x1 km^2 forcing rainfields ; this value decreases to 426 when working at the 100 x 100 km^2 resolution, which means that 22% of the events showing some runoff at the full resolution, have zero runoff over the study area when assuming a uniform rainfall over the whole study area. For parameter sets #2 and #3, the values are respectively 447 and 162 (64% of the non-zero

	Resolution (km^2)	r^2	e_n	RE	N(R>0)
Set #1	1	1	1	0.0%	543
	25	1	1	-0.3%	541
	100	1	1	-0.7%	535
	400	1	1	-2.2%	530
	625	1	0.999	-3.3%	527
	2500	0.998	0.995	-7.9%	502
	10000	0.989	0.978	-15.8%	426
Set #2	1	1	1	0.0%	447
	25	1	1	-0.5%	439
	100	1	1	-1.7%	421
	400	0.999	0.999	-5.3%	379
	625	0.999	0.997	-7.9%	357
	2500	0.99	0.982	-19.1%	261
	10000	0.957	0.933	-34.0%	162
Set #3	1	1	1	0.0%	319
	25	1	1	-0.9%	300
	100	1	1	-2.9%	276
	400	0.999	0.997	-9.3%	219
	625	0.997	0.994	-13.3%	191
	2500	0.975	0.958	-30.9%	108
	10000	0.911	0.875	-50.7%	52

TAB. 3: Statistics of the sensitivity study to the degraded spatial resolution of the forcing event rainfields. Statistics are computed using the runoff computed from the original 1 x1 km^2 rainfield as the reference. The last column indicates the number of events for which the runoff over the study area is non zero.

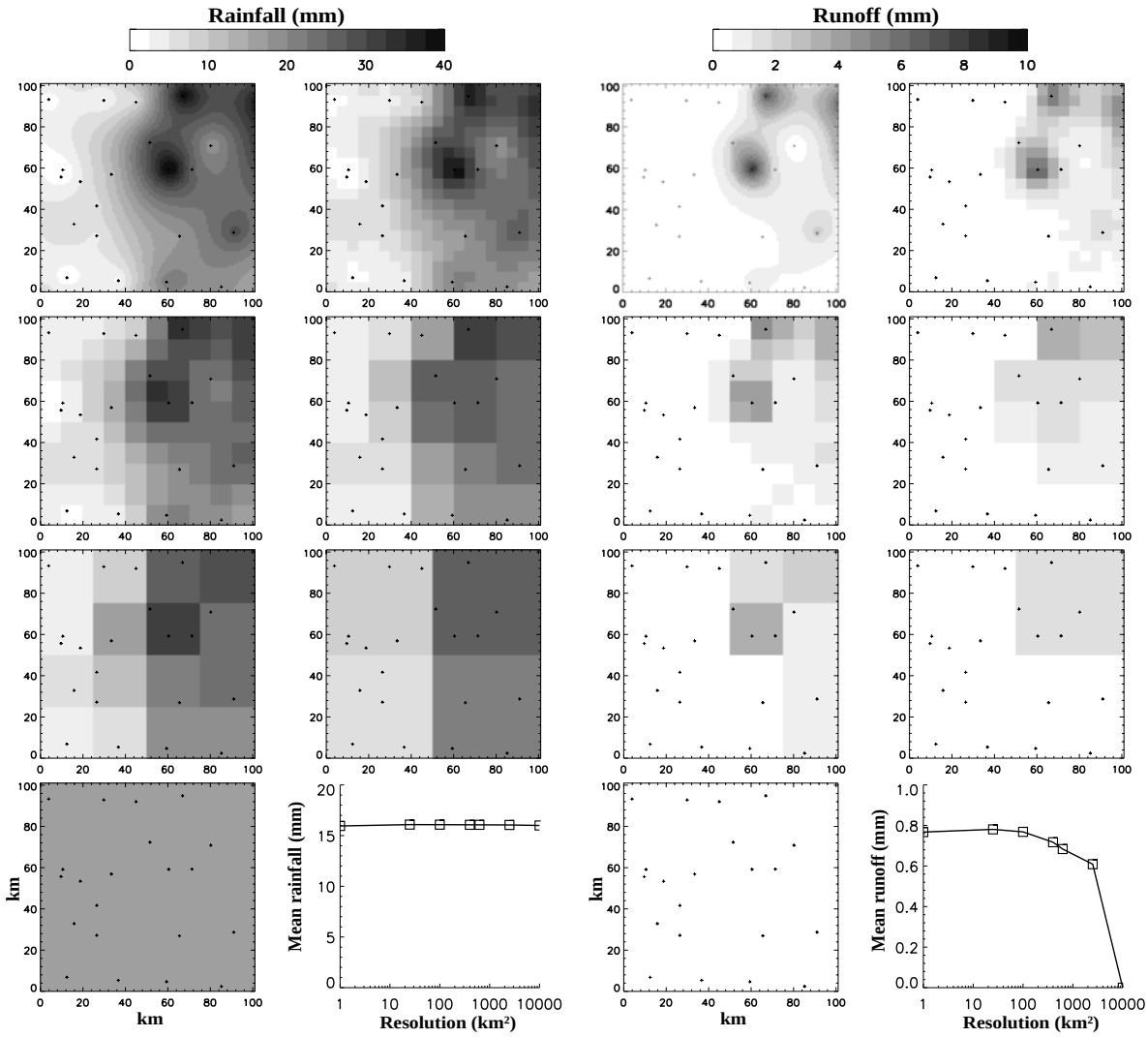


FIG. 5: Impact on runoff of the spatial aggregation of the forcing rainfield : results obtained on the rainfall event of 12 August 1994. The parameter set used in this example is #2 (intermediate average runoff coefficient). At the coarser forcing resolution, runoff totally disappears.

runoff events become zero-runoff events) and 319 and 52 (84% of the non-zero runoff events become zero-runoff events). The less intense a rainfall event is, the sooner the runoff becomes zero in the progressive aggregation procedure. The main effect of using coarse resolution forcing rainfields is thus to create a significant underestimation of runoff.

The graphs in Figure 7 illustrate the change in the distribution of the runoff events in showing the percentage and the intensity of the rainfall events that explains the runoff. For set #1, 90% of the runoff is explained by rainfall events greater than 10 mm which represent 42% of the total number of events and 77% of the total rainfall. This is for the full resolution. At the coarsest resolution about 30% of the rainfall events (representing 65% of the total rainfall) contribute to 90% of the runoff. For set #3 at the full resolution, 90% of the runoff is explained by rainfall events greater than 20 mm which represent 18% of the 548 events and 47% of the total rainfall. At the coarsest resolution about 5% of the rainfall events (representing 17% of the total rainfall) contribute to 90% of the runoff (and 100% of the runoff is explained by the rainfall events greater

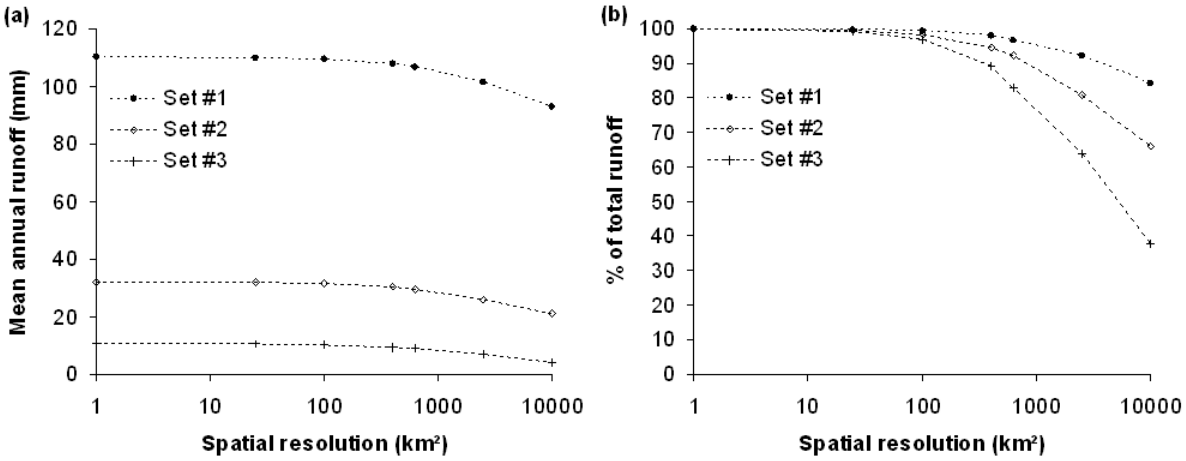


FIG. 6: Effect of the spatial aggregation on the mean annual runoff.

than 31 mm which represent only 5% of the total number of events). This means that the intense events are generally less sensitive to the resolution effect. The explanation may come from the fact that they are relatively less spatially variable than the small events : Amani *et al.* (1996) have shown that the spatial extension of the rainfall events was linked to their intensity and this is illustrated in Figure 8 showing that the spatial coefficient of variation (the spatial standard deviation of the rainfield divided by the event rainfall) is a decreasing function of the event rain depth.. This is concordant with the work of Winchell *et al.* (1998), showing that the decrease in runoff due to rainfield spatial aggregation depends on the spatial variation of the maximum hyetograph intensities. In our Sahelian case, a strong correlation exists between the peak 5-minute rain intensity recorded at a given location and the total event rain depth at the same location (Guillot et Lebel 1999a).

Obviously, the various statistics commented above show that the sensitivity to the rainfield resolution is stronger for lower runoff coefficient catchments. Such catchments are indeed characterized by a strong non-linearity in the rainfall–runoff relationship so that a change in rainfall input is accentuated in runoff output as mentioned by Shah et al. (1996).

In spite of the fact that the effect of decreasing resolution depends on the various factors analysed above, the relative errors given in Table 3 and the plot of Figure 6b lead to identify that the critical resolution for which errors become significant is somewhere between 100 km^2 and 625 km^2, corresponding to a characteristic length in the interval [10-25] km. By comparison a characteristic length of 20 km was found by Booij (2003) considering extreme precipitation assessment. As far as runoff estimation is concerned a 10 km resolution for the forcing rainfield appears in our case to be on the very safe side, while 20 km appears as being still acceptable (bias lower than 10% for all three sets of parameters)

The determination of such characteristic scales is of course largely dependant on both the intrinsic covariance structure of rainfall and the density of the raingauge network available to compute the rainfield. This point will be further addressed in section 6.

5.2 Effect of the time disaggregation in conjunction of spatial aggregation

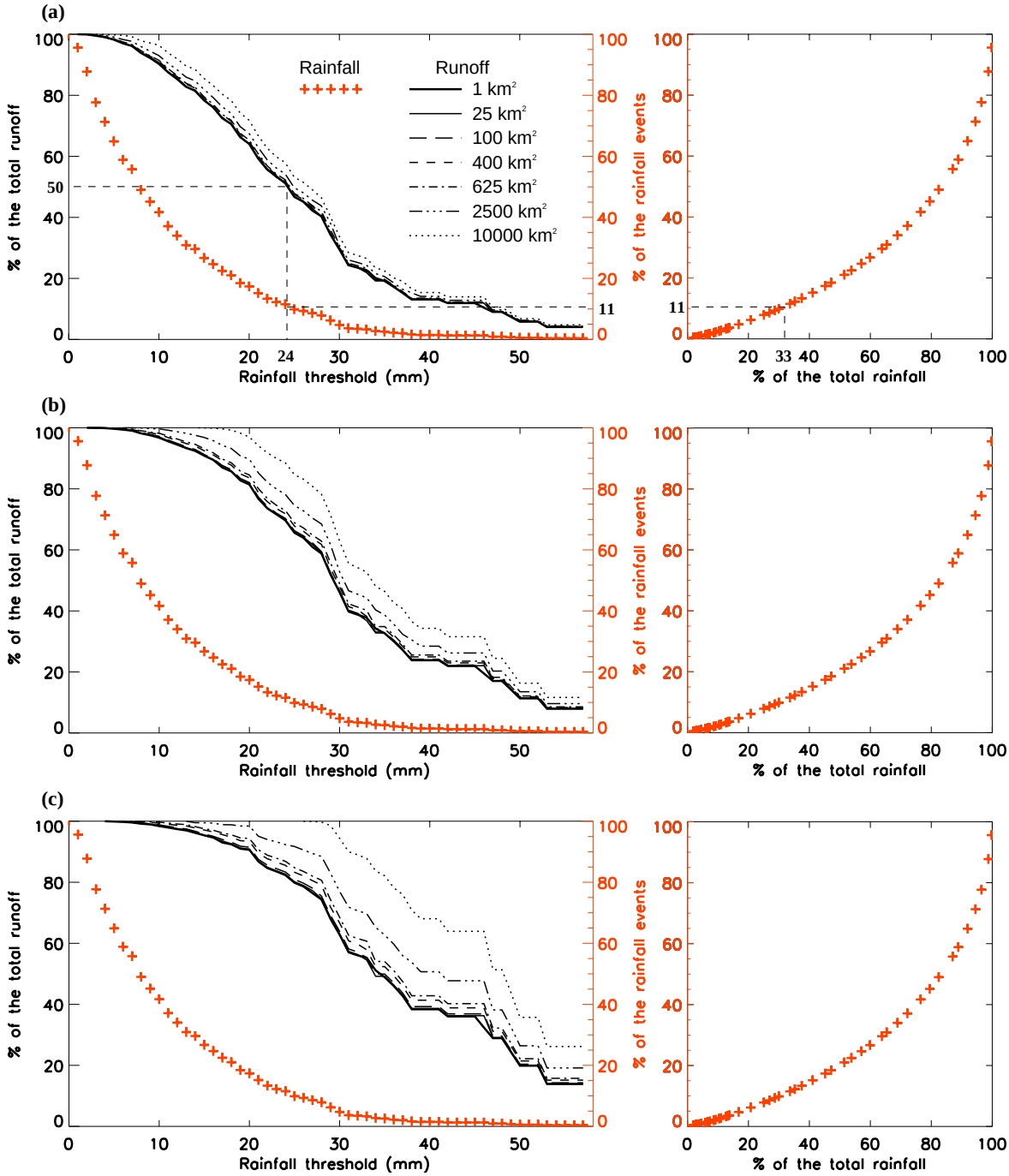


FIG. 7: Cumulative runoff distribution expressed as a function of the event rainfall for various resolution of the forcing rainfields and the three set of parameters of the hydrological model : (a) Set #1, (b) Set #2, (c) Set #3. The dashed line on graph (a) shows how to read the graph : for the 1 km^2 resolution, the rainfall events greater than 24 mm represent only 11% of the 548 events but they explain 50% of the total runoff. The associated right hand graph shows that these 11% of events produce 33% of the total rainfall, a smaller share than for runoff : this illustrates how the non linearity associated to the rainfall distribution is amplified when dealing with runoff.

The temporal pattern of the point hyetograph and that of the corresponding areal hyetograph are not identical. In section 5.1, a model of point hyetograph – described in section 4 – was supposed to apply at all spatial resolutions. While the point hyetograph may be considered as a

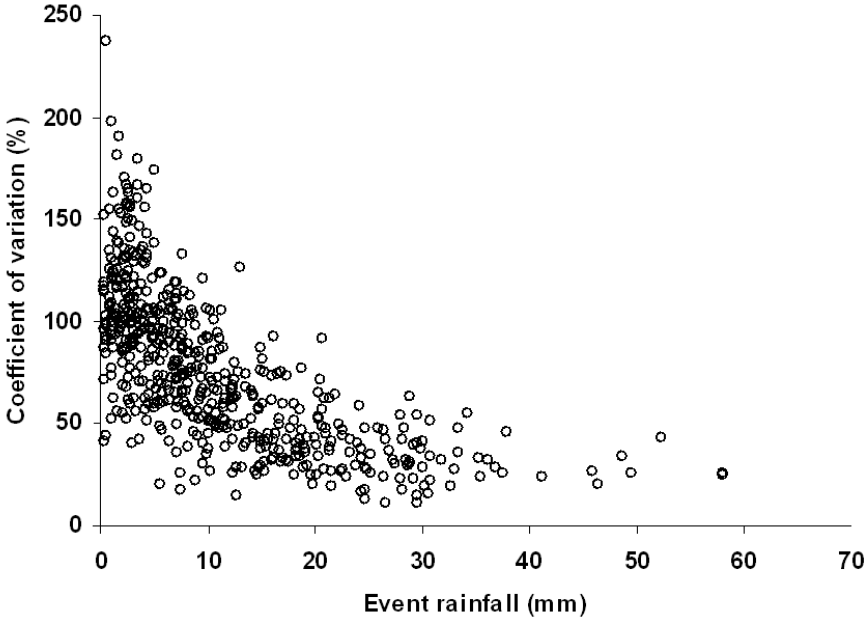


FIG. 8: Spatial coefficient of variation of the 548 event rain fields.

realistic approximation of the 1 x 1 km^2 hyetograph, the larger the spatial aggregation is the less this assumption is acceptable. The Sahelian OCSs are characterised by a North-South oriented convective front moving eastward at a mean speed that can typically vary from 25 km/h to 80 km/h, with an average of a little less than 60 km/h (Mathon 2001). This implies that in average there is about 100 minutes between the time it starts to rain on the eastern boundary of our study domain and the time it starts to rain on the western edge. When working at a spatial resolution of, say, 100 x 100 km^2, this dynamics is lost, the peak intensities become much smaller, and the corresponding hyetograph is much flatter (Figure 9). Taking this effect into account tends to increase the bias created by spatial aggregation as can be seen by comparing the curves of Figure 10 with those of Figure 6. While the effect is not so important for set #3, significant differences appear for the two other sets and for resolutions coarser than 100 km^2. For set #1 the decrease in runoff at the coarser resolution is 45% (against 15% with the point hyetograph used as an approximation of the spatial hyetograph) ; for set #2 these values are respectively 54% and 34%.

6. Influence of the network density

In the previous section, the effect on runoff estimation of the resolution of the forcing rainfield was studied assuming implicitly that the reference high resolution rainfield is perfectly known. This is obviously not the case and one may thus question the extent to which the results presented in section 5 depend on the uncertainties associated with the reference high resolution rainfield. This problem will be treated here in two steps. First the effect of the raingauge network density on runoff estimation will be studied for a given resolution of the forcing rainfield. Then, the combined effects of both varying the density of the raingauge network and the resolution of the forcing rainfield will be examined.

6.1 Effect of rainfall spatial sampling error on runoff

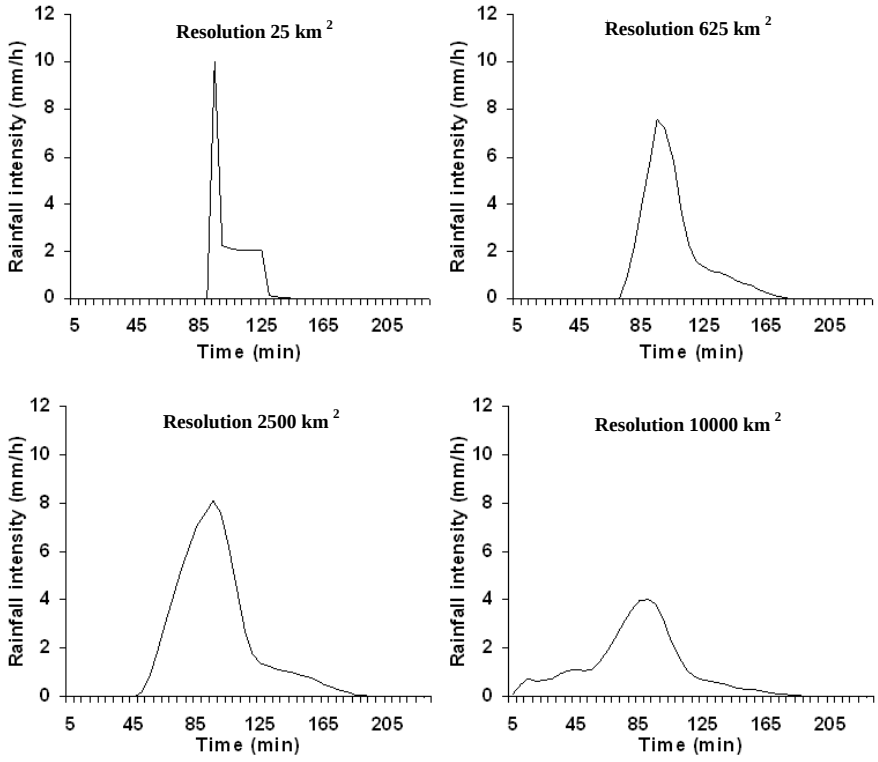


FIG. 9: Example (event of 4 August 1999) of the areal hyetographs computed over cells of increasing surface area. Due to the eastward propagation of the convective system, the overall hyetograph pattern is strongly smoothed out and the peak intensities are strongly decreased.

In line with the sensitivity study carried out in *B*05, four sub-networks composed of 21, 12, 8 and 4 raingauges homogeneously scattered over the 10000 km^2 area were built. High resolution (1 km^2) rainfields were built from these networks and used to force the hydrological model following the same procedure as in section 5.1 (that is, the propagation of rainfall through the study area is not taken into account). Contrary to the degradation of the resolution that conserves the event areal rainfall, the degradation of the network density involves that, generally, the event areal rainfall will not be preserved (it is preserved in the mean but not necessarily for a given event). Taking the runoff computed from the 30-raingauge network as a reference, the root mean square errors for the four sub-networks are given in Table 4. Comparing these errors with those of Table 4 in *B*05 it is seen that the errors on rainfall and runoff remains comparable for the 12-gauge and 8-gauge networks (in the runoff study no separation was made between the pre-onset events and the core of the rainy season events). However, for the less dense network of 4 stations, the rainfall RMSE of about 50% is amplified into a runoff RMSE of 155%. The errors due to sub-sampling may result from two opposite effects : i) either the network misses the small rain cells and thus underestimates the rainfall and associated runoff or ii) some stations of the network catch small size cells and thus, due to the spatial interpolation, isolated high intensities are spread over a large area which leads to overestimate rainfall and runoff. Occasionally either of these two effects may generate very important errors in the rainfield and these large errors are more frequent with the low density network. These large errors are then amplified by the non linearity of the

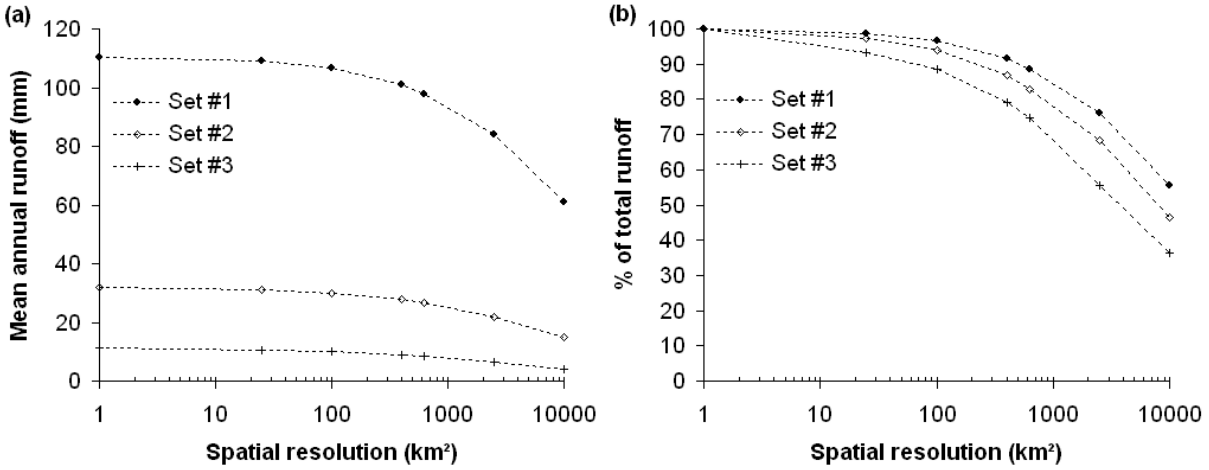


FIG. 10: Same as in Figure 6, except for using the areal hyetograph corresponding to each scale of aggregation instead of a single point hyetograph. Comparing with Figure 6 shows a significant modification for the parameter sets #1 and #2 (highest runoff coefficients).

Network	21 stations	12 stations	8 stations	4 stations
Event runoff RMSE	7.2%	16.7%	33.3%	155.2%

TAB. 4: Root Mean Square Error (RMSE in %) of the event runoff estimated over the 10,000 km^2 study area. The RMSE was computed over the 548 events, using the runoff estimated from the 30-raingauge network as the reference.

rainfall-runoff model, leading to the dramatic jump of the runoff RMSE when decreasing the number of stations from 8 to 4 stations.

6.2 Link between the density of network and aggregation effect

The question addressed now is how the density of the original raingauge network affects the resolution effects studied in section 5.1. To answer that question, the aggregation procedure used in section 5.1 based on the information provided by the 30-raingauge network is similarly used for the sub-networks created in section 6.1 above. While in section 6.1 the errors were analysed at the scale of the event runoff, here it is focussed on the mean annual runoff for sake of comparison with the results of section 5.1. The results obtained for the simulations carried out with parameter set #2 are shown in Figure 11.

The curves of Figure 11 are conformed to intuition. The smaller is the number of gauges used to create the original high resolution reference rainfield, the smaller is the effect of the aggregation procedure. The limit case is when only one station is considered : then the rainfield is uniform whatever the resolution chosen and the aggregation has no effect on runoff. It would be of course paradoxical to assert that the best way to avoid resolution effects is to work with an observation provided by very low density networks.

To clarify the issue of the respective influences of the network density and of the resolution of the rainfield used to force hydrological models, one must refer to the characteristic scale(s) of the rainfall process. The variogram representing the Sahelian rainfields has two characteristic

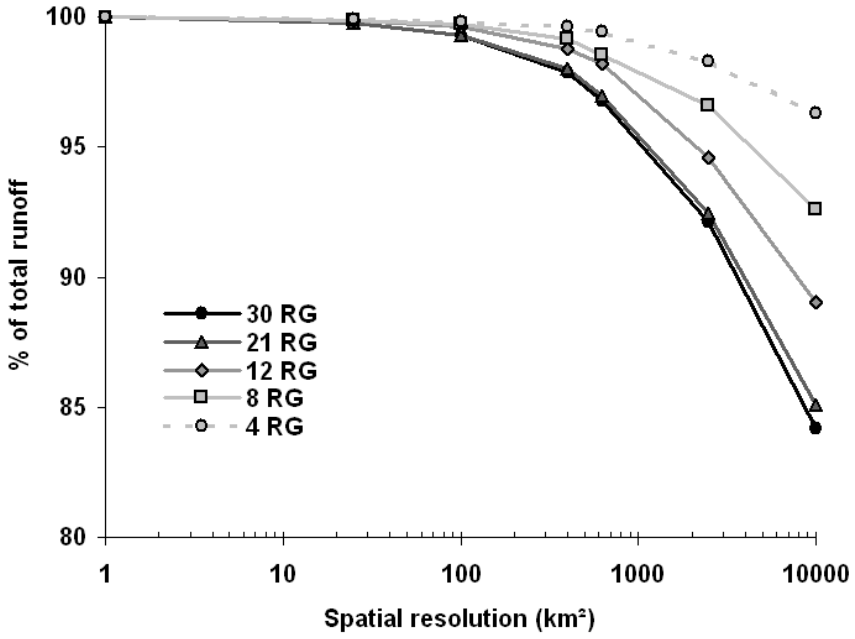


FIG. 11: Impact of the raingauge network density on runoff (set #2).

lengths : one around 30 km and one around 105 km in the N-S direction, one around 17 km and one around 180 km in the E-W direction (these values are computed as 1.5 times the parameter of each exponential component of the theoretical variogram given in *B*05).

Denoting D_{var} as the smaller of the above characteristic scales, D_{net} as the resolution of the raingauge network (typically the size of the grid mesh of a regular network) and D_f as the resolution of the rainfield used to force the hydrological model, two main situations may arise :

1- $D_{net} < D_{var}$: the network is dense enough to document the most important part of the spatial variability. Working at a higher resolution than D_{var} (either $D_f < D_{var}$ or $D_f < D_{net}$) creates some additional small scale variability but the effect is limited due to the smoothing nature of the linear interpolation methods and this limited effect is essentially lost through the filtering of the rainfall-runoff relationship. On the other hand, when the aggregation procedure leads to increase D_f above D_{var} the resolution effect becomes significant and increases rapidly. This is confirmed by a study carried out on the years 1990-1992 when a 100-gauge was available over the same study area (D_{net} = 22 km for the 30-gauge network and D_{net} = 12 km for the 100-gauge network, both distance being in the order or smaller than D_{var}). The analysis of the resolution effects with this denser network did not yield significant differences compared to the results obtained with the 30-gauge network.

2- $D_{net} > D_{var}$: the raingauges are too sparse to document correctly the spatial variability of the rainfield. In such a case the limiting scale becomes D_{net}. The high resolution rainfield of reference computed from the low density network has a large estimation error. Up to the D_{net} scale this error is dominant in the aggregation process, so that aggregation does not produce much effect on the simulated runoff. The simulated runoff is in error due to the lack of sufficient

initial information on the rainfall patterns, not due to an inappropriate resolution of the forcing rainfields. When the resolution is degraded beyond the D_{net} scale, then the resolution effect becomes significant and increases rapidly. The final error on runoff is thus the addition of two effects : an unsufficient initial information and then a too coarse resolution. The relative weight of the resolution effect is thus smaller when $D_{net} > D_{var}$ than when $D_{net} < D_{var}$ as seen in Figure 11.

7. Discussion and Conclusion

7.1 Summary

An idealized modelling experiment was set up to study the sensitivity of rainfall-runoff studies in semi-arid West-Africa to the time and space resolution of the rainfall input. This exercise builds on previous studies of the specific hydrological environment that prevails in many dry tropical areas of the world. This type of environment is characterised by : i) convective rainfall with high space and time intermittency, as analysed in the companion paper of Balme *et al.* (2006) ; ii) a mosaic of small endoreic catchments with no mesoscale surface water transfer ; iii) mostly Hortonian runoff with a strong influence of the soil surface conditions. Confirming previous works carried out in a similar environment (e.g. Michaud and Sorooshian, 1994a), a simple SCS-type rainfall-runoff model is a very good representation of the runoff regime of these small catchments. Starting from high resolution rainfields (5-minute, 1x1 km^2), a simple aggregation scheme allows to produce rainfields at various degraded resolutions and to compare the runoff simulated when the same model is forced by these different rainfields. In a first set of sensitivity experiments the total event rainfall is preserved ; only its time and space distribution vary as a function of the resolution. In a second set, looking at the influence of the number of raingauges available, both the total event rainfall and its distribution are modified. The model is run on 548 observed rain events recorded by a dense recording raingauge over a 100x100 km^2 area in the region of Niamey (Niger). The results of this experiment are the following :

-In time, the main requirement is to correctly separate the convective and stratiform components of the hyetograph. Missing to do so, may lead to a 65% overestimation of runoff over the entire area of study in the worst case.

- When considering a mosaic of small catchments covering several thousands km^2 the global hydrological response is highly sensitive to the spatial resolution of the rainfields used to force the model : the global runoff averaged over the 548 events may be underestimated by 50% in the worst cases.

- A resolution of 20 km, corresponding to a characteristic spatial scale, is found to constitute a threshold ; for coarser resolutions, the performance of the model is rapidly decreasing.

- The effect of spatial aggregation depends on the density of the raingauge network with lower effect for sparser networks.

- The catchments characterized by low runoff coefficients are more sensitive to the spatial variability of the rainfall and thus to using forcing rainfields of degraded resolution.

7.2 Validity of the results

Three points have to be considered to assess how meaningful are the results presented here : numerical experiment strategy, model parameters, statistical significance.

Numerical experiment strategy. As explained in section 3.3, the approach used to simulate the runoff at the mesoscale results from the very specific hydrological environment of the region of interest. Since it is not possible to monitor the hundreds of pools of the study area, one has to use the knowledge acquired on a limited number of instrumented catchments to construct a plausible, though strongly idealized, representation of that environment. In appearance, the strongest idealization is to assimilate each catchment to a square of constant area, whereas in reality the shape and area are much more diverse. There are good reasons to believe, however, that this simplification is not unrealistic, especially because in Hortonian hydrology surface runoff on small catchments may be considered to be an additive process. Thus, the exact shape and size of the catchments is probably not so important as long as one is interested in the annual water balance rather than in a precise restitution at smaller time scales.

Model parameters. A probably more disputable point relates to the parameters of the model. For sake of simplicity – and thus easier analysis of the results – we worked with three sets of parameters. Each set was uniformly applied to all the ideal catchments. The reality is a complex mix of many different sets and it is difficult to represent it without an appropriate knowledge of the surface conditions that determine the parameter values of the SCS model. Work is underway to acquire this knowledge on a 1760 km^2 sub-area from remote sensing and SRTM data. This will allow to work in more realistic conditions but on a much smaller area. It remains that the SCS-type models are largely recognized as being a good representation of the semi-arid Hortonian catchments and that, by exploring three sets of parameters spanning a large range of runoff coefficients, we obtain a trustable macroscopic vision of the importance of accounting for rainfield resolution effects in rainfall-runoff studies.

Statistical significance. Being based on a systematic use of a fine resolution date base of 548 rain events spanning a wide range of climatic conditions (dry years, wet years, pre-monsoon events and monsoon events), the results presented here are highly significant from a statistical point of view.

7.3 Consequences

Keeping in mind the above discussion, the results obtained in this study clearly show that the time and space resolution of forcing rainfields used in climate change impact studies is a critical issue. The more so because in this region, the water resources available to the end user is a small spatial scale resource rather than the water coming from a large river system such as the Niger river. A follow up to this study is to investigate whether rainfall disaggregation models allow a sufficiently realistic restitution of the rainfields variability in order to be used as intermediate models between large scale climate models and small scale rainfall-runoff models.

Chapitre 7

Application à deux systèmes hydrologiques réels

La première question abordée dans le présent chapitre est de vérifier si les résultats énoncés dans le chapitre 6 s'accordent à ceux que pourrait fournir une modélisation hydrologique plus réaliste. La réponse à cette question est notamment apportée sur le système endoréique formé par les 227 bassins du Kori de Dantiandou modélisés par *Zarbhy*.

Compte tenu du rôle de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur les écoulements de surface, la seconde question abordée est consacrée à la capacité du modèle stochastique de pluie, implémenté dans le chapitre 5, à fournir des champs de pluies adaptés pour le forçage des modèles hydrologiques. Cette question sera spécifiquement traitée sur les bassins du Kori de Dantiandou.

On étendra en outre les études de sensibilité à la variabilité spatio-temporelle des précipitations aux écoulements du bassin de la Sirba, dont le fonctionnement exoréique, la stratégie de modélisation associée et les échelles mises en jeu dans la relation pluie-débit soulèvent des questions qui lui sont propres.

7.1 Analyse de la réponse hydrologique du système endoréique du Kori de Dantiandou

7.1.1 Effet de l'hétérogénéité spatiale du paysage hydrologique

L'étude de l'impact de la variabilité pluviométrique sur le ruissellement des 227 bassins endoréiques de la zone du kori de Dantiandou va nous permettre de compléter l'étude précédente. L'approche modélisation de ces 227 bassins issue du modèle *Zarbhy* (Massuel 2005) est assez semblable à celle utilisée pour conceptualiser le fonctionnement hydrologique du degré carré de Niamey. En revanche, le modèle hydrologique s'accorde avec les hétérogénéités spatiales morphologiques et hydrologiques du paysage, qui n'étaient pas prises en compte dans la simplification proposée dans l'étude précédente.

7.1.1.1 Forçage pluviométrique du modèle *Zarbhy*

Spatialisation de la pluie

Le modèle *Zarbhy* présenté dans la section 3.3 associe à chacun des bassins versants un fonctionnement hydrologique représenté par une relation de type SCS formulée par Massuel (2005) à 2 paramètres, forcée par la lame d'eau précipitée P_h au dessus d'un seuil d'intensité et la pluie P totale sur le bassin (cf. équations 3.3 et 3.4).

Le calcul de la pluie écrêtée sur les bassins est réalisé selon les étapes suivantes :

1. on krige les données aux stations au pas de temps événementiel sur une grille de résolution 1 km
2. on calcule à partir de cette grille la pluie moyenne P sur chaque bassin
3. la pluie est ensuite désagrégée temporellement à chaque point de grille à l'aide du modèle de hyétogramme synthétique défini dans le chapitre 4 (article $B05$, section 6.2)
4. la pluie écrêtée P_h est calculée en chaque point de grille puis moyennée spatialement sur chacun des bassins

Cette méthode est adaptée pour notre étude de sensibilité du ruissellement des bassins à la variabilité spatiale de la pluie. Elle permet notamment de garder une cohérence avec le protocole employé dans l'analyse idéalisée du chapitre 6 où la spatialisation était réalisée de la même manière. Notons, en revanche, que Massuel (2005) a employé une autre méthode basée sur le krigeage de la pluie écrêtée estimée sur les stations. La différence entre les deux approches est commentée plus en détail en annexe D.

Protocole d'agrégation spatiale de la pluie

L'analyse de l'impact de la résolution spatiale de la pluie est réalisée sur une zone de 60×60 km^2 encadrant les 227 bassins. Suivant le même protocole d'agrégation que celui exposé dans l'article $V05$, les 548 événements AMMA-CATCH Niger sont krigés sur la zone à partir des 30 stations du réseau à la résolution de 1km^2 puis les champs de pluie sont successivement agrégés jusqu'à obtenir la résolution spatiale la plus grossière correspondant à la pluie moyenne sur la zone (3600 km^2). L'évolution des champs de pluie et du ruissellement modélisé est suivie pour 7 résolutions spatiales de 1 à 3600 km^2 (mailles carrées de 1, 5, 10, 15, 20, 30 et 60km).

Comme dans l'étude du degré carré, l'agrégation est d'abord réalisée en moyennant les points de grille de la pluie événementielle puis en désagrégeant temporellement chacun des points de grille. Cette méthode ne prenant pas en compte la dynamique liée au déplacement des systèmes convectifs, l'agrégation est aussi réalisée en prenant en compte un modèle de dynamique simple similaire à celui employé dans l'article $V05$. Celui-ci consiste à moyenner les hyétogrammes ponctuels issus de la désagrégation de la grille de résolution de base 1km^2, dont l'origine temporelle est décalée d'un retard calculé en considérant un déplacement est-ouest des systèmes convectifs à une vitesse moyenne de 60km/h.

7.1.1.2 Effet de la résolution spatiale sur la lame d'eau précipitée et le ruissellement simulé à l'échelle du bassin

Effet de la position des bassins sur la lame d'eau précipitée

Si à l'échelle de la zone carré de 60×60 km^2 qui encadre les bassins, le processus d'agrégation conserve la lame d'eau précipitée, l'hétérogénéité spatiale du paysage hydrologique implique que la lame d'eau précipitée n'est pas conservée au cours d'un événement, à l'échelle de la zone délimitée par les bassins. L'agrégation spatiale peut en effet s'accompagner selon les événements d'une diminution de la lame d'eau précipitée moyennée sur les bassins ou d'une augmentation qui dépend de l'organisation spatiale des intensités événementielles par rapport à la position des bassins. L'exemple de la figure 7.1a montre qu'un événement dont les intensités les plus fortes sont situées à l'extérieur de la zone des bassins se répercutera avec l'agrégation par une augmentation de la pluie moyenne sur les bassins. Inversement pour un événement dont les intensités seront plutôt centrées sur les bassins la lame d'eau moyenne précipitée diminuera. On comptabilise ainsi que 60% des événements voient leur lame d'eau précipitée augmenter avec la résolution, contre 40% dont la lame d'eau diminue. Le faible nombre de stations au sein de la zone délimitée par les bassins peut expliquer cette légère dissymétrie. Mais globalement, calculée sur les 548 événements, la lame d'eau moyenne sur les bassins n'est pas affectée par la dégradation de la résolution spatiale.

Effet de la résolution spatiale de champs de pluie sur le ruissellement simulé

L'exemple de la figure 7.1b montre qu'à l'échelle de l'événement, l'évolution du ruissellement en fonction de la résolution spatiale des champs de pluie est plus complexe que la simple évolution de la lame d'eau spatiale moyenne sur les bassins. D'autres facteurs interviennent liés aux hétérogénéités du paysage hydrologique et dont les effets seront détaillés un peu plus loin.

Si on considère en revanche l'évolution moyenne issue des 548 événements, représentée sur la figure 7.2, on constate une diminution régulière du ruissellement lorsque la résolution des champs de pluie se dégrade, de façon comparable aux diminutions déjà observées dans l'étude idéalisée menée dans le chapitre 6. Lorsque la désagrégation est appliquée ponctuellement après agrégation des champs de pluie, la diminution du ruissellement atteint près de 50% pour la résolution la plus grossière (figure 7.2a). Si, comme dans la section 5.2 de l'article *V*05 (chapitre 6), on prend en compte la dynamique des événements pluvieux dans la désagrégation temporelle, la diminution du ruissellement est accentuée et atteint près de 80% (figure 7.2b).

Effet combiné de l'hétérogénéité hydrologique des bassins et la position des stations

On constate en comparant les résultats avec ceux de l'étude idéalisée du chapitre 6, que les effets de résolution sur la simulation du ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou sont proches des effets les plus marqués obtenus pour le jeu de paramètre #1 (set #1, article *V*05) pour la désagrégation ponctuelle (figure 7.2a) et sont encore plus accentués lorsque la dynamique est modélisée (figure 7.2b).

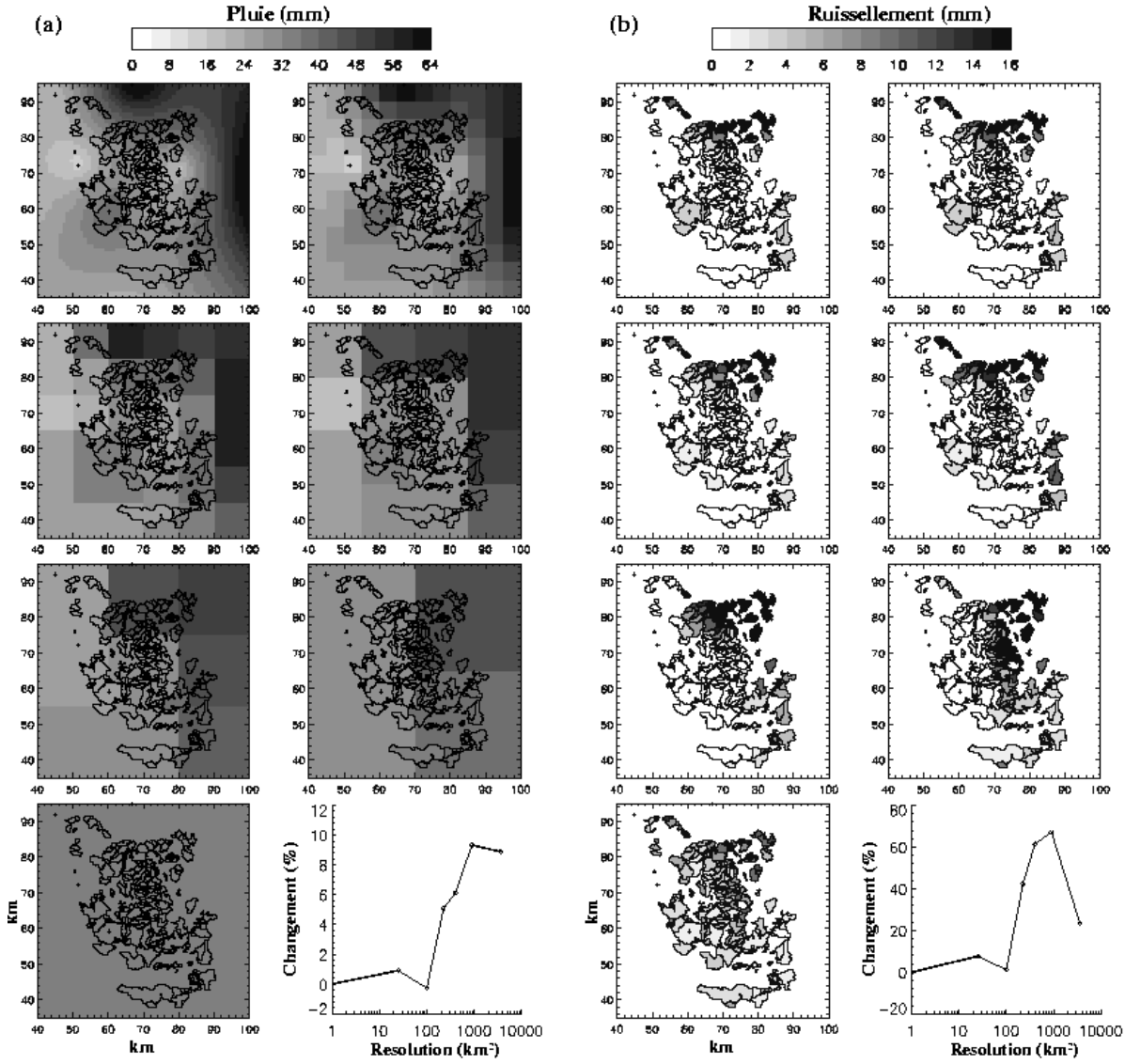


FIG. 7.1: (a) Exemple d'un événement spatialisé aux 7 résolution testées (1×1, 5×5, 10×10, 15×15, 20×20, 30×30, 60×60 km^2) et (b) ruissellement simulé correspondant.

On a vu dans le chapitre 6 que les bassins de coefficient de ruissellement faible étaient plus sensibles aux effets de résolution spatiale de la pluie. La distribution des coefficients de ruissellement des 227 bassins (figure 7.3a) présente en effet une forme plutôt dissymétrique mais la valeur de la médiane à 9.4% reste assez éloignée du coefficient de ruissellement de 4.1% du jeu de paramètre #1 duquel se rapproche le comportement moyen des bassins de Dantiandou. En outre, contrairement à ce que l'on aurait pu attendre, la figure figure 7.3b montre que la diminution du ruissellement sur chaque bassin (obtenue pour la résolution spatiale de la pluie la plus grossière) et le coefficient de ruissellement correspondant ne sont pas clairement corrélés. Force est de constater que la seule distribution des coefficients de ruissellement ne peut donc expliquer la sensibilité de la réponse modélisée des bassins aux effets de résolution spatiale de la pluie.

L'analyse sur le paysage idéalisé du chapitre 6 nous a en revanche amené à considérer l'impact de la densité du réseau sur les effets de la résolution spatiale de la pluie, aboutissant notamment

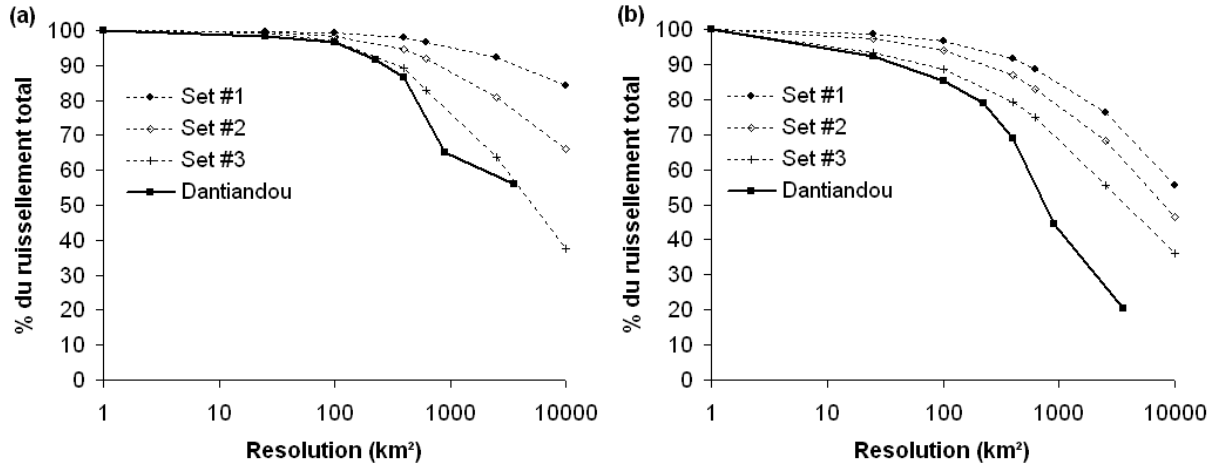


FIG. 7.2: Effet de la résolution spatiale de champs de pluie sur le ruissellement moyen interannuel simulé (a) sans prise en compte de la dynamique temporelle des événements pluvieux (b) avec prise en compte de la dynamique temporelle des événements pluvieux. Les résultats sont comparés aux résultats issus du chapitre 6 (article $V05$)

à la conclusion que le ruissellement est d'autant moins sensible aux effets de résolution que le réseau de pluie présente une faible densité. La figure 7.3c représente pour chaque bassin la distance séparant son centre de gravité à la station la plus proche en fonction de la diminution du ruissellement. L'organisation du nuage de point montre qu'il existe alors une forte corrélation entre ces deux variables (coefficient de détermination de 0.83). La position relative des bassins et des stations du réseau expliquent donc plus les diminutions observées du ruissellement que les coefficients de ruissellement.

Si maintenant on considère la relation entre la distance bassin-station et le coefficient de ruissellement auquel on superpose la diminution du ruissellement à la résolution maximale (figure 7.3d), on peut décorréler les effets de position des bassins des effets de coefficient de ruissellement et retrouver qu'à une classe de distance donnée il existe bien un lien entre le coefficient de ruissellement et les effets de résolutions.

Par conséquent les effets de résolution spatiale des champs de forçage pluviométrique sur le ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou sont plus liés à la à la répartition spatiale des stations pluviométriques qu'à l'organisation spatiale des coefficients de ruissellement des bassins qui intervient de façon secondaire. Comme sur la zone encadrant le proche voisinage des bassins, le réseau est globalement plus dense que sur l'ensemble du réseau AMMA-CATCH Niger, il n'est pas étonnant d'observer une accentuation des effets de résolution sur le ruissellement.

Remarque sur les effets de la résolution temporelle

La prise en compte de la dynamique dans le forçage pluviométrique fait le lien entre les effets de résolution spatiale et les effets de résolution temporelle sur le ruissellement. La forte accentuation de la diminution du ruissellement lorsque la dynamique est prise en compte comparée aux résultats obtenus dans le chapitre 6 (figure 7.2b), est très certainement liée à la valeur du seuil d'intensité I_s dont on a vu qu'il était déterminant dans les effets de résolution temporelle.

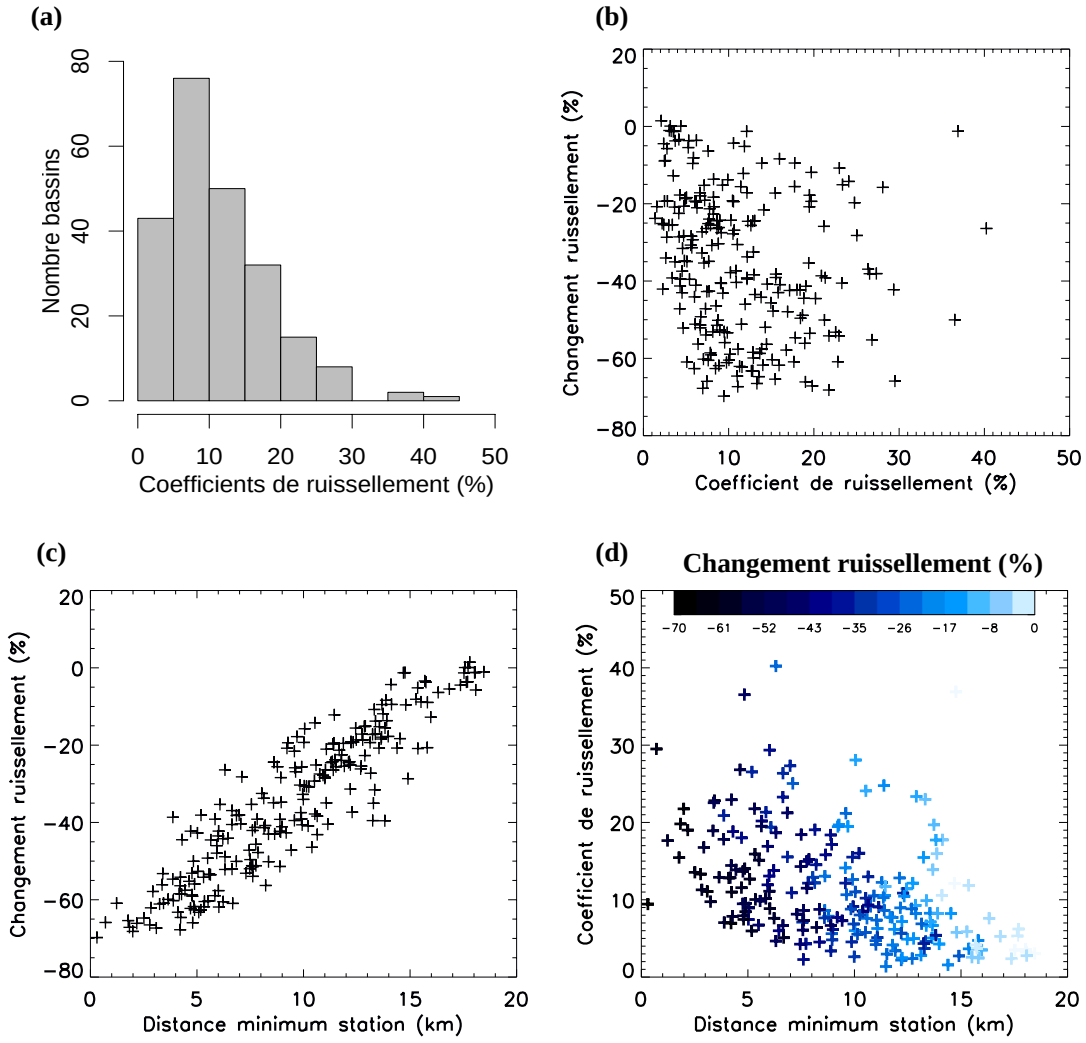


FIG. 7.3:

Sa valeur fixée à 20mm/h dans *Zarbhy* est plus contraignante que la valeur fixe à 12mm/h dans le modèle du chapitre 6 et explique la brutale diminution du ruissellement au delà d'une certaine résolution correspondant ici approximativement à la résolution de 225 km^2.

7.1.1.3 Effet de la répartition spatiale des intensités sur le ruissellement simulé à l'échelle du bassin

Nous avons vu que dégrader la résolution spatiale de la pluie avait des conséquences directes sur l'évaluation du ruissellement des bassins. Compte tenu de l'organisation du paysage hydrologique et de la nécessité d'évaluer avec précision la pluie moyenne sur chacun des bassins, on peut aussi aisément imaginer que la répartition spatiale des intensités c'est à dire la forme ou encore le pattern du champ de pluie influence le ruissellement. Considérons par exemple le cas extrême de désorganisation complète du pattern des champs de pluie qui consiste à répartir de façon aléatoire sur la zone les intensités d'un événement pluvieux. Un tel champ ainsi créé ne prend plus du tout en compte la variation spatiale réelle de la pluie et donc la pluie moyenne sur

chaque bassin tend vers la pluie moyenne du champ. Par conséquent, si on impose aux 548 champs de pluie initialement krigés à la résolution de 1 km^2, une répartition aléatoire des intensités, le ruissellement obtenu tend vers le ruissellement calculé à la résolution spatiale la plus grossière de 3600 km^2 (cf. figure 7.4). La répartition spatiale de la pluie événementielle est essentielle dans l'estimation de la pluie moyenne sur les bassins et donc essentielle à l'estimation du ruissellement de la zone.

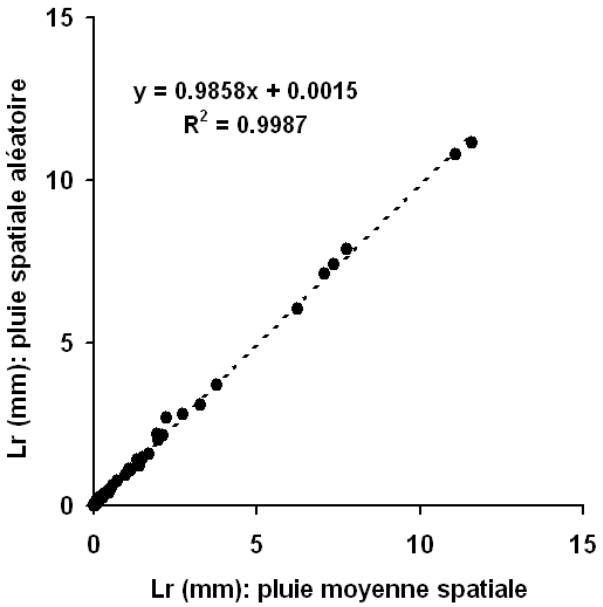


FIG. 7.4: Effet de la répartition spatiale de la pluie sur l'évaluation du ruissellement. Les 548 valeurs de lames d'eau ruisselée obtenues à partir des champs de pluie krigés à la résolution 1 km^2 puis soumis à une répartition spatiale aléatoire des intensités (pluie spatiale aléatoire), sont comparées aux valeurs issues des champs de pluie à la résolution la plus grossière de 3600 km^2 (pluie moyenne spatiale sur la zone).

7.1.2 Capacité du modèle stochastique de pluie à retranscrire la variabilité hydrologique simulée

La chapitre 5 fut consacré à l'étude et l'implémentation à l'aide des données pluviographiques AMMA-CATCH Niger d'un modèle stochastique de champs de pluie. Nous avons pu analyser et commenter la capacité de ce modèle à retranscrire la variabilité de la pluie à l'échelle événementielle, puis annuelle et interannuelle ; notamment selon le degré de conditionnement aux observations qui lui était appliqué.

La vocation première de ce modèle est de fournir un produit pluviométrique aux échelles adaptées de la modélisation hydrologique dans des problématiques (i) de désagrégation de données grande échelle ou (ii) d'optimisation d'observations ponctuelles. Dans cette optique, les résultats encourageants du modèle pour retranscrire la variabilité de la pluie aux échelles, doivent se poursuivre jusqu'au bout de la chaîne de simulation hydrologique dans laquelle il s'intègre.

Nous comparons donc ici les différents types d'élaboration de champs de pluie, en tant que champs de forçage du modèle *Zarbhy*. Dans la suite logique du chapitre 5, nous nous focalisons sur l'étude du ruissellement modélisé via les champs de pluie élaborés par :

- krigeage (*kri*)
- simulation non conditionnée de champs de pluie (*snc*)
- simulation conditionnée par plusieurs stations (*scM*),
- simulation conditionnée par une l'unique station de Kollo (*sc1*),
- simulation conditionnée par la moyenne spatiale (*scA*).

Rappelons que le nombre d'événements simulés par année est respecté pour chacune des treize années de la période 1990-2002 et que l'aspect stochastique des simulations est pris en compte par la simulation de 100 réalisations par événement. Rappelons aussi que la zone sur laquelle ont été simulés les champs de pluie diffère de la localisation physique des bassins (voir chapitre 5, figure 5.4) et que par conséquent les valeurs de ruissellement ne seront pas directement comparables à celles calculées dans la section 7.1.1.

Nota Bene : Contrairement à l'analyse de la pluie qui pouvait se satisfaire du krigeage comme référence, il n'existe pour le ruissellement aucune valeur de référence. Par conséquent seule une intercomparaison des résultats est envisageable dans l'étude qui suit.

7.1.2.1 Ruissellement moyen annuel simulé

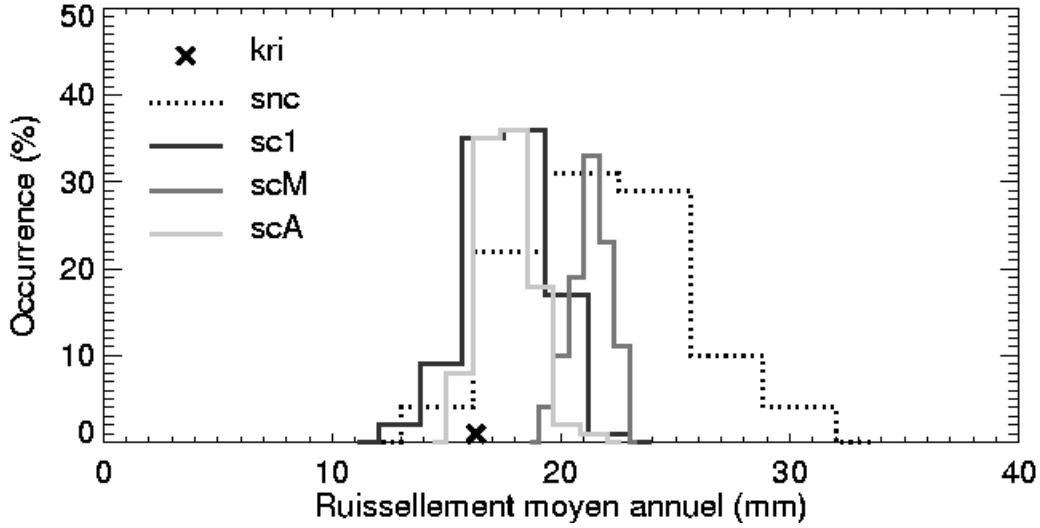


FIG. 7.5: Ruissellement moyen annuel en sortie du modèle *Zarbhy* forcé par les différentes méthodes d'élaboration de champs de pluie.

En analysant les valeurs moyennes annuelles du ruissellement simulé, on constate tout d'abord que les valeurs issues des simulations *kri*, *snc*, *scM* et *scA*, qui étaient si proches pour la pluie, sont très différentes pour le ruissellement. Seules les simulations *snc* et *scM* conservent des valeurs proches respectivement de 21.8 mm et 21.3 mm. La valeur du ruissellement issue du krigeage (16.2 mm) est en revanche la plus faible de toutes les valeurs simulées. Cette différence de plus

	Ruissellement annuel Bassins du Kori de Dantiandou		
	Moyenne (mm)	**Ecart type (mm)**	**CV (%)**
kri	16.2	-	-
snc	21.8	3.5	16.0
sc1	17.7	1.7	9.6
scM	21.3	0.8	3.8
scA	17.6	1.1	6.2

TAB. 7.1: Moyenne et écart type du ruissellement moyen annuel calculé à partir des 100 réalisations de la chronique d'événements simulés.

de 25% entre les simulations et le krigeage est en fait cohérente avec les études de sensibilité menées dans le chapitre 6 et le présent chapitre, et montre à nouveau le rôle prédominant de la représentation des intensités de pluie en entrée du modèle hydrologique. Comme le montre en illustration la figure 7.6, le krigeage donne en effet une représentation très lisse de la variabilité spatiale de la pluie puisqu'en dehors de la valeur imposée par les stations, la valeur de la pluie tend vers la moyenne du champ. En revanche, les simulations stochastiques rendent compte de la variabilité pluviométrique en tout point du champ simulé. Par conséquent, elles sont certainement susceptibles de fournir une estimation plus réaliste du ruissellement.

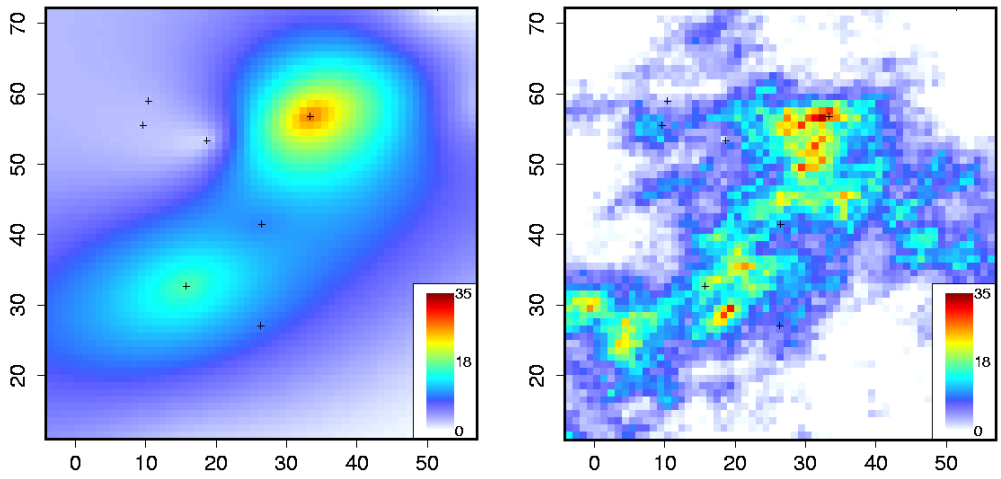


FIG. 7.6: Exemple d'un champ de pluie événementiel krigé (à gauche) et simulé (à droite, simulation conditionnée *scM*).

Concernant les simulations *sc1*, la faible valeur de ruissellement de 17.7 mm est cohérente avec les caractéristiques fréquentielles des champs et notamment la faible valeur de la pluie moyenne des simulations. Enfin, la valeur du ruissellement annuel issu des simulations *scA* montre que le modèle stochastique de pluie permet de rétablir la variabilité spatiale de la pluie aux échelles inférieures à la surface moyennée et de compenser ainsi le biais identifié lorsque l'on force le modèle hydrologique par des données de faible résolution spatiale. On notera tout de même que le ruissellement simulé est un peu plus faible (-17%) que le ruissellement issu des simulations

snc et *scM*. Ce comportement est une répercution directe du biais identifié dans l'algorithme de Gibbs qui tend à sous estimer la pluie au centre des champs de pluie (voir chapitre 5, figure 5.12). La pluie moyenne simulée sur les bassins, principalement au centre de la zone de simulation, est ainsi inférieure de 6% à la pluie moyenne des champs.

Remarque : On observe une importante non linéarité de la réponse du système par l'accentuation de la dispersion de la pluie sur le ruissellement après passage dans le modèle hydrologique. Comparés aux coefficients de variation de la pluie (chapitre 5, tableau 5.4), les coefficients de variation du ruissellement sont en effet multipliés par un facteur proche de 5 pour toutes les simulations, voire même un facteur 30 pour les simulations *scA*.

7.1.2.2 Variabilité interannuelle du ruissellement

Les valeurs annuelles du ruissellement moyennées sur l'ensemble des 100 réalisations sont fournies sur la figure 7.7.

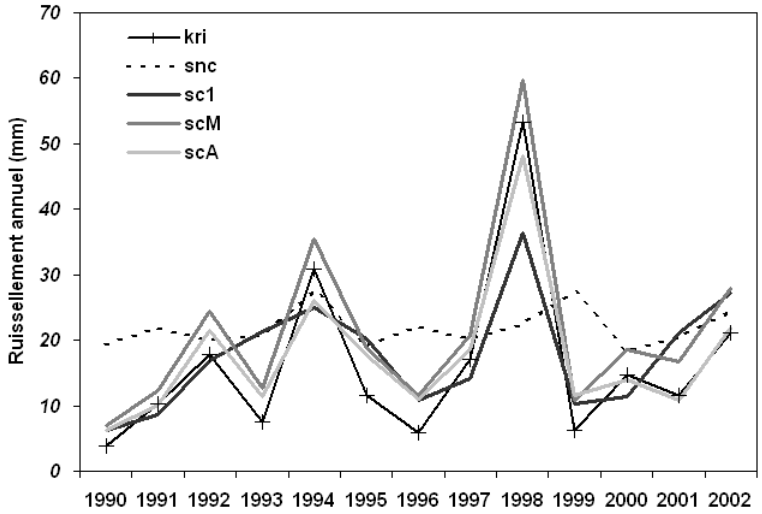


FIG. 7.7: Ruissellement moyens annuels simulés.

On constate que les champs les plus fortement conditionnés (*scM*, *scA*, *kri*) produisent une évolution du ruissellement annuel assez similaire, à un décalage près lié à la difficulté du krigeage à retranscrire les intensités de pluie et au biais qui affecte le krigeage et les simulations conditionnées par la moyenne spatiale.

On notera, en remarque, que l'évolution globale issue de ces trois types de champs de pluie montre bien qu'il n'existe pas de lien direct entre la pluie et le ruissellement annuel correspondant. En prenant comme référence les simulations conditionnées *scM*, la figure 7.8 montre en effet, que certaines années de pluviométrie élevée produisent un ruissellement relativement faible (par exemple 1996 et 1999), tandis que certaines années de faible pluviométrie vont produire beaucoup de ruissellement (exemple de l'année 1997).

Contrairement aux trois types de simulations précédents, le ruissellement annuel issu de la moyenne des simulations non conditionnées montre une très faible variabilité autour de la valeur

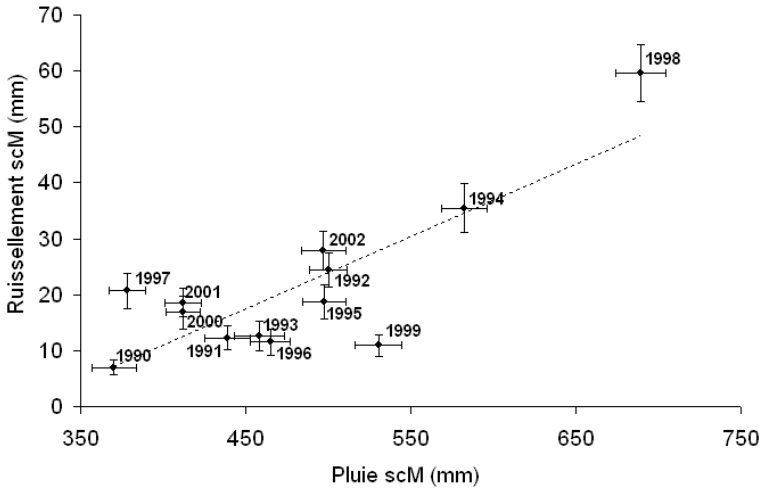


FIG. 7.8: Relation pluie-ruissellement annuels issus des champs de pluie *scM*.

moyenne interannuelle de 21.8 mm. Comme pour la pluie, derrière la faible variabilité moyenne du ruissellement issu des simulations non conditionnées - qui montre que le nombre d'événements annuels ne suffit pas à retranscrire la variabilité hydrologique -, se cache une forte dispersion des simulations. En prenant comme référence le ruissellement issu des simulations *scM*, la figure 7.9 confirme la capacité des simulations non conditionnées à rendre compte de la variabilité potentielle du ruissellement. Si on considère l'aspect probabiliste lié à ces simulations, on retrouve le caractère exceptionnel de l'année 1998 qui, en sortant très distinctement de l'intervalle à 80%, peut être caractérisée comme année exceptionnelle.

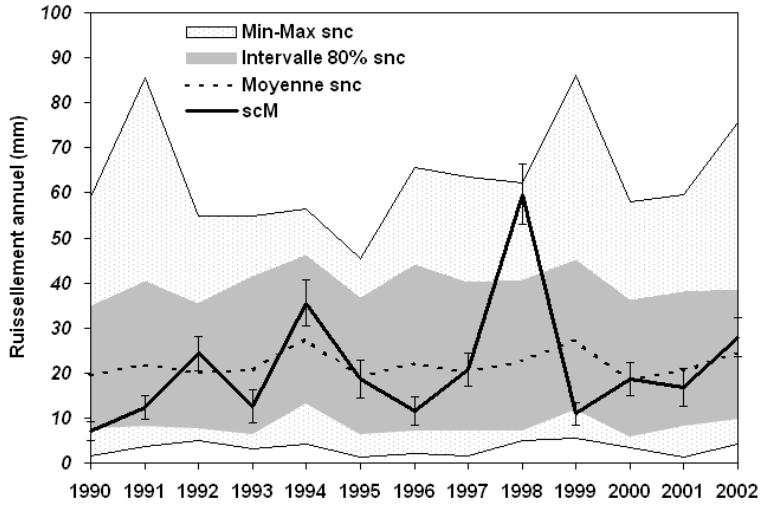


FIG. 7.9: Représentation de la dispersion de ruissellement annuel simulé à partir des simulations *snc*, en comparaison au ruissellement issu des simulations *scM*.

Enfin en comparaison aux simulations non conditionnées, on voit que l'amélioration de la retranscription de la variabilité de la pluie, qu'avait permis le conditionnement par l'unique station de Kollo, se retrouve sur le ruissellement. Celui-ci s'accorde en effet beaucoup plus avec la variabilité interannuelle, qui caractérise par exemple le ruissellement issu des simulations *scM*.

Malgré tout, quelques années issues des simulations *sc1*, montrent des valeurs de ruissellement assez éloignées de celles suggérées, par exemple, par les simulations *scM*. En particulier, pour l'année 1993, alors que le cumul pluviométrique semblait en accord avec les autres simulations, le ruissellement simulé est supérieur à celui de toutes les autre simulations conditionnées. A l'opposé, l'année 1992 dont la pluviométrie était sous-estimée par les simulations *sc1* ne semble pas dénoter, en terme de ruissellement des autres simulations. Ce comportement souligne à nouveau la non linéarité de la réponse du système à la variabilité du forçage pluviométrique, qui accentue les effets de dépendances des simulations de ruissellement aux mesures réalisées à la station conditionnante.

7.1.2.3 Signal saisonnier du ruissellement

Dans la continuité logique de l'analyse de la variabilité saisonnière de la pluie (section 5.2.3.4), nous considérons ici la variabilité saisonnière du ruissellement simulé sur les bassins.

Comme pour la pluie nous avons séparé le signal saisonnier des hauteurs moyennes du ruissellement (figure 7.10a), issu de la moyenne glissante de 16 jours des hauteurs de ruissellement positives, et le signal saisonnier global du ruissellement issu de la moyenne glissante de 16 jours sur l'ensemble des jours de l'année valeurs nulles comprises (figure 7.10b).

L'apport du conditionnement, qui avait déjà été mis en évidence sur les signaux saisonniers de pluie, se retranscrit sur les signaux de ruissellement. On retrouve ainsi (figure 7.10a) un signal plat des lames d'eau ruisselées issues des simulations non conditionnées, qui reprend légèrement forme notamment au mois d'août, lorsqu'on impose aux simulations des caractéristiques mensuelles. Dès lors que l'on impose un conditionnement aux valeurs observées, le signal de ruissellement est plus marqué, on note alors que les lames d'eau ruisselées du mois de juin sont en moyenne moins intenses que celles des mois de juillet et août dont le comportement est caractérisé par des oscillations sur des périodes courtes d'une dizaine de jours. La production du ruissellement est en revanche plus modérée pour les mois de septembre et octobre (à l'exception du signal issu des simulations *sc1*).

Sur le signal saisonnier global de ruissellement (figure 7.10b), on notera qu'à la différence du signal saisonnier de la pluie, le signal reste très variable au sein des mois les plus intenses car beaucoup plus marqué par la forte intermittence temporelle du ruissellement et la variabilité de l'intensité des événements.

7.1.3 Bilan

L'étude menée dans cette section sur les 227 bassins du Kori de Dantiandou a permis dans un premier temps de confirmer les résultats exposés dans le chapitre 6 sur l'impact sur le ruissellement simulé de la dégradation spatiale des champs de forçage pluviométrique. Cette étude a montré, dans le même temps, que malgré sa simplicité manifeste, l'approche adoptée dans l'article $V05$ du chapitre 6 était suffisamment élaborée pour rendre compte de l'impact hydrologique de la dégradation de la résolution des champs de forçage pluviométrique.

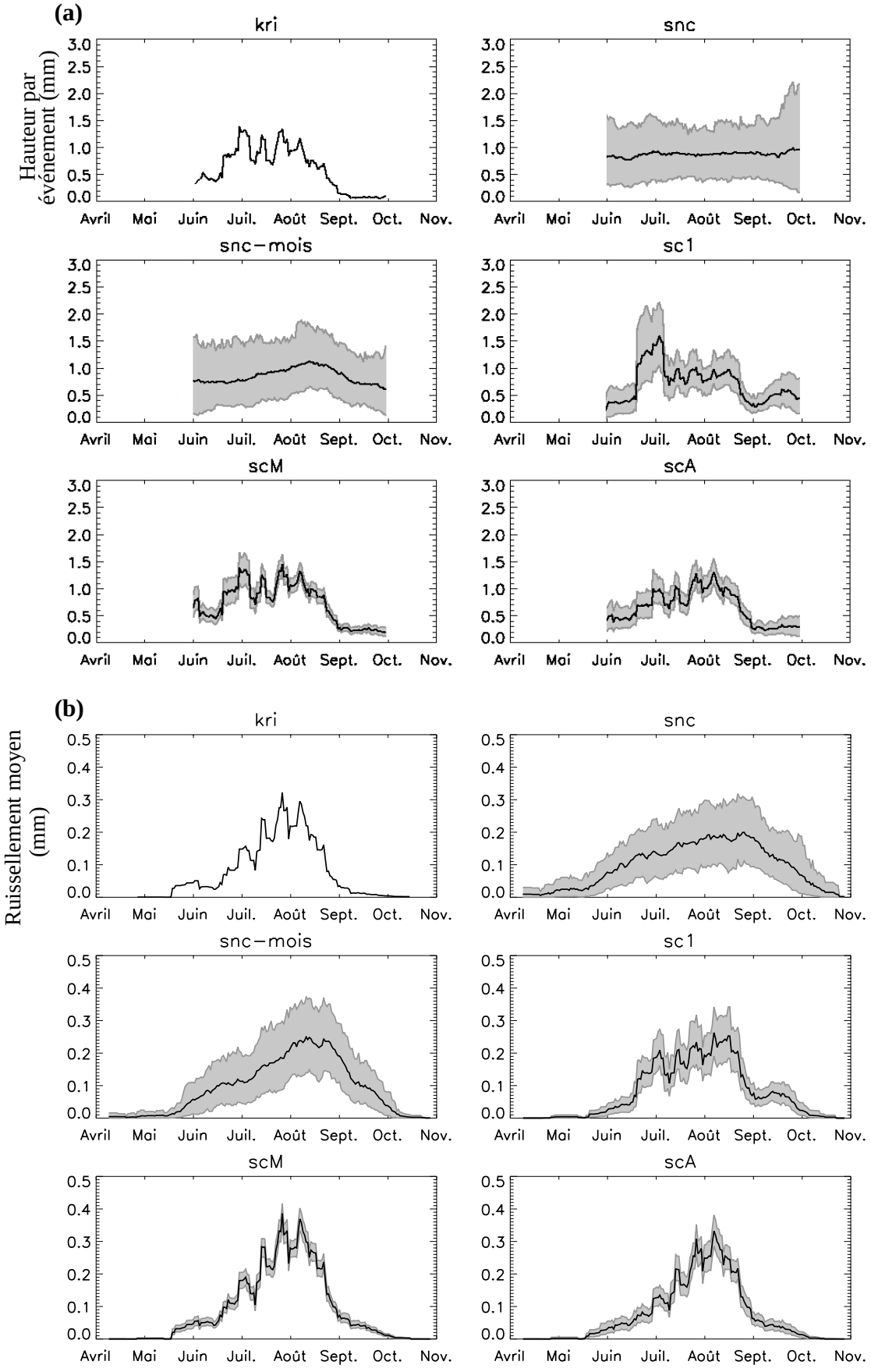


FIG. 7.10: (a) signal saisonnier des hauteurs moyennes du ruissellement ; (b) signal saisonnier du ruissellement moyen (on prend en compte dans la moyenne glissante les jours sans ruissellement). La dispersion des simulations est représentée par l'intervalle à 80% en grisé.

Dans un deuxième temps, on a pu étudier la capacité des champs de pluie simulés à l'aide du modèle stochastique implémenté dans le chapitre 5, à transcrire la variabilité du ruissellement de la zone. Malgré l'absence de référence de ruissellement, on a notamment pu soulever les limites du krigeage pour le forçage du modèle *Zarbhy*, du fait de sa difficulté à reproduire la variabilité spatiale des intensités de pluie événementielles. Les simulations stochastiques reproduisent quant à elles beaucoup mieux les intensités de la pluie. Elles peuvent en outre valoriser, grâce au conditionnement des simulations, l'information issue de données ponctuelles ou spatiales, dans l'amélioration de la retranscription de la variabilité annuelle et saisonnière du ruissellement.

7.2 Système exoréique du bassin de la Sirba

En milieu exoréique, la présence d'un réseau hydrique fonctionnel ajoute à l'étude spécifique du ruissellement moyen régional, l'étude du transfert des écoulements responsables de la dynamique temporelle des écoulements. Nous allons ici tester la sensibilité des simulations du modèle *abc* à la représentation de la variabilité spatio-temporelle de la pluie, sur le bassin exoréique de la Sirba. Les échelles infra-événementielles explicitées dans la formulation du modèle permettent en particulier d'estimer l'impact de la variabilité des intensités de pluie de fine échelle sur les débits simulés.

Comme nous l'avons énoncé dans la section 3.3, l'utilisation du modèle *abc* est motivée par les études de Messager (2005) sur la compréhension et la modélisation des processus intervenant dans les interactions surface/atmosphère au Sahel. L'analyse que nous mènerons se focalise plus particulièrement sur l'impact de la variabilité pluviométrique sur les débits journaliers alors que seuls les débits mensuels avaient été considérés dans les travaux de Messager *et al.* (2006).

7.2.1 Application du modèle *abc* à la modélisation des débits journaliers de la Sirba

7.2.1.1 Données de base des simulations

Années étudiées

Les années étudiées ont été choisies selon plusieurs critères :
- le nombre d'années devait être limité pour pouvoir réaliser un nombre suffisant de simulations qui, rappelons-le, sont numériquement très coûteuses.
- les années devaient être sans lacunes et fournir un réseau pluviométrique suffisamment dense pour représenter au mieux la variabilité spatiale de la pluie
- on devait disposer d'année sèches et humides relatives respectivement à la problématique de ressource en eau et à la problématique de crues qui influencent les débits du Niger.

Finalement trois années de faibles débits 1983, 1984 et 1990 et une année de débits particulièrement élevée (1988) ont été retenues pour lesquelles ont dispose du même réseau pluviométrique composé de 29 stations dans un proche voisinage du bassin, soit une densité moyenne de 1 station pour 2500 km^2.

Paramètres du modèle

Le point de départ de notre étude fut l'application du modèle dans sa paramétrisation initiale élaborée par Messager *et al.* (2006), basée sur la numérisation du bassin de la Sirba via le MNT USGS et l'estimation a priori des paramètres hydrodynamiques issus de la carte Global Land Cover.

Données pluviométriques : spatialisation et désagrégation temporelle

Nombre de pics convectifs	0 pic (stratiforme pur)	1 pic	2 pics	3 pics
Cumul journalier (mm)	<1.6	1.6-10	10-15	>15

TAB. 7.2: Nombre de pics convectifs modélisés par la désagragation temporelle selon la valeur du cumul journalier

Les données pluviométriques journalières des quatre années ont été spatialisées sur le bassin par krigeage à l'aide du variogramme journalier qui présente la même structure que le variogramme événementiel présenté dans le chapitre 4 ($B05$, équation 1) avec des paramètres assez semblables (Ali *et al.* 2005). La résolution spatiale initiale des champs de pluie est prise égale à la résolution du modèle hydrologique sur le bassin soit $0.016^{\circ}\times0.016^{\circ}$ (environ 1.8×1.8 km^2).

En l'absence de données pluviographiques sur le bassin, la variabilité des intensités de pluie infra-journalières, dont la représentation explicite est requise dans la formulation du modèle, est en fait paramétrée par l'utilisation d'un modèle de désagrégation temporelle. Messager *et al.* (2006) a testé deux types de désagrégation toutes deux basées sur l'hypothèse que le cumul journalier est issu du passage d'un événement pluvieux que représente un hyétogramme synthétique. La première repose sur le modèle de hyétogramme événementiel utilisé et présenté dans le chapitre 4 ($B05$, section 5.2) modélisant l'événement comme une partie convective triangulaire qui suit une partie stratiforme rectangulaire. La seconde repose sur un modèle de hyétogramme événementiel visant à limiter les effets de surestimation des intensités des événements les plus forts, dont le cumul est souvent expliqué non pas par un seul pic convectif, mais par un ou plusieurs pics. Ce modèle multipic utilise la désagrégation monopic du premier modèle puis divise le cumul convectif triangulaire en plusieurs triangles identiques. Le nombre de pics est fixé selon le cumul journalier, sur la base d'observations réalisées sur les données à 5 minutes des événements du réseau EPSAT-Niger. Les cumuls de transition du nombre de pics sont donnés dans le tableau 7.2.

Messager *et al.* (2006) a noté que les simulations du modèle étaient très différentes selon le type de désagrégation monopic ou multipic, montrant d'ores et déjà une forte sensibilité du modèle à la représentation des intensités pluviométriques (voir annexe E.1, figure E.1). L'utilisation de la désagrégation multipic a été privilégiée par Messager *et al.* (2006) dans la mesure où elle fournissait des simulations plus réalistes notamment dans l'estimation des débits mensuels. Dans la continuité de ces travaux, nous avons aussi opté pour ce type de désagrégation qui nous semble justifiée dans la mesure où la désagrégation monopic a montré dans les études précédentes un risque de surestimation des pics de pluie et donc du ruissellement simulé. En outre la désagrégation multipic semble se justifier d'autant plus, qu'en réalité, le cumul pluviométrique journalier ponctuel peut souvent être issu du passage de plusieurs événements et a fortiori présenter un hyétogramme à plusieurs pics convectifs.

7.2.1.2 Simulations du modèle

La simulation des débits journaliers est présentée pour l'année 1984 sur la figure 7.11.

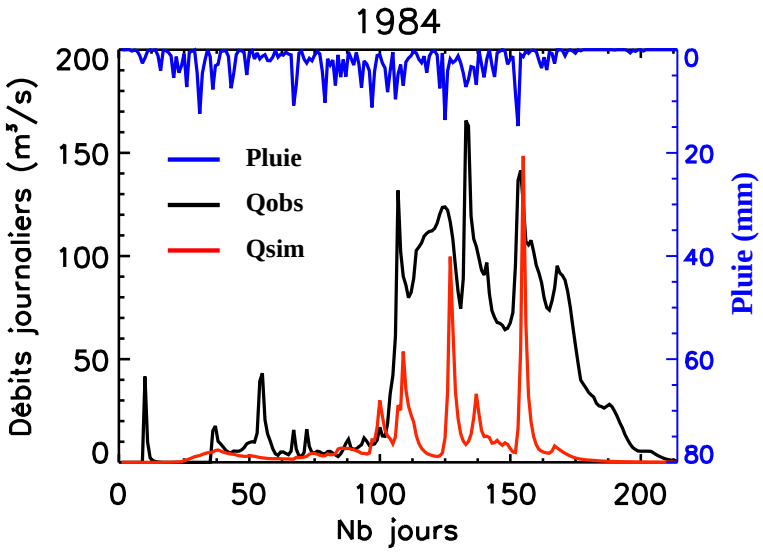


FIG. 7.11: Simulation des débits journaliers par le modèle *abc* aux paramètres fixés a priori par la carte GLC des états de surface.

Les résultats suggèrent que le modèle dans sa configuration actuelle ne peut se contenter de l'estimation a priori des paramètres, ce qui était prévisible compte tenu des fortes approximations qui accompagnent la stratégie de modélisation adoptée (cf. partie 3.3). Si les pics de débits sont en intensité relativement proches des observations, le volume ruisselé annuel est largement sous-estimé. La mauvaise correspondance temporelle entre les pics simulés et observés, signe d'une mauvaise représentation de la dynamique temporelle des débits, montre aussi que les paramètres hydrodynamiques gérant le transfert des écoulements au sein du réseau hydrique choisis par défaut par Messager *et al.* (2006) ne sont pas adaptés et devront être ajustés en plus des paramètres de versant responsables de la production du ruissellement.

7.2.1.3 Ajustement des paramètres du modèle

Définition des paramètres calibrés

Afin de rectifier les principaux biais observés dans les simulations du modèle dans sa paramétrisation initiale, certains paramètres du modèle vont être ajustés. La méthode d'ajustement est inspirée des méthodes proposées par Cappelaere *et al.* (2003) et Vieux *et al.* (2004). Beaucoup de caractéristiques physiques du modèle, en particulier celles liées à la numérisation topographique du bassin, sont considérées comme invariantes dans la procédure d'ajustement. Seuls les paramètres hydrodynamiques de conductivité hydraulique et de rugosité sont amenés à être modifiés. Etant donné le nombre important de points composant la grille du modèle, il est nécessaire de réduire le nombre de combinaisons possibles de valeurs des paramètres. Ceci peut être réalisé en prenant comme valeurs initiales des paramètres, celles définies par le champ spatial issu de la carte des états de surface GLC, puis en modifiant l'ensemble des valeurs par un même facteur multiplicatif. En procédant de cette façon, on conserve ainsi l'organisation spatiale du paysage suggérée par la carte d'occupation des états de surface. On sépare ici l'ajustement des paramètres sur les mailles de versant et l'ajustement des paramètres des mailles de réseau. Sur les mailles de

versant, on utilise deux facteurs K et M permettant de multiplier respectivement le champ de conductivité hydraulique et le champ des rugosités. Concernant les caractéristiques hydrodynamiques des mailles de réseau, faute d'information disponible, nous considérerons et fixerons une valeur constante sur l'ensemble du réseau de la conductivité hydraulique K_{sr} et de la rugosité de Manning n_r.

Analyse de sensibilité aux paramètres

Etant donnés les temps de calcul élevés, une calibration automatique parcourant de façon systématique un espace défini des paramètres n'est pas envisageable. Les paramètres ont été ajustés manuellement, ce qui nécessite de bien connaître le rôle de chacun des paramètres et la sensibilité du modèle à leurs variations. La sensibilité du modèle à la valeur des paramètres d'ajustement K, M, K_{sr} et n_r est présentée pour l'année 1984 sur la figure 7.12. Si le facteur multiplicatif K est inférieur à 1 comme sur la figure, la conductivité hydraulique est diminuée, donc la capacité d'infiltration du sol diminue et le modèle est plus réactif aux intensités de pluie. Les pics de débit sont sont plus nombreux et plus intenses et le volume ruisselé augmente de façon conséquente. Lorsque le facteur multiplicatif M augmente, on pourrait s'attendre à modifier la dynamique des débits, mais le décalage temporel associé à l'augmentation de la rugosité est finalement assez faible. En revanche, la diminution de la vitesse des écoulements favorise les processus de réinfiltration si bien que les pics de débits sont moins marqués. L'augmentation de la conductivité hydraulique au sein du réseau de drainage K_{sr} s'accompagne d'une augmentation de la perte en ligne par infiltration et se traduit par une diminution globale des débits et des volumes écoulés. Enfin la rugosité du réseau hydrique n_r agit uniquement sur la dynamique des débits simulés. Son augmentation se traduit par un étalement des débits simulés tout en conservant les volumes écoulés.

Résultats et commentaires

L'ajustement des paramètres a été réalisé uniquement sur l'année 1984 afin de pouvoir se référer aux précédents travaux de Messager *et al.* (2006). Comme le préconisent Vieux *et al.* (2004) le calage manuel a été effectué en ajustant dans un premier temps le paramètre K et K_{sr}, qui déterminent le volume ruisselé et la présence des pics de débits. Ensuite le paramètre M a été ajusté de façon à représenter la valeur des pics de débits observés. Enfin la rugosité n_r du réseau a été considérée afin de rendre compte de la dynamique saisonnière des débits. Il est à noter qu'il est en réalité très difficile de trouver manuellement un ajustement convenable car les paramètres du modèle ne sont pas strictement indépendants et des effets compensatoires peuvent apparaître. Compte tenu des nombreuses imperfections liées à l'approche adoptée et donc du peu d'exigences imposées aux simulations du modèle au delà d'une représentation cohérente des principales variations saisonnières du signal hydrométrique, il n'a pas semblé utile d'affiner la calibration à la recherche d'un optimum qu'une fonction critère analytique aurait permis de détecter. Le critère visuel seul a suffi à retenir un jeu de paramètres choisi dans une gamme de valeurs peu éloignées des valeurs suggérées par la carte d'occupation des sols.

Les paramètres retenus sont reportés dans le tableau 7.3 et les simulations associées sont présentées sur la figure 7.13 pour l'année d'ajustement 1984 pour les années 1983, 1988 et 1990

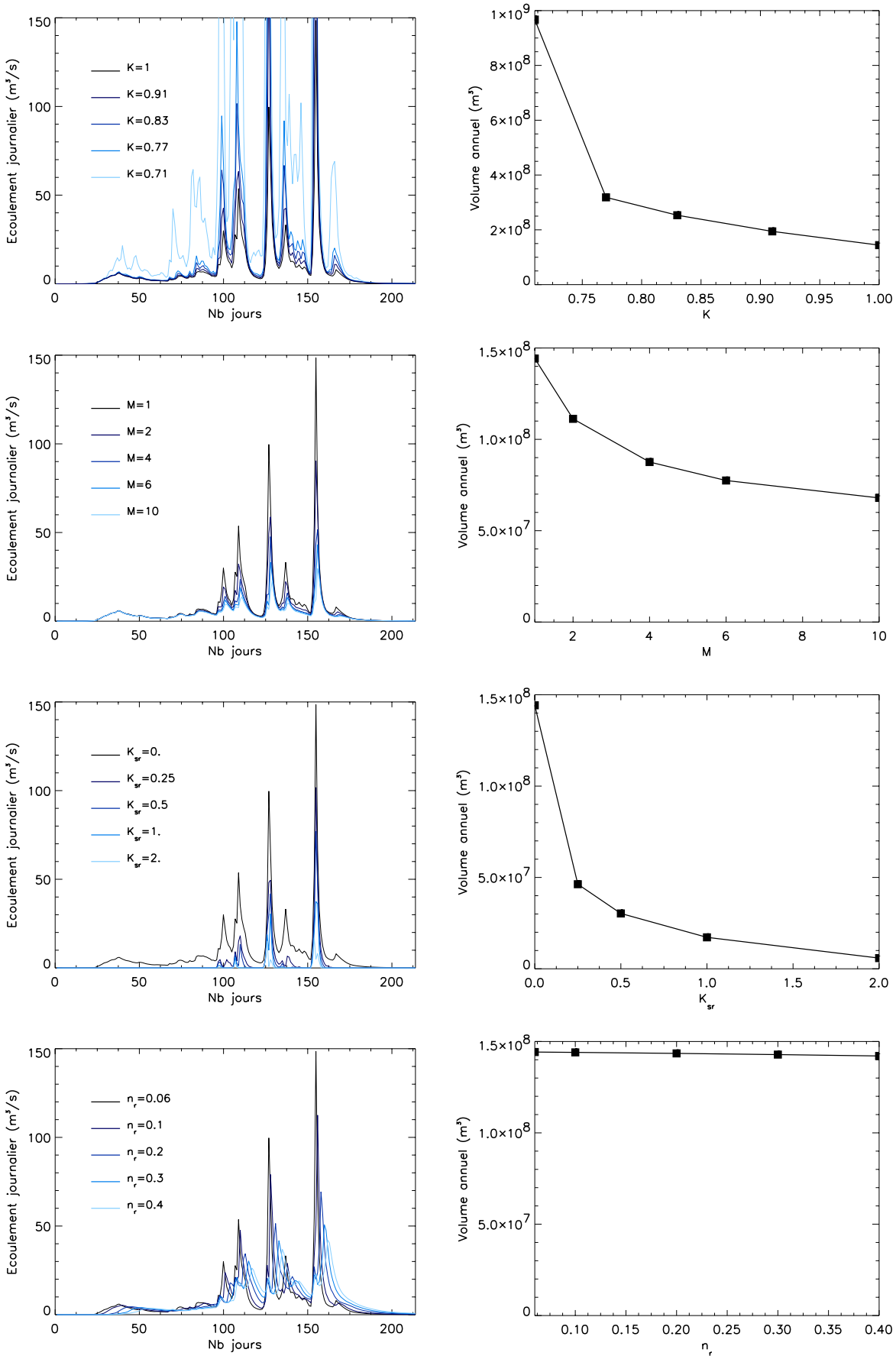


FIG. 7.12: Sensibilité des simulations aux paramètres du modèle *abc* définis par : K facteur multiplicatif de la conductivité hydraulique à saturation de versant, M facteur multiplicatif de la rugosité de versant, K_{sr} valeur de conductivité hydraulique à saturation dans le réseau hydrique (en mm/h), n_r valeur du coefficient de Manning dans le réseau hydrique (en s.m$^{-1/3}$).

K (-)	M (-)	K_{sr} (mm/h)	n_r (s.m$^{-1/3}$)
0.7	1	0.	0.5

TAB. 7.3: Valeur des paramètres du modèle après ajustement manuel. K est le facteur multiplicatif des conductivités hydrauliques de versant, M est le facteur multiplicatif des coefficients de rugosité de Manning de versant, K_{sr} est la Valeur de la conductivité hydraulique du réseau hydrique et n_r est la valeur du coefficient de Manning du réseau hydrique.

permettant de vérifier la cohérence de l'ajustement. Malgré les nombreux essais de combinaisons de paramètres réalisés, les simulations sont très imprécises même pour l'année 1984 sur laquelle s'est basée l'ajustement. Elles le restent pour l'année 1983 pour laquelle le modèle donne un pic de débit non cohérent avec les observations. Les volumes ruisselés de l'année 1990 sont fortement surestimés par le modèle, tandis que ceux de l'année 1988 sont plus en accord avec les observations mais présentent un transfert trop rapide.

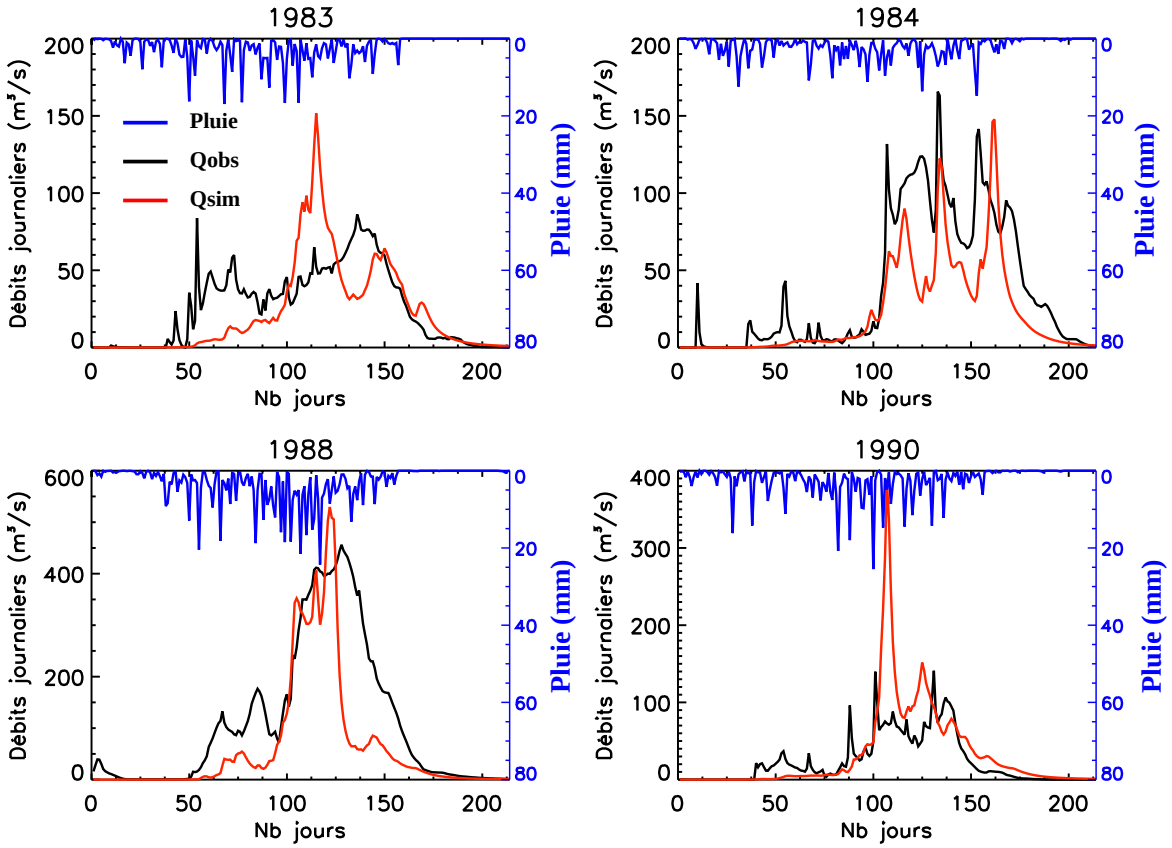


FIG. 7.13: Simulations des débits journaliers pour les 4 années sélectionnées par le modèle *abc* après ajustement des paramètres réalisés sur l'année 1984

Les changements opérés sur les paramètres de versants ont d'abord consisté à multiplier par un facteur 0.7 les valeurs de conductivité hydraulique, tandis que la rugosité de versant définie a priori par la carte GLC a été conservée. La principale amélioration apportée à la précédente tentative de calibration réalisée par Messager *et al.* (2006) relève de la considération des paramètres hydrodynamiques du réseau compte tenu du rôle primordial joué par le transfert en réseau

dans la réponse du bassin. On peut noter en revanche que les valeurs ajustées de ces paramètres sont très incertaines et peuvent difficilement être reliées à des caractéristiques mesurables sur le terrain. En effet on a été amené à définir une valeur du coefficient de Manning de 0.5. Cette valeur est près de dix fois supérieure aux valeurs que l'on pourrait attendre sur un cours d'eau sahélien plutôt caractérisé par un lit argilo-sableux et peu végétalisé donc très peu rugueux. La valeur ajustée de rugosité peut en revanche être expliquée par la représentation très grossière de la rivière dans le modèle. Le réseau a en effet été extrait du modèle numérique de terrain dont la résolution ne permet pas de documenter les caractéristiques géométriques du lit. En l'absence de données précises, la largeur de la rivière nécessaire à la résolution des équations de l'onde cinématique, a été établie par Messager *et al.* (2006) à partir d'un modèle géomorphologique simple reliant à chaque point de la rivière la largeur de la section à la surface drainée et à un coefficient de méandrement (cf. annexe B.2). Ce modèle donne des valeurs de largeur de rivière croissante en fonction de l'aire drainée qui atteignent rapidement la valeur limite fixée à une soixantaine de mètres. En réalité, on a pu constater au moins sur la partie basse du bassin que cette largeur était très variable et pouvait parfois atteindre près d'une centaine de mètres. En outre, l'analyse d'images satellites disponibles sur la zone (Google Earth, http ://earth.google.com/) confirme la grande variabilité de la largeur de la rivière le long du bassin. On peut notamment relever la présence de méandres marqués dans la partie basse du bassin, ainsi que la présence de plaines d'inondations étendues dans la partie haute du bassin et à la confluence de la Sirba, du Faga et du Yali à proximité de la frontière burkinabé. La représentation très approximative de la géométrie du réseau peut donc expliquer en partie la nécessité de renforcer la rugosité du lit pour ralentir artificiellement les écoulements. Le calage d'une conductivité hydraulique nulle au sein du réseau s'accorde avec l'hypothèse d'une perte en réseau négligeable déjà observée sur d'autres cours d'eau de la région qui serait liée au colmatage du fond du lit par les fines particules d'argiles transportées par les écoulements. Mais cette hypothèse forte mérite d'être approfondie avec des mesures de terrain, notamment dans la partie haute du bassin où le réseau semble -mais c'est aussi à vérifier- se dégrader parfois au sein de zones d'épandage.

Malgré les imperfections que laissaient présager les incertitudes de la modélisation, on peut se satisfaire des simulations du modèle puisque les processus prédominants dans la production de ruissellement y sont représentés et permettent de retrouver la variabilité saisonnière des débits. Le modèle en l'état reste d'autant plus acceptable que l'on ne va réaliser dans la suite de ce mémoire que des analyses de sensibilité des simulations à la variabilité du forçage pluviométrique. Les fortes incertitudes liées à l'ajustement des paramètres du modèle, font néanmoins apparaître la nécessité de campagnes de terrains ciblées par rapport à nos interrogations et qui devraient accompagner la stratégie *"Sirba site pilote des études d'impact du changement climatique"*.

7.2.2 Sensibilité du modèle à la représentation de la variabilité spatio-temporelle de la pluie

L'analyse de la sensibilité du modèle *abc* à la variabilité spatio-temporelle de la pluie est réalisée comme sur la zone endoréique en modifiant la représentation du forçage pluviométrique aux échelles infra-journalières.

7.2.2.1 Impact de la résolution temporelle de la pluie sur les écoulements

La désagrégation temporelle appliquée aux pluies journalières permet d'atteindre des résolutions temporelles infra-journalières. On teste ici la sensibilité du modèle à six résolutions temporelles 5, 15, 30, 60, 120 et 240 minutes. Pour ce faire, le cumul pluviométrique de chaque point de la grille des champs de pluie journaliers est désagrégé à l'aide du modèle multipic au pas de temps 5 minutes. Les résolutions suivantes sont obtenues par simple agrégation des hyétogrammes comme dans le chapitre 6 (article *V*05). Le modèle ne prend pas en compte la dynamique temporelle des systèmes précipitants, ce qui signifie que l'ensemble du bassin participe en même temps au forçage pluviométrique. Le début de chaque événement est fixé arbitrairement à 16h. Le choix de cette heure n'a en fait que peu d'impact sur les débits simulés puisqu'elle est la même chaque jour, la modifier ne ferait que décaler l'ensemble de l'hydrogramme de quelques heures. En revanche il peut être intéressant d'évaluer l'impact sur les simulations de la modification de cette heure jour après jour. Cette étude sera réalisée un peu plus loin (cf. partie 7.2.2.5). La procédure d'agrégation est réalisée sur les quatre années sélectionnées.

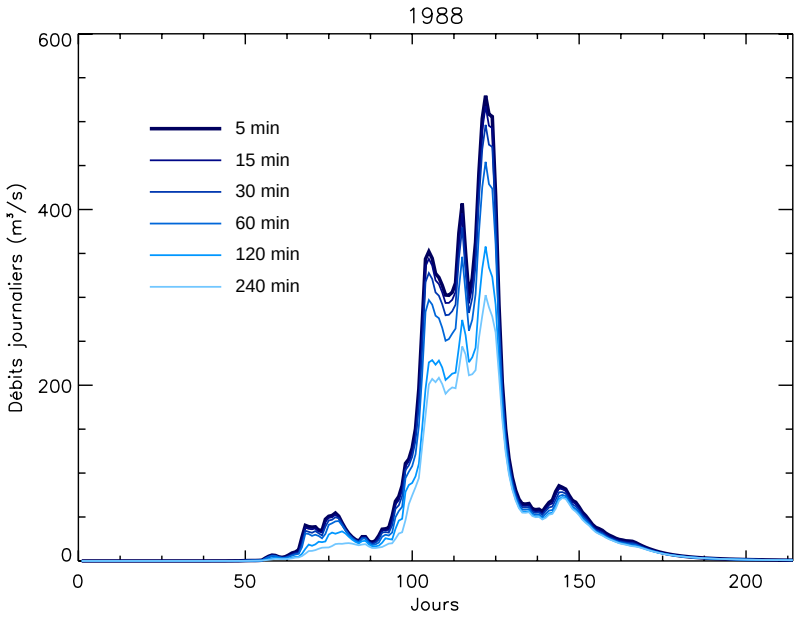


FIG. 7.14: Hydrogramme journalier de l'année 1988 issu de la simulation à partir de la pluie à différentes résolutions temporelles.

Comme l'illustre la figure 7.14, à partir de l'exemple de l'année 1988, la dégradation de la résolution temporelle de la pluie se répercute principalement sur la réponse du bassin par une diminution de la valeur des pics de débits. Les hydrogrammes des autres années reportés en annexe E.2 montrent un comportement similaire. En prenant comme référence, les débits obtenus à la résolution la plus fine (5 minutes), le graphique (a) de la figure 7.15 montre que la diminution des pics de débits peut atteindre plus 40% à la résolution de 240 minutes. Cette diminution des pics de débits se répercute par une diminution du module journalier représentatif des écoulements moyens annuels sur le bassin (figure 7.15b) qui peuvent être alors sous évalués jusqu'à 30%. La dégradation de la résolution temporelle n'a en revanche qu'un faible impact sur la dynamique des écoulements. Le tableau 7.4 reporte les valeurs des coefficients de détermination R^2, d'efficience

de Nash e_n et d'erreur relative sur les volumes annuels RE calculés sur les quatre années en référence aux débits obtenus à la résolution de 5 minutes. La valeur élevée et quasi constante du coefficient de détermination confirme que la dynamique des écoulements n'est pas touchée par les effets d'agrégation. En revanche l'efficience de Nash se dégrade rapidement pour une résolution supérieure à une heure, valeur qui marque une diminution moyenne des écoulements de plus de 15%. Il est à noter en outre que les effets de l'agrégation temporelle sont indépendants de la magnitude des écoulements puisque les quatre années étudiées montrent un comportement relatif très similaire.

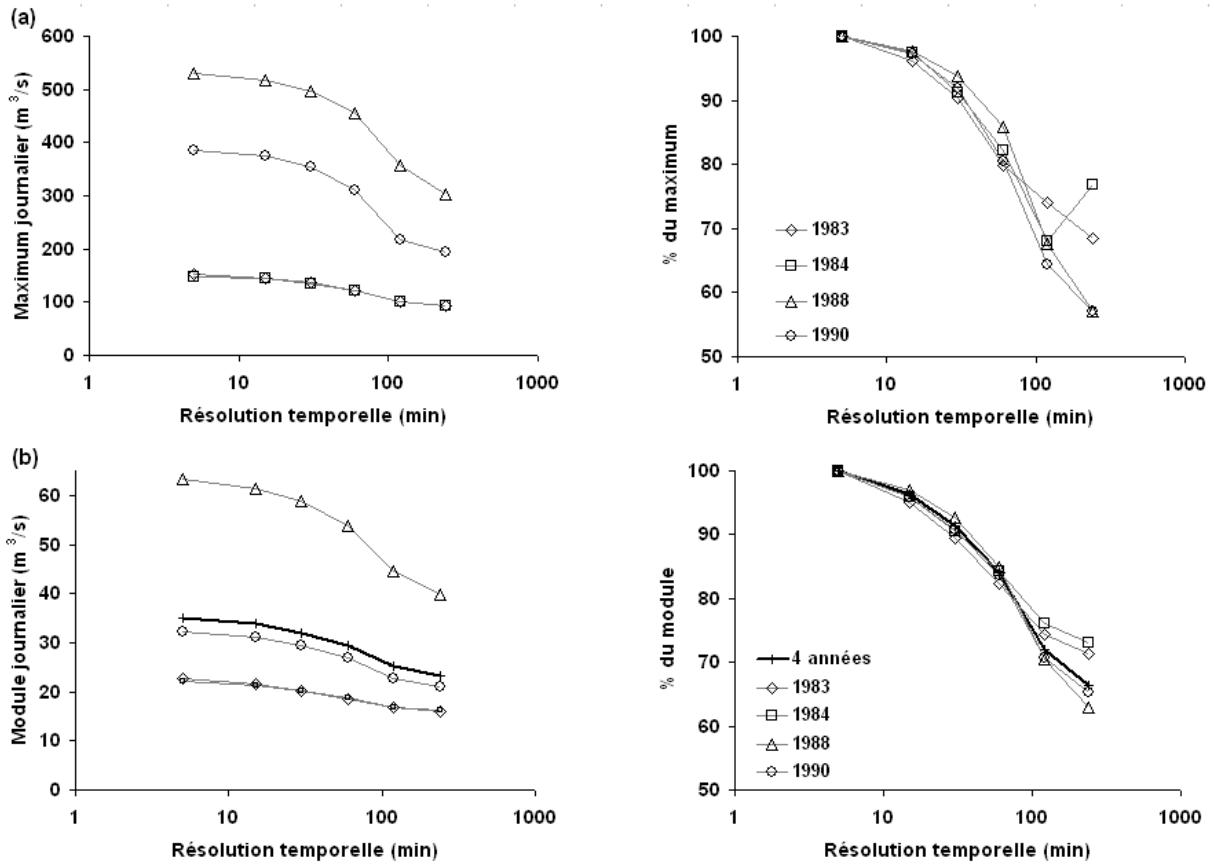


FIG. 7.15: Evolution en fonction de la résolution temporelle de la pluie des débits de pointes annuels simulés (a) et des modules journaliers simulés (b).

Ces résultats peuvent être comparés à ceux obtenus sur la zone endoréique (article $V05$) qui montraient une sensibilité relative à la résolution temporelle jusqu'à ce que le tassement des intensités dû à l'agrégation ne rende les intensités de pluie inférieures au seuil P_u définissant la pluie utile au ruissellement. Avec le modèle *abc*, la formulation des mécanismes de production du ruissellement sont basés sur les équations Green et Ampt, qui ne présentent pas une structure discontinue comme pouvait la présenter le modèle SCS proposé par Peugeot *et al.* (1997). Le comportement du modèle à la dégradation de la résolution temporelle est donc beaucoup plus régulière. Cela montre comment la différence de formulation numérique des mécanismes hortoniens peut conduire à des comportements variables mais en aucun cas opposés puisqu'ils transcrivent tous deux la forte sensibilité des mécanismes hortoniens à la variabilité des intensités pluviométriques de fine échelle.

Resolution (min)	r^2	e_n	RE
15	0.999	0.999	-3.7%
30	0.999	0.992	-8.6%
60	0.997	0.967	-15.9%
120	0.983	0.855	-28.0%
240	0.968	0.799	-33.6%

TAB. 7.4: Evolution de critères statistiques en fonction de la résolution temporelle, calculés en prenant comme référence les simulations issues de la pluie de résolution 5 minutes. Le coefficient de détermination r^2, et l'efficience de Nash e_n sont calculés sur les valeurs de débits journaliers. L'erreur relative *RE* est calculée sur les volumes écoulés annuels

7.2.2.2 Impact de la résolution spatiale de la pluie sur les écoulements

Pour tester l'impact de la résolution spatiale des champs de forçage pluviométriques sur les débits simulés, un carré de 3.5°×3.5° est défini autour de la Sirba dans lequel les données pluviométriques issues de 50 stations sont krigées à l'aide du variogramme journalier. Le même processus d'agrégation spatiale que celui présenté dans les parties précédentes est utilisé pour dégrader progressivement la résolution des champs de pluie. La résolution initiale définie par la taille de la maille carré du modèle de 0.016° de longueur est ainsi agrégée à 7 résolutions supplémentaires définies par les longueurs 0.1°, 0.25°, 0.5°, 0.7°, 1.17°, 1.75° et 3.5° comme le montre l'exemple de la figure 7.16. La généralisation du procédé d'agrégation à l'ensemble des jours pluvieux sur les quatre années disponibles est suivie du forçage du modèle par les champs journaliers aux différentes résolutions.

La figure 7.17 montre, sur l'exemple de l'année 1988, comment la dégradation régulière de la résolution spatiale des champs de pluie se répercute sur les hydrogrammes journaliers simulés (les autres années, au comportement assez similaire, sont présentées en annexe E.3, figure E.3). L'intensité des pics de débits est la plupart du temps diminuée, ce qui est tout à fait cohérent avec le tassement des intensités qui accompagne l'agrégation spatiale. Pourtant quelques pics de débits s'avèrent quelque fois plus intenses pour des résolutions grossières. C'est le cas par exemple du dernier pic de débit de l'année 1988 qui s'intensifie d'autant plus que la résolution se dégrade. Ce comportement est aussi visible sur la figure 7.18a où la valeur du débit de pointe de chaque année tracé en fonction de la résolution montre une évolution saccadée. Ce comportement résulte d'effets déjà constatés sur la zone endoréique du Kori de Dantiandou liés à d'événements pluvieux plus actifs à l'extérieurs du bassin ; l'agrégation spatiale peut alors générer un accroissement de l'extension spatiale, suffisant pour augmenter la pluie sur le bassin et donc générer du débit supplémentaire. Mais comme sur la zone du Kori de Dantiandou, ces effets sont aussi probables qu'une diminution de la pluie sur le bassin, si bien qu'en moyenne la valeur globale de la pluie est indépendante de la résolution.

Globalement, on constate que sur les 4 années la dégradation de la résolution spatiale se caractérise avant tout par un tassement des intensités de pluie qui diminue les volumes moyens annuels écoulés sur le bassin comme le montre la figure 7.18b. Ainsi le forçage du modèle par des champs de pluie de résolution supérieure à 1°×1° peut amener à sous-estimer les volumes

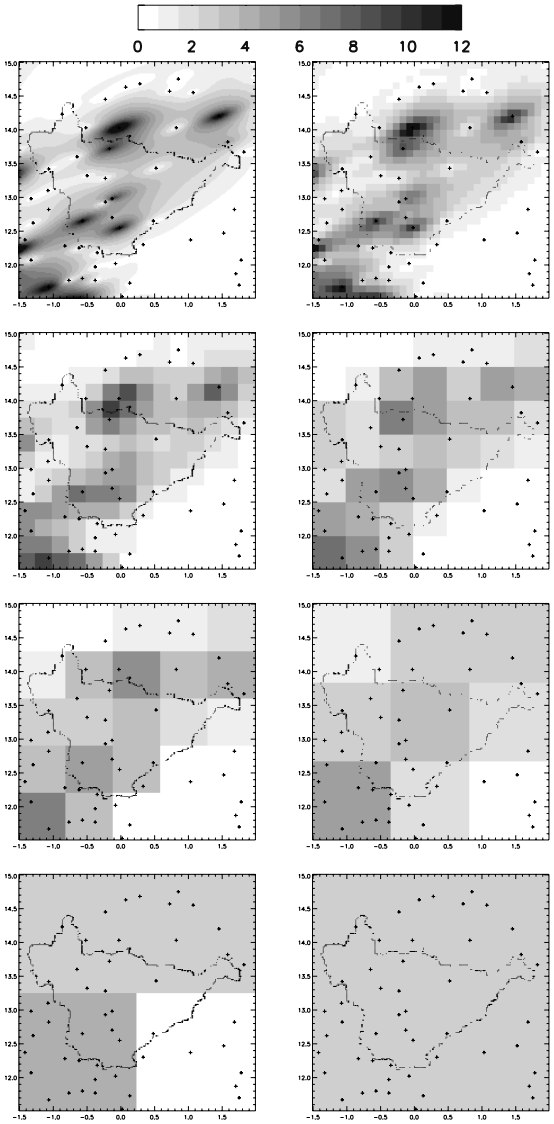


FIG. 7.16: Exemple de champ de précipitation (8 août 1984) spatialisé aux 8 résolutions de $0.016^{\circ}\times0.016^{\circ}$,$0.1^{\circ}\times0.1^{\circ}$, $0.25^{\circ}\times0.25^{\circ}$, $0.5^{\circ}\times0.5^{\circ}$, $0.7^{\circ}\times0.7^{\circ}$, $1.17^{\circ}\times1.17^{\circ}$, $1.75^{\circ}\times1.75^{\circ}$ et $3.5^{\circ}\times3.5^{\circ}$.

ruisselés de plus de 20%, jusqu'à 44% pour la résolution la plus grossière de $3.5^{\circ}\times3.5^{\circ}$ (tableau 7.5).

Cette diminution des volumes ruisselés était pour le moins prévisible compte tenu des précédents résultats obtenus sur les systèmes endoréiques. Il faut à ce propos rappeler que l'ampleur de la décroissance des volumes ruisselés avec la résolution est minimisée par l'utilisation de la désagrégation temporelle ponctuelle qui ne prend pas en compte la dynamique des systèmes précipitants. En outre d'après l'analyse réalisée sur la zone endoréique les résultats sont à relier à la configuration du réseau, qui est ici très peu dense, et ne représente donc qu'une partie sous-échantillonnée de la variabilité de la pluie. L'erreur relative RE reportée dans le tableau 7.5 est donc a priori plus faible que si l'on disposait d'un réseau de densité élevée, à l'image de celui disponible sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger.

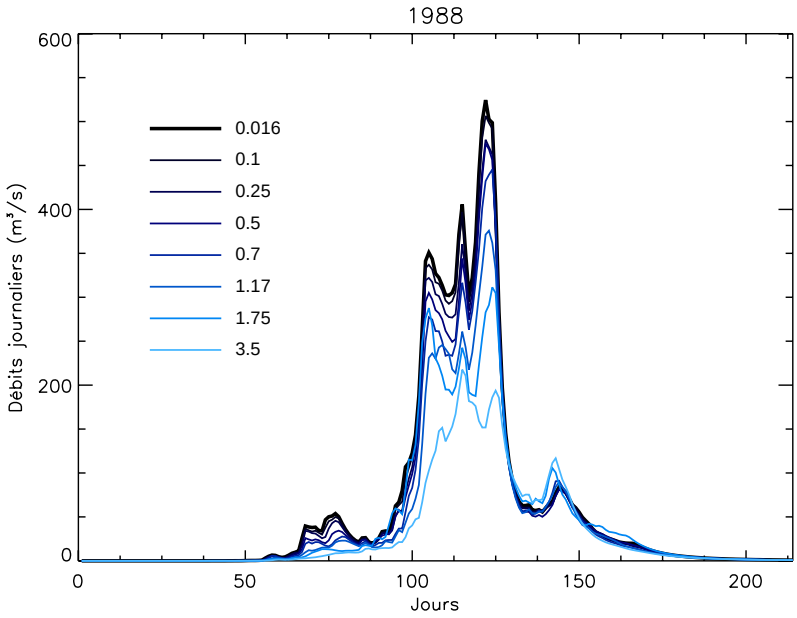


FIG. 7.17: Hydrogramme journalier de l'année 1988 simulé à partir de différentes résolutions spatiales des champs de forçage pluviométriques.

Résolution	r^2	e_n	**RE**
0.1°×0.1°	0.999	0.999	-2.5%
0.25°×0.25°	0.997	0.990	-7.9%
0.5°×0.5°	0.992	0.979	-11.5%
0.7°×0.7°	0.981	0.858	-14.7%
1.17°×1.17°	0.967	0.896	-23.9%
1.75°×1.75°	0.914	0.841	-26.9%
3.5°×3.5°	0.827	0.622	-44.1%

TAB. 7.5: Evolution de critères statistiques en fonction de la résolution spatiale, calculés en prenant comme référence les simulations issues de la pluie de résolution 0.016°×0.016°. Le coefficient de détermination r^2, et l'efficience de Nash e_n sont calculés sur les valeurs de débits journaliers. L'erreur relative *RE* est calculée sur les volumes écoulés annuels

Outre la modification des pics de débit et des volumes simulés, la dégradation de la résolution spatiale de la pluie agit aussi sur la dynamique des débits. La valeur du coefficient de détermination reportée dans le tableau 7.5, qui compare les simulations issues des champs de pluie de résolution dégradée aux simulations issues des champs de pluie à la résolution de référence de 0.016°×0.016°, décline en effet pour les résolutions supérieures à 0.7°×0.7°. Il n'est en revanche pas possible à ce stade de déterminer si ces modifications du signal sont liées à des effets de changement du pattern spatial dû à l'agrégation, ou uniquement liées à la diminution de la contribution de certains jours pluvieux à l'hydrogramme simulé. On peut simplement constater qualitativement sur les hydrogrammes annuels de la figure E.3, que la dynamique saisonnière principale est toujours relativement bien conservée et donc que les effets spatiaux ne sont pas prédominants. Une analyse spécifique à ce sujet sera réalisée un peu plus loin pour quantifier l'impact de l'organisation spatiale des champs de pluie sur les débits simulés (cf. partie 7.2.2.5).

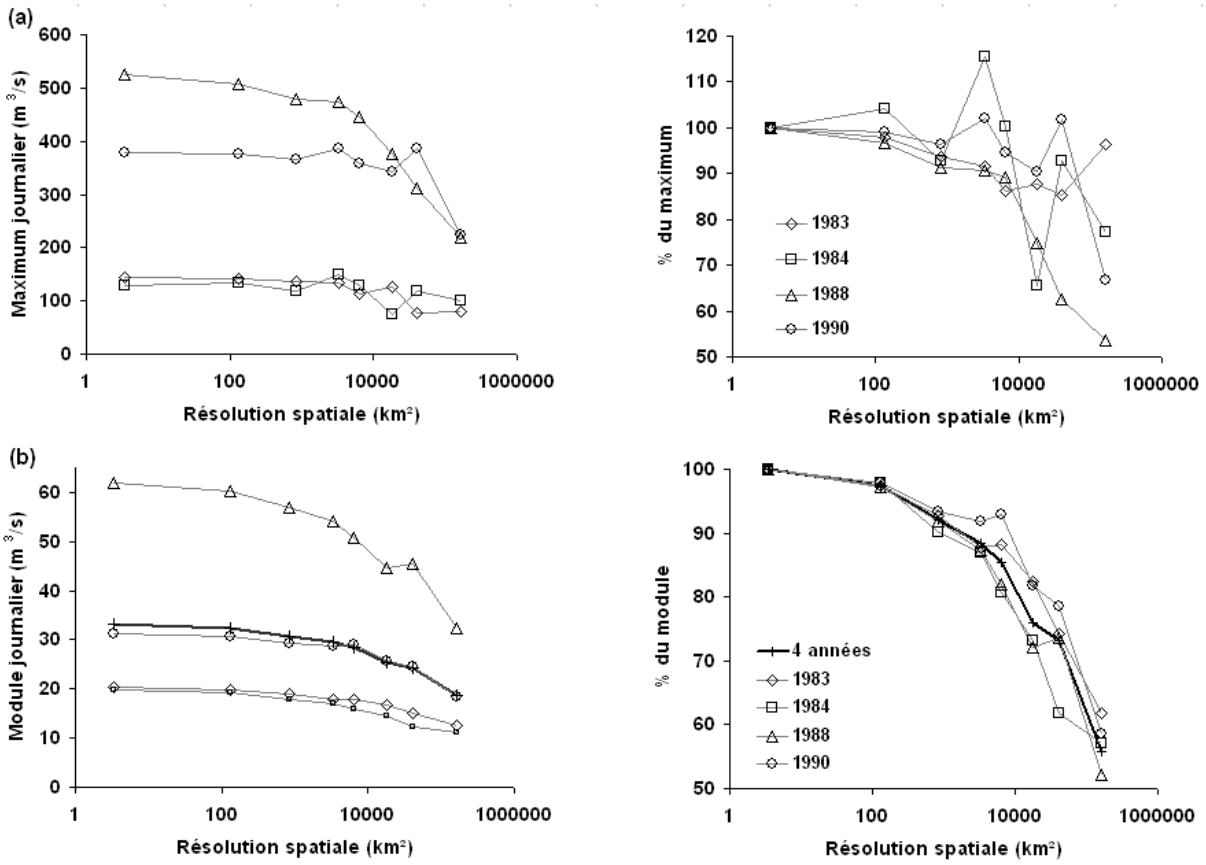


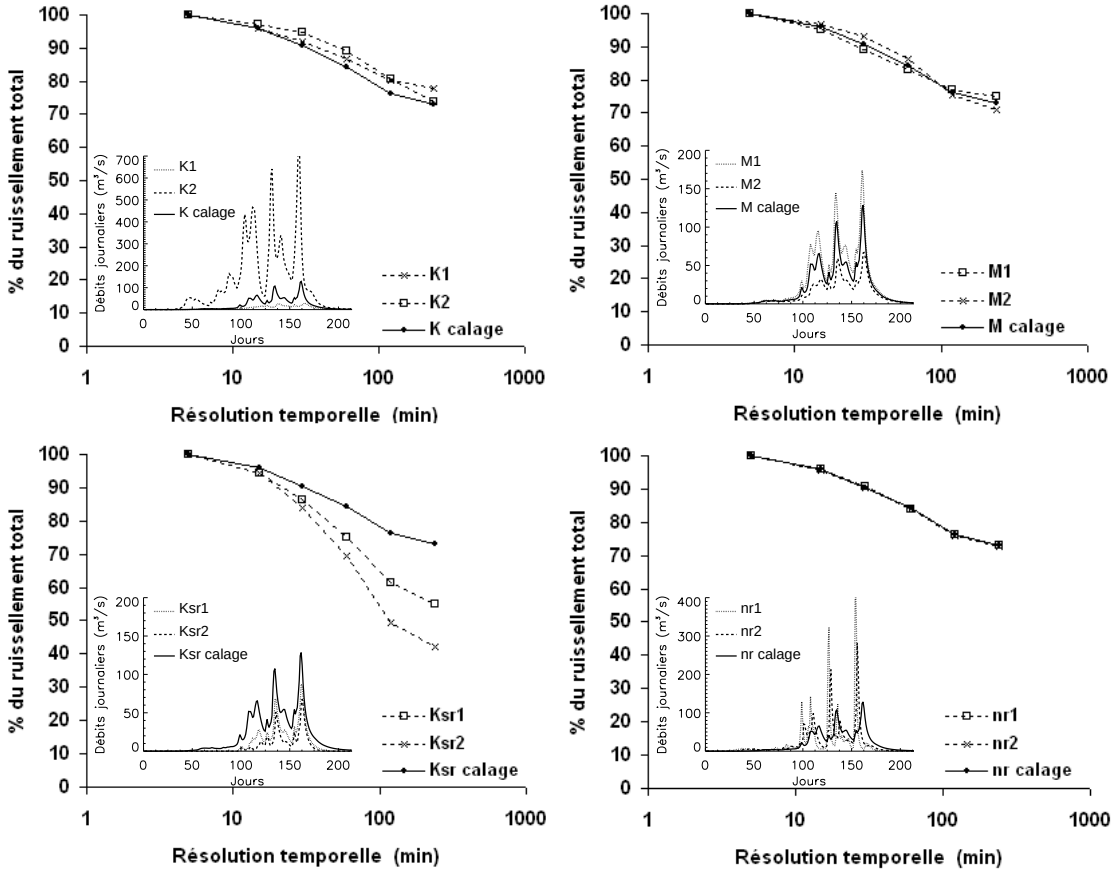
FIG. 7.18: Evolution en fonction de la résolution spatiale de la pluie des débits de pointes annuels simulés (a) et des modules journaliers simulés (b).

7.2.2.3 Lien entre la valeur des paramètres du modèle et les effets de dégradation de la résolution

Nous avons vu dans la partie dédiée au calage manuel du modèle qu'il existait une forte incertitude dans l'estimation des paramètres ajustés K,M,K_{sr} et n_r. Dans la mesure où les données disponibles ne garantissent pas que le jeu de paramètre, choisi pour réaliser l'analyse de sensibilité du modèle, est optimal, il apparaît essentiel d'estimer l'impact de la valeur des paramètres sur les effets de dégradation de la résolution spatio-temporelle de la pluie. A cette fin les valeurs des quatre paramètres ajustés du modèle sont modifiées une à une dans le modèle qui est ensuite à nouveau soumis à l'analyse des effets de dégradation de la résolution de la pluie. Pour chacun des paramètres, deux valeurs supplémentaires, reportées dans le tableau 7.6, sont testées, ce qui représente un total de 9 jeux de paramètres.

En parallèle de la modification des hydrogrammes qui accompagne les nouvelles valeurs des paramètres, la diminution relative du ruissellement est tracée pour l'année 1984 sur les graphes de la figure 7.19a pour la résolution temporelle et la figure 7.19b pour la résolution spatiale. On constate un comportement similaire pour les effets de résolution temporelle et spatiale : la diminution du ruissellement est très peu dépendante de la valeur des paramètres du modèle à l'exception du paramètre de conductivité hydraulique du réseau K_{sr}. En effet on constate que l'augmentation de la valeur de ce dernier, initialement fixée à zéro après calage manuel,

(a) Impact de la résolution temporelle pour différents paramètres du modèle



(b) Impact de la résolution spatiale pour différents paramètres du modèle

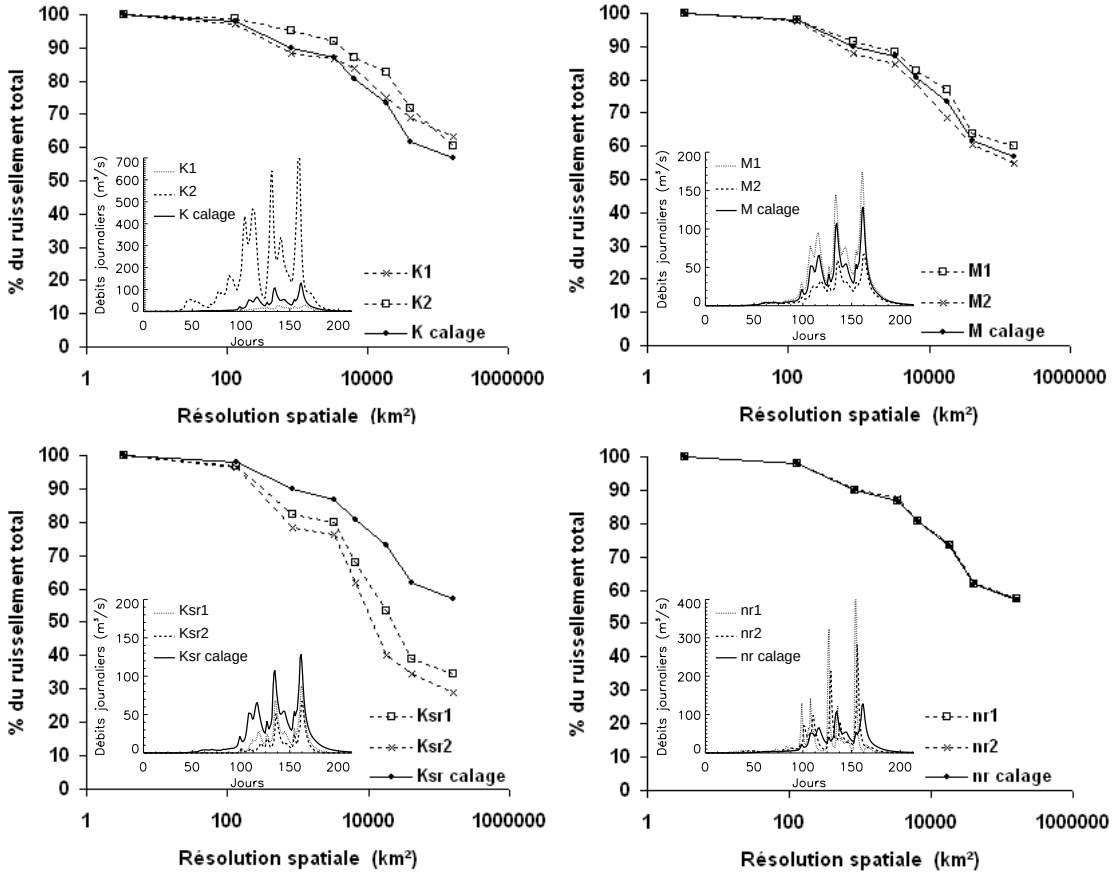


FIG. 7.19: Effet de la valeur des paramètres du modèle *abc* sur les effets de dégradation de la résolution(a) temporelle et (b) spatiale de la pluie.

	K (-)	M (-)	K_{sr} (mm/h)	n_r ($s.m^{-1/3}$)
valeurs 1	1	0.5	2	0.06
Valeurs 2	0.3	3	6	0.2
Valeurs Calage	0.7	1	0.	0.5

TAB. 7.6: Valeurs des paramètres supplémentaires (Valeurs 1 et Valeur 2) choisis pour tester l'impact du choix des paramètres sur les effets de résolution spatio-temporelle de la pluie sur les débits simulés.

s'accompagne d'une accentuation des effets de résolutions. Ce qui signifie que la forte non linéarité associée à la présence d'une perte par infiltration en réseau conduit ainsi à une diminution accentuée des écoulements lorsque la résolution spatiale ou temporelle de la pluie est dégradée.

Ce résultat est d'autant plus important que l'on ne dispose que de peu d'informations sur la présence ou non de pertes en réseau sur la Sirba. Dans l'affirmative, on peut donc considérer que les résultats obtenus avec les paramètres calés sous-estiment l'impact de la dégradation de la résolution de la pluie sur les débits simulés.

7.2.2.4 Impact de la dégradation du réseau de pluviomètres sur les débits simulés

La dégradation progressive permet comme sur la zone endoréique d'évaluer les erreurs sur les simulations de débits qui accompagnent un sous-échantillonnage spatiale de la mesure de la pluie.

On a choisi ici de se baser sur réseau de 29 stations situées dans le proche voisinage de la Sirba. Ce réseau a été diminué ensuite en un réseau de 20, 12, 8 puis 4 stations réparties de façon homogène sur le bassin. Sur l'année 1984, les pluies ont été krigées à partir de ces différents réseaux et les champs de précipitations ainsi élaborés ont été utilisés pour forcer le modèle *abc*.

Les hydrogrammes pour les différents réseaux sont présentés sur la figure 7.20a. On constate qu'un hydrogramme se détache clairement des autres et correspond à celui simulé à partir du réseau de 4 stations. En particulier les 2 pics principaux sont largement surestimés. En prenant comme référence les résultats obtenus à partir du réseau le plus dense, on compare dans le tableau 7.7 les erreurs d'échantillonnage sur l'évaluation de la pluie moyenne journalière sur le bassin et les erreurs d'évaluation des débits journaliers.

Réseaux	20 stations	12 stations	8 stations	4 stations
RMSE pluie journalière bassin	18.7%	43.0%	61.9%	122.9%
RMSE débits journaliers	25.2%	17.3%	52.9%	163.1%

TAB. 7.7: Erreurs quadratiques moyennes (RMSE en %) de la pluie journalière moyennée sur le bassin et des débits journaliers simulés, respectivement calculées sur la référence des pluies et débits obtenus à partir du réseau de 29 stations.

On remarque que, comme le montrait déjà Balme *et al.* (2006), l'erreur sur la pluie augmente d'autant plus que la densité du réseau diminue, passant de 18.7% d'erreur pour le réseau de 20

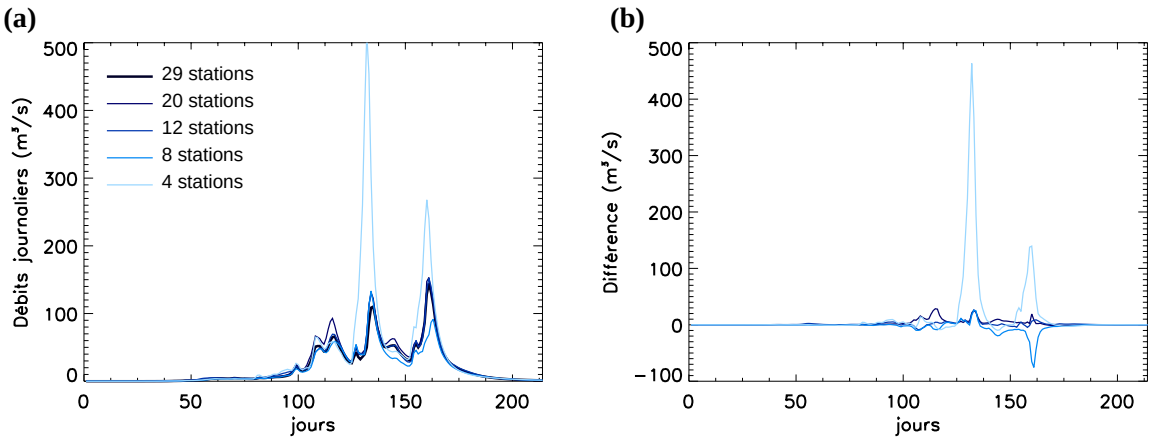


FIG. 7.20: (a) Hydrogramme de l'année 1984 simulé pour les réseaux de densité sous-échantillonnée. (b) Différence entre l'hydrogramme de référence issu du réseau dans sonn état le pluys dense (29 stations) et les hydrogrammes issus des réseaux de densité sous-échantillonnée.

stations à plus de 120% pour le réseau de 4 stations. Comme sur la zone endoréique, l'erreur sur la pluie se répercute sur les débits, en revanche le transfert d'erreur entre la pluie et les débits ne suit pas le même schéma que sur la zone endoréique. Tout d'abord, l'erreur sur la pluie n'est amplifiée sur les débits que pour le réseau de 4 stations. En outre l'erreur moyenne sur les débits est étonnamment moins élevée pour le réseau de 12 stations que pour le réseau de 20 stations. Ce comportement peut être en partie expliqué par le nombre limité de données utilisées (moins de 150 valeurs de débits sur l'année). En revanche on constate à partir de la courbe de la figure 7.20b que les effets de sous-échantillonnage de la pluie peuvent conduire à de fortes sous-estimations et surestimations des débits. Comme nous l'avons déjà énoncé dans la section 6.2 de l'article *V*05, les problèmes de sous-échantillonnage sont en effet issus des deux effets opposés que sont (i) le risque pour le réseau de manquer des cellules de pluie ce qui tend à sous-estimer la pluie (ii) le risque de ne pas mesurer les zones non pluvieuses lors du passage d'un système intense conduisant après interpolation à surestimer la pluie.

7.2.2.5 Impact de la répartition spatiale de la pluie sur les écoulements

Les analyses de sensibilité précédentes ont principalement porté sur l'impact d'une altération de la variabilité pluviométrique soit par une dégradation de la résolution spatiale ou temporelle, soit par une diminution de la densité du réseau. Ces dégradations se sont révélées préjudiciables pour les écoulements simulés car elles s'accompagnaient notamment d'un tassement des intensités de la pluie responsables de la production du ruissellement. Ces analyses soulèvent en outre la question essentielle du rôle joué par la perte d'information dans l'organisation spatiale de la pluie, liée à la dégradation de la résolution ou du réseau, sur les modifications de la dynamique des débits simulés.

Cette question est abordée ici à deux échelles caractéristiques du modèle : (i) à l'échelle infra-journalière nous analysons ci-après l'impact de la prise en compte de la dynamique des systèmes

pluvieux sur le bassin, (ii) à l'échelle journalière nous évaluerons ensuite l'impact de la répartition spatiale des intensités de pluie sur le bassin.

Impact de la dynamique spatiale infra-journalière de la pluie sur les écoulements

Afin de tester l'impact de la dynamique spatiale infra-journalière de la pluie sur la simulation des débits, un modèle de dynamique des systèmes pluvieux simple du même type que celui utilisé sur les zones endoréiques est appliqué aux pluies journalières désagrégées au pas de temps cinq minutes. Ce modèle ne fait qu'appliquer un décalage temporel aux hyétogrammes issus de la désagrégation temporelle à chaque point de grille du modèle. Ce décalage est calculé en supposant comme à l'accoutumée que tous les systèmes se déplacent d'est en ouest à une vitesse de 50km/h. L'heure du début de l'événement qui était initialement fixée arbitrairement à 16h dans le modèle est ici tirée aléatoirement de telle sorte que le point à l'extrême ouest du bassin soit touché par la pluie avant la fin de la journée. Le protocole a été appliqué sur les données pluviométriques de l'année 1984 qui ont ensuite été utilisées pour forcer le modèle hydrologique de la Sirba.

L'hydrogramme simulé (non montré) est identique à celui obtenu sans prendre en compte la dynamique de la pluie. Ce résultat montre que la représentation des échelles temporelles mises en jeu dans la dynamique des systèmes peut être négligée dans la modélisation des écoulements sur le bassin. Ce résultat est cohérent compte tenu des échelles temporelles caractéristiques de la variabilité hydrologique du bassin identifiées dans la section 3.3.4.1, comme comprises entre 1 et 10 jours.

Impact de l'organisation spatiale de la pluie et du paysage hydrologique sur les écoulements

Le rôle de l'organisation spatiale des pluies est analysé de la même manière que nous l'avons déjà réalisé sur les bassins du Kori de Dantiandou. En effet le moyen le plus direct de rendre compte du rôle de l'organisation spatiale de la pluie sur la simulation des débits est de forcer le modèle par des champs de pluie totalement désorganisés. Pour ce faire, nous avons appliqué à tous les champs de pluie journaliers krigés de l'année 1984 une répartition aléatoire des intensités au sein du bassin et nous les avons utilisés pour forcer le modèle.

La figure 7.21a montre que quelques modifications interviennent mais qu'elles sont mineures.

D'une part, ce résultat signifie que la dynamique des écoulements n'est pas liée à la répartition des intensités de la pluie journalière, c'est à dire que les temps de transfert des intensités de pluie localisées sur les versants vers le réseau de drainage influent peu sur la dynamique des écoulements à l'exutoire. D'autre part, on constate que le changement de répartition spatiale des intensités influe peu sur les volumes ruisselés. Ceci peut être expliqué par la structure organisée du paysage hydrologique du bassin qui, comme le montrait la carte des GLC des états de surface (figure 3.9), est composé de zones étendues et relativement homogènes. On peut en particulier noter la zone couvrant plus de 50% du bassin formée de surfaces cultivées principalement responsable de la réponse en débit du bassin. La redistribution des pluies sur le bassin va surtout s'effectuer au sein de cette zone si bien que la production du ruissellement va être peu modifiée. On est finalement peu éloigné du cas hypothétique qui consisterait en un paysage hydrologique entièrement uniforme

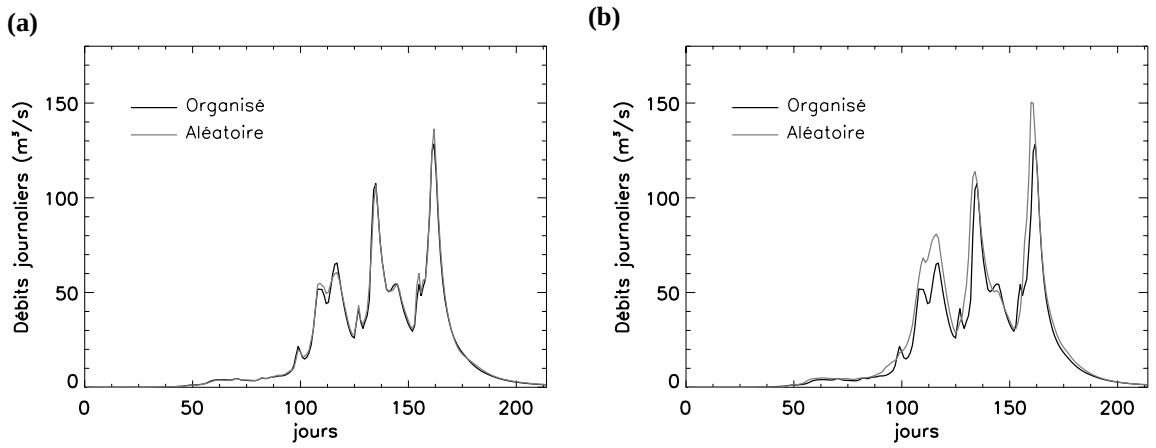


FIG. 7.21: (a) Effet sur les débits simulés de la répartition spatiale aléatoire des intensités de pluie journalière au sein du bassin. (b) Effet sur les débits simulés de la répartition spatiale aléatoire des mailles de versant au sein du bassin.

qui, dans la mesure où les temps de transfert sur les versants sont négligeables dans la dynamiques des débits, aurait une sensibilité nulle à la répartition spatiale des intensités.

En revanche, si on modifie l'organisation spatiale des états de surface en répartissant de façon aléatoire l'emplacement des mailles de versant, les simulations de débits sont plus radicalement modifiées (cf. figure 7.21b). Ce résultat est à nouveau certainement lié à la désorganisation de la structure en groupe des états de surface. En répartissant de façon aléatoire les mailles de versant, on éparpille les caractéristiques de sol ce qui modifie la connexion entre les mailles infiltrantes et moins infiltrantes du modèle. Sur le bassin, l'état de surface aléatoire créé consiste principalement à parsemer au sein de l'état de surface majoritaire (zones cultivées) peu ruisselantes, des zones plus ruisselantes. La conséquence est une augmentation du débit simulé à l'exutoire du bassin.

Concernant l'influence relative de la désorganisation spatiale de la pluie et des états de surface, les échelles d'extension des états de surface étant plus grandes que les échelles de variabilité de la pluie journalière, les effets d'un changement de l'organisation spatiale du paysage hydrologique sont plus préjudiciables sur les débits que les effets d'un changement de la variabilité spatiale de la pluie. Notons que plusieurs tirages aléatoires ont été réalisés conduisant à des résultats similaires.

7.3 Conclusions du chapitre

L'étude de sensibilité des modèles hydrologiques menée sur les systèmes endoréique du Kori de Dantiandou et exoréique de la Sirba permet de tirer un certain nombre d'enseignements essentiels à la compréhension de l'impact de (i) la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur le ruissellement simulé et (ii) de sa représentation dans les champs de forçage.

Rôle prépondérant de la représentation des intensités de pluie à fine échelle

Pour les deux systèmes étudiés, on a pu confirmer l'un des principaux résultats avancés dans le chapitre 6, identifiant le rôle prépondérant joué dans la réponse des modèles, par la représentation des intensités de pluie aux échelles infra-événementielles. Bien que la modélisation soit abordée ici plus finement dans la mesure où l'on prend en compte la variabilité spatiale des hétérogénéités hydrologiques, on retrouve un comportement similaire des volumes ruisselés simulés face à la dégradation de la résolution spatiale et temporelle de la pluie.

Une des conséquences de ce résultat a été révélée par la comparaison des méthodes d'élaboration de champs de pluie, qui avaient été implémentées dans le chapitre 5, et que nous avons utilisées dans ce chapitre pour le forçage du modèle *Zarbhy*. Cette étude nous a en particulier amené à distinguer les méthodes de simulation stochastique de la méthode de krigeage. En effet, le ruissellement en sortie du modèle hydrologique forcé par les champs krigés est de 25% plus faible que le ruissellement modélisé via le forçage des champs simulés conditionnés par les valeurs ponctuelles. Ce résultat, cohérent avec nos conclusions sur la rôle de la représentation des intensités dans les champs de forçage pluviométriques, pose la question de la validité du forçage des modèles représentatifs des mécanismes hortoniens par des champs krigés lorsque le réseau n'est pas suffisamment dense. En l'absence de données disponibles sur le ruissellement de la zone étudiée, nous ne pouvons pas affirmer catégoriquement que le krigeage n'est pas adapté. En revanche on peut remarquer que dans son étude sur la modélisation des fluctuations de la nappe du Kori de Dantiandou, Massuel (2005) a signalé que le ruissellement simulé sur les bassins du Kori avec le modèle *Zarbhy* n'était pas suffisant pour expliquer la totalité de la recharge de la nappe. Ce défaut a principalement été imputé à l'omission de certaines zones de recharge telles que les zones d'épandages qui pourraient s'avérer être des points de recharge supplémentaires potentiels. Notre étude souligne aussi que l'utilisation du krigeage qui a servi à Massuel (2005) à spatialiser la pluie seuillée P_h et la pluie événementielle en entrée du modèle peut aussi expliquer une partie de la faiblesse de la recharge par une sous-estimation de ruissellement simulé. La simulation conditionnée par les stations au voisinage des bassins pourrait certainement contribuer à l'amélioration de ces simulations.

Impact de la représentation de l'organisation spatiale des intensités au sein des champs de pluie

Un autre enseignement que l'on peut tirer de notre étude est que le rôle de la représentation de l'organisation spatiale de la pluie est dépendant d'une part des échelles temporelles caractéristiques des systèmes et d'autre part de l'organisation du paysage hydrologique.

Il a été montré que sur le système exoréique étudié, il n'était pas essentiel de prendre en compte la dynamique des systèmes précipitants, ni même l'organisation spatiale des intensités journalières au sein du bassin puisqu'elles n'influencent pas de manière significative la réponse du bassin. En effet, les échelles de transfert sur les versants sont bien inférieures aux échelles de transfert au sein du réseau, pour pouvoir influencer la dynamique des écoulements à l'exutoire qui est certainement plus liée à l'occurrence et l'intensité des jours pluvieux. En outre la faible

influence de la répartition des intensités journalières sur les volumes ruisselés a été attribuée à la différence entre les échelles de variabilité de la pluie et celles de la variabilité du paysage hydrologique. En effet l'organisation spatiale de ce dernier est caractérisée par des classes d'états de surfaces regroupées sur des zones relativement homogènes et d'extension bien supérieure aux échelles de variabilité intrinsèque des champs de pluie journalière.

En revanche la modélisation des bassins endoréiques du Kori de Dantiandou requière de respecter l'organisation spatiale des champs de pluie. La pluie moyenne doit en effet être évaluée sur les bassins dont la taille est de l'ordre des échelles de variation spatiale de la pluie.

Au sujet de l'organisation spatiale du paysage hydrologique au sein du bassin, il a été montré que sa représentation était essentielle à la simulation correcte des débits. Elle définit en effet l'organisation spatiale des paramètres hydrodynamiques de versant c'est à dire la connection entre des zones de ruissellement et de réinfiltration qui est déterminante dans l'acheminement du ruissellement vers le réseau de drainage.

Impact de la formulation et des paramètres des modèles hydrologiques

L'analyse de différents modèles appliqués aux deux types de systèmes étudiés a permis de montrer que la formulation de la fonction de production pouvait influer sur les effets de variabilité de la pluie. Pour autant, bien que certaines différences apparaissent entre la formulation SCS de Peugeot *et al.* (1997) qui paramètrise l'influence de la variabilité temporelle infra-événementielle, et la formulation de Green & Ampt qui tient compte explicitement de cette variabilité, les résultats sur les effets de résolutions ont montré une concordance qu'explique la cohérence de chacune des deux approches quant à la modélisation des processus hortoniens.

L'impact de la valeur des paramètres du modèle *abc* sur les effets de résolution de la pluie a été évalué sur le système exoréique. L'influence de la dégradation de la résolution spatio-temporelle de la pluie est en réalité peu dépendante de la valeur des paramètres du modèle à l'exception du paramètre de conductivité hydraulique du réseau hydrique dont l'augmentation, qui augmente fortement les non-linéarités de la relation pluie-débit, accentue les diminutions des débits simulés.

Toutes les études de sensibilité ont été réalisées avec des valeurs de paramètres fixes. L'approche, ainsi que les résultats de notre étude convergent ainsi avec les travaux de Finnerty *et al.* (1997) qui montrent que les écoulements simulés sont sensibles aux résolutions de pluie pour lesquelles le modèle n'a pas été calibré. Nous n'avons en revanche pas ici étudié la possibilité de compenser les biais liés à la dégradation des résolutions de la pluie par une recalibration du modèle comme l'ont réalisé Liang *et al.* (2004). Cet aspect mériterait d'être abordé en complément de ce travail.

Quatrième partie

Scénarios hydro-climatiques passés et futurs

Chapitre 8

Modification des caractéristiques des champs de pluie et impact sur le ruissellement simulé entre la période 1950-1969 et la période 1970-1989

Les chapitres précédents ont permis de montrer la forte sensibilité des systèmes hydrologiques à la variabilité pluviométrique de méso-échelle. Une méthode de simulation de champs de pluie a été implémentée sur un système hydrologique sahélien et a montré une bonne capacité à retranscrire la variabilité spatio-temporelle des événements pluvieux nécessaire à la modélisation du ruissellement. Un des atouts de ce modèle est notamment de pouvoir s'agrémenter de données initialement inadaptées pour le forçage direct des modèles hydrologiques.

Dans ce chapitre, on exploite la capacité du modèle à retranscrire la variabilité pluviométrique à partir de données ponctuelles. On souhaite par ce biais mieux documenter la variabilité hydroclimatique qui a accompagné le changement climatique de la fin des années 1960.

Pour cela on va chercher (i) à mettre en évidence certaines modifications des caractéristiques fréquentielles de la pluie qui ont accompagné le déficit pluviométrique entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989 et (ii) en étudier l'impact sur le ruissellement du système hydrologique formé par les 227 bassins du Kori de Dantiandou, grâce à l'implémentation du modèle de pluie conditionné par les données ponctuelles disponibles sur cette période.

8.1 Modification des caractéristiques fréquentielles de la pluie issue des événements pluvieux entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche 1970-1989

8.1.1 Rappels sur les approches couramment adoptées pour la détection de modifications des caractéristiques événementielles : approche ponctuelle

8.1.1.1 Deux définitions possibles d'un événement pluvieux

La définition d'un événement pluvieux est assez subjective et dépend notamment de l'information utilisée. A partir d'un réseau de mesure pluviographique au sol, la seule information disponible est la chronique de pluie sur chacune des stations du réseau qui peut fournir deux définitions de l'événement pluvieux.

Définition spatiale : événement issu du passage d'un système organisé

La définition spatiale d'un événement a pour but principal de pouvoir relier la trace pluviométrique mesurée au sol avec la dynamique atmosphérique. Pour cela un critère spatio-temporel est choisi, reposant sur : (i) une condition d'extension spatiale ; (ii) une condition d'intensité ; (iii) une condition d'intermittence temporelle séparant le passage de deux événements successifs.

Une telle approche a permis à D'Amato et Lebel (1998) de définir un critère spatio- temporel mettant en lien sur le réseau AMMA-CATCH Niger, la trace de la pluie mesurée au sol par les pluviographes et le passage des systèmes pluviogènes organisés (SCO) qui représentent plus de 80% du cumul pluviométrique annuel et plus de 90% du cumul tombant après le saut de mousson (juillet-septembre ; cf. partie 3.1.4.1).

L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet de sélectionner des événements de caractéristiques spatiales et temporelles stables et homogènes que l'on peut décrire par des modèles statistiques robustes. L'exemple en est donné par la caractérisation des distributions ponctuelles (D'Amato et Lebel 1998; Balme-Debionne 2004) et du variogramme spatial (Ali *et al.* 2003) issus des événements AMMA-CATCH Niger. Comme nous l'avons vu dans la partie II, ces modèles statistiques sont essentiels à la caractérisation de la pluviométrie à l'échelle régionale et à sa mise en relation avec l'hydrologie régionale.

Définition ponctuelle : événement défini à la station

La définition ponctuelle d'un événement pluvieux repose uniquement sur la connaissance de la pluie à une station, indépendamment de la valeur mesurée aux stations voisines. Cette définition considère donc un critère d'intermittence temporelle associé à une condition sur l'intensité événementielle minimale mais sans prendre en compte de critère d'extension spatiale. On détecte par cette définition tout aussi bien des averses isolées que des événements de forte extension spatiale ayant touché la station.

8.1.1.2 Application de l'approche ponctuelle à l'étude des modifications des caractéristiques événementielles entre les périodes 1950-1969 et 1970-1989

Jusqu'à présent, l'étude de la modification des caractéristiques pluviométriques entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989, a toujours été réalisée à partir de la définition ponctuelle des événements aux stations (Le Barbé et Lebel 1997; Le Barbé *et al.* 2002; Balme-Debionne 2004). Trois raisons principales expliquent le choix de cette approche : (i) avant 1990 sur le Sahel, et plus généralement sur l'Afrique de l'Ouest, on ne dispose que de données pluviométriques journalières, échelle trop grossière pour utiliser les critères infra- événementiels habituels permettant la définition spatiale des événements, (ii) la densité des réseaux pluviométriques journaliers avant 1970 est faible par rapport à l'échelle de couverture des événements pluvieux, (iii) des modèles statistiques, tels que la loi des fuites, permettent de désagréger les cumuls journaliers ponctuels en cumul événementiels (Ribstein 1983; Le Barbé et Lebel 1997; Le Barbé *et al.* 2002; Balme-Debionne 2004).

L'utilisation de la définition ponctuelle des événements a fourni des informations importantes sur la caractérisation de la diminution brutale de la pluviométrie après 1970. La mise en oeuvre de la loi des fuites pour un réseau de stations journalières sur l'Afrique de l'Ouest, a notamment permis à Le Barbé *et al.* (2002) de montrer que le déficit pluviométrique depuis 1970 était majoritairement lié à une diminution du nombre d'événements pluvieux plus qu'à un changement dans l'intensité moyenne des événements.

8.1.1.3 Limite de l'approche ponctuelle

Dès lors que l'on souhaite aborder les modifications des caractéristiques spatiales de la pluie, l'approche ponctuelle est limitée. C'est le cas pour notre travail qui vise à étudier l'impact de la variabilité de la pluie sur le ruissellement d'un système hydrologique régional. Comme nous l'avons écrit dans la section 5.2, la caractérisation et la modélisation de la variabilité spatiale des champs de pluie nécessite de disposer des caractéristiques fréquentielles événementielles à savoir : la moyenne conditionnelle E_0, la variance conditionnelle $Var0$ et la fréquence des valeurs nulles F_0. A l'évidence, l'approche ponctuelle ne peut pas renseigner sur les modifications éventuelles de l'extension spatiale des événements se répercutant notamment sur la fréquence des valeurs nulles de la distribution ponctuelle des événements. Il faut donc développer une approche permettant de détecter des "objets" aussi proches que possible de ce que seraient les événements pluvieux vus par un réseau de pluviographes du type du réseau de veille AMMA-CATCH Niger.

8.1.2 Mise en place d'une méthodologie de sélection des jours pluvieux issus des événements pluvieux par une approche spatiale

8.1.2.1 Données et méthode

Les données les plus fines disponibles sur le Sahel sur la période 1950-1990 sont fournies par la banque de données journalières Badoplu (cf. section 3.1.4.1). Etant donné le pas de temps

de ces données, la méthode proposée ici pour détecter des changements dans les caractéristiques des événements pluvieux va reposer sur l'étude des jours pluvieux issus du passage d'événements pluvieux.

Il existe a priori des différences entre les événements pluvieux et les jours pluvieux correspondants que l'on peut expliquer par trois effets : (i) un événement pluvieux peut se dérouler à cheval sur deux jours, (ii) un jour peut voir le passage de plusieurs événements, (iii) une partie du cumul journalier peut être liée à des épisodes pluvieux non considérés comme des événements (averses localisées). Le point (i) tend à donner aux jours pluvieux des intensités moyennes inférieures à celle des événements ; les points (ii) et (iii) tendent à donner aux jours pluvieux des moyennes supérieures à celles des événements. Nous considérerons malgré cela que les changements de caractéristiques journalières entre la période humide et la période sèche peuvent être reliés à des changements des caractéristiques événementielles.

La détection des jours pluvieux issus des événements pluvieux de définition spatiale nécessite de se placer sur une zone de dimension adaptée à l'échelle caractéristique des événements pluvieux définie par la méso-échelle. On se ramène pour cela à des zones de dimension égale à la fenêtre définie par le réseau AMMA-CATCH Niger de dimension 1.6°(E-O)x1.1°(N- S) (figure 8.1). Afin d'étudier l'évolution des caractéristiques sur un transect nord-sud de 15°N à 11°N, 5 fenêtres d'étude (a, b, c, d, e) sont définies entre les longitudes 1°O et 1°E, complétées par la fenêtre équivalent à celle définie par le réseau AMMA-CATCH Niger que nous appellerons fenêtre *E-N*. Ces fenêtres permettent de disposer d'un nombre certes limité de stations (5 à 11 stations selon la zone), parfois communes à deux fenêtres, mais réparties de façon relativement homogène et ne présentant aucune lacune sur l'ensemble de la période 1950-1989.

8.1.2.2 Critère de sélection des jours pluvieux issus d'événements définis spatialement

Les données produites par le réseau AMMA-CATCH Niger vont servir de base d'apprentissage pour développer une méthode d'identification de pseudo- événements pluvieux à partir de la seule disponibilité des pluies journalières. Pour cela on comparera les données événementielles et les données journalières. Ensuite nous élaborerons un critère permettant de retrouver au mieux les jours pluvieux issus des événements, afin d'utiliser cette méthode sur les données Badoplu.

Dans la suite, lorsque nous parlerons d'événement, nous sous-entendrons qu'il s'agit d'un événement pluvieux de définition spatiale donc en lien avec ce que peuvent représenter par exemple les 548 événements AMMA-CATCH Niger. Lorsque nous parlerons de jours pluvieux nous sous-entendrons "jours pluvieux issus des événements".

Caractéristiques des 548 événements AMMA-CATCH Niger et des jours pluvieux correspondants

Pour les 548 événements AMMA-CATCH Niger, on dénombre 616 jours touchés ce qui signifie qu'il y a plus de chances qu'un événement se répartisse sur deux jours, qu'un jour pluvieux contienne plusieurs événements. Les statistiques à ce propos sont reportées dans le tableau 8.1. On constate ainsi que 75% des événements se produisent au sein d'une journée et le reste se

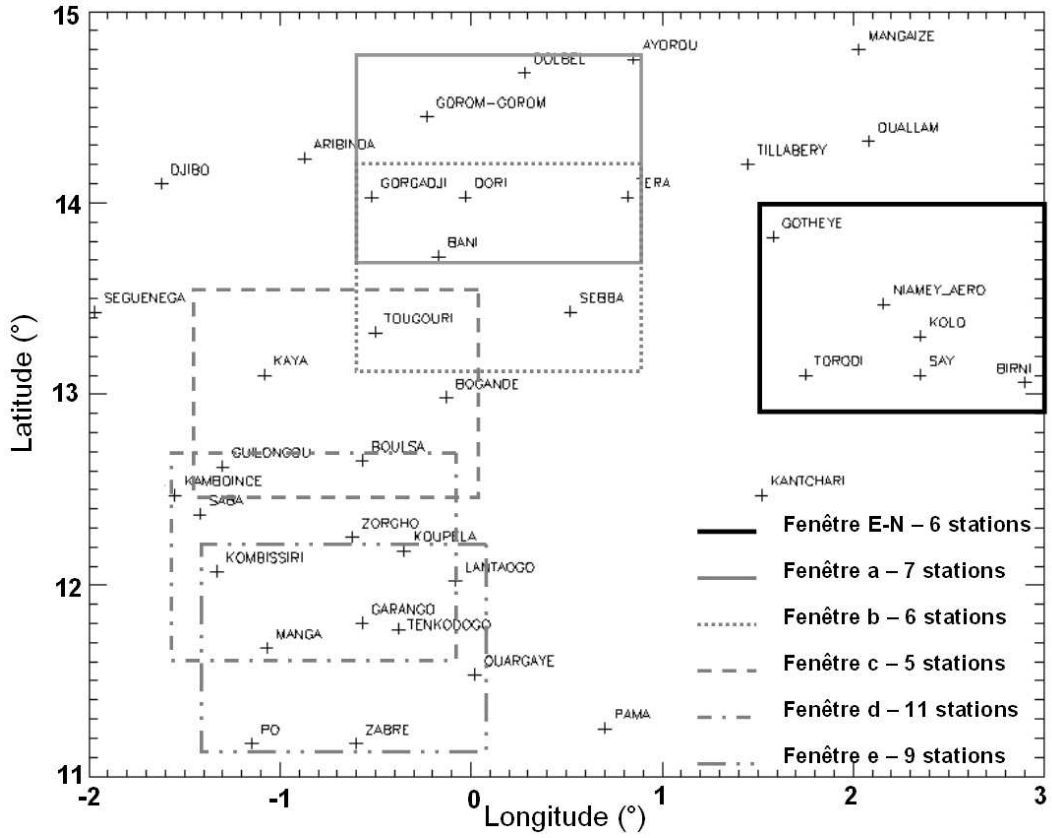


FIG. 8.1: Fenêtres d'étude de méso-échelle sur le réseau Badoplu de stations sans lacunes sur la période 1950-1989.

Nb événements total	Nb jours total	Nb événements sur 2 jours	Nb jours à 2 événement	Nb jours à 3 événements
548	616	138	58	6

TAB. 8.1: Répartition des événements pluvieux et des jours pluvieux

répartit sur deux jours. 9% des jours pluvieux contiennent deux événements pluvieux et moins de 1% contient trois événements pluvieux.

Les caractéristiques de la distribution des jours pluvieux sont calculées à partir des chroniques ponctuelles des 30 stations du réseau et comparées dans le tableau 8.2 à celles de la distribution des événements. On vérifie tout d'abord que les jours pluvieux produisent plus de pluie chaque année (5%), du fait des averses isolées (il s'agit d'averses isolées, non rattachées à un événement mais tombant sur un jour classé pluvieux par ailleurs du fait du passage d'un événement). Mais l'intensité moyenne des jours pluvieux E, égale à 9.9 mm, est inférieure de 7% à l'intensité moyenne des événements car le partage des événements sur deux jours est prédominant par rapport à l'effet dû à l'accumulation de plusieurs événements pluvieux au sein d'une journée auquel s'ajoute les apports locaux. La variance Var des jours pluvieux est aussi légèrement inférieure à celle des événements. Enfin la fréquence des valeurs nulles F_0 est de deux points de pourcentage inférieure à celle des événements, conduisant à une moyenne et une variance conditionnelles plus faibles.

	$\overline{P_{an}}$ (mm)	E (mm)	Var (mm^2)	E_0 (mm)	Var_0 (mm^2)	F_0 (%)
Evénement CATCH (548)	447	10.6	210	14.8	228	28
Jours pluvieux CATCH (616)	470	9.9	191	13.4	211	26

TAB. 8.2: Caractéristiques moyennes des 548 événements pluvieux et des 616 jours pluvieux correspondants.

Les statistiques calculées sur les pluies journalières en un point sont cohérentes avec celles calculées sur les pluies événementielles en un point ; les statistiques journalières (celles qui nous sont accessibles le plus aisément sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest) affichent des valeurs 7 à 10% inférieures à leurs équivalents événementielles (celles qui nous intéressent le plus pour faire le lien avec la dynamique atmosphérique). Ceci incite à trouver un critère simple permettant de détecter au mieux les jours pluvieux issus des événements, de telle sorte que les variations de statistiques journalières puissent prétendre représenter correctement les variations de statistiques événementielles (comme déjà mentionné, ces dernières sont inaccessibles sur la longue période qui nous intéresse, car les réseaux expérimentaux AMMA-CATCH n'ont démarré au plus tôt qu'en 1990).

Etablissement d'un critère permettant de retrouver les jours pluvieux issus des événements

L'élaboration d'un critère de sélection des jours pluvieux doit reposer sur les trois conditions énoncées précédemment :

- une condition d'extension spatiale
- une condition d'intensité
- une condition d'intermittence entre deux événements

Parmi les trois critères utilisés pour identifier les événements pluvieux à partir de données à haute résolution temporelle, le critère d'intermittence temporelle est inutilisable pour des données journalières (résolution temporelle insuffisante). On doit alors chercher une contrainte supplémentaire, pas nécessairement en rapport direct avec le critère abandonné, mais dont on pourra montrer par une démarche heuristique qu'il permet de retrouver un échantillon à peu près équivalent à celui produit par l'exploitation directe des données haute résolution. On est ainsi amené à adapter l'unique critère de cumul utilisé sur les séries pluviographiques par deux critères pour les séries journalières : une condition sur la valeur minimum qu'au moins une station doit atteindre et une condition sur la moyenne atteinte sur l'ensemble des stations. Le critère sur le nombre de stations touchées est conservé (sa valeur sera bien sûr à adapter en fonction de la densité des réseaux disponibles).

L'évaluation des critères est réalisée en testant plusieurs valeurs pour chacune des conditions et en cherchant le couple permettant de restituer le maximum de jours pluvieux issus des événements et le minimum de jours pluvieux non issus d'événements (figure 8.2).

Les lignes d'isovaleurs de la différence entre le nombre de jours pluvieux issus des événements et le nombre de jours pluvieux non issus d'événements détectés, montrent que la meilleur détection est réalisée lorsque le nombre minimal de stations touchées vaut 13, sans autre condition. Dans

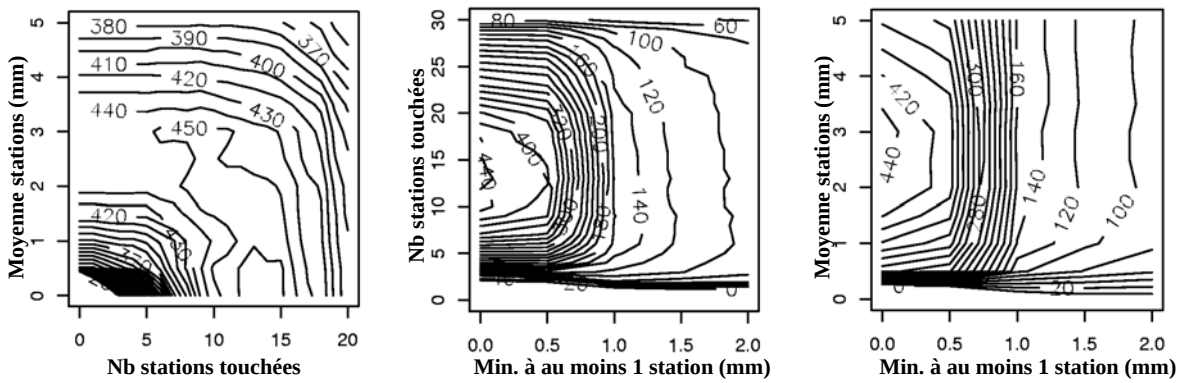


FIG. 8.2: Evaluation d'un critère de sélection des jours pluvieux issus des événements pluvieux CATCH-Niger. Les isovaleurs représentent la différence entre le nombre de jours pluvieux issus des événements et le nombre de jours pluvieux non issus d'événements.

ce cas, le critère détecte 584 jours pluvieux dont 526 sont issus d'événements et 58 sont issus de pluies localisées. La condition sur la valeur moyenne des stations donne aussi une détection satisfaisante qui, lorsqu'elle est fixée à 2.1 mm, permet de sélectionner 587 jours pluvieux dont 517 sont issus d'événements et 70 d'averses localisées. La condition imposant une valeur minimale à au moins une station touchée n'est pas du tout contraignante pour la sélection.

Effet du nombre de stations sur le choix du critère

Compte tenu du nombre limité de stations disponibles sur les fenêtres d'étude définies pour l'étude de la variabilité de la pluie sur la période 1950-1989, le critère basé sur la condition du nombre de stations est forcément exclu pour notre analyse. Le critère basé sur la moyenne des stations est en revanche applicable. Sa fiabilité dépendra de la capacité des stations disponibles à retranscrire les valeurs moyennes susceptibles d'être liées au passage d'événements. Or d'après Balme *et al.* (2006), l'erreur d'échantillonnage pour des réseaux de 12 à 5 stations sont de l'ordre de 20 à 40%. Afin d'évaluer le biais que peut provoquer le faible nombre de stations sur les caractéristiques des jours pluvieux, nous avons effectué un échantillonnage des 30 stations du réseau AMMA-CATCH Niger afin de retrouver des configurations semblables à celles des 5 réseaux a,b,c,d,e du transect d'étude. Le critère a ensuite été appliqué à ces réseaux sous- échantillonnés. La figure 8.3 illustre la comparaison entre les résultats obtenus avec les 30 stations et ceux obtenus avec les réseaux sous-échantillonnés.

On constate (tableau 8.3) que pour les 30 stations, la valeur du critère optimal fixée à 2 mm permet de retrouver les caractéristiques journalières avec une bonne certitude. Le sous échantillonnage se traduit par une légère sous-estimation de la variance (de l'ordre de 5%) mais les autres paramètres sont très bien reproduits.

Le critère consistant à sélectionner les jours pluvieux sur la base d'une moyenne des cumuls aux stations supérieure à 2 mm apparaît donc bien adapté à notre zone d'étude et à la densité des observations disponibles. Du fait de sa capacité à identifier les jours pluvieux *"représentatifs*

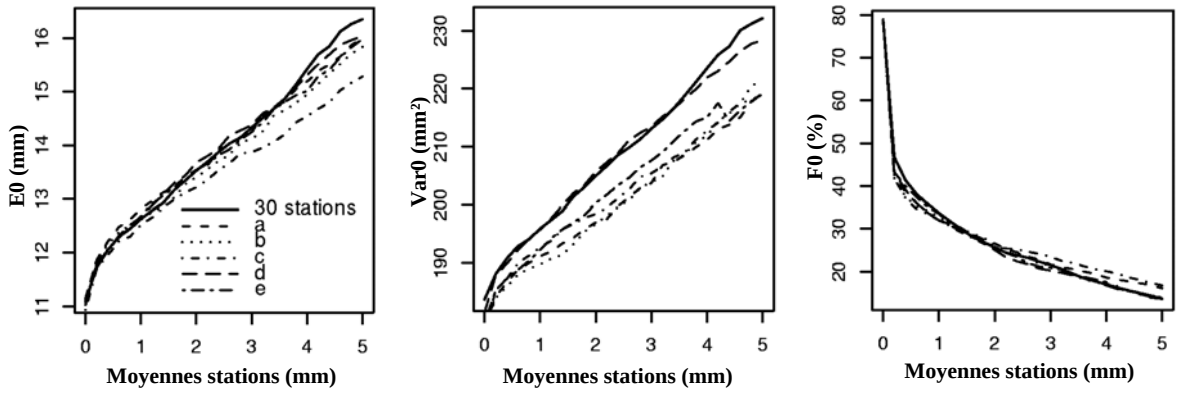


FIG. 8.3: Effet de l'échantillonnage du réseau de 30 stations sur l'évaluation des caractéristiques des jours pluvieux sélectionnés grâce au critère conditionné par la moyenne des stations.

	E (mm)	Var (mm^2)	E_0 (mm)	Var_0 (mm^2)	F_0 (%)
30 stations	10.0	187	13.5	205	26
Echantillon a	9.9	180	13.5	191	26
Echantillon b	9.9	180	13.4	197	26
Echantillon c	9.8	180	13.2	198	26
Echantillon d	10.2	189	13.7	205	25
Echantillon e	10.0	183	13.5	200	26

TAB. 8.3: Caractéristiques moyennes des jours pluvieux pour le réseau de 30 stations et les réseaux sous-échantillonnés à partir du critère de moyenne fixé à 2 mm.

des événements pluvieux", il va permettre par la suite de caractériser les modifications relatives des statistiques pluviométriques entre la période humide et la période sèche.

8.1.3 Résultats : évolution des caractéristiques moyennes des jours pluvieux entre la période humide et la période sèche

Le critère de sélection des jours pluvieux (valeur moyenne des stations supérieure à 2 mm) est appliqué sur la période 1950-1989 à chacune des fenêtres d'étude a,b,E-N,c,d et e. Les événements sélectionnés sont ensuite étudiés en séparant la période humide 1950-1969 et la période sèche 1950-1970.

8.1.3.1 Caractéristiques fréquentielles moyennes

L'ensemble des caractéristiques statistiques calculées à partir des jours pluvieux sélectionnés sur chacune des fenêtres d'étude est regroupé dans le tableau 8.4. La figure 8.4 transcrit l'évolution des caractéristiques principales en fonction de la latitude.

La diminution relative du cumul moyen annuel que l'on savait déjà croissante du nord au sud (e.g. Lebel *et al.* 2003) s'accompagne d'une diminution marquée du nombre de jours plu-

		Fenêtres d'étude					
		a	b	E-N	c	d	e
	latitude moyenne	14.2°N	13.6°N	13.3°N	12.9°N	12.1°N	11.6°N
Période humide	$\overline{P_{an}}$ (mm)	483	575	613	708	811	863
	Nb événements	1151	1284	1398	1463	1723	1768
	E (mm)	8.4	9.0	8.8	9.7	9.4	9.8
	Var (mm^2)	161.2	182.1	186.0	193.3	195.2	209.5
	E_0 (mm)	15.2	16.4	16.2	16.3	15.9	16.7
	Var_0 (mm^2)	188.5	210.5	222.6	220.8	226.4	242.0
	F_0 (%)	45	45	45	40	41	42
Période sèche	$\overline{P_{an}}$ (mm)	317	399	465	561	673	727
	Nb événements	880	1016	1163	1201	1499	1552
	E (mm)	7.2	7.9	8.0	9.3	9.0	9.4
	Var (mm^2)	143.2	160.3	171.5	181.4	186.3	195.3
	E_0 (mm)	14.8	15.8	15.9	16.2	16.3	16.3
	Var_0 (mm^2)	181.5	197.4	213.4	203.8	218.7	227.4
	F_0 (%)	51	50	49	42	45	43
Changement (%)	$\overline{P_{an}}$	-34.3	-30.6	- 24.1	-20.8	-17.0	-15.7
	Nb événements	-23.5	-20.9	-16.8	-17.9	-13.0	-12.2
	E	-14.2	-12.4	-8.8	-3.5	-4.7	-3.9
	Var	-10.7	-11.7	-7.8	-5.9	-4.1	-6.0
	E_0	-2.8	-3.6	-1.5	-0.2	2.5	-1.9
	Var_0	-2.6	-5.3	-4.1	-6.7	-2.4	-4.8
	F_0	15.0	11.1	9.2	6.7	10.2	2.3

TAB. 8.4: Caractéristiques des jours pluvieux sélectionnés selon le critère de valeur moyenne des stations supérieure à 2 mm.

vieux entre la période humide et la période sèche cohérente avec les travaux de Le Barbé *et al.* (2002). On retrouve à nouveau que cette diminution du nombre de jours pluvieux est plus forte aux latitudes élevées de la bande sahélienne (supérieures à 13°N) qu'aux latitudes supérieures marquant la limite avec la bande soudanienne. Elle peut ainsi atteindre plus de 25% pour la fenêtre *a* centrée sur la latitude 14.2° N tandis qu'elle n'est que de 12% pour la fenêtre d'étude *e* à 11.6°N. La diminution de la pluie s'accompagne en outre d'une diminution de la hauteur moyenne journalière E qui concerne particulièrement les fenêtres *a*, *b* et *E-N*. On constate également une augmentation marquée de la fréquence des valeurs nulles qui explique la diminution nettement plus fortes des moyennes non conditionnelles (de -4% à -14%) en comparaison de celle qui affecte les moyennes conditionnelles (de -0.2% à -3.6% avec même une augmentation de 2,5% sur la fenêtre *d*). La figure 8.5 montre en outre que l'augmentation de la fréquence des valeurs nulles est plus prononcée aux latitudes élevées et vers le mois d'août c'est à dire au coeur de la saison des pluies. Ces résultats vont dans le sens de ceux mis en avant par Le Barbé *et al.* (2002), ce qui est intéressant car ils sont obtenus à partir d'un zoom sur une région particulière et à l'aide de calculs directs sur les pluies journalières, et non plus par l'intermédiaire d'une modélisation stochastique. En un point c'est bien la fréquence des jours pluvieux qui a diminué, alors que la moyenne conditionnelle n'a été que peu modifiée.

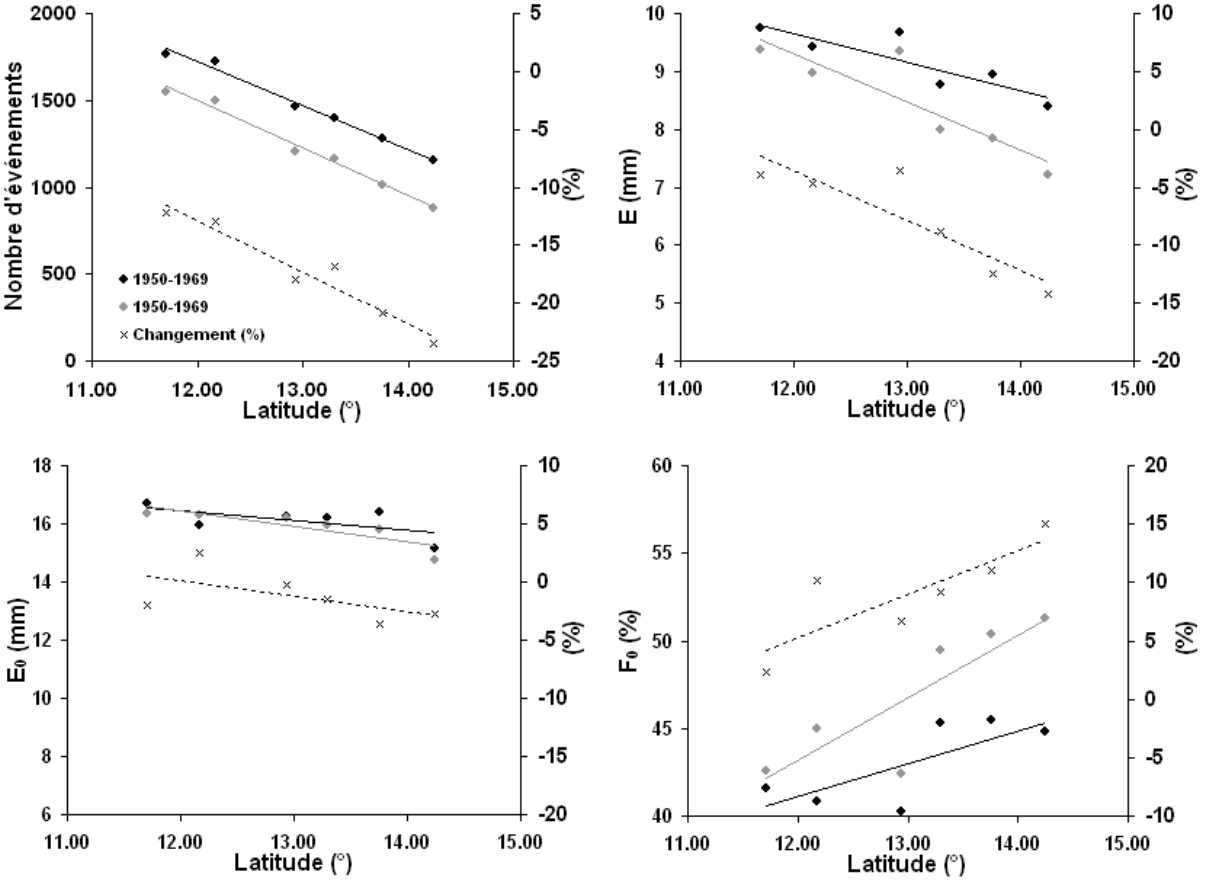


FIG. 8.4: Evolution des caractéristiques des jours pluvieux en fonction de la latitude.

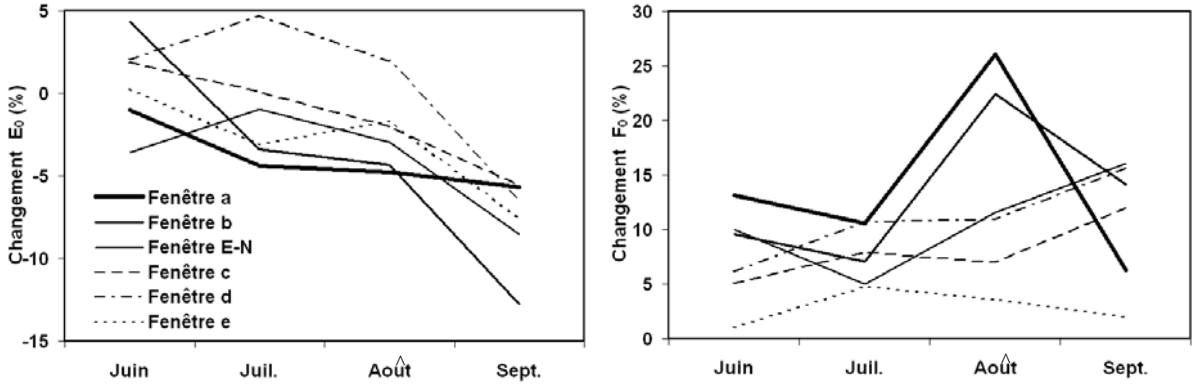


FIG. 8.5: Modification mensuelle de la fréquence des valeurs nulles au sein des jours pluvieux entre les deux périodes, 1950-1969, d'une part, 1970-1989, d'autre part.

8.1.3.2 Variabilité des statistiques entre stations

Les caractéristiques moyennes étudiées précédemment sont issues de la moyenne des caractéristiques stationnelles. Si dans la majorité des cas, les stations ont un comportement relativement proche de celui énoncé précédemment, les caractéristiques sont parfois assez dispersées par rapport au comportement moyen. Le tableau 8.5 récapitule les caractéristiques stationnelles des jours

pluvieux sélectionnés à partir des 6 stations de la fenêtre *E-N*. Ces valeurs montrent une évolution généralisée à la hausse de la fréquence des valeurs nulles entre la période humide et la période sèche. On constate en revanche que l'évolution de la moyenne conditionnelle est assez variable, elle diminue de 4 à 8% pour 4 stations, reste constante pour la station de Birni et augmente de 18% pour la station de Torodi. On doit d'ailleurs s'étonner des caractéristiques de la station de Torodi notamment de la faible variance qui caractérise la distribution des jours pluvieux en période humide. Comme le montre la figure 8.6 qui compare la distribution des jours pluvieux de Niamey à ceux de Torodi, la station de Torodi est marquée par une fréquence étonnamment faible d'événements de cumuls supérieurs à 20 mm. Il est difficile d'expliquer un tel comportement, tout à fait singulier comparé à celui observé aux autres stations. Il y a lieu d'émettre un doute sur la qualité des données disponibles à cette station, mais il nous a été impossible d'avoir accès aux enregistrements originaux pour en vérifier la consistance. Le fait que Balme (2004) n'ait trouvé aucun écart notable de comportement entre les données CATCH des stations de Niamey et de Torodi sur la période 1990-2002 plaide effectivement pour une aberration dans la série des pluies journalières utilisées ici.

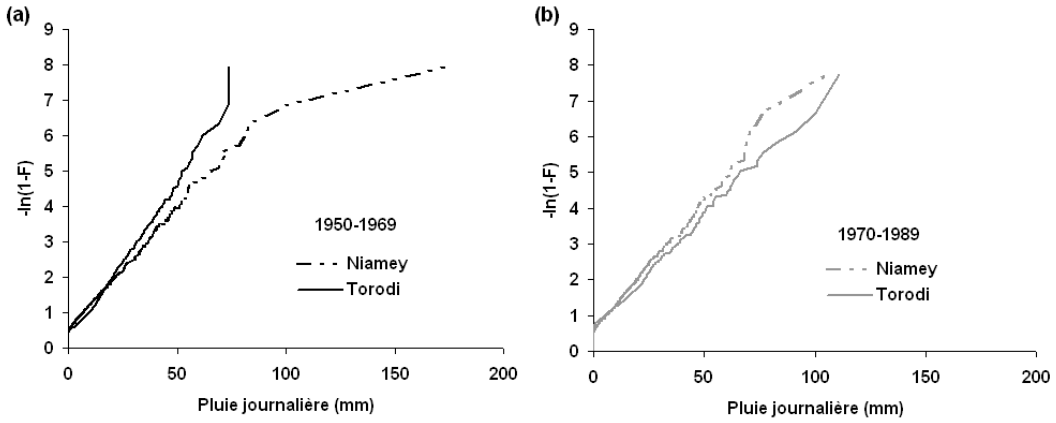


FIG. 8.6: Distribution des jours pluvieux pour les stations de Niamey et Torodi sur la période humide (a) et la période sèche (b).

On a jusqu'à présent particulièrement évoqué l'évolution des caractéristiques, mais il faut noter que les valeurs obtenues sur la fenêtre *E-N* sont assez différentes de celles auxquelles on aurait pu s'attendre compte tenu des caractéristiques des jours pluvieux calculées sur la même zone à partir du réseau AMMA-CATCH Niger sur la période 1990-2002. Les caractéristiques moyennes non conditionnelles (E et Var) sont assez semblables ; en revanche les caractéristiques conditionnelles (E_0, Var_0 et F_0) sont assez différentes. Ceci est dû principalement à une forte valeur de F_0 qui vaut en moyenne 49% sur la période sèche contre 26% sur la période 1990-2002. Seule la valeur F_0 à la station de Niamey (34% en moyenne sur la période sèche) se rapproche de la valeur attendue. Cette différence est certainement due à la qualité relative des données qui n'est pas la même pour les stations du réseau Badoplu que pour les stations du réseau AMMA-CATCH Niger. En particulier les valeurs de pluviométrie faible ne sont pas forcément toujours correctement relevées par les stations journalières alors que le cumul journalier du réseau AMMA-CATCH Niger est issu d'une mesure précise par pluviographes. La station de Niamey fait peut-être exception car c'est une station synoptique dont on peut supposer qu'elle est sujette à un

suivi plus rigoureux. Cela ne remet en revanche pas en cause les grandes tendances constatées sur le changement relatif des caractéristiques du régime pluviométrique entre les deux périodes sèches et humides ; en même temps cela souligne, s'il était encore besoin, combien nos connaissances sur le climat de cette région repose parfois sur des données incomplètes ou insuffisamment fiables. Un des enjeux du programme AMMA est de contribuer à remettre à niveau les réseaux d'observation.

		Stations de la fenêtre d'étude *E-N*					
		Gotheye	Niamey	Kollo	Torodi	Say	Birni
Période humide	$\overline{P_{an}}$(mm)	519	618	620	615	669	634
	E (mm)	7.4	8.8	8.9	8.8	9.6	9.1
	Var (mm^2)	155.5	191.6	211.6	129.7	237.8	189.9
	E_0 (mm)	16.4	13.5	16.2	14.7	19.2	17.2
	Var_0 (mm^2)	196.0	229.4	267.7	130.2	292.0	220.1
	F_0 (%)	55	34	45	40	50	47
Période sèche	$\overline{P_{an}}$ (mm)	375	456	475	494	513	476
	E (mm)	6.4	7.8	8.2	8.5	8.8	8.2
	Var (mm^2)	134.7	153.9	182.9	199.5	186.1	171.8
	E_0 (mm)	15.3	12.6	15.5	17.3	17.7	17.3
	Var_0 (mm^2)	184.1	187.5	233.3	254.1	216.3	205.5
	F_0 (%)	58	38	47	51	50	53
Changement (%)	$\overline{P_{an}}$	-27.8	- 26.3	-23.3	-19.7	-23.3	-24.9
	E	-13.2	-11.4	-7.8	-3.4	-7.8	-9.8
	Var	-13.4	-19.7	-13.5	53.7	-21.7	-9.5
	E_0	-6.7	-6.2	-4.2	17.8	-7.9	0.3
	Var_0	-6.1	-18.3	-12.9	95.2	-25.9	-6.6
	F_0	5.8	10.7	4.6	26.8	-0.2	11.1

TAB. 8.5: Caractéristiques moyennes stationnelles des jours pluvieux de la fenêtre *E-N*.

La figure 8.7 montre les caractéristiques mensuelles de moyenne conditionnelle E_0 et de fréquence des valeurs nulles F_0 pour les deux périodes humide et sèche. On retrouve l'évolution saisonnière, déjà relevée par Balme-Debionne (2004) à partir des événements AMMA-CATCH Niger sur la période 1990-2002, marquée par des événements pluvieux plus intenses au coeur de la saison, caractérisés par une moyenne conditionnelle plus élevée et une fréquence des valeurs nulles plus faible. En terme d'évolution relative entre les deux périodes, on voit que la moyenne conditionnelle est sujette à une évolution qui ne semble pas organisée au sein de la saison. Pour trois des stations, l'augmentation de la fréquence des valeurs nulles est plus élevée au mois d'août comme semblait le montrer le comportement moyen observé sur les fenêtres *a* et *b*. La station de Say se distingue par une fréquence de valeurs nulles constante sur toute la saison entre la période humide et la période sèche. Et la valeur de la moyenne conditionnelle à la station de Torodi montre à nouveau un comportement singulier puisqu'elle est constamment supérieure en période sèche par rapport à ce qu'elle est en période humide.

8.1.3.3 Sensibilité des caractéristiques au seuil de sélection des jours pluvieux

Le seuil de sélection de 2 mm (moyenne de la pluie journalière aux stations de la fenêtre considérée) a été utilisé pour tous les résultats montrés dans les sections précédentes. On a vu

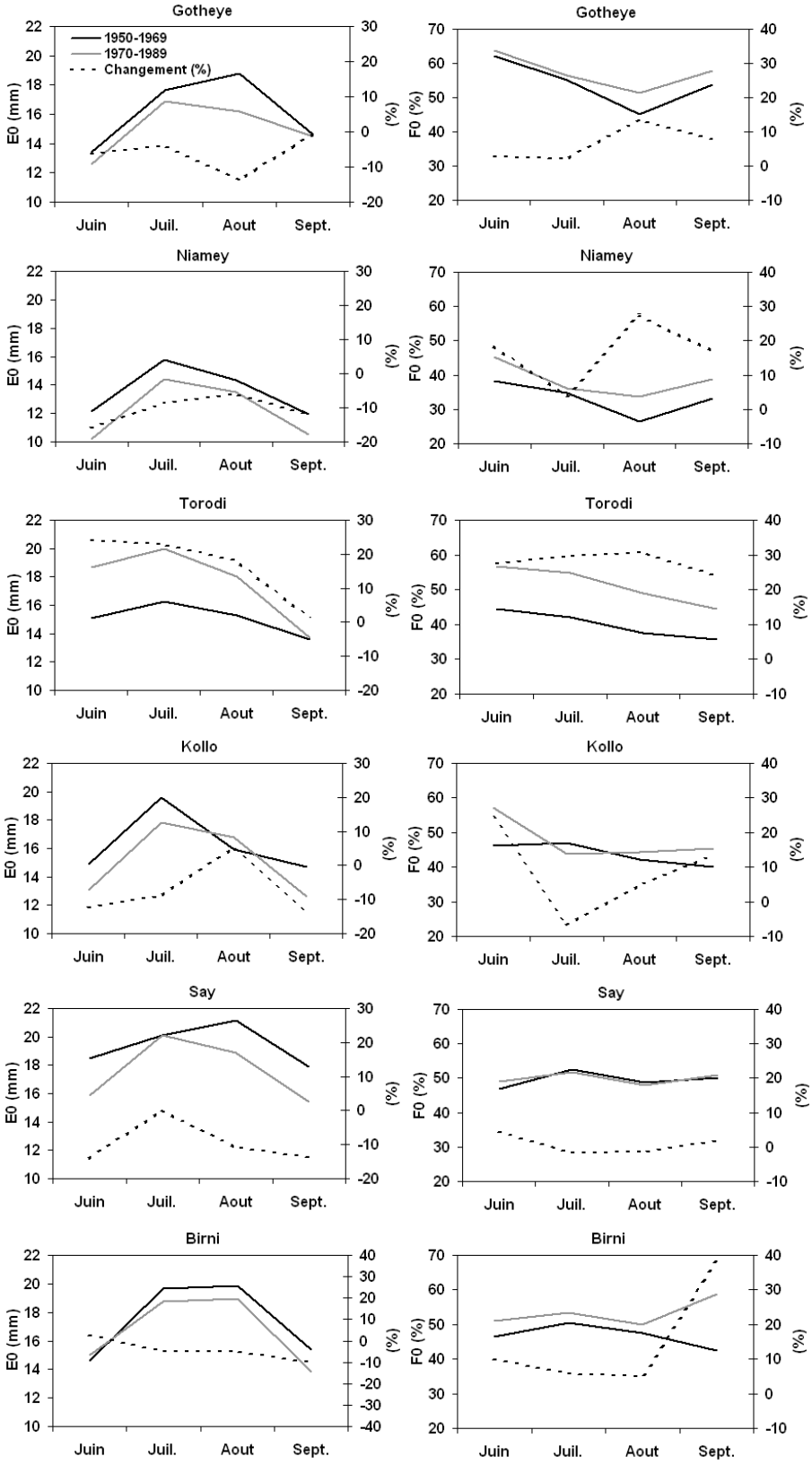


FIG. 8.7: Moyennes conditionnelles E_0 (à gauche) et fréquence des valeurs nulles F_0 stationnelles (à droite) des jours pluvieux de la fenêtre *E-N* pour le seuil de sélection à 2mm.

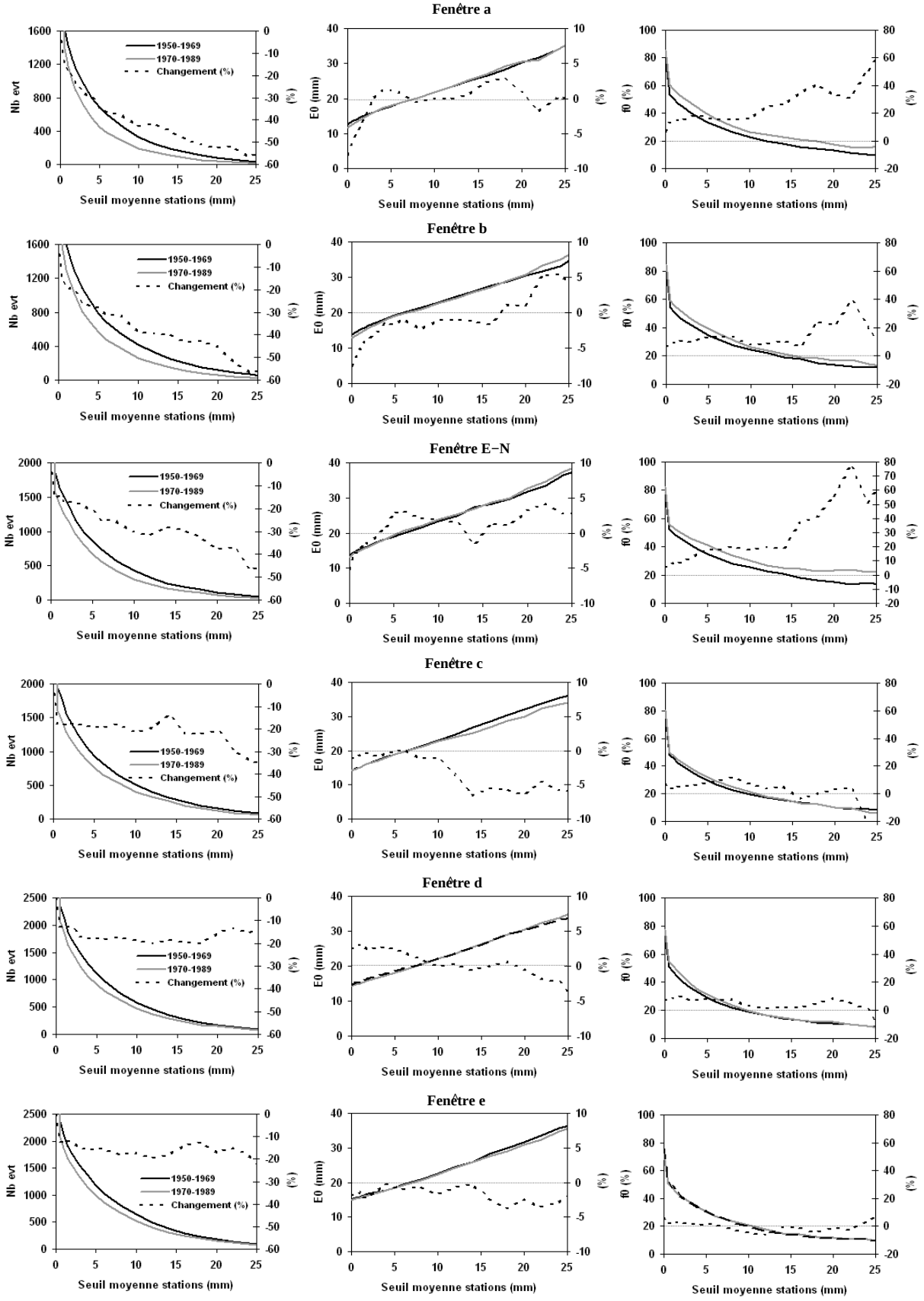


FIG. 8.8: Sensibilité des caractéristiques statistiques au seuil du critère de sélection. Le seuil de 25mm correspond à la valeur maximum de robustesse des statistiques (au minimum 30 événements dans chacune des périodes).

que ce seuil permet de sélectionner une population de jours pluvieux très proche de celle des jours pluvieux associés aux événements de grande échelle qui nous intéresse ici. Néanmoins ce critère demeure très empirique et il peut avoir une influence sur nos résultats. Pour terminer cette étude sur la variation du régime pluviométrique entre les deux périodes 1950-1969 et 1970-1989, on va donc étudier la sensibilité des statistiques au seuil utilisé. Cette analyse de sensibilité est résumée en figure 8.8. Logiquement, toutes les statistiques sont modifiées lorsque le seuil augmente dans la plage explorée de 0 à 25 mm : le nombre de jours pluvieux diminue, la moyenne conditionnelle augmente, l'intermittence spatiale baisse. Deux points, valables sur l'ensemble des fenêtres, sont à remarquer :

(i) pour toutes les valeurs de seuil testées, il n'existe pas de tendance marquée qui pourraient montrer un changement dans les moyennes conditionnelles qui demeurent invariables entre les deux périodes ;

(ii) à l'inverse, les valeurs de F_0 sont différentes entre les deux périodes notamment pour les seuils élevés, ce qui tendrait à montrer que l'intermittence des systèmes les plus intenses a plutôt augmenté en période sèche (du moins telle qu'observable à partir d'une fenêtre de 16000 km^2). Ceci pourrait traduire une diminution de la taille des systèmes statistiquement liée à la diminution du nombre des SCO les plus gros. L'analyse de scénarios pluviométriques réalisée dans le chapitre 9 fournira certainement un élément supplémentaire de réponse. Enfin ce comportement peut aussi éventuellement suggérer une augmentation durant la période sèche de la convection explosive donnant des pluies localement très fortes et donc détectées par le critère qui moyenne les stations, comme des événements.

8.1.4 Bilan

Nos résultats sont tout à fait cohérents avec ceux des études antérieures (Le Barbé et Lebel 1997; Le Barbé *et al.* 2002). On retrouve ainsi que le déficit pluviométrique entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989 s'est principalement caractérisé par

- une diminution relative du nombre d'événements pluvieux d'autant plus élevée que l'on monte en latitude,
- une modification peu marquée de l'intensité moyenne des événements.

Le travail plus fin réalisé sur nos 6 fenêtres de taille équivalente s'étageant de 11°N à 15°N a permis en outre de constater qu'aux latitudes supérieures à 13°N le déficit pluviométrique s'est aussi caractérisé par :

- une augmentation de la fréquence des valeurs nulles au sein des événements pluvieux, notamment au coeur de la saison,
- une diminution relative du nombre d'événements d'autant plus marquée pour les événements intenses.

Ces deux derniers points sont certainement liés l'un à l'autre. La fréquence spatiale des valeurs nulles est un indicateur de l'extension spatiale des événements pluvieux qui est liée à l'intensité des événements, comme l'ont montré Amani *et al.* (1996). Par ailleurs, la diminution du nombre d'événements (ou, dans notre cas, de jours pluvieux) observée en un point peut-être due soit à un plus petit nombre de systèmes se formant dans la région ou/et à une diminution de la taille de ces

systèmes. Il semble donc bien qu'au nord de 13°N, en coeur de saison des pluies, les gros systèmes aient été moins fréquents en période sèche, sans pour autant que les intensités en aient vraiment souffert : c'est la probabilité d'observer des séquences sèches qui a beaucoup augmenté. Le mois d'août est le mois privilégié de développement des SCO identifiés par Mathon *et al.* (2002) comme principaux générateurs de pluie au Nord de 12°N. Les années sèches se seraient alors traduites par une plus faible proportion de ces gros systèmes dans la partie nord de notre domaine d'étude (donc peut-être par une moindre proportion de gros systèmes prenant leur origine dans l'Aïr notamment). Des études satellitaires pour affiner ce diagnostic mériteraient d'être entreprises.

8.2 Effet du déficit pluviométrique entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989 sur le ruissellement moyen des bassins

Les études réalisées sur l'évolution de la réponse hydrologique des bassins sahéliens depuis la fin des années 1960 ont révélé le rôle majeur joué par le couvert végétal. Les modifications de l'usage des sols associées au déficit climatique ont porté préjudice à la végétation naturelle au profit de sols cultivés plus sensibles à l'érosion et à l'encroûtement, et donc moins infiltrants. Ceci explique certainement l'augmentation du ruissellement et des débits des systèmes hydrologiques au cours des trente dernières années, caractérisant ce que l'on a appelé le paradoxe sahélien (cf. section 2.2.3.2).

Devant un tel comportement, il est difficile de discriminer la part de chacune des deux composantes en jeu (forçage atmosphérique d'un coté, conditions de surface de l'autre) dans la modification de la réponse des bassins. L'étude de Seguis *et al.* (2004) sur le bassin endoréique de Wankama (1.8 km^2) permet de donner un premier élément de réponse. Les données à 5 minutes de la station de Niamey ont été extraites ou reconstituées sur la période 1950-1989, puis ont été utilisées pour le forçage du modèle *abc-rwf* appliqué au bassin. Seguis *et al.* (2004) ont, entre autre, montré qu'en l'absence de changement de végétation, la diminution de la pluviométrie de 23% entre la période 1950-1969 et la période 1970-1989 aurait été répercutée par un déficit en ruissellement d'environ 40% soit près de deux fois plus fort. Sur la base des modifications des caractéristiques fréquentielles de la pluie journalière mises en évidence dans la partie précédente, nous proposons ici de quantifier l'impact du déficit pluviométrique sur le ruissellement moyen du système hydrologique formé par les 227 bassins endoréiques du Kori de Dantiandou. La simulation stochastique de champs de pluie va permettre de caractériser la variabilité pluviométrique durant la période 1950-1989 aux échelles pertinentes de l'hydrologie de la zone du Kori, dont le fonctionnement sera représenté par le modèle *Zarbhy*. Comme les paramètres de *Zarbhy* ont été calés sur la période 1992-2002, on fait implicitement l'hypothèse, d'une part i) que l'hydrologie est invariante entre les deux périodes, d'autre part ii) qu'elle correspond plutôt au fonctionnement de la période sèche. Le premier point va nous permettre d'isoler les effets du déficit pluviométrique sur le ruissellement. Le second point n'est a priori que peu influant sur les résultats : d'après Seguis *et al.* (2004), l'effet relatif sur le ruissellement de la diminution de la pluviométrie entre

période humide et période sèche est assez indépendante du fait que les paramètres du modèle hydrologique soient issus de la période humide ou de la période sèche.

8.2.1 Simulation de champs de pluie sur la période 1950-1989

8.2.1.1 Choix des paramètres de simulation

Le système hydrologique étudié se situe dans la fenêtre d'étude *E-N* (figure 8.1). Notons que les caractéristiques moyennes établies sur cette fenêtre d'étude sont assez représentatives des modifications moyennes détectées pour l'ensemble des fenêtres de la bande sahélienne. Afin de caractériser l'impact de la modification de la pluviométrie sur le ruissellement, les paramètres fréquentiels fixés pour mettre en oeuvre le modèle de simulation de champs de pluie (E_0, Var_0 et F_0) ont été ajustés aux valeurs des paramètres moyens de la distribution des jours pluvieux respectivement pour chacune des périodes humide et sèche. La fonction de structure spatiale rentrée dans le modèle est basée sur le variogramme journalier élaboré par Ali (2004) et de formulation semblable au variogramme événementiel présenté dans le chapitre 4 (article $B05$, équation 1). Comme suggéré dans le chapitre 5, le variogramme a été normé en vue de son utilisation pour la simulation des champs gaussiens. A partir des cette paramétrisation, nous simulerons donc d'abord des champs de pluie non conditionnés (*snc*). Ensuite, afin de prendre en compte la dispersion des caractéristiques des stations de la fenêtre, nous conditionneront les champs de pluie en leur centre par la chronique des jours pluvieux de chaque station prise indépendamment (simulations conditionnées par un point *sc1*). Le nombre d'événements simulés correspond donc au nombre d'événements sélectionnées sur chaque période (1398 sur la période humide, 1163 sur la période sèche). La dispersion stochastique du modèle est prise en compte par la simulation de 100 réalisations par événement.

8.2.1.2 Caractéristiques des champs simulés

Les variogrammes simulés sont présentés sur la figure 8.9. La valeur des paliers atteints pour les variogrammes de la période humide et de la période sèche montrent que l'utilisation du variogramme normé pour la simulation des champs gaussiens permet après anamorphose de retrouver un variogramme cohérent avec la variance de la pluie sur chaque période.

Comme le montrent les valeurs reportées dans le tableau 8.6, les caractéristiques fréquentielles des champs de pluie sont en adéquation avec les caractéristiques qui ont servi au paramétrage du modèle telles que données dans les tableaux 8.4 et 8.5.Sans conditionnement, les simulations respectent les caractéristiques moyennes. Le conditionnement par les stations influence légèrement les caractéristiques des champs. On remarque ainsi que quelques singularités qui marquaient certaines stations sont répercutées. On notera par exemple la légère augmentation de la moyenne conditionnelle et de la variance conditionnelle des champs lorsqu'ils sont conditionnés par la station de Torodi. On remarque aussi que la faible pluviosité qui caractérise la station Gotheye est retranscrite dans les simulations.

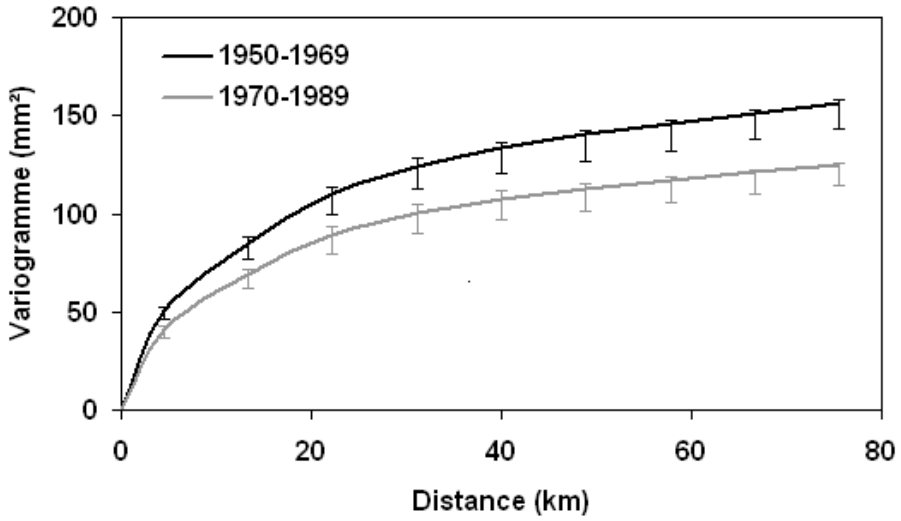


FIG. 8.9: Variogrammes moyens des champs issus de la simulation non conditionnée pour la période humide, d'une part et la période sèche, d'autre part. Les barres d'erreur montrent les extrêmes des variogrammes moyens des simulations conditionnées par un point.

		snc	*sc1*					
		Moyenne	Gotheye	Niamey	Kollo	Torodi	Say	Birni
Période humide	E (mm)	8.8	8.1	9.1	8.8	9.0	8.9	8.9
	Var (mm^2)	182.8	167.6	187.8	179.0	187.4	193.5	186.7
	$E0$ (mm)	16.0	15.5	16.1	16.2	15.9	16.4	16.2
	$Var0$ (mm^2)	217.6	206.5	220.1	224.3	207.6	233.4	222.3
	$F0$ (%)	45	48	44	45	44	46	45
Période sèche	E (mm)	7.9	7.3	8.3	8.1	8.1	8.3	8.0
	Var (mm^2)	167.4	153.7	169.7	170.9	175.0	177.8	172.3
	$E0$ (mm)	15.8	15.3	15.8	15.9	16.1	16.2	16.0
	$Var0$ (mm^2)	209.2	199.2	205.2	212.5	219.2	218.6	215.7
	$F0$(%)	50	52	48	49	50	49	50
Changement (%)	E	-9.7	-9.4	-8.8	-8.8	-9.5	- 6.7	-9.4
	Var	-8.4	-8.3	-9.6	-8.8	-2.2	-8.1	-7.7
	$E0$	-1.7	-1.3	-2.0	-1.9	0.9	-1.4	-1.6
	$Var0$	-3.9	-3.5	-6.8	-5.3	5.6	-6.4	-2.9
	$F0$	9.7	9.0	8.9	8.4	13.2	6.3	9.7

TAB. 8.6: Caractéristiques des distributions ponctuelles issues des champs simulés.

8.2.2 Simulation du ruissellement

Le forçage du modèle *Zarbhy* par les champs de pluie simulés permet de rendre compte de l'effet sur le ruissellement, non seulement de la diminution moyenne du nombre d'événements pluvieux, mais aussi des modifications des caractéristiques pluviométriques entre la période humide et la période sèche.

On considère ici l'évolution de la moyenne de la pluie et du ruissellement annuels dont les valeurs sont reportés dans le tableau 8.7. La figure 8.10 illustre les résultats issus des simulations non conditionnées. Avec les cent réalisations de chroniques de jours pluvieux, on dispose de cent

valeurs de pluie et de ruissellement moyens annuels qui expliquent la dispersion des résultats. Sur la période humide, la pluie moyenne annuelle simulée est de 614 mm avec un écart type de 15.7 mm et pour la période sèche la pluie moyenne annuelle est de 465.9 mm avec un écart type de 13.9 mm. On simule donc une diminution de la pluie de l'ordre 23% entre la période humide et la période sèche. Le ruissellement correspondant montre lui une évolution notablement différente. D'une part, la dispersion des simulations est plus marquée sur chaque période que pour la pluie, puisque le coefficient de variation de l'ordre de 3% pour la pluie passe à une valeur proche de 10% pour le ruissellement. D'autre part, la diminution du ruissellement entre la période humide et la période sèche s'élève cette fois à près de 28% montrant une accentuation de la diminution de la pluie par un facteur moyen de 1.13.

Les résultats issus des simulations conditionnées sont assez similaires. La diminution de la pluviométrie est accentuée par un facteur de 1.2 à 1.5 sur le ruissellement, excepté lorsque les simulations sont conditionnées par la station de Torodi qui présente des caractéristiques fréquentielles assez singulières et pour laquelle le ruissellement ne diminue que de 8.2% soit environ trois fois moins que la pluie. La singularité de ce comportement peut tout à fait être mise en doute, mais les résultats issus des autres stations conditionnantes suffisent à montrer qu'au delà de la diminution moyenne du nombre d'événements, commune à toutes les stations, la variabilité des caractéristiques fréquentielles semble jouer un rôle majeur dans l'évolution du ruissellement.

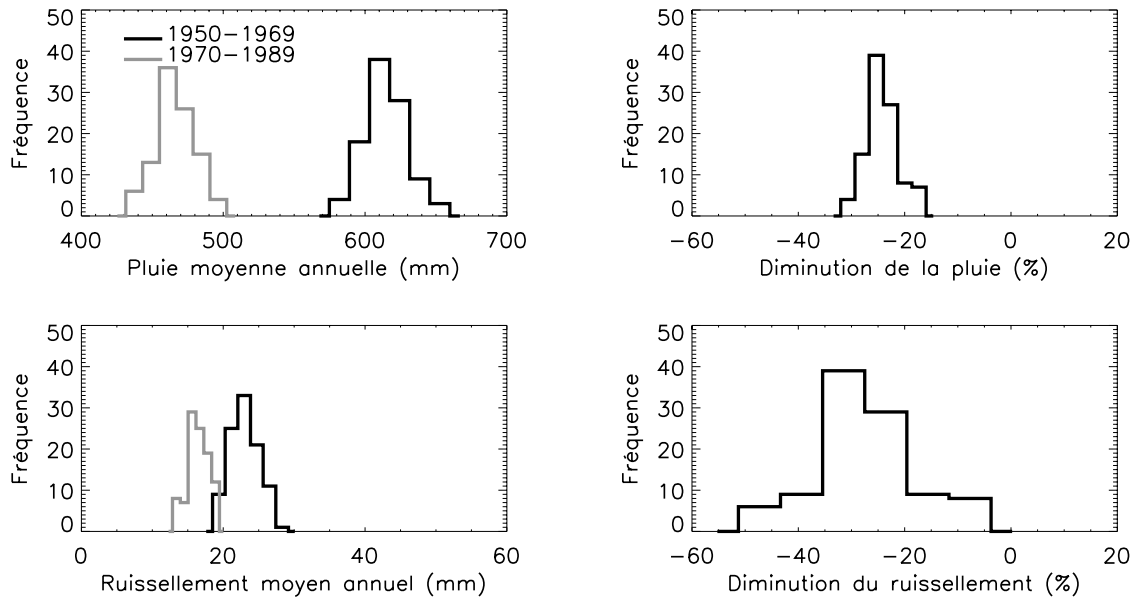


FIG. 8.10: Pluie et ruissellement moyen annuels pour la période humide et la période sèche. La dispersion des résultats est issue des 100 réalisations de chroniques de jours pluvieux simulées.

Remarque : Etant donné le faible nombre de stations qui ont permis de calculer les caractéristiques moyennes de la fenêtre, les caractéristiques de la station de Torodi ont un poids non négligeable sur la valeur des paramètres moyens de la distribution des pluies journalières utilisées pour notre étude. Si les simulations non conditionnées sont menées à partir de la Station de Nia-

		snc	*sc1*		
		Moyenne	Gotheye	Niamey	Kollo
Pluie annuelle	Période humide	614.7*(15.7)*	555.5*(11.1)*	635.6*(10.5)*	614.4*(11.5)*
	Période sèche	465.9*(13.9)*	413.5*(9.6)*	478.8*(9.3)*	470.8*(9.8)*
Diminution (%)		-24.2*(3.1)*	-25.5*(2.1)*	-24.6*(1.9)*	-23.3*(2.2)*
Ruissellement annuel	Période humide	23.0*(2.1)*	19.4*(1.4)*	24.1*(1.7)*	25.0*(1.8)*
	Période sèche	16.5*(1.6)*	13.0*(1.2)*	15.8*(1.4)*	17.2*(1.5)*
Diminution (%)		-27.8*(9.8)*	-32.4*(7.7)*	-34.2*(6.9)*	-30.8*(7.9)*
Rapport de diminution		1.13*(0.33)*	1.26*(0.25)*	1.38*(0.23)*	1.31*(0.28)*

sc1		
Torodi	Say	Birni
626.9*(10.3)*	629.9*(11.0)*	618.2*(11.3)*
475.0*(10.4)*	484.6*(10.0)*	465.9*(8.8)*
-24.2*(1.97)*	-23.1*(2.0)*	-24.6*(2.0)*
20.1*(1.2)*	27.6*(1.6)*	23.9*(1.7)*
18.4*(1.6)*	17.9*(1.5)*	16.7*(1.3)*
-8.2*(9.53)*	-34.9*(6.6)*	-29.9*(7.6)*
0.32*(0.38)*	1.51*(0.22)*	1.20*(0.27)*

TAB. 8.7: Pluie et ruissellement moyens annuels simulés sur la période humide 1950-1969 et la période sèche 1970-1989. Les valeurs entre parenthèses sont les écart types associées aux valeurs moyennes calculées à partir des 100 réalisations.

mey uniquement l'effet de la diminution de la pluviométrie sur le ruissellement se traduit par une amplification de facteur 1,7, ce qui reste proche des résultats issus des simulations conditionnées et du même ordre que suggérés par Seguis *et al.* (2004).

8.3 Conclusions du chapitre

Synthèse des résultats

Sur la base des données pluviométriques journalières disponibles sur les 40 années de 1950 à 1989 sur une zone délimitée par les latitudes 15°N et 11°N et les longitudes 2°O et 3°E, nous avons mis en évidence certaines des modifications des caractéristiques fréquentielles de la pluie entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989.

Sur des fenêtres d'étude de méso-échelle, la définition d'un critère spatial de sélection des pluies journalières correspondant autant que faire se peut au passage d'événements pluvieux, a permis d'entreprendre l'étude des modifications de la fréquence des valeurs nulles au sein des jours pluvieux. Notre analyse a rejoint sur beaucoup de points les résultats de travaux antérieurs réalisés par Le Barbé et Lebel (1997) et Le Barbé *et al.* (2002), montrant que le déficit pluviométrique depuis la fin des années 1960 s'est avant tout caractérisé sur la bande sahélienne par une diminution relative du nombre de jours pluvieux d'autant plus marquée que les événements sont intenses. Cette diminution s'est accompagnée d'une modification de la distribution des différents types d'événements pluvieux menant à des caractéristiques fréquentielles moyennes des jours plu-

vieux différentes après 1970. En particulier la diminution des événements les plus intenses et les plus étendus peut en partie expliquer l'augmentation franche de l'intermittence moyenne des événements, et la diminution, bien que moins marquée, de l'intensité moyenne des pluies non nulles parfois repérée à certaines stations. Ces changements semblent en revanche plus mesurés sur les fenêtres d'études des latitudes inférieures à 13°N correspondant à la zone sahélo-soudanienne.

La simulation de champs de pluie non conditionnés et conditionnés par chacune des stations au voisinage de Niamey, a permis d'entreprendre l'étude de l'impact des modifications de la pluviométrie sur le ruissellement de la zone endoréique des 227 bassins du Kori de Dantiandou. Dans un contexte hydrologique stationnaire la diminution de la pluie de l'ordre de 23% entre les deux périodes se répercute en moyenne de façon accentuée sur le ruissellement simulé qui diminue d'environ 28%. La dispersion des caractéristiques stationnelles montre que cette diminution peut être localement aggravée allant jusqu'à accentuer par un facteur 1.7 la diminution de la pluviométrie sur la diminution du ruissellement. Ces résultats convergent avec ceux de Seguis *et al.* (2004) et les complètent dans la mesure où ils ont été obtenus à l'échelle régionale d'un groupement de bassins endoréiques. La variabilité des caractéristiques stationnelles montre en outre une forte sensibilité à la valeur des caractéristiques fréquentielles de la pluie.

Ces résultats doivent bien entendu être considérés avec prudence et ne font en aucun cas office de certitudes devant les nombreuses incertitudes qui accompagnent la faible densité spatiale et la faible résolution temporelle des données utilisées. Ils soulèvent en revanche clairement l'importance du lien entre la modification du nombre d'événements pluvieux et la modification des caractéristiques fréquentielles des pluies qui sont des facteurs primordiaux dans la variabilité de la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens. Les modifications passées mises en évidence par notre étude indiquent a fortiori une direction privilégiée pour l'élaboration de scénarios pluviométriques à l'échelle de l'hydrologie pour étudier l'impact des changements climatiques futurs.

Remarque sur l'utilisation des chroniques ponctuelles de stations isolées dans le conditionnement des simulations

Le conditionnement des simulations par chacune des stations a été facilité par le fait que les jours pluvieux ont été définis a priori sur chacune des stations grâce au critère de sélection spatiale.

En revanche si l'on considère le cas d'une station isolée, l'utilisation de ces données pour le conditionnement des simulations de champs de pluie est rendue complexe dans la mesure où l'on ne dispose pas de l'information de la correspondance potentielle entre les pluies journalières et le passage d'événements de définition spatiale.

Deux problèmes se posent alors concernant l'utilisation de cette station pour le conditionnement des simulations : (i) comment savoir si un jour de pluie non nulle est issu d'un événement pluvieux de définition spatiale ou d'une averse localisée, (ii) comment savoir si un jour de pluie nulle est lié à l'absence d'événement ou s'il est issu de l'intermittence interne d'un événement. Au final la question est de savoir comment définir un événement de définition spatiale sans aucune information spatiale.

Cette problématique nécessite de développer une approche probabiliste basée sur les statistiques issues des zones où la pluviométrie est bien documentée. Une méthode pourrait être la définition d'une loi de probabilité binomiale permettant de déterminer pour chaque jour d'une chronique s'il est issu d'au moins un événement ou d'aucun d'événement. Cette loi pourrait être affinée en la rendant conditionnelle à la valeur du jour pluvieux qui répondrait à la question : quelle est la probabilité qu'un jour soit issu d'un événement connaissant la valeur de son cumul pluviométrique. Si l'on peut déterminer chaque jour de l'année le nombre moyen d'événements par jour, on peut aussi composer cette loi binomiale à une loi de Poisson qui permet de déterminer la probabilité d'avoir un jour pluvieux connaissant sa position dans l'année.

Les études sur la loi des fuites réalisées par Le Barbé et Lebel (1997), Le Barbé *et al.* (2002) et Balme-Debionne (2004) permettent de fournir l'information du nombre moyen d'événements pluvieux par jour. Bien que la définition de l'événement soit locale, cette information peut être utilisée en première hypothèse pour sélectionner les jours pluvieux.

Des travaux ont été initiés dans ce sens au cours de cette thèse mais ils nécessitent d'être approfondis.

Chapitre 9

Impact de scénarios pluviométriques de sensibilité sur la réponse des systèmes hydrologiques

Le chapitre précédent a montré que le changement climatique que subit le Sahel depuis la fin des années 1960 s'est caractérisé sur la période 1970-1989 par une modification des caractéristiques de la pluie à méso-échelle. Le déficit pluviométrique s'est en effet traduit par une diminution du nombre de jours pluvieux, accompagnée d'un changement de certaines caractéristiques statistiques lié à la diminution privilégiée des événements du coeur de la saison des pluies. La modélisation hydrologique nous a en outre permis de montrer que ces modifications avaient une influence majeure sur la réponse des systèmes hydrologiques.

Ces résultats incitent à se demander comment serait modifiée la réponse des systèmes hydrologiques en cas de changement climatique induisant différents types de modifications du régime pluviométrique. Les scénarios grande échelle produit par les modèles climatiques ne permettant pas de se faire une idée précise de ce qui pourrait advenir à la méso-échelle (Lebel *et al.* 2000), on va travailler ici sur la base de scénarios de sensibilité. De tels scénarios consistent à imaginer différentes modifications du régime pluviométrique qui pourraient être associées à une baisse durable de la pluviométrie. A l'évidence un de ces scénarios correspond à ce qui a été observé lors de la sécheresse 1970-1997, c'est à dire à une baisse des gros événements en coeur de saison des pluies. Mais d'autres types de modifications peuvent être imaginés afin d'en étudier l'impact sur le ruissellement modélisé des systèmes hydrologiques.

Par référence aux résultats obtenus dans le chapitre précédent, on va chercher à évaluer : i) l'impact de changements dans l'occurrence des événements pluvieux ; ii) l'impact de changements des caractéristiques statistiques modulant l'intensité des événements et leur extension spatiale.

9.1 Impact d'une diminution de l'occurrence des événements pluvieux

9.1.1 Méthodologie d'élaboration des scénarios de sensibilité

La méthodologie adoptée est inspirée des travaux réalisés par Vieux *et al.* (1998) sur le bassin endoréique de Wankama (1.8 km^2) modélisé par *abc-rwf*. Leur étude s'est focalisée sur les risques que pourrait engendrer une diminution du nombre d'événements pluvieux sur le ruissellement du bassin. Vieux *et al.* (1998) soulignent que la manière dont les événements pluvieux sont éliminés est déterminante sur les modifications de la réponse en ruissellement : l'élimination d'événements peu intenses sera moins discriminante pour le ruissellement que l'élimination d'événements très intenses dont on a vu qu'ils étaient responsables de la majorité du ruissellement produit (Vischel et Lebel 2006). Vieux *et al.* (1998) ont donc défini quatre types de scénarios. Les deux premiers sont basés sur la considération unique de la position temporelle de l'occurrence des événements :

- scénario *FLEY* (First and Last storms of Each Year removed) qui consiste à éliminer graduellement les événements de début et de fin de saison des pluies,
- scénario *FLJA* (First and Last storms of July and August removed) qui consiste à éliminer graduellement les événements du début du mois de juillet et de la fin du mois août c'est à dire au coeur de la saison des pluies.

Les deux autres sont basés sur la considération unique de l'intensité des événements (figure 9.1) :

- scénario *LISF* (Less intense Storms removed first) qui consiste à éliminer les événements par ordre croissant d'intensité,
- scénario *MISF* (Most intense Storms removed first) qui consiste à éliminer les événements par ordre décroissant d'intensité.

Afin d'isoler encore plus fortement le scénario *FLJA* des effets d'intensité liés au signal saisonnier marqué au coeur de la saison des pluies, les événements seront aussi éliminés aléatoirement selon le scénario suivant :

- scénario *SJAR* (Storms of July and August are Randomly removed) qui consiste à éliminer dans un ordre aléatoire les événements des mois de juillet et août

Ces scénarios sont appliqués à l'étude de la sensibilité de la réponse hydrologique, des bassins du Kori de Dantiandou d'une part, du bassin de la Sirba d'autre part.

9.1.2 Sensibilité de la réponse en ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou aux scénarios pluviométriques

La sensibilité de la réponse du système hydrologique des 227 bassins du Kori de Dantiandou aux quatre scénarios pluviométriques énoncés est évaluée à l'aide du modèle *Zarbhy*.

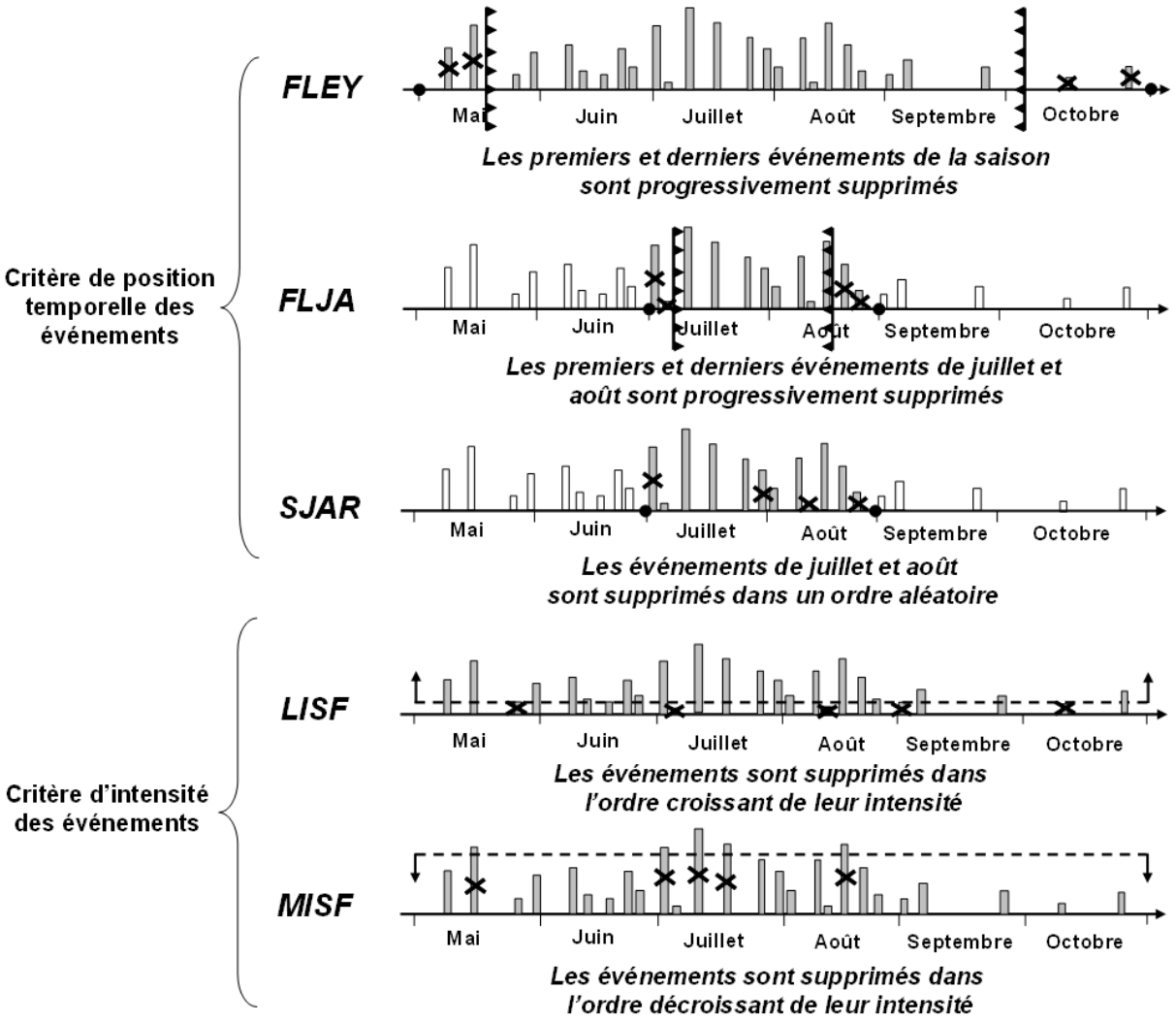


FIG. 9.1: Scénarios pluviométriques utilisés pour tester la sensibilité des systèmes hydrologiques à la diminution du nombre d'événements pluvieux.

9.1.2.1 Implémentation

La chronique formée par les 545 événements EPSAT-Niger de 1990 à 2002, déjà utilisée pour mettre en oeuvre le modèle stochastique de champs de pluie sur le Kori de Dantiandou (cf. chapitre 5), va servir ici de données initiales aux scénarios de sensibilité. On compare l'impact des scénarios à partir des événements issus de la simulation de champs de pluie conditionnés par les stations (*scM*). En effet, on a vu (section 7.1.2) que ce type de simulation était certainement le plus à même de retranscrire la variabilité du ruissellement, d'une part par sa capacité à reproduire la variabilité spatiale des intensités de pluie ; d'autre part, parce qu'elle permet de conserver l'information de la magnitude des événements et donc de la variabilité saisonnière grâce au conditionnement par les valeurs aux stations.

Pour les scénarios de position (*FLEY, FLJA, SJAR*), on élimine jusqu'à 300 événements sur les treize années, en supprimant graduellement deux événements par an lorsque c'est possible. Pour les scénarios d'intensité (*LISF, MISF*), les seuils d'intensité sont fixés de 0 à 70 mm avec

un pas de 5 mm. Les scénarios sont appliqués pour les 100 réalisations de la chronique des 545 événements issues de la simulation stochastique des champs de pluie. La dispersion qui en découle sera prise en compte dans l'analyse des résultats. Dans le cas des scénarios *SJAR*, à cette dispersion s'ajoute la dispersion liée à l'élimination aléatoire des événements que nous prendrons en compte par la réalisation 100 tirages indépendants.

9.1.2.2 Résultats

Analyse de la diminution relative conjointe de la pluie et du ruissellement

Les résultats sont analysés à partir des figures 9.2 et 9.3 qui représentent pour les scénarios de position et les scénarios d'intensité, le lien entre le critère de sélection des événements (respectivement le nombre d'événement supprimés et le seuil d'intensité des événements) et la diminution correspondante de la pluie et du ruissellement. Les figures présentent aussi pour chaque scénario, la relation directe entre la diminution de la pluie et la diminution du ruissellement.

L'application des scénarios de position produit en première approximation une diminution de la pluie quasi linéaire à la diminution du nombre d'événements. On notera que la diminution relative de la pluie issue des scénarios *FLJA* et *SJAR* est plus marquée que celle produite par le scénario *FLEY*. Les scénarios *FLJA* et *SJAR* se focalisent en effet sur les événements du coeur de la saison des pluies qui sont en moyenne plus intenses qu'aux extrémités de la saison, et dont la suppression est par conséquent plus préjudiciable pour le cumul pluviométrique.

L'analyse de la diminution du ruissellement en fonction du nombre d'événements permet d'affiner l'analyse précédente et montre qu'on peut en réalité détecter plusieurs modes dans l'évolution de la diminution de la pluie et de celle du ruissellement. Dans le cas du scénario *FLEY*, on voit que le ruissellement diminue d'environ 10% lorsque les 160 premiers événements environ sont supprimés. Au delà, la diminution s'accentue fortement. La diminution relative du ruissellement peu marquée en dessous de ce seuil de 160 événements est liée à l'intensité moyenne moindre et l'intermittence spatiale plus modérée des événements en extrémité de la saison des pluies (Balme-Debionne 2004). Ces événements sont donc moins aptes à produire du ruissellement. Dès que l'on passe ce seuil, la probabilité de supprimer des événements plus intenses augmente d'autant plus que l'on se rapproche du coeur de la saison des pluies. Pour ce premier scénario, on constate que la diminution relative de la pluie est toujours répercutée par une diminution relative moins marquée du ruissellement.

Le scénario *FLJA* montre qu'il existe encore une organisation moyenne graduelle de la propension des événements à produire du ruissellement au sein même des mois de juillet et août. En effet, la diminution du ruissellement en fonction du nombre d'événements supprimés durant les mois de juillet et août s'accentue lorsque l'on augmente le nombre d'événements supprimés. L'évolution relative de la diminution du ruissellement en fonction de celle de la pluie, montre un comportement non linéaire de la réponse du bassin : sous le seuil d'une diminution de 50% de la pluie, la diminution du ruissellement est toujours inférieure à celle de la pluie ; au delà du seuil de 50%, la diminution du ruissellement est accentuée par rapport à celle de la pluie.

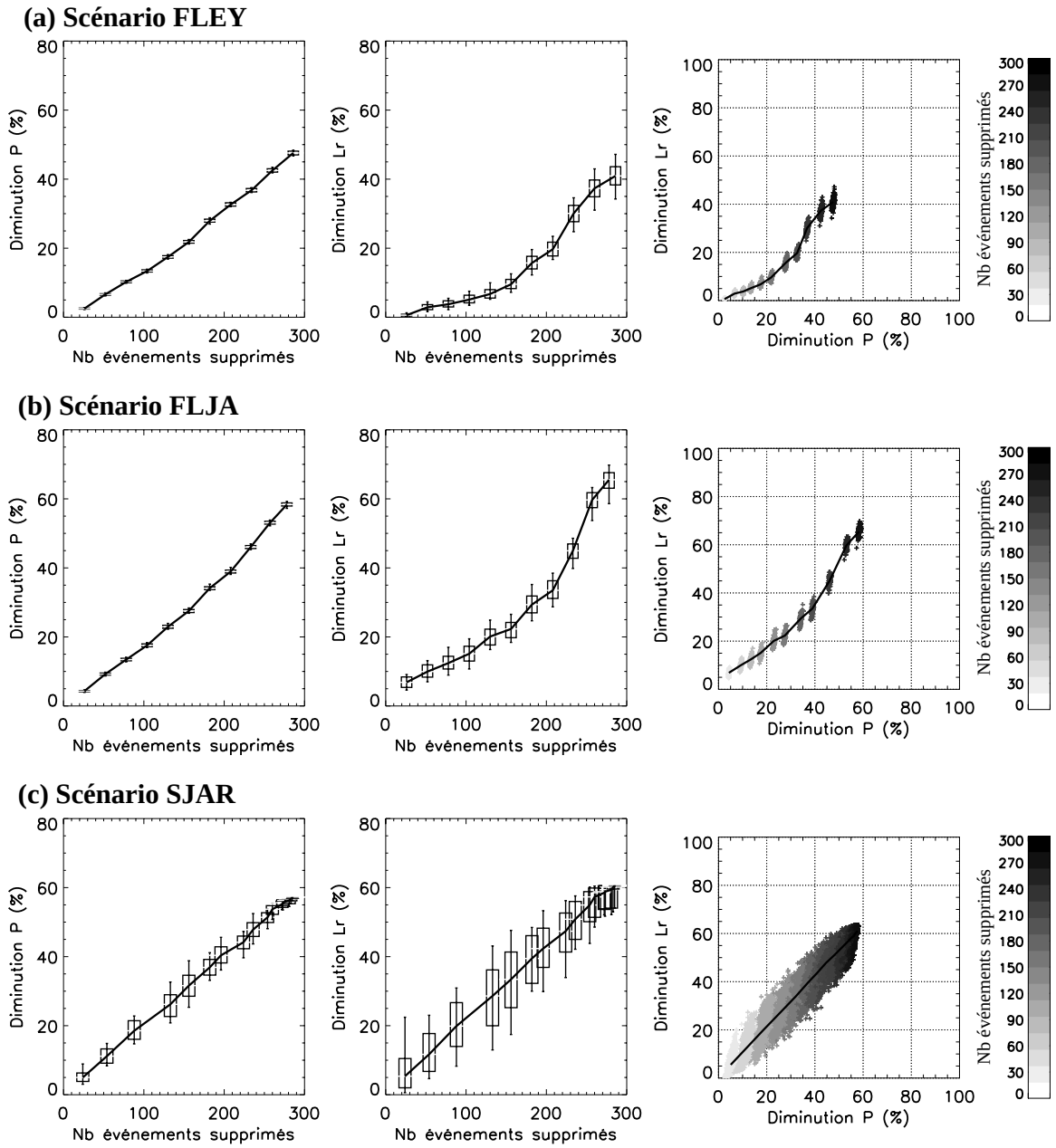


FIG. 9.2: Impact des scénarios de sensibilité liés à la position temporelle des événements sur la diminution moyenne de la pluie P et de la lame d'eau ruisselée L_r simulée. Les courbes en gras montrent l'évolution moyenne des diminutions dont la dispersion est représentée soit par les boîtes à moustache (minimum, quantile 10%, quantile 90% et maximum) soit par la représentation de l'ensemble de valeurs simulées (graphes de la troisième colonne).

En supprimant aléatoirement les événements de juillet et août, (scénario *SJAR*) on s'affranchit de l'organisation temporelle moyenne de l'intensité des événements qui expliquent les non linéarités constatées pour le scénario *FLJA*. On remarque en effet qu'en moyenne, la diminution de la pluie se retranscrit par une diminution identique du ruissellement. La large dispersion des résultats montre en revanche que certains tirages peuvent conduire à de fortes non linéarités dans la réponse du système.

L'intensité des événements, qui semble influencer indirectement les scénarios précédents, est plus particulièrement considérée par les scénarios *LISF* et *MISF* (figure 9.3). On constate alors que la suppression graduelle des événements en fonction de leur intensité produit une diminution de la pluie à laquelle est associée une réponse hydrologique en ruissellement fortement non linéaire. La diminution des événements les moins intenses est très peu préjudiciable pour le ruissellement dont la diminution très limitée reste toujours inférieure à la diminution de la pluie. Au contraire, la suppression des événements les plus intenses est non seulement préjudiciable en terme de cumul pluviométrique, mais se répercute immédiatement sur le ruissellement de façon d'autant plus accentuée que les événements supprimés sont intenses. Ainsi une diminution de 20% de la pluie se répercuterait par une diminution de près de 70% du ruissellement, soit une accentuation par un facteur de 3.5.

Globalement, les résultats ainsi obtenus à l'échelle des 227 bassins du Kori de Dantiandou sont très similaires à ceux suggérés à l'échelle locale du bassin endoréique de Wankama par Vieux *et al.* (1998). On notera tout de même que les effets non linéaires sont encore plus marqués pour notre expérience. Ceci peut en partie être dû au fait que les averses localisées, qui expliquent une part du cumul du ruissellement annuel à l'échelle des bassins, ne sont pas prises en compte dans notre échantillon de données.

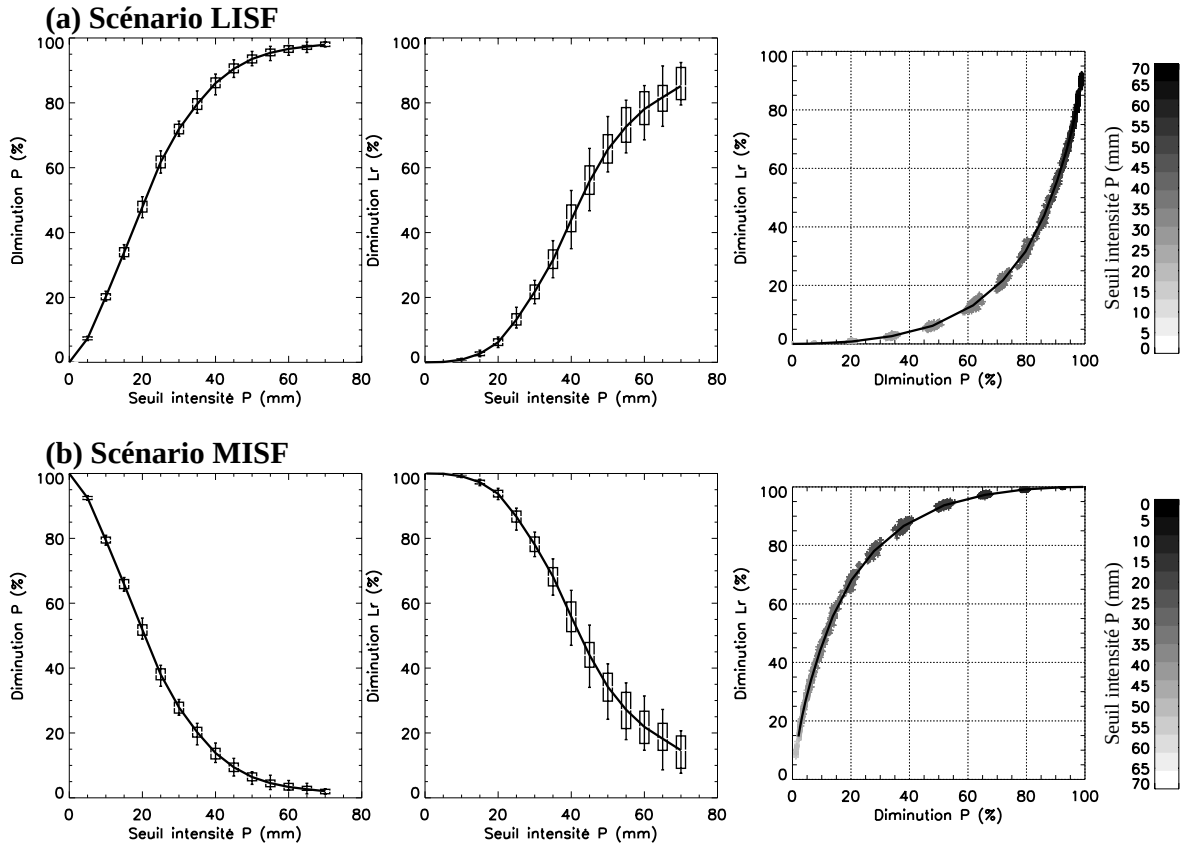


FIG. 9.3: Impact des scénarios de sensibilité liés à l'intensité des événements sur la diminution moyenne de la pluie P et de la lame d'eau ruisselée L_r simulée. Les courbes en gras montrent l'évolution moyenne des diminutions dont la dispersion est représentée soit par les boîtes à moustache (minimum, quantile 10%, quantile 90% et maximum) soit par la représentation de l'ensemble de valeurs simulées (graphes de la troisième colonne).

Impact des scénarios sur la modification des caractéristiques fréquentielles

L'approche spatiale que nous adoptons dans cette étude permet en outre d'aborder le lien existant entre la diminution du nombre d'événements imposée par les scénarios et la modification en conséquence des caractéristiques de distribution de la pluie ponctuelle. Une telle démarche est notamment motivée par l'étude des modifications de la pluviométrie liées à la sécheresse des années 1970-1980 qui suggère que le changement des caractéristiques fréquentielles moyenne de la pluie est issu de la diminution majoritaire du nombre d'événements au coeur de la saison des pluies.

On se focalise dans la présente analyse sur les changements relatifs opérés sur les trois paramètres statistiques décrivant la distribution ponctuelle des événements à savoir : la moyenne conditionnelle E_0, variance conditionnelle Var_0 et fréquence des valeurs nulles F_0 (figure 9.4). Les valeurs initiales de ces paramètres issues des 545 événements ont été répertoriées au chapitre 5 dans le tableau 5.1.

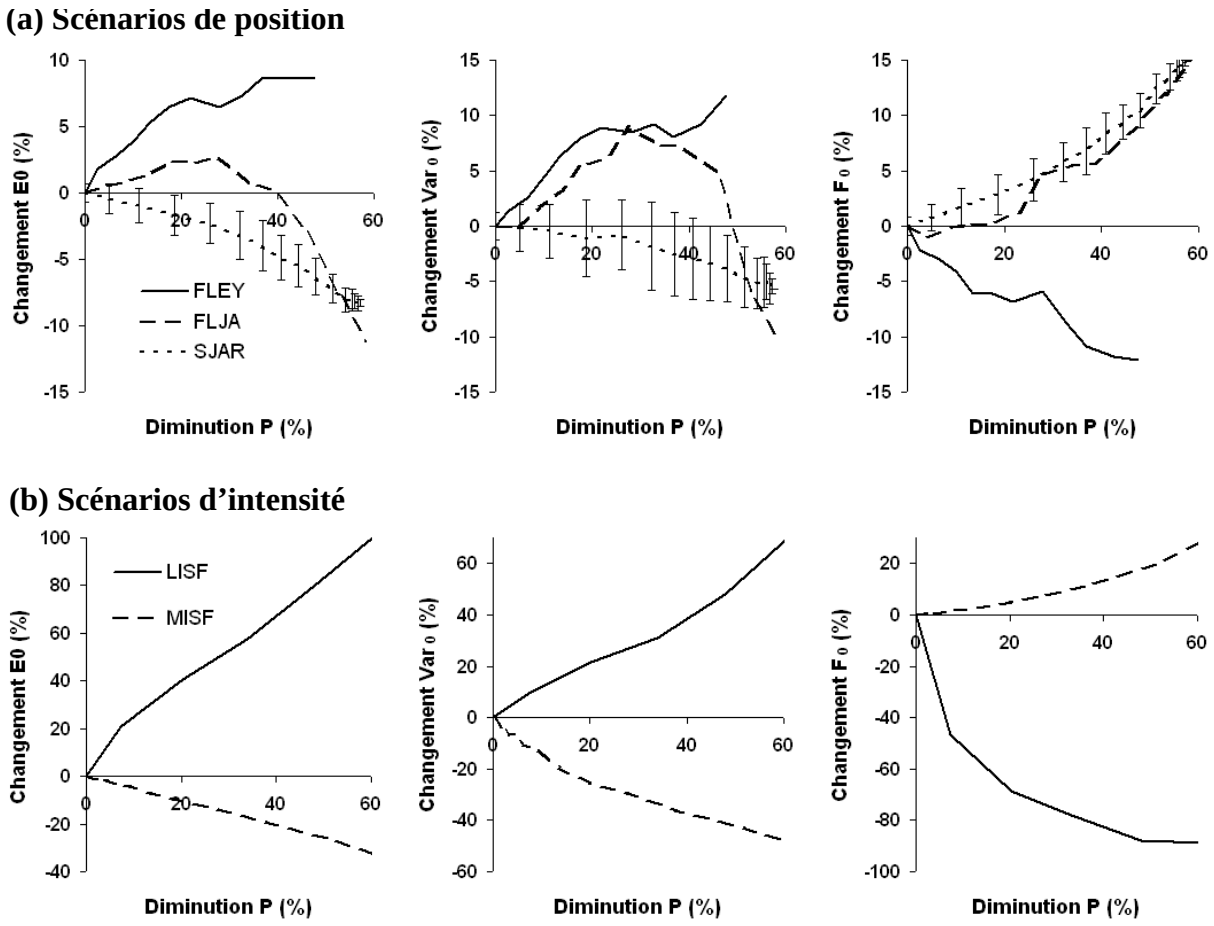


FIG. 9.4: Impact de la diminution du nombre d'événements imposée par les scénarios de sensibilité sur la valeur moyenne des caractéristiques fréquentielles des événements.

On constate très logiquement que la manière dont sont éliminés les événements pluvieux, conduit à des modifications variables des caractéristiques fréquentielles moyennes des événements.

Les modifications les plus radicales des caractéristiques sont liées aux scénarios *LISF* et *MISF* qui sélectionnent les événements selon leur intensité, et agissent de façon très organisée sur la distribution des caractéristiques fréquentielles (figure 9.4b). Les événements les plus intenses étant associés aux intensités ponctuelles les plus fortes et aux fréquences des valeurs nulles les plus faibles, on observe : i) pour le scénario *LISF*, la suppression graduelle des événements les moins intenses s'accompagne très logiquement d'une augmentation régulière de la moyenne conditionnelle E_0 et de la variance conditionnelle Var_0, ainsi que d'une diminution régulière de la fréquence des valeurs nulles ; ii) inversement, pour le scénario *MISF*, la suppression graduelle des événements les plus intenses s'accompagne d'une diminution régulière de la moyenne conditionnelle E_0 et de la variance conditionnelle Var_0, ainsi que d'une augmentation de la fréquence des valeurs nulles.

Les deux scénarios précédents encadrent le comportement issu des trois autres scénarios. Le mode de sélection des événements en fonction de la position temporelle rend les modifications sur les caractéristiques fréquentielles plus irrégulières car issue de la suppression régulière d'un mélange plus ou moins structuré d'événements d'intensité variable (figure 9.4a). On constate que la suppression progressive des événements en début et fin de saison imposée par le scénario *FLEY*, provoque une augmentation des caractéristiques E_0 et Var_0, et une diminution de la fréquence des valeurs nulles F_0. L'évolution relative de ces paramètres est d'autant plus marquée que la pluie diminue. Ce résultat est à nouveau cohérent avec l'organisation saisonnière des caractéristiques événementielles : les événements à l'extrémité de la saison sont en moyenne moins intenses et plus intermittents, leur suppression s'accompagne donc d'un déplacement de la valeur moyenne des caractéristiques vers des valeurs plus représentatives des événements globalement plus intenses et spatialement plus étendus qui touchent la partie centrale de la saison.

L'évolution des caractéristiques associée au scénario *FLJA*, s'opère en deux étapes. Jusqu'à une diminution relative de la pluie d'environ 30%, la valeur moyenne des caractéristiques E_0 et Var_0 augmente respectivement jusqu'à 3% et 9%, et la valeur de F_0 diminue. Lorsque la diminution de la pluie est supérieure à 30%, la fréquence des valeurs nulles F_0 continue de croître, en revanche, E_0 et Var_0 chutent assez brutalement jusqu'à être diminués de plus de 10% pour un déficit pluviométrique d'environ 60%. Les événements en début du mois de juillet et fin du mois d'août ont donc des intensités en moyenne plus faibles que les gros événements qui touchent le coeur de la saison des pluies. On constate ici le rôle majeur des événements du coeur de la saison des pluies qui influencent fortement les valeurs moyennes des caractéristiques, leur suppression marque alors une modification radicale des statistiques.

Le scénario *SJAR* conduit à une évolution moyenne des caractéristiques statistiques plus lissée et régulière que celle du scénario *FLJA*. La diminution de la pluie s'accompagne d'une décroissance régulière de la moyenne et de la variance conditionnelles E_0 et Var_0, et une croissance régulière de la fréquence des valeurs nulles F_0. Pour une diminution de 20% de la pluie, on constate une diminution moyenne d'environ 2% de la moyenne conditionnelle, de 1% de la variance conditionnelle et une augmentation de 3.5% de la fréquence des valeurs nulles. Cette évolution s'accompagne d'une dispersion représentée par l'écart type issu des différents tirages aléatoires (barres d'erreurs sur la figure 9.4a).

Le lien direct entre la modification moyenne des caractéristiques et la sensibilité de la réponse du bassin n'est pas du tout immédiat. En séparant les effets (sur le ruissellement simulé) d'une modification de l'intensité des événements de ceux d'un changement dans la fréquence des valeurs nulles, la section 9.2 devrait aider à éclaircir ce point.

9.1.3 Sensibilité de la réponse en débit du bassin de la Sirba aux scénarios pluviométriques

Les scénarios de sensibilité sont appliqués pour étudier la sensibilité de la réponse du bassin de la Sirba modélisé avec le modèle *abc*. L'intérêt d'explorer ces scénarios sur ce bassin comparé à ce qui a déjà été fait sur les bassins du Kori de Dantiandou est notamment d'évaluer le rôle de l'occurrence des événements sur la forme des hydrogrammes simulés.

On se consacre pour cela à l'application des scénarios sur deux années caractéristiques :cela ne se voit pas sur la figure 9.5 : faut-il envisager de donner le graphe pour les deux années séparément ? ?1984 et 1988. La première de ces deux années est, rappelons-le, une année de faibles débits, tandis que l'année 1988 est une année caractérisée par des débits particulièrement élevés ayant causé une crue locale sur le fleuve Niger supérieure à la crue guinéo- malienne (cf. figure 3.16). On ne considère donc plus ici l'événement pluvieux directement, mais les jours pluvieux qui ont touché le bassin. Pour des raisons de lourdeur des calculs, le tirage aléatoire des événements au sein des mois de juillet et août (scénario *SJAR*) n'a pas été réalisé de manière systématique. Nous ne présenterons donc que les résultats issus des quatre scénarios *FLEY, FLJA, LISF, MISF*.

Lien entre diminution de la pluie et diminution des débits

Deux années ne suffisent certainement pas à établir de manière robuste une relation entre la diminution de la pluie et la diminution des débits qui soit représentative du comportement moyen tel que nous avons pu l'établir sur les bassins du Kori de Dantiandou. On remarque malgré tout une forte similarité entre les résultats obtenus sur la Sirba et ceux issus de l'analyse de la réponse des bassins du Kori de Dantiandou. Les comportements fortement non linéaires dans la réponse du bassin surviennent à nouveau lorsque les scénarios d'intensité sont appliqués aux pluies journalières. Suite à la suppression des événements les plus intenses, la diminution de la pluie se répercute par une diminution accentuée des débits. Le rapport des diminutions est caractérisé par un facteur multiplicatif proche de 2 pour un déficit de pluie d'environ 20% (le déficit en ruissellement se situe alors autour de 40 à 50%) donc légèrement inférieur au facteur associé à la forte non linéarité provoquée par les mêmes scénarios sur la zone du Kori de Dantiandou. La suppression des événements les moins intenses se traduit également par des non linéarités dans la réponse modélisée du bassin bien moins marquées que pour les bassins endoréiques. On constate en outre que la sensibilité des débits aux scénarios *FLEY* et *FLJA* est très dépendante de la configuration interne de la saison de chacune des deux années. Pour l'année 1984, par exemple, les écoulements sont majoritairement expliqués par les événements particulièrement tardifs du mois de septembre et d'octobre, ce explique la forte sensibilité des débits au scénario *FLEY*. De même en 1988, où les écoulements se sont surtout produits en juillet et août, c'est la réponse au scénario *FLJA* qui apparaît comme particulièrement non linéaire

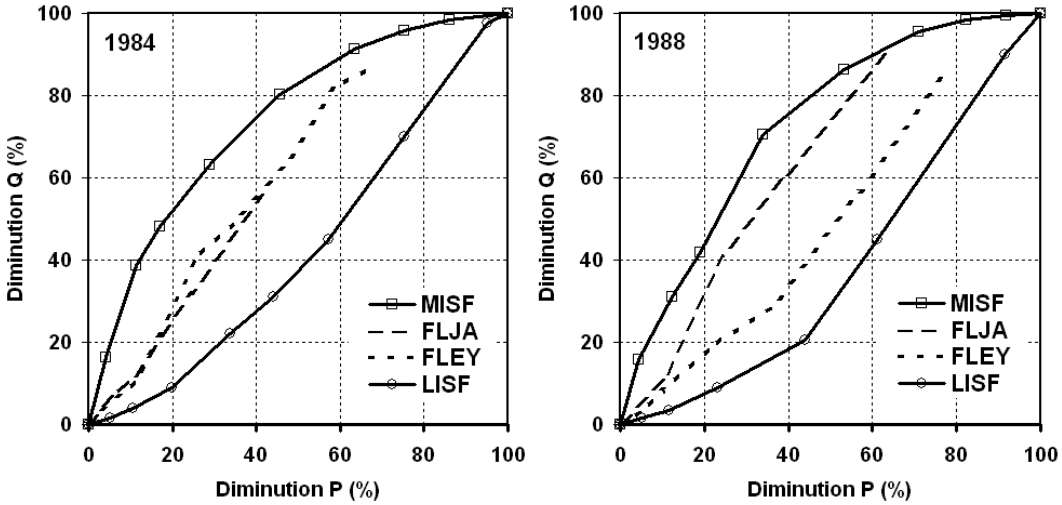


FIG. 9.5: Evolution relative de la pluie P et des débits Q de la Sirba pour les quatre scénarios *FLEY, FLJA, LISF, MISF* appliqués aux deux années 1984 et 1988.

Modification des hydrogrammes

La suppression graduelle des événements et son effet sur les hydrogrammes simulés sont illustrés par les figures F.1 à F.4 reportées en annexe F. Le point le plus intéressant de cette analyse est notamment issu des deux scénarios les plus extrêmes *LISF* et *MISF* qui permettent de décomposer l'influence de l'occurrence des jours pluvieux sur la forme des hydrogrammes simulés (figure 9.6).

On constate alors que pour les deux années simulées la suppression graduelle des événements les moins intenses (scénario *LISF*) transforme l'hydrogramme de départ vers un hydrogramme dont la forme globale traduit une diminution des débits quasiment homothétique. En revanche, la suppression des jours les plus forts change radicalement la forme de l'hydrogramme, les principaux pics disparaissant peu à peu.

On remarque donc ici que les jours pluvieux les moins intenses forment par accumulation la base volumétrique de l'hydrogramme. Sur cette base, les événements les plus intenses marquent les pics de débits qui déterminent la forme finale de l'hydrogramme. Le scénario *MISF* appliqué à l'année 1988 montre ainsi comment la crue locale du fleuve Niger, majoritairement issue des écoulements de la Sirba (cf. section 3.2.3.2), ne dépend finalement que de quelques événements intenses qui ont touché le bassin.

9.2 Impact hydrologique isolé d'une modification des caractéristiques intrinsèques des événements pluvieux

La première section de ce chapitre a permis de mettre en évidence l'impact sur la réponse des systèmes hydrologiques d'une diminution du nombre des événements pluvieux. Dans cette deuxième section, nous nous focalisons sur le rôle joué de façon indépendante par une modification hypothétique des caractéristiques intrinsèques des événements à savoir : i) une modification

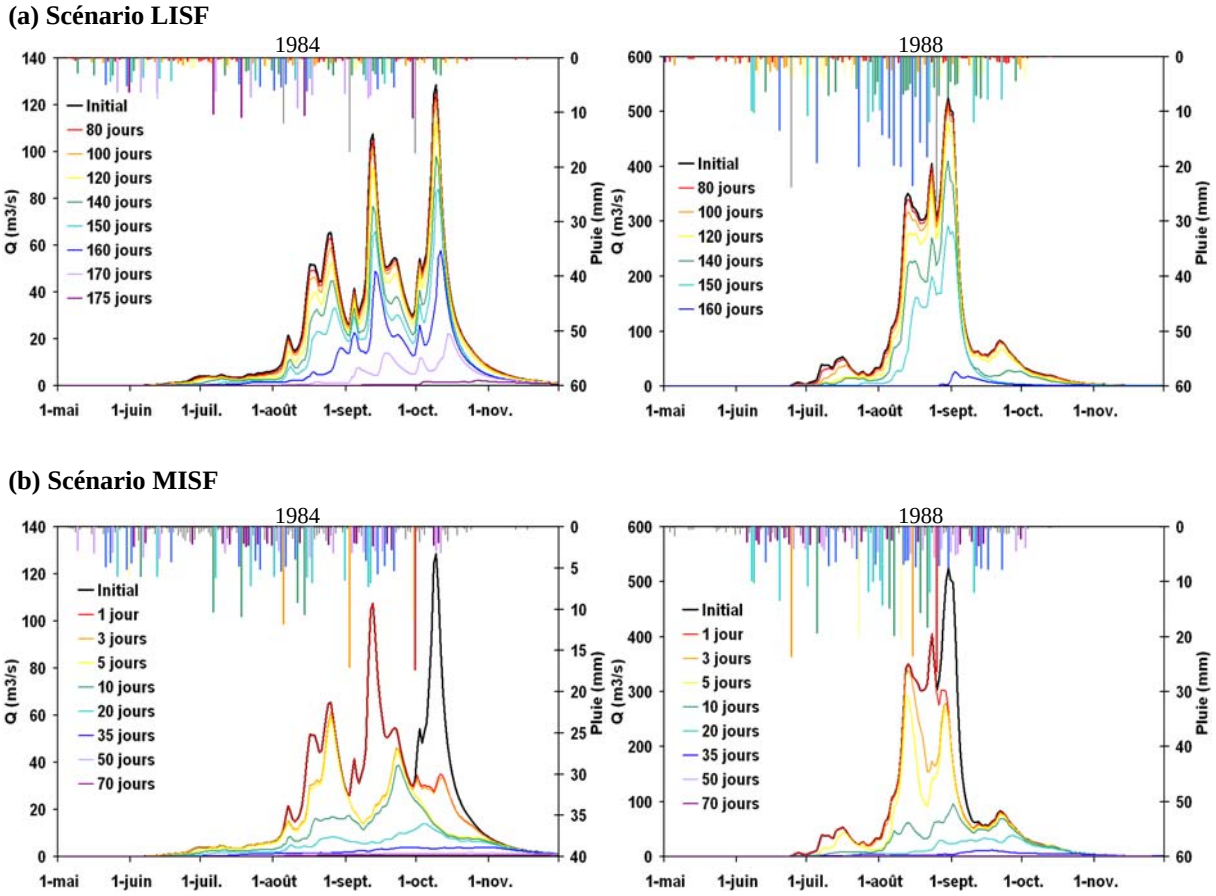


FIG. 9.6: Impact des scénarios LISF et MISF sur les hydrogrammes de la Sirba simulés pour les années 1984 et 1988

potentielle de l'intensité de la pluie issue des événements et ii) une modification potentielle de l'extension spatiale des événements.

9.2.1 Méthodologie d'élaboration des scénarios pluviométriques

La méthodologie employée se base sur la simulation stochastique non conditionnée de champs de pluie qui peut retranscrire, de par sa paramétrisation, les modifications liées aux deux aspects cités .

Deux paramètres de simulations de champs de pluie sont susceptibles d'agir sur les caractéristiques d'intensité et d'extension spatiale des événements, et définissent ainsi les deux scénarios à élaborer :

- le premier va reposer sur une modification hypothétique du paramètre de moyenne conditionnelle E_0 décrivant la distribution ponctuelle des événements. D'un point de vue physique, ce scénario peut être associé à une modification potentielle de l'intensité de la convection au sein des événements.
- le second va considérer que le paramètre de fréquence des valeurs nulles de la distribution ponctuelle des événements est amené à se modifier. D'après les propriétés ergodiques de la

pluie, ce scénario peut être associé à une modification de l'extension spatiale moyenne des événements.

La valeur de chacun de ces paramètres est modifiée de façon à couvrir une gamme assez large de changements en terme de diminution et d'augmentation de la pluviométrie.

La démarche employée nous amène à formuler deux hypothèses de simulation :

(i) la loi de type exponentielle qui caractérise les événements AMMA-CATCH Niger est supposée représenter à nouveau le comportement des événements simulés. La conséquence de cette hypothèse est que la variance conditionnelle Var_0 est fixée égale au carré du paramètre E_0.

(ii) la fonction de structure spatiale des événements est supposée convenir à la simulation des champs de pluie pour l'ensemble des valeurs de caractéristiques testées. Cette hypothèse est très certainement valable pour le premier scénario, elle est sûrement beaucoup plus discutable pour le second.

A chaque nouvelle valeur des caractéristiques mises en jeu dans les scénarios, une chronique de 545 champs de pluie est simulée. La chronique servant de référence aux modifications de la pluviométrie associée aux scénarios, est la chronique des 545 événements AMMA-CATCH Niger de la période 1990-2002. Le caractère stochastique des simulations est à nouveau pris en compte par la simulation de 100 réalisations par chronique simulée.

Enfin l'impact hydrologique des pluviométriques est évalué sur les bassins du Kori de Dantiandou via le modèle hydrologique *Zarbhy*.

9.2.2 Impact sur la réponse hydrologique des bassins du Kori de Dantiandou

Comme précédemment, on relie le changement de la pluviométrie issue de la modification des caractéristiques internes des événements au changement correspondant de la lame d'eau ruisselée simulée.

On constate alors, d'après la figure 9.7, que la diminution de la fréquence des valeurs nulles, se traduit par une réponse moyenne linéaire du bassin à la diminution de la pluie.

Remarque : ce résultat est équivalent à une diminution du nombre d'événements sans changement des caractéristiques internes de champs de pluie, c'est à dire une diminution totalement aléatoire dans le temps du nombre d'événements.

En revanche, la production de ruissellement étant très sensible à la valeur des intensités événementielles, le scénario modifiant les intensités produit une réponse du bassin très fortement non linéaire (figure 9.8). Le comportement de l'évolution du changement du ruissellement en fonction du changement de la pluie est même divergente lorsque les valeurs conditionnelles croissent. On note ici que l'hypothèse de conservation de la loi exponentielle se traduit par une dispersion croissante en fonction de E_0 des changements pluviométriques simulés. Cette dispersion est accentuée par les effets non linéaires du modèle sur les changements du ruissellement.

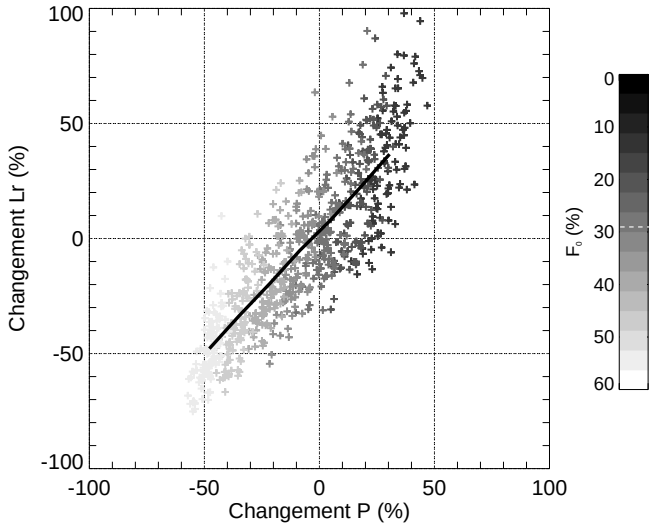


FIG. 9.7: Impact sur le ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou d'un changement de l'extension moyenne spatiale des événements pluvieux. Les pointillés blancs sur la barre de couleurs situent la valeur initiale de F_0 des événements AMMA-CATCH Niger de 28%.

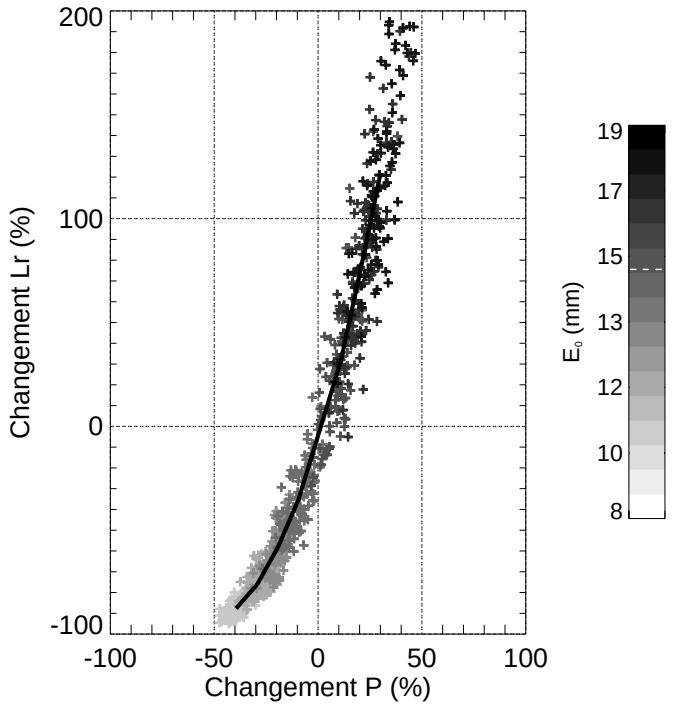


FIG. 9.8: Impact sur le ruissellement des bassins du Kori de Dantiandou d'un changement de l'intensité moyenne des événements pluvieux. Les pointillés blancs sur la barre de couleurs situent la valeur initiale de E_0 des événements AMMA-CATCH Niger de 14.8 mm.

9.3 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre nous avons évalué l'impact sur la réponse de systèmes hydrologiques sahéliens de scénarios basés sur variabilité pluviométrique à l'échelle de l'événement.

L'application des scénarios visant à diminuer graduellement le nombre d'événements souligne le rôle majeur joué par l'occurrence des événements pluvieux sur la réponse du bassin. En particulier une diminution potentielle des événements extrêmes (les plus intenses ou les moins intenses) est associée à une réponse très fortement non linéaire des systèmes hydrologiques. On a en particulier pu confirmer le rôle des événements les plus intenses sur le ruissellement de surface en terme de volumes écoulés et de débits maximums lorsque les écoulements sont transférés au sein du bassin. De façon toute aussi logique, une diminution des événements les moins intenses est moins préjudiciable pour le ruissellement. Etant donné l'organisation interne du signal saisonnier de la pluie et des caractéristiques internes des événements, l'impact de la diminution du nombre d'événements sur la pluie et le ruissellement associé, dépend largement de la période à laquelle est appliquée la diminution. En particulier, la diminution du nombre d'événements du coeur de la saison des pluies a beaucoup plus d'impact sur le ruissellement que la diminution du nombre d'événements en extrémité de la saison des pluies.

Outre l'occurrence des événements, le changement potentiel des caractéristiques internes des événements peut en outre fortement impacter la réponse des systèmes hydrologiques. Nous avons ainsi pu constater que la diminution de l'extension spatiale des événements provoquait une diminution du ruissellement du même ordre que la diminution de la pluie. En revanche si l'intensité des systèmes venait à se modifier, l'impact sur les débit du changement pluviométrique serait largement non linéaire. En particulier, une diminution de l'intensité moyenne des événements provoque une faible diminution de la pluie moyenne mais qui agit de façon très préjudiciable sur la production du ruissellement de surface.

L'application de ces scénarios de sensibilité permet en outre de revenir sur les évolutions constatées sur la période 1950-1989. En effet l'évolution relative du ruissellement entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970- 1989 a été supposée principalement associée à une diminution du nombre des événements du coeur de la saison des pluies. Les évolutions simulées à partir du scénario $SJAR$ semblent confirmer cette hypothèse puisqu'elles s'accordent en beaucoup de points avec cette évolution passée, que ce soit en terme de diminution relative de la pluie et du ruissellement, ou en terme de modifications moyennes des caractéristiques internes des événements pluvieux. Dans l'hypothèse d'un renforcement du changement climatique qui touche le Sahel depuis la fin des années 1960, la diminution du nombre d'événements au coeur de la saison des pluies est donc le scénario le plus probable. La confirmation d'une telle évolution et l'évaluation de son impact hydrologique nécessiteraient de pouvoir accéder dans les modèles de climat, à l'échelle de l'événement pluvieux.

Conclusion générale

Principaux résultats

Ce travail de thèse se situe à l'interface des préoccupations exprimées par les climatologues pour montrer l'applicabilité et l'utilité de leurs recherches dans le domaine des impacts du changement climatique et de celles des hydrologues, frustrés de ne pouvoir utiliser les scénarios climatiques tels qu'ils existent aujourd'hui pour forcer leurs modèles et bâtir des scénarios de ressources en eau pour le futur.

Notre objectif a été de mieux comprendre comment les sauts d'échelles – qui correspondent aussi souvent à des sauts conceptuels – peuvent compromettre le réalisme des scénarios hydroclimatiques bâtis par simple juxtaposition de modèles qui fonctionnent à des résolutions très différentes : l'exemple le plus frappant à cet égard est fourni par la juxtaposition entre modèles globaux du climat et modèles hydrologiques explicitant les processus d'infiltration à l'échelle locale. Nous avons été amenés à explorer cette thématique en adaptant notre démarche à la quantité et à la qualité des données disponibles. Il est en effet impossible de disposer pour l'Afrique de l'Ouest d'un jeu de données documentant correctement le continuum des échelles qui nous intéressent ici. Le recours à une modélisation idéalisée est dans un tel contexte parfois nécessaire.

Nous avons traité les trois composantes principales du problème posé.

(1) La variabilité pluviométrique de méso-échelle.

(i) ***Question générale sous-jacente***. Quelle est la part de la variabilité pluviométrique qui n'est pas représentée dans les sorties de modèles climatiques, alors qu'elle joue un rôle important dans la réponse des systèmes hydrologiques et dans le cycle de l'eau de manière plus générale.

(ii) ***Démarche et contribution***. On a cherché à caractériser la variabilité pluviométrique de méso-échelle associée aux systèmes convectifs organisés qui représentent 90% de le pluie au Sahel, après le saut de mousson et plus de 80% sur l'ensemble de l'année. Ceci a été fait à partir d'un jeu de données haute résolution – le seul de son espèce en Afrique – qui a permis de quantifier les erreurs commises lorsque l'échantillonnage réalisé par les réseaux de mesure et/ou la résolution des champs pluviométriques déduits de ces mesures sont insuffisants. Parallèlement on a vérifié la capacité d'un modèle stochastique à fournir des données de forçage à résolution fine à partir de moyennes grande échelle. Les échelles clefs de la variabilité pluviométrique de méso-échelle au Sahel sont désormais bien identifiés et on peut tester son impact sur la variabilité hydrologique.

(iii) ***Résultats***.

1. *Variabilité de la pluie liée à l'échelle convective des systèmes pluvieux.* La forte variabilité liée à l'échelle convective des systèmes pluvieux se transcrit jusque dans les champs de pluie annuels marqués par de forts gradients spatiaux locaux de l'ordre de 25 à 30 mm/km, donc bien plus élevés que le gradient latitudinal de 1mm/km qui n'apparaît qu'à l'échelle pluri-annuelle. La première conséquence est que si on réduit la densité du réseau à 1 station pour 10000 km^2, ce qui est souvent le cas pour les réseaux

opérationnels de la région, une erreur de 16% accompagne l'estimation de la pluie annuelle. Une densité minimum de 8 stations permettrait de diminuer cette erreur à 5%. A l'échelle de l'événement, où la variabilité spatiale est naturellement plus forte, un réseau trop lâche est encore plus préjudiciable (20 à 25% d'erreur pour un réseau de 12 stations). La deuxième conséquence est que les données de faible résolution spatiale, comme celles que pourraient fournir les satellites ou les modèles de climat, rendent compte d'une variabilité réduite de la pluie. Sur la base de champs événementiels de résolution variable de 1×1 km^2 à 100×100, on estime ainsi une diminution de l'écart type de 15.2 mm pour les séries ponctuelles, à 9.2 mm pour les séries de résolution 100×100 km^2, conduisant notamment à un abattement de la pluie décennale de 36%.

2. *Fortes intensités et intermittence des événements.* En moyenne chaque année 85% de la pluie annuelle est produite par 30 à 50 événements, mais en fait 50% de la pluie tombe en moins de 4 heures avec une intensité supérieure à 35 mm/h.

Cette forte variabilité est bien retranscrite par les modèles statistiques de simulation/désagrégation.

1. *Temporellement.* Un modèle de désagrégation temporelle, basé sur un hyétogramme synthétique, permet de représenter de façon robuste l'organisation des intensités au sein de l'événement pluvieux.
2. *Spatialement.* Un modèle de simulation stochastique de champs de pluie a démontré sa capacité à retranscrire la variabilité spatiale des intensité événementielles. Afin d'améliorer la retranscription de la variabilité intra-saisonnière et annuelle, les simulations peuvent s'agrémenter de l'information tant ponctuelle des données pluviométriques mesurées, que spatiale des données satellites ou des sorties de modèles de climat.

(2) L'impact de cette variabilité sur le cycle de l'eau, notamment les écoulements de surface.

(i) ***Question générale sous-jacente***. Les champs de forçage des modèles hydrologiques utilisés pour représenter le cycle de l'eau n'ont pas toujours la résolution permettant d'incorporer la variabilité pluviométrique de méso-échelle. Comment cela se traduit-il dans leurs performances ?

(ii) ***Démarche et contribution***. Les modèles hydrologiques qui sont utilisés au Sahel pour simuler les écoulements de surface privilégient le ruissellement hortonien. En absence de données disponibles sur tous les bassins couverts par le réseau pluviographique ayant permis de caractériser finement la variabilité pluviométrique de méso-échelle, on a eu recours à la construction d'un environnement hydrologique idéalisé et à la simulation de son fonctionnement par un modèle hortonien validé par ailleurs pour cette région. Le modèle stochastique validé en partie ***1*** a permis de fournir des données de forçage de résolution adaptée et de vérifier qu'on compensait alors les biais introduits par l'utilisation directe de données de résolution grossière. On a quantifié l'impact d'une mauvaise prise en compte de la variabilité pluviométrique de méso-échelle dans les modèles hydrologiques hortoniens utilisés au Sahel

et on dispose d'outils pour interfacer les modèles climatiques et les modèles hydrologiques dans cette région.

(iii) ***Résultats***.

1. *Effet d'une résolution temporelle inadaptée.* Au delà d'une résolution temporelle de 120 minutes, notre étude a montré qu'on pouvait simuler jusqu'à trois fois moins de ruissellement qu'à la résolution de référence de 5 minutes.
2. *Effet d'une résolution spatiale inadaptée.* La dégradation de la résolution spatiale de la pluie s'est aussi révélée très préjudiciable pour le ruissellement simulé, qui peut être sous-estimé de plus de 50% lorsqu'une résolution spatiale de 100×100 km^2 est employée à la place de la résolution de référence de 1×1 km^2.
3. *Effet du sous échantillonnage spatial.* L'erreur sur la pluie associée au sous-échantillonnage spatial d'un réseau trop lâche se répercute de façon amplifiée sur le ruissellement simulé. Un réseau réduit à 4 stations pour 10000 km^2 provoque ainsi une erreur de plus de 150% en comparaison au ruissellement obtenu à partir d'un réseau de 30 stations.

L'utilisation du modèle de champs de pluie a confirmé son utilité pour le forçage des modèles hydrologiques, en permettant de restituer les intensité de pluie événementielles responsable de la production du ruissellement hortonien. En particulier, la simulation de champs de pluie s'est avérée être une alternative pertinente aux méthodes d'interpolations classiques telles que le krigeage qui, en sous évaluant la variabilité spatiale des intensités, a conduit à sous-estimer le ruissellement de 25% par rapport aux ruissellement issu de la pluie simulée.

(3) Le lien avec les modifications du régime pluviométrique associé à la variabilité climatique.

(i) ***Question générale sous-jacente***. La variabilité climatique se traduit par une modification des régimes pluviométriques qui peut prendre différentes formes. Comment peut-on relier ces modifications à la variabilité pluviométrique de méso-échelle pour faire des études de sensibilité avec les modèles hydrologiques validés précédemment ?

(ii) ***Démarche et contribution***. Dans le cas du Sahel ce sont les modifications de la fréquence et de certaines caractéristiques internes des systèmes convectifs enregistrés lors de la phase sèche 1970-1989 qui peuvent nous servir de guide pour bâtir des scénarios de changement de régime pluviométrique. On a donc étudié, d'une part, comment les modifications de régime constatées lors de cette période sèche ont affecté le ruissellement de surface ; puis, on a imaginé différentes formes de changement de régime pluviométrique pour étudier l'impact de ces changements sur le ruissellement. Ce travail est rendu possible grâce aux outils développés et validés lors des deux étapes précédentes.

(iii) ***Résultats***.

1. *Variabilité hydro-climatique sur la période 1950-1989* Le déficit pluviométrique entre la période humide de 1950-1969 et la période sèche de 1970-1989 s'est principalement caractérisé par :

- la diminution du nombre des événements pluvieux d'autant plus marquée pour les événements intenses
- une relative stabilité de l'intensité des pluies au sein des événements
- un amoindrissement de l'extension spatiale moyenne des événements liée à la diminution des plus gros événements

Retranscrites dans la simulation stochastique de champs de pluie, on a pu évaluer que ces modifications - en l'absence de changement des états de surface qui ont en réalité accompagné la période de sécheresse - auraient conduit à une diminution du ruissellement de 27 à 40% soit une amplification la diminution de la pluie par un facteur 1.2 à 1.7.

2. *Sensibilité de la réponse des systèmes hydrologiques à des scénarios pluviométriques*
Sur la base des caractéristiques qui ont été modifiées par le passé, des scénarios de sensibilité ont été élaborés. En terme d'une diminution potentielle de l'occurrence des événements pluvieux, on a pu souligner le fort préjudice que pourrait causer une diminution des événements les plus intenses sur les écoulements de surface, pouvant associer à une diminution de la pluie de 20%, une diminution des écoulement de près de 70%. Une conséquence est qu'une diminution potentielle des événements peu intenses du début et de fin de saison est bien moins critique pour le ruissellement qu'une diminution potentielle des événements, en moyenne plus intense, du coeur de la saison des pluies. En terme de modifications potentielles des caractéristiques internes, les écoulements simulés se sont montrés bien plus sensibles à un changement l'intensité moyenne des événements associés à une réponse fortement non linéaire des bassins, qu'un changement dans l'intermittence spatiale associé à une réponse plus linéaire.

Perspectives immédiates

1. Valorisation de la simulation et la désagrégation de champs de pluie événementiels

Une suite directe de ce travail sera d'utiliser les modèles de simulation de champs de pluie pour améliorer notre compréhension de la variabilité hydroclimatique passée et future :

- *Application des simulations de champs de pluie conditionnées par les stations au modèle intégré de modélisation de la nappe du Kori de Dantiandou*

Nous pensons rapidement pouvoir implémenter des simulations de champs de pluie conditionnées par les stations sur l'ensemble des bassins du Kori de Dantiandou (plus de 337 bassins). Ce travail permettra peut être d'expliquer une partie du déficit du ruissellement et de la contribution en conséquence de la nappe du Kori remarqués dans la modélisation intégrée réalisée par Massuel (2005).

- *Intégration des simulations de champs de pluie en mode désagrégation dans une chaîne complète de réduction d'échelle*

Dans le cadre du programme GICC (Gestion et Impacts du Changement Climatique), le projet ACCIES (Analyse du Changement CLimatique et de ses Impacts sur l'Eau et la Santé) prévoit d'étudier l'impact du changement climatique sur le risque des maladies vectorielles (arboviroses et paludisme) à l'échelle d'un transect liant l'Afrique Sahélienne à l'Europe méridionnale.

Les travaux de cette thèse vont pouvoir contribuer aux interrogations sur le rôle de la variabilité spatio-temporelle de la pluie sur la réponse simulée des systèmes hydrologiques et guider la mise en oeuvre d'une stratégie de réduction d'échelle et de désagrégation de champs de pluie pour le forçage de modèles hydrologiques. Des méthodes de réduction d'échelle statistiques sont en développement et ont déjà permis d'extraire des relations entre des paramètres de la dynamique de grande échelle et le nombre de systèmes convectifs (Ali 2004 ; Nick Hall, communication personnelle). Ces méthodes devraient être associées à des simulations de champs de pluie couplant un modèle statistique de dynamique des systèmes convectifs de méso-échelle élaboré par Ali (2004) et la désagrégation de champs de pluie par simulation stochastique de champs gaussiens anamorphosés. Ce modèle permettra de réaliser des simulations pour l'étude de la réponse des systèmes hydrologiques exoréiques qui nécessite une stratégie de modélisation en continu de la pluie et dont l'échelle d'extension supérieure à la méso-échelle nécessite de prendre en compte la dynamique des systèmes précipitants. Ce dernier point doit notamment s'accompagner d'une étude méthodologique approfondie sur l'origine des biais détectés dans la méthode de simulation de champs de pluie via l'algorithme de Gibbs.

Enfin l'impact d'une modification potentielle des états de surface associé aux aléas climatiques ainsi qu'à la pression anthropique doit aussi être envisagé. Ce sujet n'a pas été traité dans la thèse mais mérite aussi que l'on s'y attache dans la mesure où les états de surface jouent un rôle majeur dans les non linéarités de l'évolution hydro-climatique au Sahel.

2. Pistes d'améliorations de la modélisation du bassin de la Sirba

L'identification du bassin de la Sirba comme bassin pilote pour les études d'impact hydrologiques doit certainement s'accompagner d'une amélioration de la stratégie de modélisation adoptée, ce qui implique aussi de collecter un certain nombre de données non encore exploitées, voire non encore disponibles. Compte tenu de l'expertise acquise au cours de ce travail, nous proposons ici quelques pistes qui nous semblent pertinentes pour la suite.

– *Implémentation d'une formulation numérique plus adaptée à la simulation de longues séries hydrométriques*

L'approche de modélisation adoptée au cours de ce travail repose sur la prédominance supposée des mécanismes hortoniens dans la production du ruissellement. Cette hypothèse est vraisemblable compte tenu de la bonne connaissance acquise sur le fonctionnement de bassins voisins endoréiques et exoréiques. La modélisation de ce processus par les équations de Green et Ampt est donc justifiée puisqu'elle est adaptée à la modélisation du ruissellement par refus d'infiltration et qu'elle prend en compte de façon explicite les variabilités des intensités de pluie infra-événementielles auxquelles la production de ruissellement est sensible. Cette formulation était particulièrement adaptée aux problématiques du couplage réalisé par Messager (2005) qui exi-

geaient notamment de modéliser des champs d'humidité du sol à des pas de temps de l'ordre de 5 minutes.

Dans le cadre d'un objectif de simulation des débits à l'exutoire du bassin, il n'est pas nécessaire aux vues des échelles mises en jeu par la variabilité de la relation pluie-débit et de la résolution actuelle des données disponibles de recourir à une formulation aussi fine des processus de production du ruissellement. Les formulations adoptées par Peugeot *et al.* (1997) puis par Massuel (2005) ont montré d'excellentes capacités à retranscrire, via une paramétrisation par effet de seuil (pluie utile ou écrêtée) couplée à une formulation de type SCS, les mécanismes de hortoniens. Il serait certainement pertinent de définir des sous bassins aux caractéristiques géomorphologiques bien identifiées sur lesquels la démarche établie par Massuel (2005) pourrait être extrapolée. Une telle formulation permettrait en outre de diminuer fortement le coût prohibitif des simulations et de rendre ainsi le modèle plus maniable pour les simulations de longue durée.

– *Amélioration de la donnée liée aux processus d'écoulements de surface*

Quelle que soit la formulation adoptée, notre étude a notamment permis de bien évaluer l'importance que revêt (i) la représentation des intensités événementielles et infra-événementielles dans le forçage des modèles, (ii) le rôle majeur de la représentation des états de surface dans la production du ruissellement. Concernant le premier point, on ne peut que suggérer le renforcement de données pluviométriques par l'installation de postes pluviographiques qui permettront, outre l'accès à la variabilité infra-événementielle de la pluie, de densifier le réseau sur le bassin. Concernant, le second point, une grande part de l'incapacité à correctement modéliser les débits de la Sirba dans notre travail peut notamment être imputé au manque d'information sur la variabilité interannuelle voire intrasaisonnière des états de surface. Le recueil d'information sur les évolutions passées du couvert végétal du bassin doit aussi s'accompagner dans la mesure du possible d'un suivi régulier.

Un autre écueil de la modélisation a été de ne pas pouvoir documenter avec précision le transfert des écoulements au sein du bassin. Il semble pourtant que l'hydraulique au sein du réseau puisse jouer un rôle majeur dans la réponse du bassin. La documentation de la géométrie du réseau, l'évaluation d'éventuelles pertes en ligne et l'impact des plaines d'inondations et d'éventuelles zones d'épandage dans la partie haute du bassin sont autant d'informations qu'il est nécessaire de recueillir pour déterminer une formulation adaptée à la modélisation du transfert des écoulements.

– *Vers la fermeture du bilan hydrologique du bassin*

Enfin l'une des questions soulevée par le projet AMMA réside dans l'estimation et l'évolution des bilans hydrologiques à l'échelle des systèmes régionaux. Les travaux engagés sur la Sirba dans de nombreuses études encouragent à élucider cette question à l'échelle de ce bassin exoréique. Il faudrait pour cela élargir la compréhension des mécanismes de ruissellement de surface aux autres composantes du cycle hydrologique sur le bassin, en approfondissant les connaissances sur le partage entre l'infiltration et l'évapotranspiration qui dépend notamment de l'activité de la végétation et des modes de recharge potentielle de la nappe profonde sous le bassin. Cela

nécessiterait alors de recueillir et rassembler l'ensemble des données disponibles sur le bassin, et éventuellement d'instrumenter certains sites.

Implications pour les études hydro-climatiques

Les implications sous-jacentes aux travaux réalisés relèvent directement du rôle joué par la variabilité de la pluie à méso-échelle à l'interface entre (i) les problématiques posées par les hydrologues souhaitant étudier l'impact hydrologique du changement climatique et (ii) les problématiques posées par les climatologues souhaitant améliorer la représentation des interactions surface-atmosphère dans les MCG.

Les études réalisées à partir des observations hydrologiques des cinquante dernières années montrent que l'évolution de la pluie à l'échelle saisonnière et décennale est la signature de la variabilité pluviométrique de méso-échelle. Au sein des interactions complexes qui lient les trois réservoirs hydriques océan-continent-atmosphère, les modifications du climat global viendront, à n'en pas douter, se répercuter d'une manière ou d'une autre sur les systèmes pluviométriques de méso-échelles. Que ce soient sur leur occurrence ou leurs caractéristiques internes d'intensité ou d'extension spatiale, ces modifications auront un impact sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens. Les études d'impact de la variabilité climatique passée ou future doivent prendre en compte les variabilités pluviométriques de méso-échelles pour espérer pouvoir accéder de manière réaliste à l'évolution de l'hydrologie au Sahel.

Ceci implique notamment (i) de développer des modèles hydrologiques au sein desquels les processus sensibles à la variabilité pluviométrique de méso-échelle sont explicités, et (ii) de développer et implémenter des techniques de réduction d'échelle exploitant l'information en sortie des modèles de climat pour des applications hydrologiques. Pour ce dernier point, les approches déterministes souvent employées - comme par exemple la méthode des tendances directement appliquées aux observations pluviométriques - sont trop limitatives pour rendre compte des répercutions possibles des modifications climatiques de grande échelle sur les variabilités hydroclimatiques de méso-échelle. Des approches statistiques et statistico-dynamiques doivent être développées pour mettre en lien les variables grandes échelles de la dynamique non paramétrées dans les modèles avec les variabilités pluviométriques liées aux systèmes de méso-échelle. Ces méthodes de réduction d'échelle doivent être relayées par des méthodes stochastiques de simulation/désagrégation de champs de pluie pour une représentation complète de la variabilité pluviométrique permettant d'accéder à la variabilité hydrologique.

L'amélioration des techniques de réduction d'échelle, ainsi que l'implémentation d'outils de désagrégation ne peut se faire sans l'implication des climatologues pour (i) améliorer la représentation des systèmes convectifs au sein des MCG, (ii) analyser en conséquence les sorties de modèles aux échelles associées.

Il y a de ce point de vue beaucoup à attendre du projet AMMA, qui vise à améliorer notre compréhension des processus multi-échelle de la mousson d'Afrique de l'Ouest et qui par son

approche multidisciplinaire facilite le dialogue entre les chercheurs, notamment aux interfaces de la variabilité climatique et hydrologique.

Références bibliographiques

Afouda A., J. M. Bouchez, I. Braud, F. Cazenave, C. Depraetere, N. Dessay, A. Diedhiou, S. Galle, H. Gallée, M. Gosset, R. Haverkamp, H. Kaurent, L. Le Barbé, T. Lebel, C. Messager, H. Onibon et P. Reggiani (2001). Variabilité climatique et variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest : Un système couplé. In *Atelier sur le couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques*, 3-5 Décembre 2001, Toulouse, France.

Albergel J., A. Casenave, P. Ribstein et C. Valentin (1992). *L'aridité une contrainte au développement*, pp. 128–129. ORSTOM.

Ali A. (2004). *Modélisation de l'invariance d'échelle des champs de pluie sahéliens. Application aux algorithmes d'estimation et aux études de variabilité clmiatique.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Ali A., T. Lebel et A. Amani (2003). Invariance in the spatial structure of Sahelian rain fields at climatological scales. *Journal of Hydrometeorology* **4**(6), pp. 996–1011.

Ali A., T. Lebel et A. Amani (2005). Rainfall estimation in the Sahel. Part1 : error function. *Journal of Applied Meteorology* **44**, pp. 1691–1706.

Amani A. (1999). Analyse des crues 98/99 du fleuve Niger à Niamey. Technical report, Centre AGRHYMET.

Amani A., T. Lebel, J. Rousselle et D. Taupin (1996). Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. *Water Resources Research* **32**(8), pp. 2473–2487.

Amani A. et M. Nguetora (2002). Evidence d' une modification du régime hydrologique du fleuve Niger. In H. V. Lannen and S. D. S. Eds. (Eds.), *Friends 2002 Regional Hydrology : Bridging the gap between research and practice*, Number 274, Cape Town South Africa, pp. 449–456. IAHS.

Ambroise B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant -Processus, Facteurs, Modèles-*. Bucarest : HGA, pp. 200.

Amogu O. (En cours). *Dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Ardoin-Bardin S. (2004). *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne.* Ph. D. thesis, Université Montpellier II.

Ardoin-Bardin S., A. Dezetter, E. Servat, G. Mahe, J. E. Paturel, C. Dieulin et L. Casenave (2005, April). Evaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en

eau d'Afrique de l'Ouest et Centrale. In IAHS (Ed.), *Regional hydrological impact of climate change-Hydroclimatic variability*, Number 296, Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 194–201. IAHS.

Arnell N. W. (2003a). Effect of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff : a global perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* **7**(5).

Arnell N. W. (2003b). Effects of IPCC SRES* emissions scenarios on river runoff : a global perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* **7**(53), pp. 619–641.

Arnell N. W., D. A. Hudson et R. G. Jones (2003). Climate change scenarios from a regional climate model : Estimating in runoff in Southern Africa. *Journal of Geophysical Research* **108**(D16).

Arora V. K. (2001). Assessment of simulated water balance for continental-scale river basin in an AMIP2 simulation. *Journal of Geophysical Research* **106**(D14).

Arora V. K., F. H. S. Chiew et R. B. Grayson (1997). Surface hydrology in global climate models : how good is it ? In A. Institute of Engineers (Ed.), *Proceedings of the 24th International Hydrology and Water Resources Symposium*, Auckland, New Zealand, November 1997, pp. 367–372.

Balme M., T. Vischel, T. Lebel, C. Peugeot et S. Galle (2006). Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1 : Rainfall variability analysis. *Accepted in Journal of Hydrology*.

Balme-Debionne M. (2004). *Analyse du régime pluviométrique sahelien dans une perspective hydrologique et agronomique. Etude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Barrow E. M. et R. J. Lee (2000). Changement climatique et évaluation environnementale. Partie 2 : Guide du changement climatique aux fins des évaluations environnementales. Technical report, Institut canadien d'études climatologiques, Collection de monographies en recherche et développement.

Bazzaz F. et S. Sombroek (1995). *Changement du climat et production agricole.* FAO, Rome et Polytechnica, Paris : FAO et Polytechnica, pp. 472.

Ben Mohamed A., N. Van Duivenbooden et S. Abdoussallam (2002). Impact of climate change on agricultural production in the Sahel-part1. Methodological approach and case study for millet in Niger. *Climate Change* **54**, pp. 327–348.

Bergström S. et L. P. Graham (1996). On the scale problem in hydrological modelling. *Journal of Hydrology* **211**, pp. 253–265.

Berne A., G. Delrieu, J. D. Creutin et C. Obled (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology* **299**, pp. 166–179.

Beven K. (1989). Changing ideas in hydrology–The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**, pp. 157–172.

Beven K. et A. M. Binley (1992). The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6**, pp. 279–298.

Blöschl G. et M. Sivapalan (1995). Scales issues in hydrological modelling - a review. *Hydrological Processes* **9**, pp. 251–290.

Bontron G., A. Djerboua et C. Obled (2002). Sélection de situations météorologiques analogues : application en prévision opérationnelle de précipitations et en évolution climatique. *La Houille Blanche* **8**, pp. 46–51.

Booij M. J. (2002). Modelling the effects of spatial and temporal resolution of rainfall and basin model on extrem river discharge. *Hydrological Sciences Journal* **47**(2), pp. 307–320.

Booij M. J. (2004). Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial resolutions. *Journal of Hydrology* **303**, pp. 176–198.

Bouvier C., L. Cisneros, R. Dominguez, J.-P. Laborde et T. Lebel (2003). Generating rainfall fields using principal components (PC) decomposition of the covariance matrix : a case study in Mexico City. *Journal of Hydrology* **278**, pp. 107–120.

Bricquet J. P., G. Mahé, F. Bamba et J. C. Olivry (1995, mai). Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali). In IAHS (Ed.), *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, Number 238, Paris, France, pp. 157–166. IAHS.

Bromley J., C. M. Taylor et J. H. C. Gash (2002). Comment on 'Long-term rise in a Sahelian water-table : the Continental Terminal in South-West Niger' by Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Journal of Hydrology 243, 43-54. *Journal of Hydrology* **255**, pp. 260–262.

Brutsaert W. (2005). *Hydrology : An Introduction*. Cambridge : Cambridge university press, pp. 599.

Burlando P. et R. Rosso (2002a). Effect of transient climate change on basin hydrology. 1.precipitation scenarios for the Arno River, central Italy. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1151–1175.

Burlando P. et R. Rosso (2002b). Effect of transient climate change on basin hydrology. 2. Impacts on runoff variability in the Arno river, central Italy. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1177–1199.

Butt T. A., B. A. McCarl, J. Angerer, P. T. Dyke et W. Stuth (2005). The economic and food security implications of climate change in Mali. *Climate Change* **68**, pp. 355–378.

Cameron D., K. Beven et P. Naden (2002). Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty). *Journal of Hydrology* **262**, pp. 99–110.

Cappelaere B., B. E. Vieux, C. Peugeot, A. Maia et L. Séguis (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* **279**, pp. 244–261.

Casenave A. et C. Valentin (1989). *Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration*. Ministère de la recherche et de la technologie.

Charles S. P., B. C. Bates, I. N. Smith et J. P. Hugues (2004). Statistical downscaling of daily precipitation from observed and modelled atmospheric fields. *Hydrological Processes* **18**(8), pp. 1373–1394.

Chiew F. H. S. et T. A. McMahon (2002). Modelling the impact of climate change on australian streamflow. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1235–1245.

Chiew F. H. S., T. A. Whetton, T. A. McMahon et A. B. Pittock (1995). Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian cathcments. *Journal of Hydrology* **167**, pp. 121–147.

Coe M. T. et J. A. Foley (2005). Human and natural impacts on the water resources of the Lake Chad basin. *Journal of Geophysical Research* **106**(D4), pp. 3349–3356.

Cowpertwait P. S. P. (1991). Further developments of the Neyman-Scott clustered point process for modeling rainfall. *Water Resources Research* **27**(7), pp. 1431–1438.

Crane R. G. et B. C. Hewitson (2004). Doubled CO2 precipitation changes for the Susquehanna basin : Down-scaling form the Genesis general circulation model. *International Journal of Climatology* **18**, pp. 65–76.

D'Amato N. et T. Lebel (1998). Characteristics of the rainfall events in the Sahel. **18**, pp. 955–974.

Dawdy D. R. et J. M. Bergmann (1969). Effect of rainfall variability on streamflow simulation. *Water Resources Research* **5**(5), pp. 958–966.

Delhomme J. (1976). *Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. Paris 6.

Desconnet J. C. (1994). *Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (Niger-Degré carré de Niamey)*. Ph. D. thesis, Université Montpellier II.

Desconnet J. C., S. Galle, C. Leduc et C. Peugeot (1996, mai). Fluctuations à long terme de la nappe phréatique du Continental Terminal près de Niamey (Niger) entre 1956 et 1997. In IAHS (Ed.), *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement*, Number 238, Paris, France, pp. 253–258. IAHS.

Desconnet J. C., J. D. Taupin, T. Lebel et C. Leduc (1997). Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 18–42.

Descroix L., O. Amogu, E. Lebreton, A. Iliassou, I. Mamadou, A. L. Besnier, A. Diedhiou et T. Lebel (2005, April). Silting up of Niger River channel in niger : a consequence of land use change. In IAHS (Ed.), *Regional hydrological impact of climate change-Hydroclimatic variability*, Number 296, Foz do Iguaçu, Brazil. IAHS.

D'Herbès J. M. et C. Valentin (1997). Land surface conditions of the Niamey region : ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 18–42.

Dhonneur G. (1978). *Traité de météorologie tropicale*. 78190 Trappes : Direction de la Météorologie, pp. 151.

Dibike Y. B. et P. Coulibaly (2005). Hydrological impact of climate change in the Saguenay watershed : comparison of downscaling methods and hydrologic models. *Journal of Hydrology* **307**(1-4), pp. 145–163.

Dong X. H., C. M. Dohmen-Janssen et M. J. Booij (2005). Appropriate spatial sampling of rainfall for flow simulation. *Hydrological Sciences Journal* **50**(2), pp. 279–298.

Déqué M. et J. P. Piedelievre (1995). High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics* **11**, pp. 321–339.

Elishakoff I., Y. J. Ren et M. Shinozuka (1994). Conditional simulation of non-Gaussian random fields. *Engineering Structure* **16**(7), pp. 558–563.

Eltahir E. A. B. et C. Gong (1996). Dynamic of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate* **9**, pp. 1030–1042.

Emery X. (2002). Conditional simulation of nongaussian random functions. *Mathematical Geology* **34**(1), pp. 79–100.

Estèves M. et F. Lenoir (1994, Septmeber). Un exemple de fonctionnement hydrologique dans la région de niamey : le bassin de sama dey. In ORSTOM (Ed.), *Interactions surface continentale/atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel*, Montpellier, pp. 225–239.

FAO (2004). Sahel weather and crop situation, report n°4. Technical report.

Faurès J. M., D. C. Goodrich, D. A. Woolhiser et S. Soorooshian (1995). Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modelling. *Journal of Hydrology* **173**, pp. 309–326.

Favreau G. (2000). *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel. Dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)*. Ph. D. thesis, Université de Paris XI.

Finnerty B. D., M. B. Smith, D. J. Seo, V. Koren et G. E. Moglen (1997). Space-time sensitivity of the Sacramento model to radar-gage precipitation inputs. *Journal of Hydrology* **203**, pp. 21–38.

Folland C. K., T. N. Palmer et D. E. Parker (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature* **320**, pp. 602–607.

Fontaine B., N. Philippon et P. Camberlin (1999). An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997). *Geophysical Research Letters* **320**(14), pp. 2041–2044.

Fowler H., C. Kilsby, P. O'Connell et A. Burton (2005). A weather-type conditioned multi-site stochastic rainfall model for the generation of scenarios of climatic variability and change. *Journal of Hydrology* **308**(1-4), pp. 50–66.

Friesen J., M. Anreini, W. Andah, B. Amisigo et N. Van de Giesen (2005, April). Storage capacity and long-term water balance of the Volta Basin, West Africa. In IAHS (Ed.), *Regional hydrological impact of climate change-Hydroclimatic variability*, Number 296, Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 138–145. IAHS.

Galle S., M. Ehrmann et C. Peugeot (1999). Water balance in banded vegetation parameter - A case study of tiger bush in western Niger. *Catena* **37**(1), pp. 197–216.

Gasse F. (1998). Water resources variability in tropical and subtropical Africa in the past. In I. P. n°252 (Ed.), *Water Resources Variability in West Africa during the XXth century*, Abidjan, 16-19 novembre 1998, pp. 97–105.

Giorgi F. et L. O. Mearns (1999). Regional climate modeling revisited : an introduction to the special issue. *Journal of Geophysical Research* **104**(D6), pp. 6335–6352.

Gleick P. H. (1986). Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. *Journal of Hydrology* **88**, pp. 97–116.

Gleick P. H. (1987). The development and testing of a water balance model for climate impact assessment : modeling the Sacramento Basin. *Water Resources Research* **23**(6), pp. 1049–1061.

Goodrich D. C. (1990). *Geometric simplification of a distributed rainfall-runoff model over a range of basin scales*. Ph. D. thesis, University of Arizona.

Goutorbe J. P., T. Lebel, A. Tinga, P. Bessemoulin, J. Brouwer, A. J. Dolman, E. T. Engman, J. H. C. Gash, M. Hoepffner, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. Prince,

F. Said, P. Seller et J. S. Wallace (1994). HAPEX-sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae* **2**(1), pp. 53–64.

Grayson R. et G. Blöschl (2000). *Spatial Patterns in Catchment Hydrology.* Cambridge : Cambridge university press, pp. 395.

Guillot G. (1998). *Modélisation statistique des champs de pluie sahéliens. Application à leur désagrégation spatiale et temporelle.* Ph. D. thesis, Université Joseph Fourier.

Guillot G. (1999). Approximation of Sahelien rainfall fields with meta-Gaussian random functions. Part 1 : model definition and methodology. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **13**, pp. 100–112.

Guillot G. et T. Lebel (1999a). Approximation of Sahelien rainfall fields with meta-Gaussian random functions. Part 1 : parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **13**, pp. 113–130.

Guillot G. et T. Lebel (1999b). Disaggregation of Sahelian mesoscale convective system rain fields : Further developments abd validation. *Journal of Geophysical Research* **104**(D24).

Guo S., J. Wang, L. Xiong, A. Ying et D. Li (2002). A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate change impacts in China. *Journal of Hydrology* **268**, pp. 1–15.

Gupta H. V., S. Sorooshian et P. O. Yapo (1998). Toward improved calibration of hydrologic models : Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research* **34**, pp. 751–763.

Gupta V. K. et E. C. Waymire (1993). A statistical analysis of mesoscale rainfall as a random cascade. *Journal of Applied Meteorology* **32**, pp. 251–267.

Hamatan M. (2007). *Evaluation des modèles climatiques et des techniques de downscaling en vue d'étudier les impacts du changement climatique sur les ressources en eau au Sahel.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Hastenrath S. (1990). Decadal scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought. *International Journal of Climatology* **20**, pp. 459–472.

Hewitson B. C. (2003). Perturbations for climate change impact assessments. *EOS* **84**(35), pp. 337–348.

Houghton J. T., L. G. Meira Filho, D. J. Griggs et K. Maskell (1997). *An Introduction to Simple Climate Models used in the IPCC Second Assessment Report - IPCC Technical Paper II.* Geneva, Switzerland : IPCC, pp. 51.

Housseini A. M. (1998, November). Effets des sécheresses et étiages dans le bassin moyen du fleuve niger au mali. In IAHS (Ed.), *Water resources variability in Africa during the XXth century*, Number 252, Abidjan, Côte d'Ivoire, pp. 437–443. IAHS.

Hubert P., J. P. Carbonnel et A. Chaouche (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitation et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology* **110**, pp. 349–367.

Hulme M. (1998). The sensitivity of sahel rainfall to global warming : implications for scenario analysis of future climate change impact. In I. P. n°252 (Ed.), *Water Resources Variability in West Africa during the XXth century*, Abidjan, 16-19 novembre 1998, pp. 431–436.

Imkeller P. et A. H. Monahan (2002). Conceptual stochastic climate models. *Stochastic and Dynamics* **2**, pp. 437–462.

IPCC (2001). *The scientific basis*. Cambridge : Cambridge university press, pp. 395.

Janicot S. (1988). Facteurs naturels impliqués dans la sécheresse au sahel. In G. E. U. d. P. I. Jocelyne Perard Université de Bourgogne (Ed.), *Climat et climatologie*, Centre de recherche de climatologie, Dijon, France, pp. 269–280.

Janicot S., V. Moron et F. B (1996). Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters* **23**(5), pp. 515–518.

Jenkins G. S., A. Gaye et S. Fongang (2002). The challenges of modelling climate variability and change in West Africa. *Climate Change* **52**, pp. 263–286.

Kamga A. F., G. S. Jenkins, A. Gaye, A. Garba, A. Sarr et A. Adedoyin (2005). Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa : present-day and the 21st century a1 scenario. *Journal of Geophysical Research* **110**(D03106,).

Kite G. W. et N. Kouwen (1992). Watershed modeling using land classifications. *Water Resources Research* **28**, pp. 3193–3200.

Koutsoyiannis D. (2003). Rainfall disaggregation methods : Theory and applications. In U. degli Studi di Roma (Ed.), *Proceedings, Workshop on Statistical and Mathematical Methods for Hydrological Analysis*.

Koutsoyiannis D. et C. Onof (2001). Rainfall disaggregation using adjusting procedures on a Poisson cluster model. *Journal of Hydrology* **246**, pp. 109–122.

Krajewski W. F., V. Lakshmi, K. P. Georgakakos et S. C. Jain (1991). A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. *Water Resources Research* **21**(1), pp. 119–128.

Kumar N. D. et S. K. Raju (2000). Temporal disaggregation of rainfall data using artificial neural networks. In *Proceedings of ICIWRM-2000*, Roorkee, India, pp. 788–795.

Lamb H. H. (1972). *British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns*. London : Geophysical Memoir 116, HMSO, pp. 1861–1971.

Lambourne J. J. et D. Stephenson (1987). Model study of the effect of temporal storm distribution on peak discharges and volumes. *Hydrological Sciences Journal* **32**(2), pp. 215–226.

Lantuéjoul C. (2002). *Geostatistical simulation, models and algorithms*. Berlin : Springer-verlag, pp. 256.

Le Barbé L. et T. Lebel (1997). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology* (188-189), pp. 43–73.

Le Barbé L., T. Lebel et D. Tapsoba (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate* **15**(2), pp. 187–202.

Le Lay M. (2006). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydroclimatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin*. Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Le Lay M. et S. Galle (2005). Variabilités interannuelle intrasaisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest africaine en climat soudanien. *Hydrological Sciences Journal* **50**(3), pp. 509–524.

Lebel T. et A. Amani (1999). Rainfall estimation in the Sahel : what is the ground truth ? *Journal of Applied Meteorology* **38**, pp. 555–567.

Lebel T., F. Delclaux, L. Le Barbé et J. Polcher (2000). From GCM scales to hydrological scales : rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assesment* **14**(4-5), pp. 275–295.

Lebel T., A. Diedhiou et H. Laurent (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research* **108**(D8).

Lebel T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot et P. Hubert (1992). Rainfall estimation in the sahel : the EPSAT-Niger experiment. *Hydrological Sciences Journal* **37**(3), pp. 201–215.

Lebel T. et T. Vischel (2005). Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. *C. R. Geoscience* **337**.

Leduc C., J. Broemley et P. Schroeter (1997). Water-table fluctuation and recharge in semi-arid climate : some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (niger). *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 123–138.

Leduc C., G. Favreau et P. Schroeter (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table : the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology* **243**, pp. 43–54.

Legesse D., C. Vallet-Coulomb et F. Gasse (2003). Hyrdological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa : case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology* (275), pp. 67–85.

Leith N. (2005). Review of methods for deriving local scale precipitation from future climate model scenarios. Technical report, Department of Statistical Science - University College London.

Liang X., J. Guo et L. R. Leung (2004). Assessment of the effects of spatial resolutions on daily water fluxes simulations. *Journal of Hydrology* **298**, pp. 287–310.

Loaiciga H. A., J. B. Valdes, R. Vogel, J. Garvey et H. Schwartz (1996). Global warming and the hydrological cycle. *Journal of Hydrology* **174**, pp. 83–127.

Loireau M. (1998). *Espaces, ressources, usages : spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes économiques au Sahel nigérien.* Ph. D. thesis, Université Montpellier III.

Lubès-Niel H., L. Séguis et R. Sabatier (2001). Etude de stationnarité des carctéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956-1998. *C. R. Geoscience* (333), pp. 645–650.

Mackay N. G., R. E. Chandler, C. Onof et H. S. Wheater (2001). Disaggregation of spatial rainfall fields for hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* **5**(2), pp. 165–173.

Mahé G., J. C. Olivry, R. Dessouassi, D. Orange, F. Bamba et E. Servat (2000). Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropical au Mali. *C. R. Geoscience* **330**, pp. 689–692.

Mahé G., J. E. Paturel, E. Servat, D. Conway et A. Dezetter (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**, pp. 33–43.

Mantoglou A. et J. Wilson (1982). The turning band method for simulation of random fields using linear generation by a spectral method. *Water Resources Research* **18**(5), pp. 1379–1934.

Massuel S. (2005). *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003.* Ph. D. thesis, Université de Montpellier II.

Mathon V. (2001). *Etude climatologique des systèmes convectifs de meso-échelle en Afrique de l'Ouest.* Ph. D. thesis, Université Paris 7.

Mathon V., H. Laurent et T. Lebel (2002). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology* **41**(11).

Mayaux E., A. Cabral, M. Cherlet, P. Defourny, A. Di Gregorio, O. Diallo, M. Massart, A. Nonguierma, J. F. Pekele, C. Pretorius, C. Vancutsem et M. Vasconcelos (2003). The land cover map for Africa in the year 2000. Technical report, European commission Joint Research Centre. Ispra, Italy, http ://www-gvm.jrc.it/glc2000/.

Menzel L. et G. Bürger (2002). Climate change scenario and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). *Journal of Hydrology* **267**, pp. 53–64.

Messager C. (2005). *Couplage des composantes continentale et atmosphérique du cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique. -Application à l'Afrique de l'Ouest-.* Ph. D. thesis, Université joseph Fourier.

Messager C., H. Gallée, O. Brasseur, B. Cappelaere, C. Peugeot, L. Séguis, M. Vauclin, R. Ramel, G. Grasseau, L. Léger et D. Girou (2006). Influence of observed and RCM-simulated precipitation on the water discharge over the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. *Climate Dynamics - On press.*

Michaud J. D. et S. Sorooshian (1994a). Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a semiarid watershed. *Water Resources Research* **30**(3), pp. 593–605.

Michaud J. D. et S. Sorooshian (1994b). Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash-floods. *Water Resources Research* **30**(10), pp. 2765–2775.

Mkankam Kamga F. (2001). Impact of greenhouse gas induced climate change on the runoff of the Upper Benue River (Cameroon). *Journal of Hydrology* (252), pp. 145–156.

Morin E., Y. Enzel, U. Shamir et R. Garti (2001). The characteristic time scale for basin hydrological response using radar data. *Journal of Hydrology* **252**, pp. 85–99.

Nash L. L. et P. H. Gleick (1991). Sensitivity of streamflow in the colorado basin to climatic changes. *Journal of Hydrology* **125**, pp. 221–241.

Nicholson S. E. (2001). Climate and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research* **14**, pp. 123–144.

Nicholson S. E., C. J. Tucker et M. B. Ba (1998). Desertification, drought, and surface vegetation : An example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society* **79**, pp. 815–829.

Niel H., J. E. Paturel et E. Servat (2003). Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* **278**(1-4), pp. 213–230.

Nord G. et M. Esteve (2005). PSEM_2D : A physically base model of erosion processes at the plot scale. *Water Resources Research* **41**.

Nyong A. (2005). Impacts of climate change in the tropics : the African experience. Technical report, Department of Geography and Planning, University of Jos, Nigeria.

Obled C. (2003). Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie de crue. *A soumettre*.

Obled C., J. Wendling et K. Beven (1994). The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns : an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology* **159**, pp. 305–303.

Olivry J. C., J. P. Bricquet et G. Mahé (1998, November). Variabilité de la puissance des crues des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernière décennies. In IAHS (Ed.), *Water resources variability in Africa during the XXth century*, Number 252, Abidjan, Côte d'Ivoire, pp. 189–197. IAHS.

Olsson J. (1998). Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation. *Hydrology and Earth System Sciences* **2**, pp. 19–30.

Onibon H. (2001). *Simulation conditionnée des champs de pluie événementiels au Sahel : application de l'algorithme de Gibbs.* Ph. D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Onibon H., T. Lebel, A. Afouda et G. G (2004). Gibbs sampling for conditional spatial disaggregation of rain fields. *Water Resources Research* **40**(W08401), pp. 958–966.

Onof C., N. Mackay, L. Oh et H. Wheater (1998). An improved rainfall disaggregation technique for GCMs. *Journal of Geophysical Research* **103**(D16), pp. 19,577–19,586.

Onof C. et H. Wheater (1993). Modelling of British rainfall using a random parameter Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model. *Journal of Hydrology* **149**(1-4), pp. 67–95.

Organisation Internationale du Travail L. (2000). Le travail des enfants dans les petites exploitations minières du Niger : Cas des sites de natron, de sel, de gypse et d'orpaillage. Technical report, Organisation internationale du travail, http ://www.ilo.org/public/french/dialogue/sector/papers/niger/140e4.htm.

Orlanski I. (1975). A rational subdivision of scale for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* **56**, pp. 527–530.

Over T. M. et V. K. Gupta (1994). Statistical analysis of mesoscale rainfall : Dependance of a random cascade generator on large-scale forcing. *Journal of Applied Meteorology* **33**, pp. 1526–1542.

Palmer T. N. (2001). A nonlinear dynamical perspective on model error : A proposal for non-local-stochastique-dynamic parameterization in weather and climate prediction models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**, pp. 279–304.

Panagoulia D. et G. Dimou (1997). Sensitivity of flood events to global climate change. *Journal of Hydrology* **191**, pp. 208–222.

Perrin C., C. Michel et V. Andréassian (2001). Does a large number of parameters enhance model performance ? comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* **242**(3-4), pp. 275–301.

Peugeot C. (1995). *Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger).-Expérimentation in situ et modélisation.* Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.

Peugeot C., B. Cappelaere, B. E. Vieux, L. Séguis et A. Maia (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* **279**, pp. 224–243.

Peugeot C., M. Estève, S. Galle, J. L. Rajot et J. P. Vandervaere (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**, pp. 179–202.

Pilling C. G. et J. A. A. Jones (2002). The impact of future climate change on seasonal discharge, hydrological processes and extreme flows in the upper Wye experimental catchment, mid-Wales. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1202–1213.

Prodanovic P., J. M. Cunderlik et S. P. Simonovic (2005). Synthetic storm model for climate change impact modelling. In Edmonton (Ed.), *17th Canadian Hydrotechnical Conference*, Alberta, Canada, August 17-19, pp. 39–46.

Prudhomme C., D. Jakob et C. Svensson (2004). Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments. *Journal of Hydrology* **277**, pp. 1–23.

Prudhomme C., S. Reynard et S. Crooks (2002). Downscaling of global climate models for flood frequency analysis : where are we now ? *Hydrological Processes* **16**, pp. 1137–1150.

Reggiani, P. S. M. H. S. (1998). A unifying framework for watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources* **22**(4), pp. 367–598.

Ribstein P. (1983). Loi des fuites. *Cahiers de l'Orstom, série Hydrologie* **20**(2), pp. 117–145.

Robert A. (2005). Modélisation de la relation pluie/ruissellement sur les plateaux de brousse tigrée (modèle WMS). Projet de fin d'etude, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble.

Schnur R. et D. P. Lettenmaier (1998). A case study of statistical downscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. *Journal of Hydrology* **212-213**, pp. 362–379.

SCS (1972). *Hydrology, National Engineering Handbook, section 4*, pp. 1.1–22.11. Washington, DC : United State Department of Agriculture, Soil Conservation Service.

Seguis L., B. Cappelaere, G. Milési, C. Peugeot, S. Massuel et G. Favreau (2004). Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes* **18**, pp. 3401–3413.

Semazzi F. H. et S. Liqiang (1997). The role of orography in determining the sahelian climate. *International Journal of Climatology* (17), pp. 581–596.

Semenov M. et E. Barrow (1997). Use of stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climate Change* **35**, pp. 397–414.

Servat E., J. E. Paturel, H. Lubes-Niel, B. Kouame et M. Travaglio (1997). De la diminution des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale. *C. R. Geoscience* **325**, pp. 679–682.

Shah S. M. S., P. E. O'Connel et J. R. M. Hosking (1996). Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *Journal of Hydrology* **175**, pp. 89–111.

Sivakumar B., S. Sorooshian, V. J. Gupta et X. Gao (2001). A chaotic approach to rainfall disaggregation. *Water Resources Research* **37**, pp. 61–72.

Sultan B. et S. Janicot (2003). The West African monsoon dynamics. Part ii : The preonset and onset of the summer monsoon. *Journal of Climate* (16), pp. 3407–3427.

Taylor C. et T. Lebel (1998). Observational evidence of persistent convective scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review* (126), pp. 1597–1607.

Troutman B. M. (1983). Runoff prediction errors in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research* **19**(3), pp. 791–810.

Valencia D. et Schaake (1973). Disaggregation processes in stochastic hydrology. *Water Resources Research* **9**(3), pp. 211–219.

Van Duivenbooden N., S. Abdoussallam et A. Ben Mohamed (2002). Impact of climate change on agricultural production in the Sahel-Part1. case study for groundnut and cowpea in Niger. *Climate Change* **54**, pp. 349–368.

Vieux B. E., B. Cappelaere, C. Peugeot et A. Maia (1998). Exploring climatic impacts on water resources in west Niger, Africa. In I. P. n°252 (Ed.), *Water Resources Variability in West Africa during the XXth century*, Abidjan, 16-19 novembre 1998, pp. 347–354.

Vieux B. E., Z. Cui et A. Gaur (2004). Evaluation of a physics-based distributed hydrologic model for flood forecasting. *Journal of Hydrology* **298**, pp. 155–177.

Vieux B. E. et N. Gaur (1994). Finite-element modeling of storm water runoff using Grass GIS. *Microcomput. Civil Engng* **9**(4), pp. 263–270.

Vischel T. et T. Lebel (2006). Assessing the water balance in the Sahel : Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2 : Idealized simulation of runoff sensitivity. *Accepted in Journal of Hydrology*.

Ward M. N. (1998). Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical north africa at interannual and multi-decadal time scales. *Journal of Climate* **11**, pp. 3167–3191.

Wilby R. L. (2002). Prospects for downscaling seasonal precipitation variability using conditioned weather generator parameters. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1215–1234.

Wilby R. L., S. P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton et L. O. Mearns (2005). Guidelines for use of climate scenarios developed from regional climate model experiments. Technical report, Publications of IPCC Report.

Wilby R. L., L. E. Le Hay et G. H. Leavesley (1999). A comparison of downscaled and raw gcm output : implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *Journal of Hydrology* **225**, pp. 67–91.

Wilby R. L., T. M. L. Wigley, D. Conway, P. D. Jones, B. C. Hewiston, J. Main et D. Wilks (1998). Statistical downscaling of general circulation model output : a comparison of methods. *Water Resources Research* **34**, pp. 2995–3008.

Wilson C. B., J. B. Valdes et I. Rodriguez-Iturbe (1979). On the influence of spatial distribution of rainfall on storm runoff. *Water Resources Research* **15**(2), pp. 321–328.

Winchell M., H. V. Gupta et S. S (1998). On the effect of infiltration- and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates : Effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation. *Water Resources Research* **34**(10), pp. 2655–2670.

Wood A. W., E. P. Maurer, A. Kumar et D. P. Lettenmaier (2002). Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20).

Xu C. Y. (1999). Climate change and hydrological models : a review of existing gaps and recent research developments. *Water Resources Management* **13**, pp. 369–382.

Zeng N., J. D. Neelin, K. M. Lau et C. Tucker (1999). Inhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science* (286), pp. 1537–1540.

Zorita E. et H. Von Storch (1999). The analog method - a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods. *Journal of Climate* **12**, pp. 2474–2489.

Annexe A

Carte géologique du bassin de la Sirba

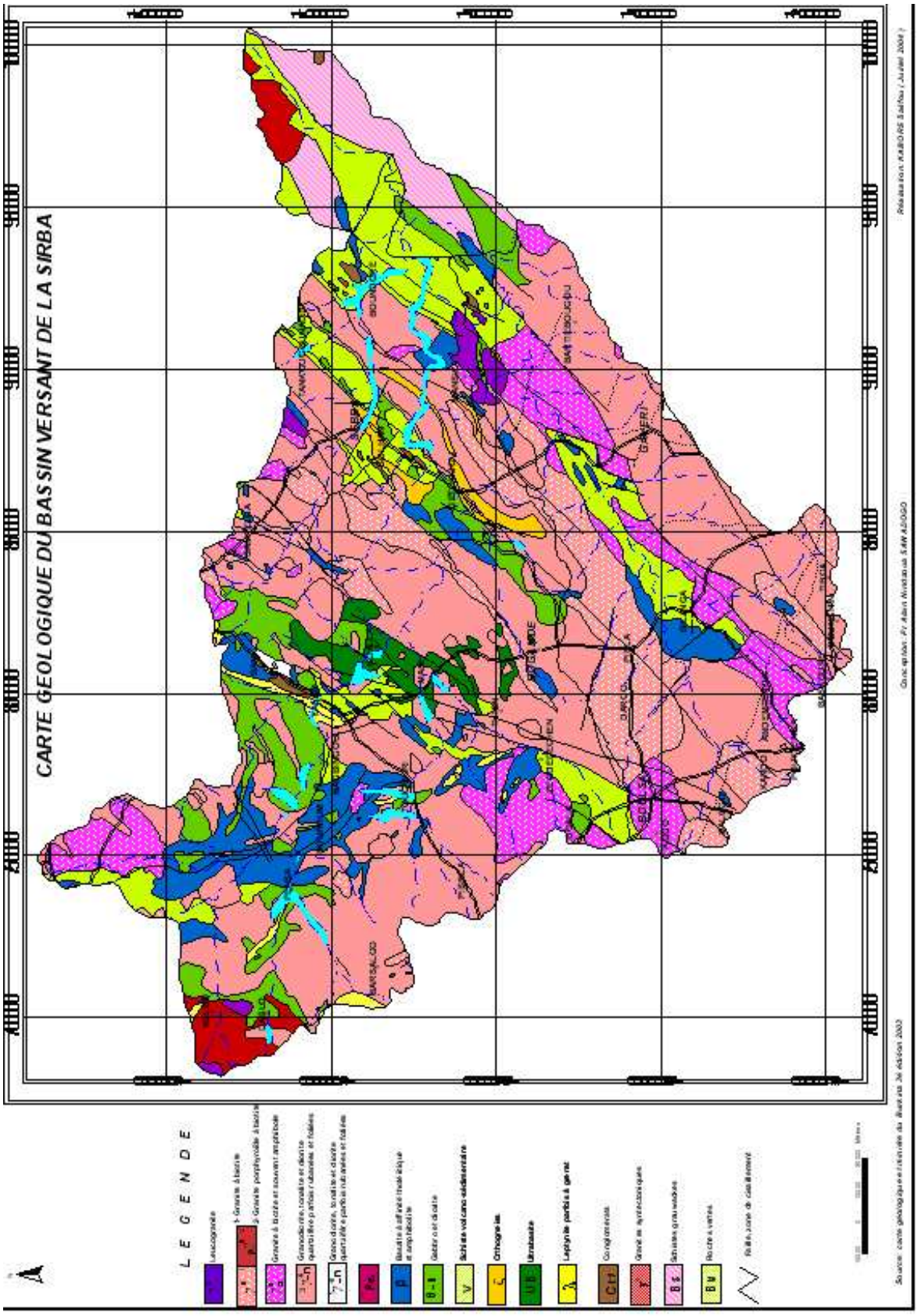


FIG. A.1: Carte géologique du bassin de la Sirba, source AGRHYMET

Annexe B

Le modèle *abc*

B.1 Equations intrinsèques du modèle

La description suivante du modèle abc est extraite de Massuel (2005).

Le modèle *abc* repose sur le couplage entre les équations de Green et Ampt et de l'onde cinématique. Les solutions de ce couplage sont obtenues dans l'espace par la méthode des éléments finis, et dans le temps par la méthode des différences finies (schéma implicite). Le système différentiel se présente comme suit :

Variables :
- variable forcée : $p(x,t)$ flux de pluie
- variables d'état : $h(x,t)$ hauteur d'eau en surface, et $Z_f(x,t)$ profondeur du front d'infiltration dans le sol
- variables dépendantes : $q(x,t)$ flux horizontal (ruissellement) $i(x,t)$ flux vertical (infiltration) vers le sol

Equations de continuité à la surface et dans le sol :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial h}{\partial t} + \dfrac{\partial q}{\partial \tilde{x}} = p - i \\ \\ \dfrac{\partial Z_f}{\partial t} = \dfrac{i}{\epsilon_s - \theta_i} \end{cases} \tag{B.1}$$

avec $\tilde{x}$: abscisse curviligne le long d'une ligne de drainage, et

$$q(x,t) = \frac{\sqrt{s(x)}h(x,t)^{5/3}}{n(x)} \quad \text{(approximation cinématique)} \tag{B.2}$$

ainsi que :

$$i(x,t) = \begin{cases} I(x,t) & \text{si } h(x,t) > 0 \\ min[I(x,t)\ ;\ p(x,t) - \dfrac{\partial q}{\partial \tilde{x}}(x,t)] & \text{si } h(x,t) = 0 \end{cases} \tag{B.3}$$

où :

- n est le coefficient de rugosité hydraulique, dit de Manning ($L^{-1/3}.T$)
- s est la pente ($L.L^{-1}$)
- ϵ_s est l'humidité volumique du sol à saturation ($L^3.L^{-1/3}$),porosité effective
- θ_i est l'humidité volumique du sol avant la pluie ($L^3.L^{-1/3}$)
- I(x,t) est la capacité d'infiltration du sol à (x,t)

Dans le modèle, $I(x,t)$ est calculée par l'approximation de Green et Ampt s'exprimant par une fonction explicite notée ici GA, des variables d'états $h(x,t)$ et $Z_f(x,t)$ et des caractéristiques du sol au point x :

$$I(x,t) = GA(\{param\ sol(x)\}; h(x,t); Z_f(x,t)) \tag{B.4}$$

où $\{param\ sol(x)\}$ représente les paramètres physiques du sol nécessaires au calcul de l'approximation de Green et Ampt, c'est à dire : tension capillaire au front d'humectation ψ_f et conductivité hydraulique à saturation K_s.

B.2 Estimation de la section du réseau hydrique

La section du réseau hydrique du modèle est estimé à partir de la formule suivante :

$$largeur = L * \frac{k^A - 1}{k^A + 1} \tag{B.5}$$

avec L largeur maximum de la section, k coefficient de méandrement et A surface drainée au niveau de la section. Les valeurs fixées pour la Sirba sont les suivantes $k = 1.0328$ et $L = 65$. Comme le montre la figure B.1, la section maximale est atteinte dès que la section drainée est supérieure à 200 km^2.

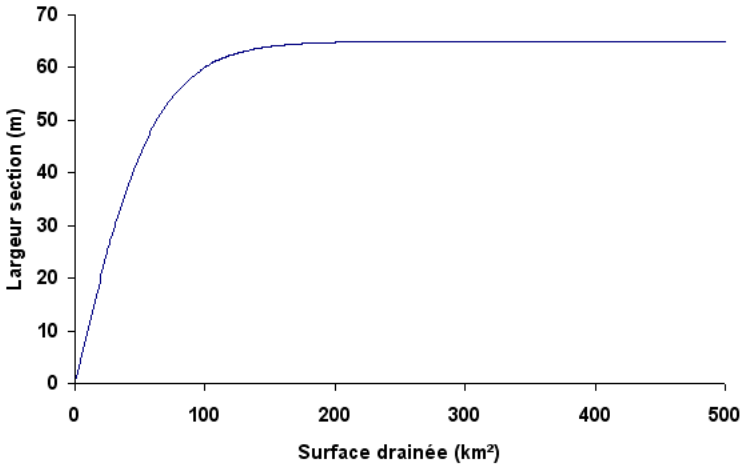


FIG. B.1: Relation entre la largeur de la section et l'aire drainée.

Annexe C

Corrélation entre hyétogramme agrégé/décalé et hydrogramme année par année

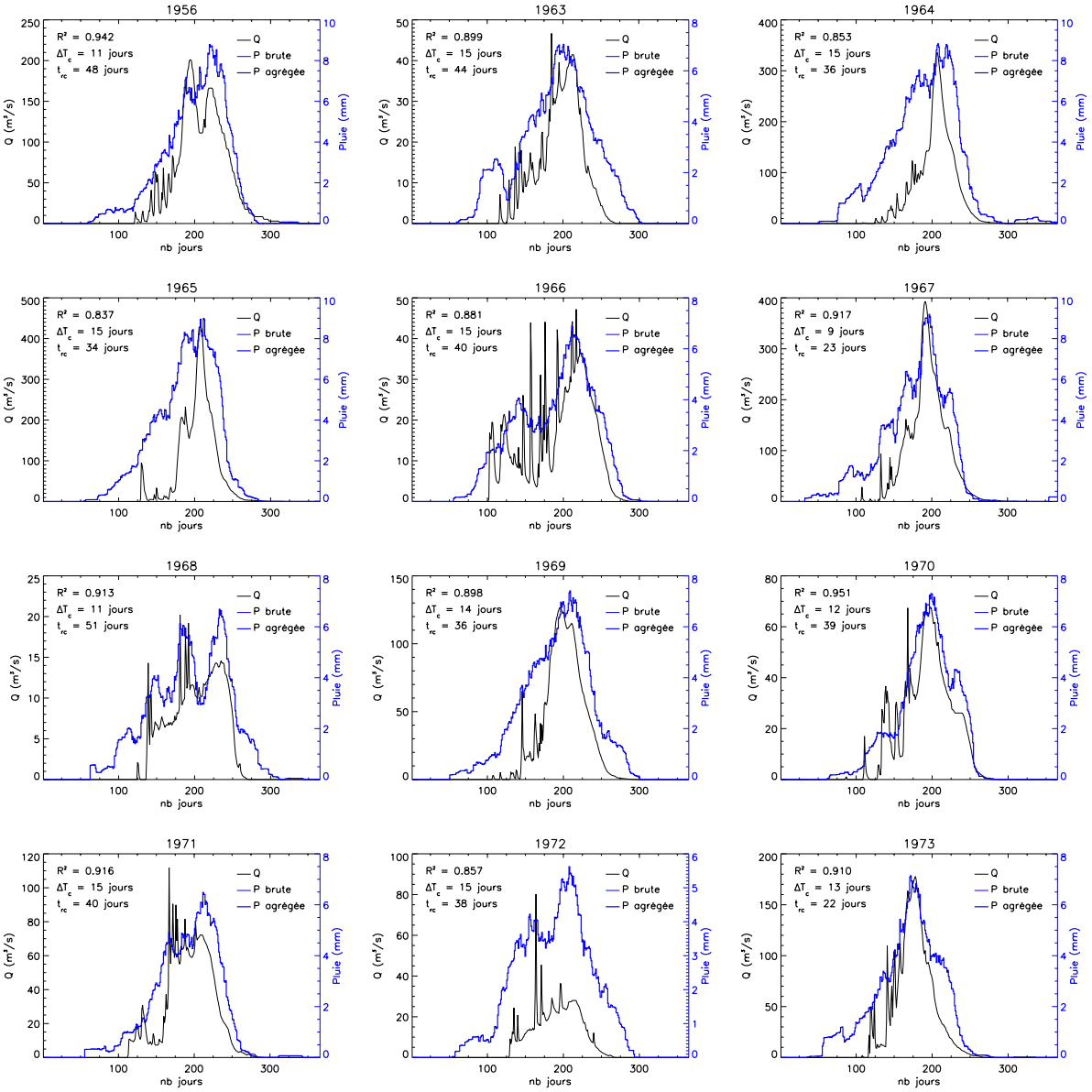


FIG. C.1: Corrélation maximale (R_2) entre le hyétogramme annuel agrégé à la résolution ΔT_c et décalé de t_{rc} jours pour chaque année disponibles sur la Sirba (a)

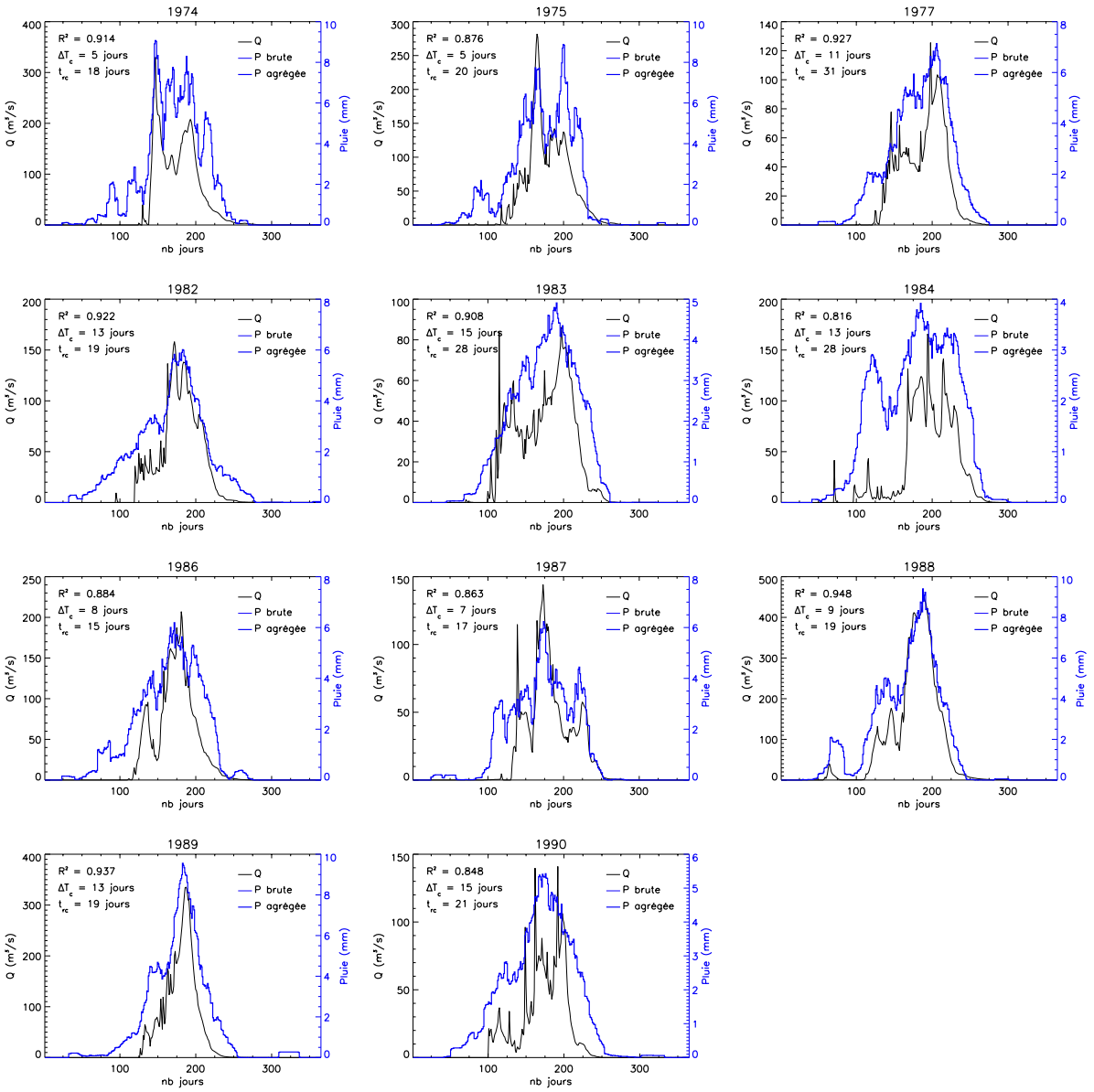


FIG. C.2: Corrélation maximale (R^2) entre le hyétogramme annuel agrégé à la résolution ΔT_c et décalé de t_{rc} jours pour chaque année disponibles sur la Sirba (b)

Annexe D

Comparaison de deux méthodes de spatialisation de la pluie pour le forçage du modèle *Zarbhy*

Nous comparons dans cette annexe, les deux approches possibles de spatialisation de la pluie sur les bassins du Kori de Dantiandou.

La méthode employée par Massuel (2005) pour estimer la pluie seuillée P_h sur chaque bassin consiste à :

1. extraire, pour tous les événements pluvieux, P_h à chacun des pluviographes de la zone
2. kriger les valeurs aux stations de P_h sur une grille couvrant l'ensemble du domaine couvert par les bassins
3. calculer la moyenne des P_h sur chaque bassin à partir de la grille spatialisée

Notons, en outre, que la moyenne des P_h est réalisée à l'aide d'une pondération spatiale qui prend en compte une diminution du coefficient de ruissellement pour les bassins de plus de 3km^2 pour lesquels une perte en ligne apparaît qui n'est pas prise en compte explicitement dans la formulation du modèle.

A l'exception de la pondération, cette méthode diffère principalement de la méthode que nous employons (cf. section 7.1.1.1) sur deux points : (i) elle calcule la pluie seuillée directement aux stations puis la krige et (ii) ne fait donc pas intervenir la désagrégation temporelle.

On discute ici de l'impact que peut avoir sur l'évaluation du ruissellement le choix d'une méthode par rapport à une autre.

Pour cela on réalise et compare trois modes de spatialisation de la pluie seuillée sur les bassins, sur la base des 548 événements AMMA-CATCH Niger de la période 1990-2002 :

1. *Méthode 1* on implémente la méthode de Massuel (2005) (sans pondération spatiale).
2. *Méthode 2* on implémente notre méthode

3. *Méthode 3* on implémente une méthode mixte qui vise à désagréger temporellement le cumul événementiel aux stations, calculer toujours aux stations la pluie seuillée correspondante, et de kriger ensuite la pluie seuillée.

Les ruissellements événementiels simulés selon ces trois méthodes sont comparés sur la figure D.1.

Sur le graphe de la figure D.1a, on constate que le ruissellement simulé via notre méthode, est supérieur (en moyenne de 36%) à celui simulé via la spatialisation de Massuel (2005). La figure D.1b montre que lorsqu'on utilise la désagrégation temporelle pour calculer la pluie écrêtée le ruissellement simulé n'est pas sensible au fait que l'on calcul la pluie seuillée avant ou après krigeage. Ce qui signifie que les différences entre la méthode 1 et la méthode 2 sont avant tout liées à l'utilisation du modèle de désagrégation temporelle, qui tend, comme on le soupçonnait à surestimer les intensités des événements les plus forts et donc surestimer le ruissellement.

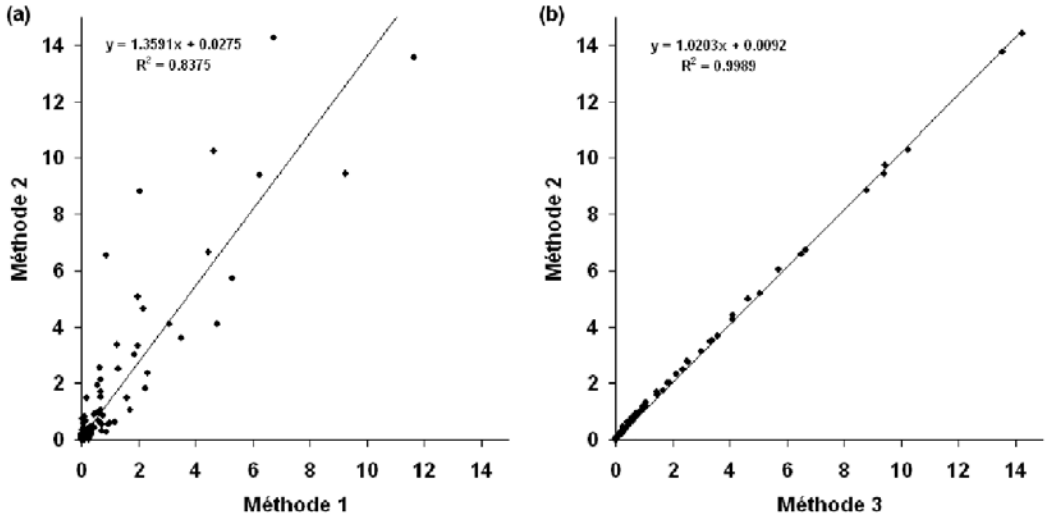


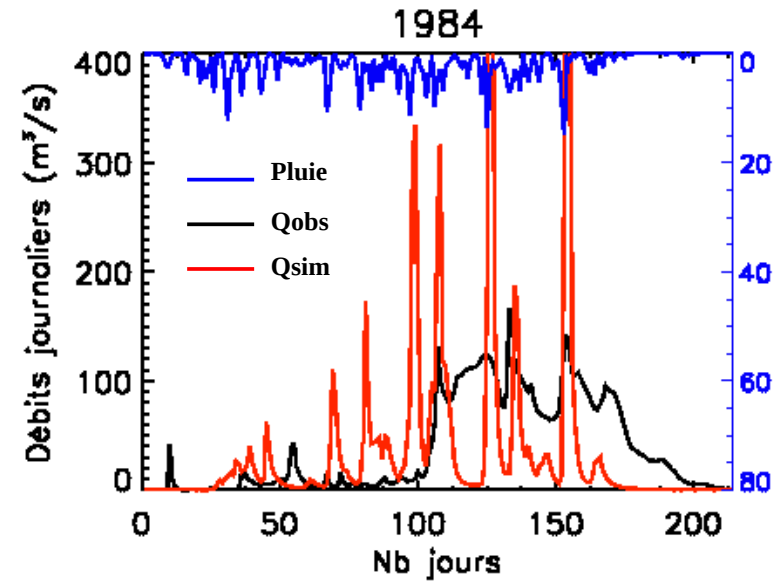
FIG. D.1: Intercomparaison des trois méthode de spatialisation de la pluie seuillée surs le bassins

Annexe E

Détail des effets de la résolution spatio-temporelle de la pluie sur la réponse simulée du bassin de la Sirba

E.1 Impact du type de désagrégation temporelle sur la simulation des débits

(a) Simulation avec désagrégation mono−pic



(b) Simulation avec désagrégation multi−pic

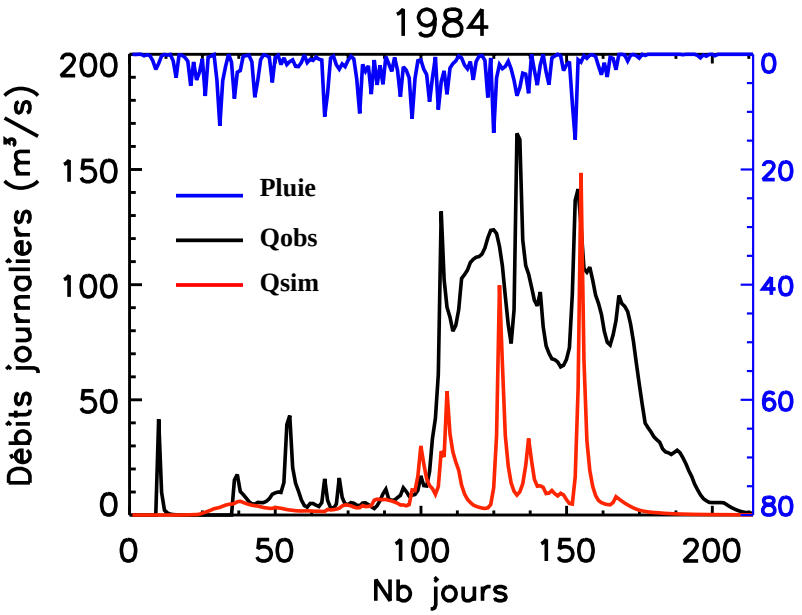


FIG. E.1: Impact du type de désagrégation temporelle sur la simulation des débits de l'année 1984

E.2 Impact de la résolution temporelle sur les hydrogrammes simulés

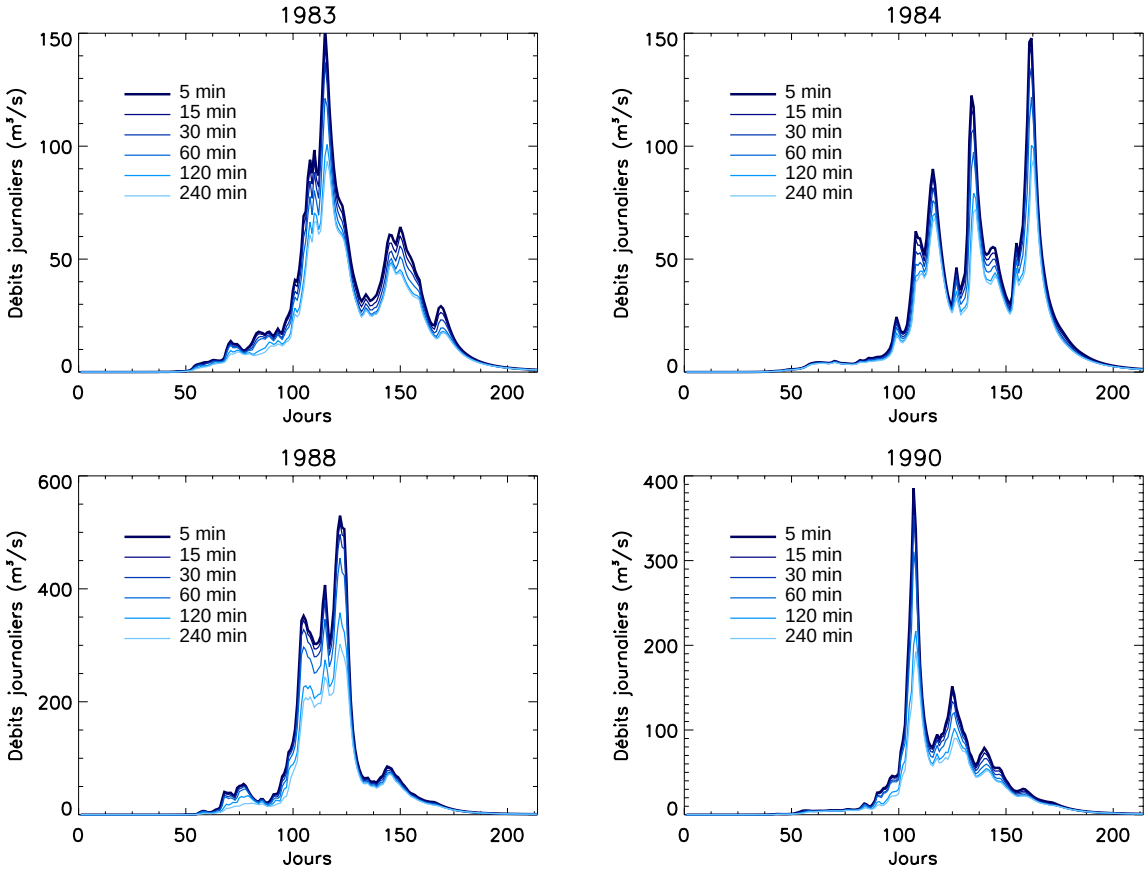


FIG. E.2: Hydrogrammes journaliers simulés issus de la pluie à différentes résolutions temporelles.

E.3 Impact de la résolution spatiale sur les hydrogrammes simulés

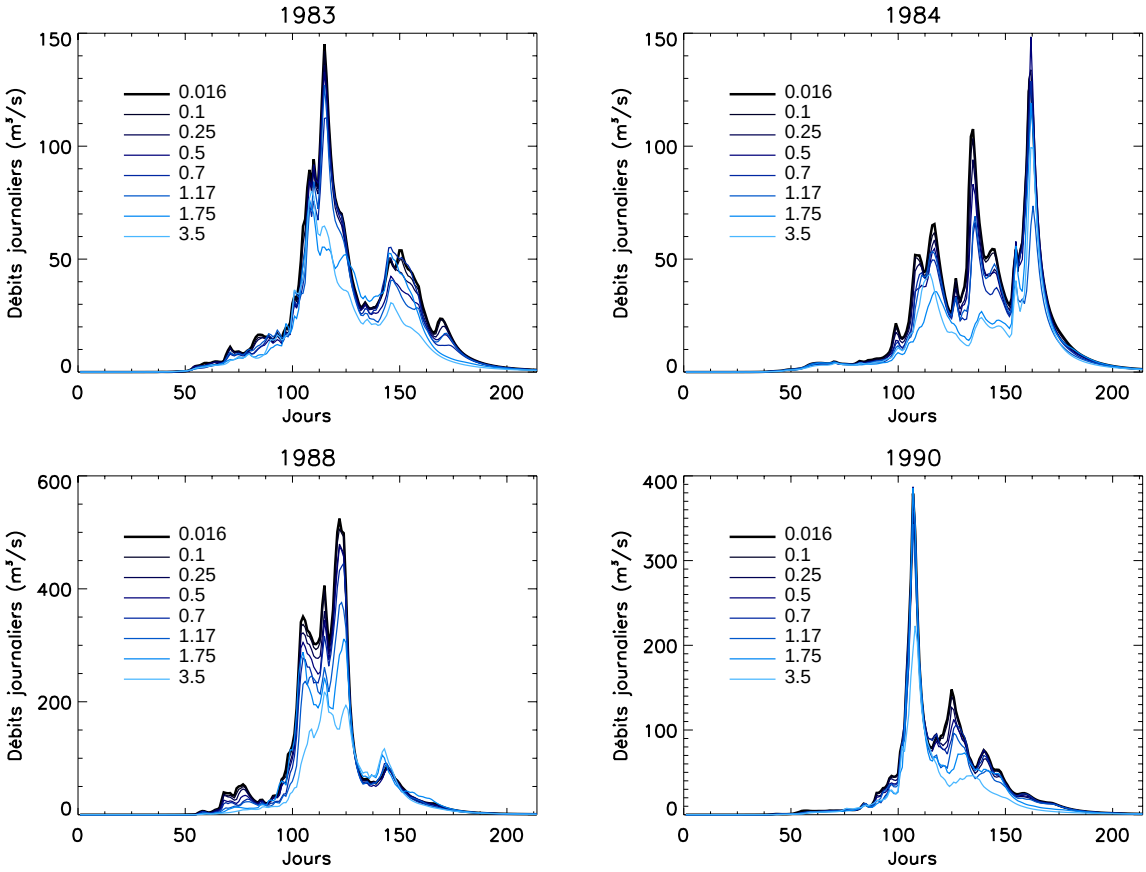


FIG. E.3: Hydrogrammes journaliers simulés issus de la pluie à différentes résolutions spatiales.

Annexe F

Impact de scénarios pluviométriques sur les débits simulés sur la Sirba

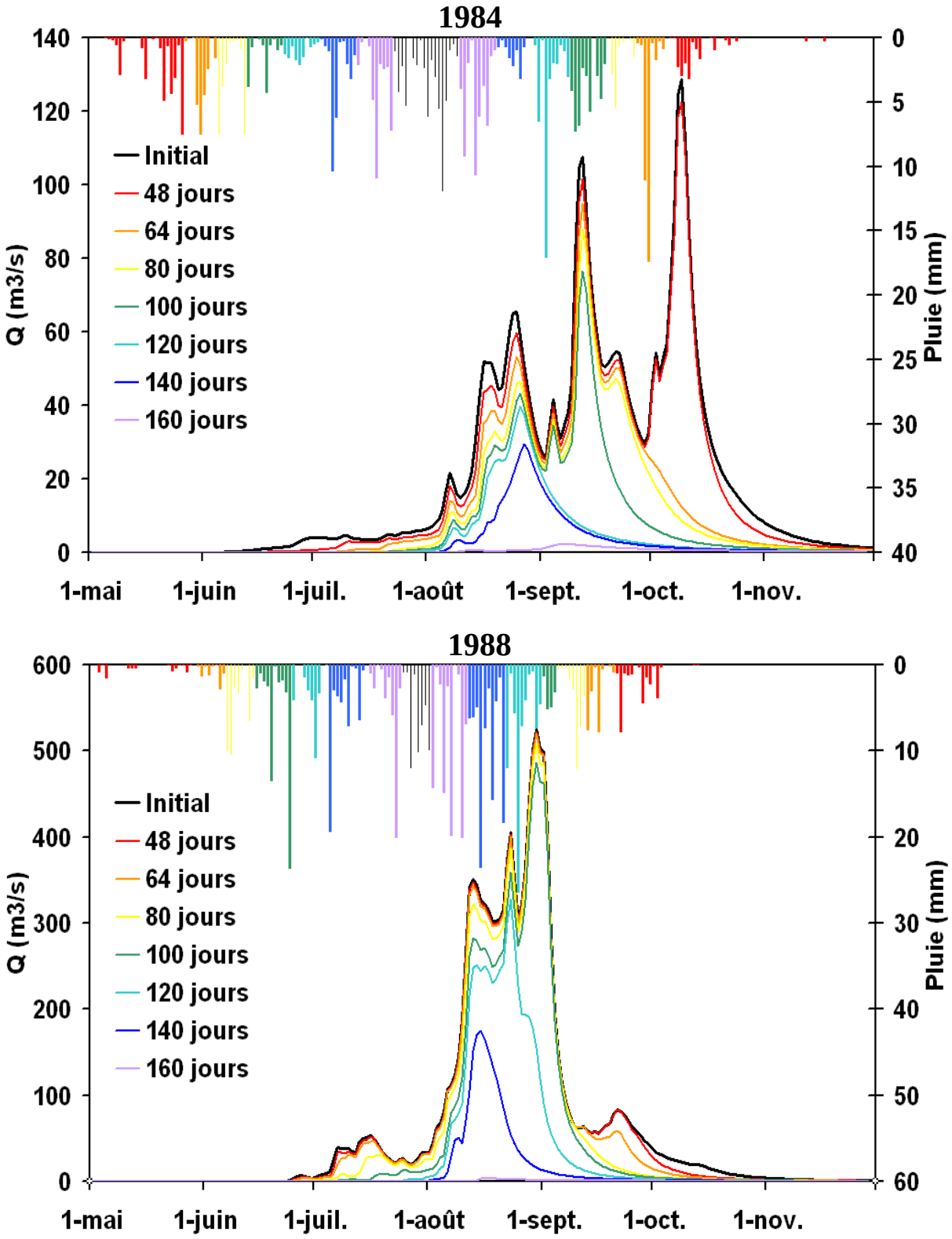


FIG. F.1: Impact du scénario pluviométrique FLEY

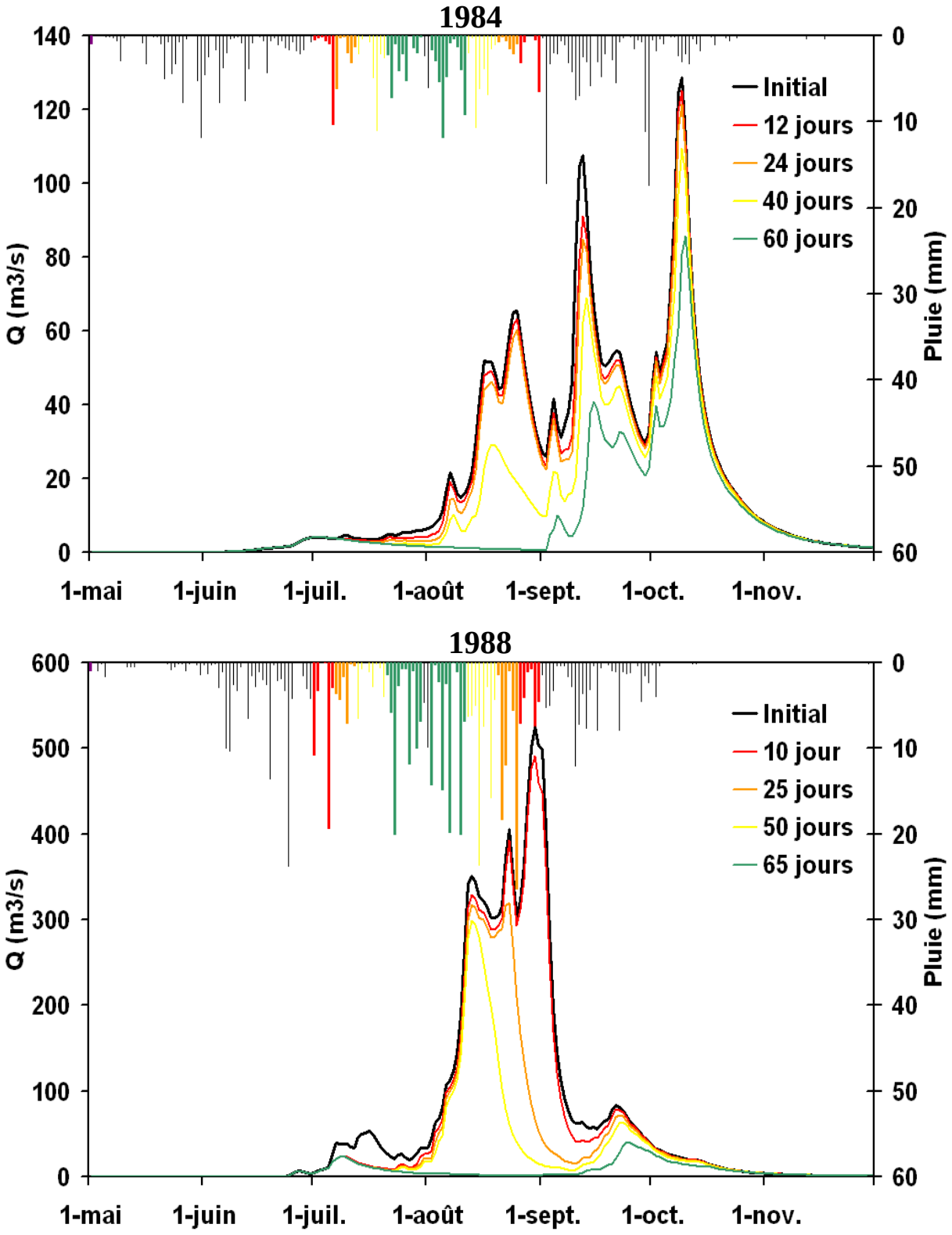


FIG. F.2: Impact du scénario pluviométrique FLJA

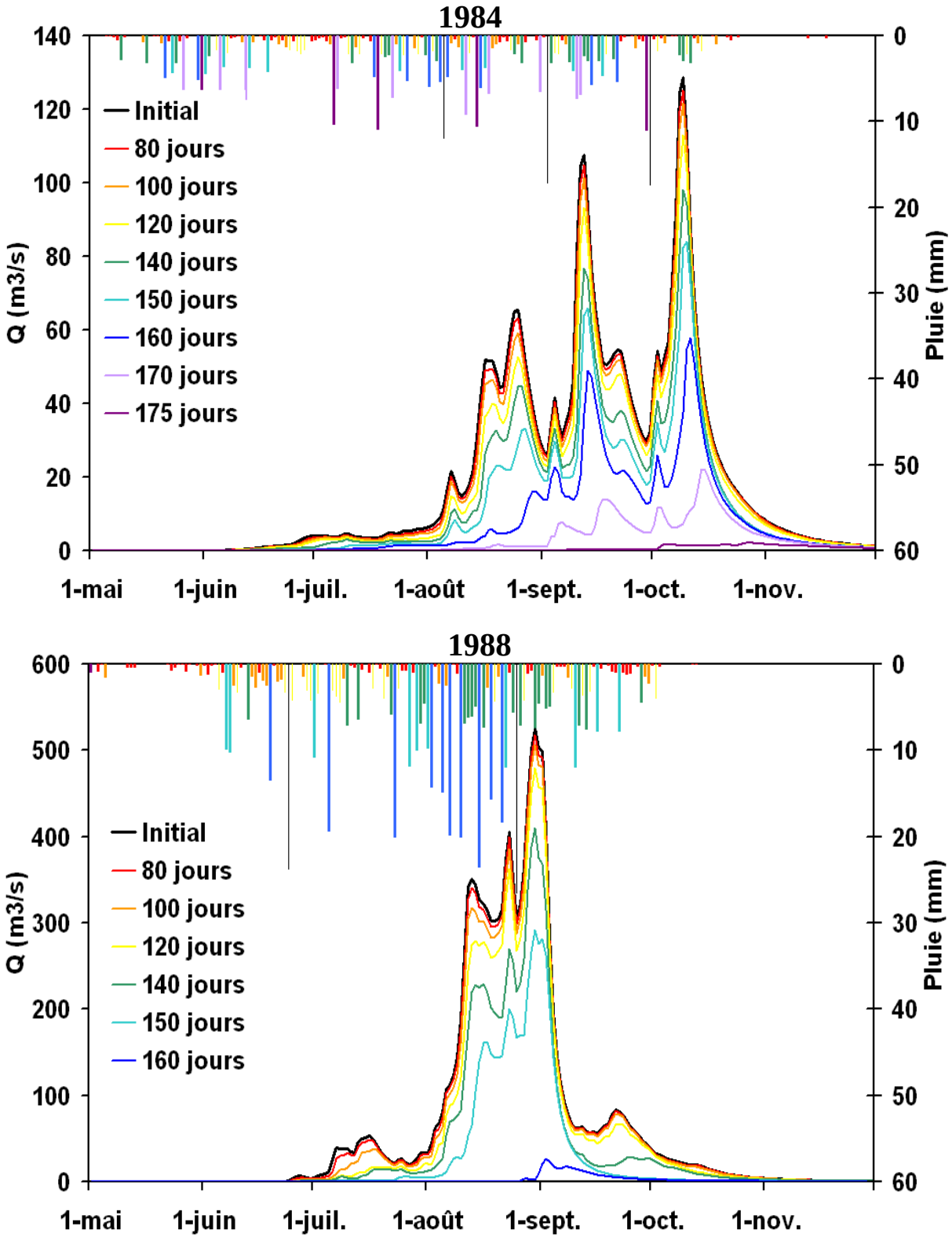


FIG. F.3: Impact du scénario pluviométrique LISF

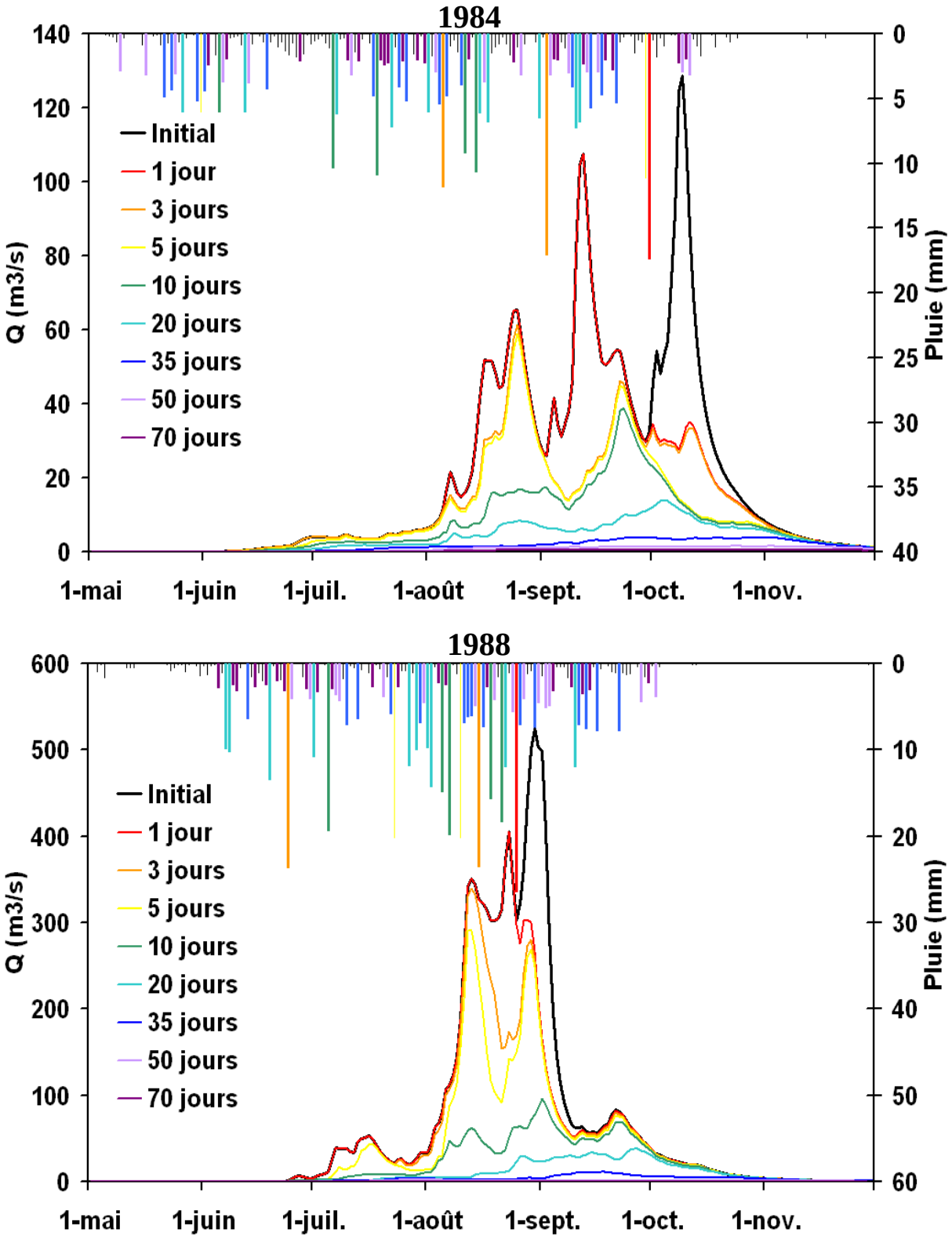


FIG. F.4: Impact du scénario pluviométrique MISF

THESE DE DOCTORAT DE L'INPG

Titre de l'ouvrage :

IMPACT DE LA VARIABILITE PLUVIOMETRIQUE DE MESO-ECHELLE SUR LA REPONSE DES SYSTEMES HYDROLOGIQUES SAHELIENS : MODELISATION, SIMULATION ET DESAGREGATION

Auteur :

Théophile VISCHEL

Etablissement :

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

Résumé :

Comprendre comment la variabilité du climat actuel interagit avec les modifications du milieu dans les modifications de l'hydrologie sahélienne est une nécessité pour anticiper ce que pourraient être les conséquences des changements climatiques futurs dans cette région, et définir d'éventuelles stratégies d'adaptation. Pour ce faire on doit disposer de modèles intégrés, permettant de relier les scénarios climatiques grande échelle aux bilans d'eau localisés sur de petits bassins ou des terroirs agricoles.

Cette thèse traite des questions d'échelle qui sont centrales lorsque l'on cherche à forcer des modèles hydrologiques par des sorties de modèle climatique. Les jeux de données utilisés permettent de documenter le continuum des résolutions spatiale et temporelle qui nous intéressent ici et on traite des deux grands types de systèmes hydrologiques qui caractérisent cette région, à savoir les petits systèmes endoréiques de rive gauche du fleuve Niger et les systèmes exoréiques de plus grande taille qui constituent ses affluents de rive droite.

La thèse est construite autour de trois grands axes. Le premier est une synthèse et une actualisation des travaux de modélisation de la variabilité pluviométrique de méso-échelle, telle que documentée à partir des données haute résolution de l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Dans un deuxième temps, on cherche à comprendre comment la forte variabilité spatiale du forçage pluviométrique influe sur la réponse des systèmes hydrologiques et quelles sont les erreurs générées lorsque l'on utilise, en entrée des modèles hydrologiques, des données de forçage qui sous-échantillonnent cette variabilité. Enfin, on part des résultats précédents et on utilise les outils de modélisation développés pour les obtenir, afin d'étudier comment les modifications de régime pluviométrique se traduisent sur le ruissellement de surface. On traite alors des modifications de régime observées au cours de la sécheresse 1970-1990. On étudie aussi ce qui se passerait pour différents scénarios de modification du régime pluviométrique, tels que l'on peut les concevoir à partir de nos connaissances actuelles sur le changement climatique.

Mots clés :

Variabilité climatique, variabilité hydrologique, Sahel, méso-échelle, modélisation hydrologique, simulation et désagrégation de champs de pluie