

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIE ET
GÉOSCIENCES

UNITÉ DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
PHYSIQUE ET APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS
AND APPLICATIONS

Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre

Laboratory of Earth's Environment Physics

Amélioration de la simulation des précipitations en Afrique Centrale à partir du modèle climatique régional RegCM4

Thèse présentée en vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat/Ph.D. de Physique

Option: Sciences de l'Atmosphère

Par

CHOUMBOU Paul Christian

Matricule: 02W075

DEA en Physique, option Géophysique Externe

Sous la Direction de

MONKAM David

Professeur

Université de Douala

MKANKAM KAMGA François

Professeur

Université de Yaoundé I



Année 2023

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE PHYSIQUE



UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Moi, Professeur **SIEWE SIEWE Martin**, et Professeur **NOUAYOU Robert**, respectivement Examineur et Président du jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **CHOUMBOU Paul Christian**, Matricule **02W075**, préparée sous la direction du Professeur **MONKAM David** et Professeur **MKANKAM KAMGA François**, intitulée : « *Amélioration des précipitations en Afrique Centrale à partir du modèle climatique régional RegCM4* », soutenue le **vendredi, 28 Avril 2023**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, spécialité **Physique de l'Environnement Terrestre**, option **Sciences de l'Atmosphère**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.


En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

08 JUIN 2023

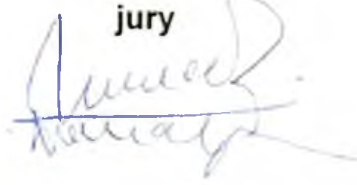
Examineur

Le Chef de Département
de Physique

Le Président du
jury


Pr. SIEWE SIEWE Martin




Pr. NOUAYOU Robert

**Amélioration de la simulation des
précipitations en Afrique Centrale à partir du
modèle climatique regional RegCM4**

présenté par:

CHOUMBOU Paul Christian

Sous la Direction:

MONKAM David

Professeur

Université de Douala

MKANKAM KAMGA F.

Professeur

Université de Yaoundé I

Année: 2023

CERTIFICATION

Je soussigné **CHOUMBOU Paul Christian** matricule **Mle-02W075**, certifie que le présent Mémoire intitulé : «Amélioration de la Simulation des Précipitations en Afrique Centrale à partir du Modèle Climatique Régional RegCM4» est le fruit de mes propres investigations effectuées dans le Laboratoire de Modélisation Environnementale et de Physique de l'Atmosphère (LAMEPA) du Département de Physique de l'Université de Yaoundé 1 sous la Direction du Pr MONKAM David, Professeur à la Faculté des Sciences de l'Université de Douala. En vue de l'obtention du Doctorat Ph.D en Physique Environnementale, Option Physique de l'Atmosphère.

Cette thèse est authentique et n'a pas été antérieurement présentée pour l'acquisition d'un quelconque diplôme universitaire.

visa de l'auteur

CHOUMBOU Paul Christian

DIRECTEUR DE THESE

MONKAM David

Professeur

VISA DU CHEF DE DEPARTEMENT

Dédicace

A ceux que j'ai de plus cher : ma chérie Estelle, mes grandes soeurs, mes fils Rémy et Joseph pour tous leurs bienfaits dans ma vie ...

Et une pensée bien émue accompagne mon regretté papa TCHOUMBOU Pierre Rémy. Ma regrettée maman PATIPA Agathe. Trouvez ici l'expression de ma gratitude et de toute mon affection pour l'effort que vous avez consentis afin de m'inculquer cet esprit de persévérance qui résidait en vous.

Remerciements

Notre travail étant le fruit d'un apport collectif, nous tenons à adresser nos sincères Remerciements à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué moralement, financièrement ou intellectuellement à la réalisation de celui-ci.

Nos remerciements vont à l'endroit :

- De mes Directeurs de thèse Pr MONKAM David et Pr MKANKAM KAMGA François pour leurs enseignements, disponibilité, attention face à nos différentes difficultés rencontrées pendant nos recherches ;
- De Dr KOMKOUA MBIENDA Armand Joël, Dr GUENANG Guy Merlin et Dr YEPDO DJOMOU Zéphirin pour leur assistance et leur disponibilité tout au long de la réalisation de ce travail ;
- De tous les enseignants du laboratoire à savoir le Pr MBANE, Pr VONDOU Derbetini, Pr TCHAWOUA Clément, Dr CHAMANI Roméo, Dr MBA POKAM et Dr DJIOTANG Lucie qui m'ont permis d'avoir une bonne formation dans le domaine ;
- Au Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) qui conçoit et développe le modèle RegCM4 ;
- Aux membres du laboratoire KUETE Giresse et MENGOUNA Xavier, les amis bien proches depuis la première année à savoir M. BIYONG, Mme NKENNI Carine, PENKA Michel, BABALE Yvan, NONO Steve, KAMTE Armel, Dr FOTSO Thierry, Dr ZEBAZE, Dr KAISSASSOU, Dr SONKOUÉ, Dr DOMMO Atanas ;
- De tous les membres du jury qui ont accepté d'apporter leurs contributions à ce travail à savoir le Pr SIEWE SIEWE, le Pr NGUIYA Séverin et le Pr NOUAYOU ;
- De toute ma famille particulièrement mes soeurs et frères aînés MAGOMO Éveline, NDJOMENI Suzanne, NGUEMO Jeanne Marcelle, FODOM Gabriel, FOPESSI Anastasie, MOUMENI Marie, CHOUMBOU Hugues Bertrand et CHOUMBOU Pierre Oliver pour leurs conseils, leurs encouragements et leurs soutiens financiers.

Table des matières

Certification	i
Remerciements	iii
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xi
Liste des symboles	xii
Liste des abréviations	xiii
Résumé	xiv
Abstract	xv
Introduction générale	1
1 Revue de la littérature	6
1.1 Les précipitations en Afrique Centrale	6
1.1.1 Source des précipitations en Afrique Centrale	6
1.1.1.1 Circulation générale à l'échelle planétaire	6
1.1.1.2 Circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique Centrale	9
1.1.1.3 Evolution de la zone de convergence intertropicale (ZCIT)	
entre les tropiques	10
1.1.2 Description des précipitations en Afrique Centrale	11
1.1.2.1 Contexte de l'Afrique tropicale des précipitations	11
1.1.2.2 Les précipitations en Afrique Centrale	14
1.1.2.3 De l'utilité d'une étude des systèmes convectifs en Afrique	
Centrale	16
1.1.3 Mécanisme de formation des précipitations	17

1.1.3.1	Les systèmes précipitants sous les tropiques	17
1.1.3.2	Les systèmes précipitants en Afrique Centrale Équatoriale	19
1.1.3.3	Systèmes producteurs de pluie à méso-échelle	21
1.1.3.4	Cycle diurne des précipitations	23
1.2	Les modèles climatiques	25
1.2.1	Définition	25
1.2.2	Les modèles globaux	25
1.2.3	Les modèles régionaux : cas de RegCM	26
1.3	Les simulations régionales	29
1.3.1	Désagrégation dynamique avec les modèles climatiques régionaux .	30
1.3.1.1	Noyaux dynamique et physique	31
1.3.1.2	Conditions initiales et forçages	33
1.3.1.3	Approximation hydrostatique et non-hydrostatique	33
1.3.1.4	Nesting	35
1.3.2	Expérimentation numérique	36
1.3.2.1	Couplage entre la surface continentale, l'atmosphère, puis la mer	36
1.3.2.2	Principales sources d'incertitudes	37
1.3.2.3	Potentialités des MCR, ou que peut-on faire et ne pas faire?	40
1.4	Conclusion	41
2	Domaine d'étude, données utilisées et méthodologie	42
2.1	Domaine d'étude	42
2.1.1	Situation géographique et zone de simulation	42
2.1.2	Topographie	43
2.1.3	Végétation et occupation du sol	46
2.1.4	La climatologie	46
2.2	Données utilisées	48
2.2.1	Les données d'entrée du modèle	48
2.2.2	Les données satellitaires de comparaison du modèle	49
2.2.2.1	Les données TRMM	50
2.2.2.2	Les données CHIRPS	50
2.2.2.3	Les données PERSIANN	51
2.2.3	Les données de sortie du modèle climatique RegCM4	51
2.2.3.1	Discrétisation verticale et horizontale	51

2.2.3.2	Projection cartographique	53
2.2.3.3	Constituants fondamentaux de RegCM	53
2.2.4	Formulations dynamiques	54
2.2.4.1	Equation du mouvement horizontal	54
2.2.4.2	Equation de continuité et de sigma	55
2.2.4.3	Equation thermodynamique et équation pour omega	56
2.2.4.4	Equation hydrostatique	56
2.2.4.5	Equation non hydrostatique	57
2.2.5	Les équations de la dynamique et thermodynamique	58
2.2.6	Paramétrisations physiques	60
2.2.6.1	Schéma radiatif	60
2.2.6.2	Schéma de surface terrestre	61
2.2.6.3	Schéma de la couche limite planétaire	61
2.2.6.4	Schémas des précipitations convectives	62
2.2.6.5	Précipitation à grande échelle	64
2.2.6.6	Paramétrisation du flux océanique	66
2.3	Méthodologie et traitement statistique	67
2.3.1	Outil d'analyse : l'analyse harmonique	67
2.3.1.1	Principe	67
2.3.1.2	Méthode de calcul	68
2.3.1.3	Estimation de la quantité, de l'intensité et de la fréquence des précipitations diurnes	69
2.3.1.4	Estimation de la variance des précipitations diurnes	71
2.3.2	Outil d'analyse : correction des biais d'un MCRs	71
2.3.2.1	Définition du biais	72
2.3.2.2	Origines des biais dans un MCRs	72
2.3.2.3	Méthodes de correction des biais	73
2.3.3	Outils statistiques d'évaluation	77
2.3.3.1	L'Erreur Quadratique Moyenne (EQM)	77
2.3.3.2	L'indice d'Accord (IA)	78
2.4	Conclusion	78
3	Résultats et dicussion	79
3.1	Caractéristiques spatiales de la quantité, fréquence et intensité des pré- cipitations	79

3.2	Cycles diurnes de la quantité, intensité et fréquence des précipitations . . .	82
3.3	Variance, amplitude et phase du cycle diurne de la distribution spatiale des précipitations	87
3.4	Cycle annuel des moyennes mensuelles des pluies	91
3.5	Corrections des biais des précipitations simulées	92
3.5.1	Précipitations saisonnières	93
3.5.2	Cycles annuels des moyennes mensuelles des précipitations	100
3.6	Discussion et conclusion	103
	Conclusion Générale et Perspectives	109
	Bibliographie	113
	Liste des publications	127
	Symposium, ateliers et école d'été	129

Liste des figures

1	Schéma des cellules méridiennes à l'échelle planétaire et phénomènes climatiques associés. Source : Dhonneur, 1998	7
2	Schéma des circulations de Walker le long de l'équateur en condition normale et pendant les événements El Nino. Source : Holton, 1992	8
3	Cycle annuel du vent zonal (contours rouges) et d'humidité spécifique (couleur, g/kg) sur 5°-25°E pour la période 1979-2010.	10
4	Schéma de la variabilité saisonnière de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), ceinture de pluie et vents de surface.	11
5	Isohyètes annuelles moyennes sur la période 1941-1980. Source : Nicholson et al., 1998.	12
6	Représentation schématique des zones de précipitations excédentaires (+) pour les quatre principaux types d'anomalies pluviométriques.	13
7	Les régimes moyens de précipitations (mm) annuelle, saisonnières (DJF) et (JJA) de 1998-2015 et la température (°C) de surface de l'air de 1947-2014.	15
8	Configurations moyennes des précipitations (mm.h ⁻¹) pour différents mois, en utilisant les données TRMM pour la période 1998-2015.	16
9	Schéma conceptuel du cycle de vie d'une cellule convective. Source : Malarandel, 2009.	18
10	Schéma des différentes caractéristiques affectant le climat de l'Afrique Centrale. Source : Dezfuli, 2017.	19
11	Différentes échelles spatiales et temporelles de la convection tropicale. Source : Communication de Parker et al. (2004)	24
12	Nombre de publications internationales comprenant les termes regional climate model recensées par an sur la période 1991-2010.	30
13	Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composants atmosphériques et surfaciques du système climatique.	32

14	Illustration d'un domaine à aire géographique limitée dans un MCR et schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface.	34
15	Illustration des composantes du modèle de surface continentale NOAH. Traduit de http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm/	37
16	Représentation théorique d'un signal (a) reproductible et (b) non reproductible au cours du temps.	38
17	Domaine d'étude couvrant l'Afrique Centrale (AC) et les sous-zones où des études spécifiques sont effectuées.	43
18	Topographie et domaine de simulation	44
19	Végétation de différence normalisé (NDVI) et couverture terrestre MODIS. Source : Dezfuli, 2017	47
20	Coordonnées sigma : Représentation schématique de la structure verticale du modèle. Source : Elguindi et al., 2011.	52
21	Représentation schématique de la structure de la grille horizontale d'Arakawa utilisée par RegCM. Source : Elguindi et al., 2011.	54
22	Organigramme de modélisation de RegCM4. Source : Nomenjanahary, 2012.	66
23	Distributions spatiales pendant la saison JJAS de (a,b,c) quantité précipitation (mm), (d,e,f) fréquence (%), et (g,h,i) intensité (mm/h).	80
24	Moyenne du cycle diurne (mm/h) des précipitations en AC et dans les quatre sous-régions pendant la saison JJAS.	83
25	Moyenne du cycle diurne de la quantité (mm) des précipitations en AC et dans les quatre sous-régions pendant la saison JJAS.	85
26	Identique à la figure 25, mais pour l'intensité (mm/h) des précipitations.	86
27	Identique à la figure 25, mais pour la fréquence (%) des précipitations.	87
28	Distributions spatiales pendant la saison JJAS de la (a, b, c) variance ($\text{mm}^2 \cdot \text{h}^{-2}$), (d, e, f) amplitude (mm) et (g, h, i) phase (h) pour la quantité des précipitations.	88
29	Identique à la figure 28, mais pour les fréquences (%) des précipitations.	89
30	Identique à la figure 28, mais pour l'intensité (mm/h) des précipitations.	90
31	Cycle annuel des précipitations mensuelles (mm/j) issues des données satellitaires pour la période 2002-2006 en AC et dans les quatres sous-zones.	91

32	Distribution saisonnière des précipitations (mm/j) pour les quatre saisons issues du modèle (non corrigé et corrigé) et des observations pour la période de contrôle 1991-2001.	93
33	Distribution saisonnière des biais des précipitations (mm/j) pour les quatre saisons entre le modèle (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période de contrôle 1991-2001.	95
34	Distribution saisonnière des précipitations (mm/j) pour les quatre saisons issues du modèle (non corrigé et corrigé) et des observations pour la période d'évaluation 2002-2012.	97
35	Distribution saisonnière des biais des précipitations (mm/j) pour les quatre saisons entre le modèle (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période d'évaluation 2002-2012.	98
36	Cycle annuel des (a, c, e) précipitations et (b, d, f) biais des précipitations moyennes mensuelles (mm/j) du modèle (non corrigé et corrigé) sur l'AC et les deux zones pour la période de contrôle 1991-2001.	101
37	Cycle annuel des (a, c, e) précipitations et (b, d, f) biais de précipitations moyennes en mm/jour du modèle (non corrigé et corrigé) sur l'AC et les deux zones pour la période d'évaluation 2002-2012.	102

Liste des tableaux

1	Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.	31
2	Présentation des données PERSIANN.	51
3	Indice d'Accord (IA) entre les simulations et les références de la quantité, la fréquence et l'intensité des précipitations en Afrique Centrale ainsi que les deux sous domaines d'étude.	81
4	EQM (unités : mm/h pour la quantité, % pour la fréquence et mm/h pour l'intensité) entre les caractéristiques simulées et de référence des précipitations.	81
5	Erreur quadratique moyenne (unités : mm/j) des précipitations simulées (de contrôle (Ctr), corrigées par la méthode linéaire (LS) et corrigées par la méthode de la variance (Va)) pour les différentes régions (Afrique centrale (CA), zone 1 et zone 2) et pour les différentes saisons de la période de contrôle.	96
6	Identique au tableau 5, mais pour la période d'évaluation.	100

Liste des symboles

α :	alpha
ϕ :	phi
χ :	chi
ω :	omega
Ω :	Omega
ρ :	rho
∇ :	nabla
Θ :	Theta
θ :	theta
Λ :	Lambda
u :	vent zonal
v :	vent méridional
\int :	intégral
ε :	epsilon
π :	pi
μ :	mu
σ :	sigma
exp :	exponentielle
Δ :	Delta
β :	beta
ν :	nu
\vec{i} ou \vec{x}_i :	vecteur unitaire dans la direction longitudinale
\vec{j} ou \vec{x}_j :	vecteur unitaire dans la direction de la latitude
\vec{k} ou \vec{x}_k :	vecteur unitaire vertical

Liste des abréviations

TSO	Températures de Surface des Océans
CA	Central Africa
BATS	Biosphère-Atmosphère Transfer Scheme
CCM1	Community Climate Model version 1
CCM	Community Climate Model
CLM	Community Land Model
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data
DJF	December January February
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ESMF	Earth System Modeling Framework
ESP	Earth Systems Physics
FAR	Fourth Assessment Report
GCM	General Circulation Model
GLCC	Global Land Cover Characterization
ICTP	International Center for Theoretical Physics
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	June July August
LCL	Lifing Condensation Level
MAM	March April May
MM4	Mesoscale Model version 4
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCAR-PSU	National Center for Atmospheric Research-Pennsylvania State University
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial
RCMs/MCRs	Regional Climate Model simulated/Modèle Climatique Régional Simulé
RegCM4	Regional Climate Model version 4
SON	September October November

Résumé

Ce travail propose la possibilité, plus ou moins limitée, pour le modèle climatique régional RegCM4.4, de représenter la réalité des précipitations en Afrique Centrale (AC) quand on pourrait y retrouver des incertitudes dans ces aspects à l'issue des simulations. Pour ce faire, l'analyse harmonique et des méthodes de correction des biais ont été utilisées. La première étape de la présente étude a examiné la fiabilité de l'outil de réduction d'échelle RegCM4.4 à simuler les caractéristiques du cycle diurne des précipitations de juin à septembre 2002-2006. Outre leurs cycles diurnes, les distributions spatiales et temporelles de l'intensité, de la quantité et de la fréquence des précipitations en AC sont étudiées. Les harmoniques de la variance, phase et amplitudes diurnes basées sur les échelles de temps de 3h durant 24h sont examinées. Pour ceci, deux mesures statistiques sont utilisées pour évaluer les performances du modèle : l'erreur quadratique moyenne (EQM) et l'indice d'accord (IA). Les résultats montrent que les sorties de RegCM sont bien simulées par rapport aux données de référence en révélant les caractéristiques temporelles et spatiales de la quantité, fréquence et intensité des précipitations sur la zone continentale avec quelques biais humides systématiques sur les hautes terres du Cameroun. La variabilité diurne de la fréquence et de la quantité des précipitations est bien reproduite par le modèle avec des pics d'après-midi autour de 1800 LST sur l'ensemble du domaine à l'exception de la sous-région de l'océan Atlantique. Le modèle a du mal à reproduire la variation diurne observée de l'intensité des précipitations sur la région. L'un des principaux résultats est que la quantité de précipitation est beaucoup plus définie par la fréquence que celle de l'intensité. Cette forte relation entre ces deux caractéristiques des précipitations sur l'ensemble de la région d'intérêt suggère que la variabilité diurne des précipitations est généralement déterminée par combien de fois il pleut. La seconde étape consiste à la correction des biais des précipitations simulées pendant les quatre saisons et le cycle annuel pour la période de contrôle de 1991-2001 et d'évaluation de 2002-2012. Il ressort que la méthode de la variance corrige mieux les précipitations en AC.

Mots clés : Afrique Centrale, cycle diurne, analyse de Fourier, précipitations, RegCM4.4

Abstract

This work proposes the possibility, more or less limited, for the regional climate model RegCM4.4 to represent the reality of precipitation in Central Africa (CA) when there could be uncertainties in these aspects after the simulations. In this sense, harmonic analysis and bias correction methods are essential to improve their representativeness at the output of RCMs. The first step of this study examined the reliability of the downscaling tool RegCM4.4 to simulate the characteristics of the diurnal cycle of precipitation from June to September 2002-2006. Besides their diurnal cycles, the spatial and temporal patterns in precipitation intensity, amount and frequency over CA are investigated. Diurnal variance, phase and amplitude based on 3-hourly model simulations are obtained by diurnal harmonics from each 24-h period. Two statistical measures are used to evaluate model performance : the root mean square error (RMSE) and the index of agreement (IA). The results shows that the RegCM outputs are well simulated compared with reference data in revealing the temporal and spatial patterns of precipitation amount and frequency over the continental area with some systematic wet biases over Cameroon highlands area. Diurnal variability of precipitation frequency and amount are properly well reproduced by the model with an afternoon peak around 1800 LST over entire domain except Atlantic Ocean sub-region. The model does not properly describe the observed diurnal variation of precipitation intensity over the study area. One of the prominent results is that the pattern of precipitation frequency is quite similar to that of precipitation amount. This strong relationship between these two precipitation characteristics over the entire region of interest suggests that the diurnal precipitation variability is generally determined by how often it rains. The second step consists of bias correction of the simulated rainfall during the four seasons and the annual cycle for the control period of 1991-2001 and the evaluation period of 2002-2012. It is found that the variance method corrects better for precipitation in CA.

Key words : Central Africa, diurnal cycle, Fourier analysis, bias, precipitation, RegCM4.4

INTRODUCTION GENERALE

La précipitation ne se produit pas tout le temps : elle est très sensible au vent, à l'exposition et à la topographie de l'environnement car les obstacles peuvent entraîner des perturbations dans l'écoulement de l'air (Malardel 2009). De par son rôle, elle est une composante essentielle du cycle hydrologique de la Terre (Liu et al. 2012). C'est pourquoi Dai (2006), affirme qu'elle est l'une des variables climatiques les plus importantes ; mais, sa représentativité pose de sérieux problèmes dans les modèles climatiques car ils sont sujets à des biais dans les précipitations qui sont problématiques pour l'utilisation des modèles d'impact comme les modèles hydrologiques (Argüeso et al. 2013). Pokam et al. (2014) faisaient l'inventaire des causes qui peuvent conduire aux biais sur la simulation des précipitations par les modèles en disant que cela est dû à la multitude et à la complexité des processus et mécanismes physiques locaux et à grande échelle à considérer. En critiquant les modèles climatiques régionaux (MCR) par rapport à leurs moteurs les modèles climatiques globaux (MCG) dans la simulation du climat régional, (Flato et al. 2013; Prein et al. 2016) se positionnent en faveur des MCR parce qu'ils incluent une meilleure représentation des caractéristiques météorologiques et climatiques régionales et locales grâce à une meilleure saisie des processus à petite échelle, y compris ceux influencés par la topographie, les lignes côtières et les phénomènes atmosphériques à méso-échelle. Panitz et al. (2014) expliquent que les divergences de la part des outils de prévision (modèles climatiques) peuvent être attribuées à une mauvaise paramétrisation des modèles due à une mauvaise connaissance des processus physiques complexes qui régissent le climat régional et l'insuffisance des données d'observation pour caractériser ces processus.

Le régime des précipitations est entrain de changer depuis une soixantaine d'année et moins de deux tiers de simulations par les modèles numériques ne s'accordent pas sur les signes de ces changements car les simulations sont très incertaines (Risi et al. 2010) et les projections relatives au changement climatique en Afrique en général, particulièrement en Afrique Centrale (AC) sont sujettes à un large éventail d'incertitudes (Haensler et al. 2013; Aloysius et al. 2016). (Par exemple, les modèles s'accordent en projetant une

augmentation des températures globales, laquelle sera plus sévère pour l’Afrique Centrale (King et Harrington 2018). Bien que la réponse des précipitations moyennes au réchauffement climatique ne soit pas bien ressentie dans la moyenne climatologique, les événements extrêmes seront fortement perturbés (Tamoffo et al. 2019). En Afrique Centrale (AC), il est prévu une intensification localisée des jours humides et secs à certaines périodes de l’année, et une augmentation des événements pluvieux extrêmes (Sonkoué et al. 2019), une situation qui n’offre aucun moyen aux pays des régions subsaharienne et de l’Afrique Centrale vivant essentiellement de l’agriculture familiale de s’adapter. Pourtant, les facteurs du climat régional de l’AC restent largement sous-étudiés (Jury et al. 2009). Par conséquent, il est nécessaire d’améliorer les simulations des précipitations des modèles climatiques afin de documenter les régions vulnérables avec des informations plausibles sur le climat futur afin d’adopter des politiques d’adaptation et d’atténuation efficaces. Ce sont d’ailleurs les objectifs du sixième rapport du Groupe d’Expert Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat (GIEC 2007; Chen et al. 2018) tel que recommandé par l’Accord de Paris (voir détails de l’accord au point 1.6).

Cependant, un certain nombre de défis communs pour simuler avec précision la climatologie des précipitations en Afrique ont également été identifiés pour les MCR. Les MCR individuels peuvent présenter des biais substantiels dans différents aspects de la climatologie des précipitations, tels que la moyenne saisonnière (Endris et al. 2013; Kalognomou et al. 2013; Kim et al. 2014; Shongwe et al. 2015; Tamoffo et al. 2019), le cycle annuel (Favre et al. 2016; Kitembe et Nimusima 2019), le début et la fin de la saison des pluies (Akinsanola et Ogunjobi 2017; Gbobaniyi et al. 2014), le nombre de jours humides et leur intensité (Klutse et al. 2016). Dans le même temps, la plupart de ces études ont constaté que ces biais dépendent souvent fortement de la région et de la saison (Wu et al. 2020). Un MCR présentant un biais important dans une région et/ou une saison peut simuler avec précision les précipitations dans d’autres régions et saisons (Wu et al. 2020). Il a également été constaté que l’ensemble multimodèle surpasse généralement les MCR individuels, mais c’est le résultat de l’annulation des biais de signe opposé dans les différents modèles MCR (Wu et al. 2020). Un autre problème commun à presque tous les MCR en Afrique est la phase du cycle diurne des précipitations. La majorité des MCR simulent un maximum d’intensité des précipitations autour du midi local, ce qui est trop tôt par rapport au maximum de fin d’après-midi ou même de fin de soirée mis en évidence dans les observations (Nikulin et al. 2012). Cette déficience des MCR est liée à la paramétrisation de la convection utilisée, et certains schémas de convection, comme par exemple Kain-Fritsch (KF), peuvent être plus performants que d’autres, produisant un scénario

plus réaliste du cycle diurne (Nikulin et al. 2012).

Après réflexion, toutes les déficiences sus-mentionnées des MCR montrent que la simulation des précipitations apparaît sous une forme paradoxale : à la fois comme représentation du réel ou de la réalité suivant un processus physique qui lui est lié, et facteur éventuel d'incertitude, il semble avoir deux fonctions contradictoires. La question posée privilégie sa fonction "négative". Nous inscrivons un problème précis dans l'espace (AC) existant entre ces deux fonctions. Si la simulation des précipitations est tout à la fois représentation de la réalité et incertitude, comment peut-on dissocier ces deux aspects et envisager les conditions d'un rapport critique de ces simulations, rapport par lequel il puisse être à la fois assumé et dépassé ? Une compréhension approfondie de ces différences et de la valeur ajoutée des MCR avec RegCM4.4 est nécessaire pour des évaluations régionales solides du changement climatique futur et de ses impacts en AC ; car les plus grands impacts des futurs changements climatiques sur la société proviendront des changements dans le régime et la variabilité des précipitations.

Les modèles climatiques régionaux (MCR) sont des outils de réduction d'échelle dynamiques, qui fournissent des informations à partir des modèles climatiques mondiaux. Leur meilleure représentation des processus physiques à petite échelle (GIEC, 2007) les rend largement utilisés pour l'étude du climat régional dans diverses parties du monde. L'Afrique Centrale (AC) est l'une de ces régions ayant un climat complexe avec de nombreux facteurs influençant sa variabilité (Nicholson et Dezfuli 2013). De plus, la modélisation des précipitations est l'une des tâches les plus ardues d'une MRC. Jusqu'à présent, les analyses des précipitations dans cette région ont généralement ciblé les taux moyens dans le temps ou les quantités accumulées (par exemple (Komkoua Mbienda et al. 2017a; Komkoua Mbienda et al. 2017b; Komkoua Mbienda et al. 2021; Sonkoué et al. 2019; Vondou et Haensler 2017)), tandis que d'autres caractéristiques des précipitations telles que le cycle diurne ont été récemment étudiées. Vondou et al. (2017) évaluent les performances du modèle climatique régional (RegCM4) pour capturer le cycle diurne des précipitations sur l'AC. Ils ont constaté que le cycle de propagation diurne des précipitations est bien capturé par le modèle. Komkoua Mbienda et al. (2019) étudient les effets potentiels des aérosols atmosphériques sur le cycle diurne des précipitations sur l'AC par RegCM4.4. Dans leur étude, ils ont constaté que l'amplitude des précipitations est systématiquement affectée soit par une réduction soit par une augmentation et que la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols peuvent expliquer la réduction de l'amplitude diurne des précipitations. Aucune de ces études précédentes ne s'est concentrée sur les caractéristiques du cycle diurne des précipitations, qui englobe l'intensité, la fréquence et la

quantité des précipitations. Néanmoins, de telles études ont été menées en dehors de l'AC. Par conséquent, une région comme l'AC où il y a un manque de données d'observation, la réduction des biais dans les précipitations et la caractérisation du cycle diurne ne peut se faire qu'à l'aide d'outils de modélisation.

Étant donné que les études de modélisation peuvent améliorer les compétences de prévision (par exemple, (Lee et al. 2007)), fournir la fiabilité de certaines paramétrisations physiques (par exemple, (Wang et al. 2007)) et améliorer notre compréhension de certains appareils importants, qui entraînent le cycle de 24 heures des précipitations (par exemple, (Kataoka et Satomura 2005)), l'objectif principal de la présente recherche est d'étudier la capacité du modèle climatique régional du Centre international Abdus Salam de physique théorique version 4.4 (RegCM4.4) sur l'AC en se concentrant sur la correction des précipitations simulées à toutes les saisons et les caractéristiques des variations des précipitations sur 24 heures. En effet, par rapport au cycle annuel, qui est simulé avec précision par la plupart des modèles à l'échelle régionale (Fernandez-Diaz et al. 2013), certaines MRC ont rencontré des difficultés à simuler le cycle de 24h des précipitations, qui sont généralement imputables aux paramétrisations de convection (Fernandez-Diaz et al. 2013). De plus, les MCR sont des outils utiles pour étudier les mécanismes qui expliquent les cycles diurnes des précipitations (Nikulin et al. 2012) et leur capacité de représenter la quantité, l'intensité et la fréquence des précipitations sur l'AC n'a pas été vérifiée. Étant donné que les précipitations sur plusieurs parties de l'AC ont généralement lieu de juin à septembre (Komkoua Mbienda et al. 2017b), nous porterons notre attention sur la période juin-juillet-août septembre pour le cycle diurne et les quatre saisons (décembre-janvier-février ; mars-avril-mai ; juin-juillet-août ; septembre-octobre-novembre) en plus du cycle annuel pour la correction des biais. La présente étude cherche à répondre aux questions suivantes : (1) Les simulations RegCM4.4 sont-elles utiles pour la correction des biais et pour étudier le cycle diurne des précipitations en termes d'intensité, de fréquence et de quantité de précipitations sur l'AC ? (2) Quelles sont les structures spatiales et temporelles de ces caractéristiques sur l'AC ? Les précipitations saisonnières, le cycle annuel et les variations diurnes des précipitations simulées seront comparées aux produits satellitaires (utilisés ici comme ensemble de données de référence sur les précipitations).

Le reste de la thèse est organisé comme suit :

- **Le chapitre 1** présente les facteurs clés du climat en Afrique Centrale, décrit le modèle RegCM4 ainsi que le processus général et les plans expérimentaux.
- **Le chapitre 2** comprend le domaine d'étude, les données utilisées et les différents outils d'analyse.

- **Le chapitre 3** porte sur l'analyse des résultats obtenus. Il caractérise le cycle diurne en AC en terme de quantité, fréquence et intensité et examine les performances de deux méthodes de correction des biais (CB) ajustées aux sorties du MCR RegCM4.4 pour l'amélioration des précipitations en AC. Ainsi pour atteindre cet objectif, nous passerons par l'objectif spécifique d'analyse des caractéristiques spatiales de la quantité, de la fréquence et de l'intensité des précipitations; des cycles diurnes d'intensité, quantité et fréquence des précipitations ainsi que la distribution spatiale de la variance, amplitude et phase du cycle diurne. Ensuite, nous examinerons la correction des biais significatifs entre les sorties non corrigées de RegCM4.4 et les observations, à l'identification des diverses méthodes de CB en fonction de la région, de l'espace et de la saison en conséquence des résultats précédents. Enfin nous terminerons ce travail par une synthèse des résultats obtenus, et des perspectives en guise d'ouverture.

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Dans ce chapitre, nous proposons des éléments d'explication pour les précipitations en Afrique Centrale. La présentation des types de modèles, un panorama de RegCM et de la modélisation des précipitations. Enfin, un examen des potentialités d'un modèle climatique régional.

1.1 Les précipitations en Afrique Centrale

1.1.1 Source des précipitations en Afrique Centrale

Le système Terre/Atmosphère est le siège d'un bilan radiatif déséquilibré, d'une part entre les pôles et l'équateur et d'autre part entre la surface et la tropopause. Cependant, en moyenne, ce système reste proche d'un équilibre énergétique. La redistribution énergétique des régions déficitaires se fait par les circulations atmosphériques et océaniques. Nous allons découvrir lesquelles sont capables de le faire efficacement sur l'Afrique Centrale.

1.1.1.1 Circulation générale à l'échelle planétaire

Les radiations solaires courtes longueurs d'ondes sont la principale source d'énergie du système Terre-Océan-Atmosphère (*TOA*). Environ un tiers de l'énergie ainsi reçue par la planète est réfléchi vers l'espace. Les deux tiers sont absorbés puis restitués vers l'espace par rayonnement tellurique dans les grandes longueurs d'ondes. La présence de nuages et de particules absorbantes dans l'infrarouge induit un effet de serre à l'origine des températures variables observées sur la majeure partie du globe.

Le système *TOA* n'est pas uniforme :

- En raison de l'angle zénithal des rayons solaires et de l'épaisseur d'atmosphère traversée, l'absorption du rayonnement solaire est maximale à l'équateur et minimale aux pôles. Le rayonnement net est positif aux latitudes subtropicales (30°N à 30°S) et négatif ailleurs (Stephens et al. 1981).

- A latitudes égales, les zones océaniques ont un bilan radiatif plus favorable que les zones continentales. Ceci est lié à une capacité calorifique des océans deux fois supérieure à celle des continents ainsi qu'à un faible albédo.
- Certaines régions désertiques, caractérisées par un fort albédo et une couverture nuageuse faible, correspondent à des puits énergétiques caractérisés par un rayonnement net négatif. C'est le cas du Sahara.

Les variations méridiennes et zonales du bilan radiatif engendrent des transports de chaleur par la circulation atmosphérique et par la circulation océanique. La réponse atmosphérique aux forçages radiatifs se traduit par des mouvements verticaux. On observe de l'ascendance dans les zones excédentaires avec détente adiabatique et libération de chaleur latente. Au niveau des zones déficitaires on a de la subsidence avec compression adiabatique et assèchement de l'air. Ainsi, les variations méridiennes du bilan radiatif induisent l'existence des cellules de Hadley. La rotation terrestre interdit le transport méridien direct de chaleur de l'équateur vers les pôles ; le transport méridien de chaleur se divise alors en trois cellules : les cellules directes de Hadley, les cellules indirectes de Ferrel et les cellules directes polaires ((Holton 1992) pour une discussion précise de l'origine des cellules de Ferrel et les cellules polaires). Ces différentes circulations sont schématisées dans la Figure 1.

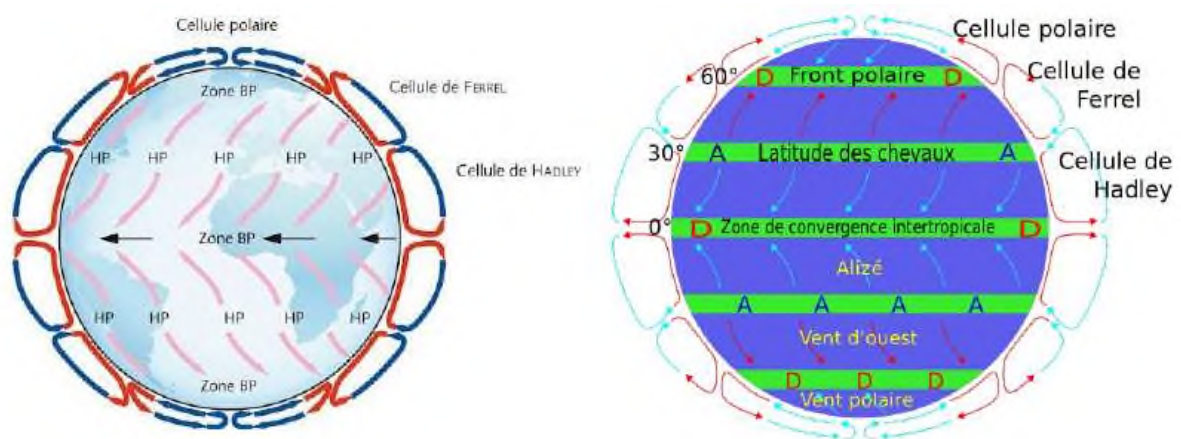


FIGURE 1 – Schéma des cellules méridiennes à l'échelle planétaire et phénomènes climatiques associés. Source : (Dhonneur 1988).

La circulation de Hadley dans la zone intertropicale a pour conséquence la présence d'une ceinture anticyclonique subtropicale axée entre 20°N et 30°N correspondant à sa branche subsidente (idem dans l'hémisphère sud). Ces anticyclones sont à l'origine des vents d'est/nord-est et du sud/sud-est qui se chargent d'humidité au-dessus des régions océaniques : les alizés. Les alizés convergents forment ainsi l'équateur météorologique ca-

ractérisant la branche ascendante des cellules de Hadley.

L'équateur météorologique est légèrement décalé vers le Nord par rapport à l'équateur géographique. Ceci est lié au fait que la surface des océans est plus importante dans l'hémisphère sud que l'antarctique est plus froid que l'arctique (Dhonneur 1985). La position et l'activité des cellules de Hadley dépendent fortement de la saison. En été boréal, la cellule de Hadley de l'hémisphère sud est plus forte que celle de l'hémisphère nord en raison d'un plus fort gradient thermique méridien. La position de l'équateur météorologique se rapproche de l'équateur géographique en hiver boréal et atteint 12°N environ lors de l'hiver austral (Hastenrath 1988).

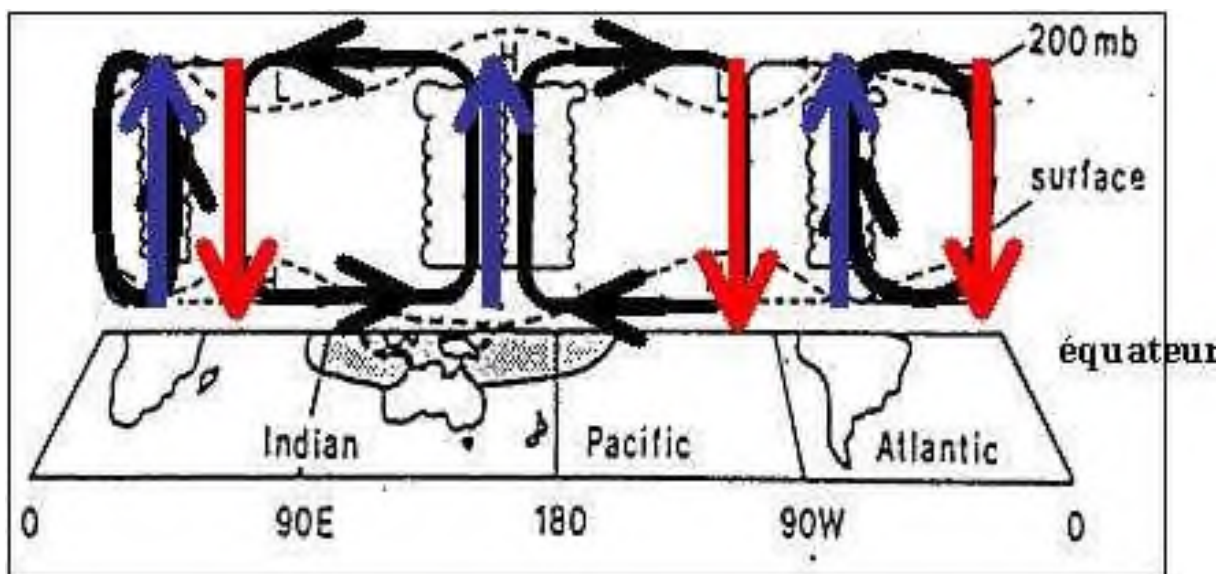


FIGURE 2 – Schéma des circulations de Walker le long de l'équateur en condition normale et pendant les événements El Niño. Source : (Holton 1992).

Aux circulations méridiennes de Hadley se superposent des circulations zonales découlant des déséquilibres zonaux du bilan radiatif. La circulation la plus connue est celle de Walker. La région de l'archipel indonésien est caractérisée par une très forte convergence et des Températures de Surface des Océans (*TSO*) chaudes. Cette région correspond à la branche ascendante de la cellule de Walker. Sur le pacifique tropical sud-est, les *TSO* sont généralement plus froides en raison de la circulation du courant de Humboldt. Cette région correspond à la branche subsidente de la cellule de Walker. Cette circulation complexe est très sensible aux contrastes de température entre le sol et différentes régions de la surface des océans. Elle peut subir des déplacements longitudinaux importants, notamment lors des anomalies de *TSO* liées au phénomène El Niño. Le concept de la circulation de Walker

a été généralisé à tout le plan équatorial de la figure 2.

1.1.1.2 Circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique Centrale

Le climat de l'AC est fortement modulé par la variation de plusieurs caractéristiques de la circulation atmosphérique régionale, avec des caractéristiques distinctes dans les directions zonale, méridienne et verticale. Cette section donne un aperçu des formations et impacts de ces caractéristiques, qui présentent souvent une forte non-stationnarité.

Les cellules méridiennes ascendantes/descendantes sont l'un des facteurs de la circulation dans cette zone. Nous les rencontrons deux fois au cours de l'année à savoir en janvier (l'hiver) et l'autre au cours du mois de juillet et cette cellule ascendante d'été est plus forte et plus confinée à la latitude que celui de l'hiver. En cette saison, une région secondaire d'un mouvement ascendant confiné à des niveaux bas et associé à une convection sèche apparaît à environ 15°N. Cette coïncidence avec la ZCIT de surface et ressemble au renversement méridional peu profond généré par la Basse Chaleur Saharienne (BCS), qui est souvent définie juste à l'ouest de cette zone (Sultan et al. 2003). Les modèles de mouvements verticaux, tels que présentés sont étroitement liés aux précipitations. Cependant, cette association ne se limite pas à la variation intersaisonnière. L'intensité et l'expansion des cellules atmosphériques ascendantes/descendantes peuvent également déterminer la variabilité des précipitations (Kidson et Newell 1977).

Un ensemble de jets atmosphériques (figure 3) qui existent à divers niveaux verticaux contribuent également à la variabilité climatique de la région en modulant le transport de l'humidité, le mouvement vertical et la dynamique des vagues. Il s'agit notamment du jet d'est tropical de niveau supérieur (TEJ), du jet d'est africain de niveau intermédiaire du nord Hémisphère (AEJ-N) et l'hémisphère sud (AEJ-S), et maximum de vent d'ouest à basse altitude (LLW) près de l'équateur. L'AEJ-N, qui est peut-être connue principalement pour son rôle crucial dans la génération des ondes d'Est Africaines (AEW) et la convection humide organisée dans le système WAM se développent en réponse au gradient de température méridional causé par le contraste terre-mer entre le Sahara chaud et le golfe de Guinée (Paradis et al. (1995)). L'AEJ-N est le plus fort en juin-septembre, et son noyau apparaît à environ 600 hPa, entre 10 et 15°N, avec une vitesse maximale de 10-12 m/s.

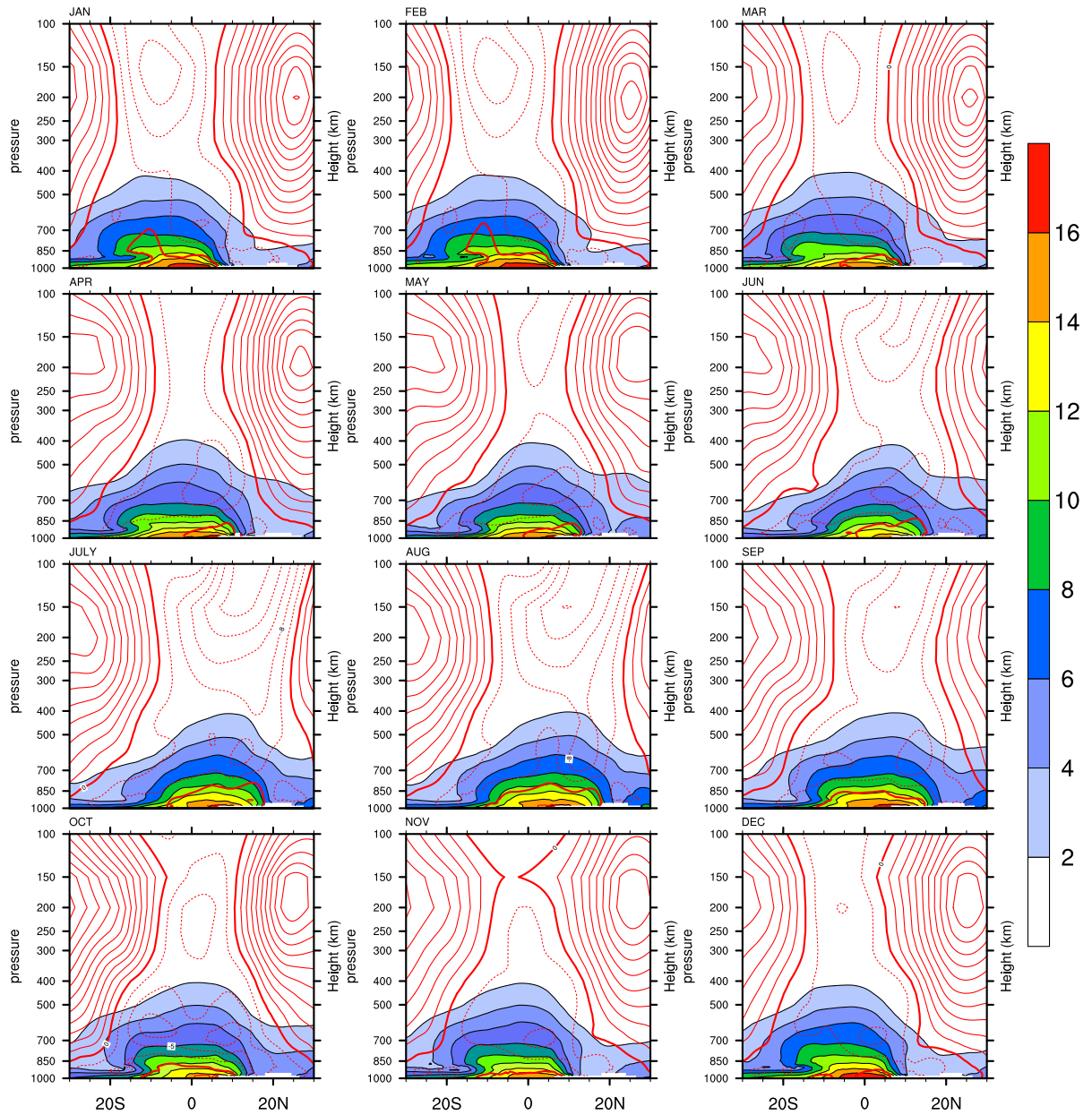


FIGURE 3 – Cycle annuel du vent zonal (contours rouges) et d’humidité spécifique (couleur, g/kg) sur 5°-25°E pour la période 1979-2010. Les contours positifs (négatifs) correspondent au vent d’Ouest (d’Est), l’intervalle des contours est de 2 m.s⁻¹.

1.1.1.3 Evolution de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) entre les tropiques

Les vents nord-est de l’hémisphère nord et sud-ouest de l’hémisphère sud convergent vers une zone dépressionnaire, la ZCIT couramment appelée équateur météorologique. Le mouvement naturel annuel de la ZCIT est souvent interprété comme un déplacement de masse d’air.

Sa structure varie selon les régions et les saisons et sa position au cours d’une année est

influencée par le renforcement des intensités des anticyclones des Açores et de Saint Hé-lène. L'évolution saisonnière des précipitations sur l'Afrique est modulée par la migration méridienne de la ZCIT qui suit le maximum d'ensoleillement (Sultan et al. 2003). Bien que réchauffé par la surface continentale, le flux sud, chargé de vapeur d'eau reste plus dense que le flux de l'harmattan lors de sa progression vers le Nord. Ces deux structures correspondent respectivement à un maximum de température potentielle équivalente et à un maximum de température (Hodges et Thorncroft 1997). Le passage de la ZCIT sur l'Afrique engendre une forte activité convective et donc des précipitations importantes. Chaque année certaines régions sont balayées deux fois par la ZCIT (pendant la phase d'ascension et pendant la phase de retrait) et présentent un cycle bimodal des précipitations.

La ZCIT est associée au Front Intertropical (FIT) qui est la trace au sol de la ZCIT. La position du FIT peut-être déterminée par la localisation de la latitude du minimum de pression, par l'isoligne zéro de la composante méridionale du vent ou par la latitude où la température du point de rosée est de 15°C (Mounier 2005).

La ZCIT ne se positionne pas à la verticale du FIT, en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne (Parker et al. 2004). La figure 4 illustre tout ce qui a été dit plus haut.

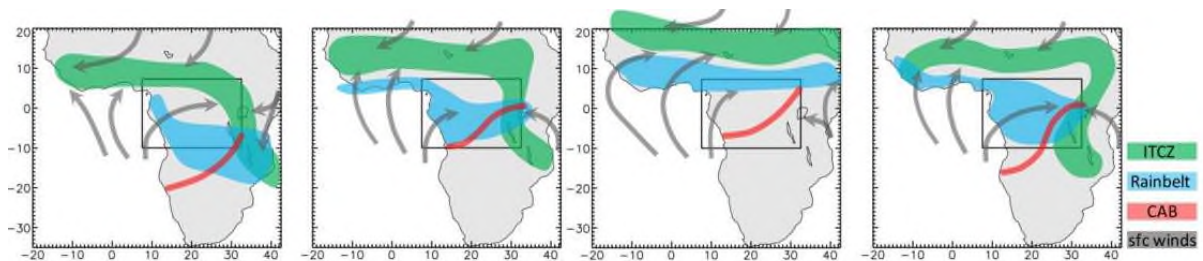


FIGURE 4 – Les tendances moyennes à long terme de quatre mois différents (janvier, avril, juillet et octobre). Schéma de la variabilité saisonnière de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), de la frontière aérienne du Congo (CAB), ceinture de pluie et vents de surface. La boîte noire indique l'emplacement du Centre de l'AC. Source : (Dezfuli 2017).

1.1.2 Description des précipitations en Afrique Centrale

1.1.2.1 Contexte de l'Afrique tropicale des précipitations

Cette section s'inspire largement de l'article synthèse de Janicot et Fontaine (1993). La figure 5 montre les isohyètes annuelles moyennes sur la période 1941-1980. On observe un fort gradient méridien des précipitations et une distribution quasi-zonale des isohyètes liée

au mouvement saisonnier de l'équateur météorologique. La zone Sahélienne (10°N-20°N) est caractérisée par de faibles totaux annuels (400 à 700 mm) et une courte saison des pluies (juin à septembre).

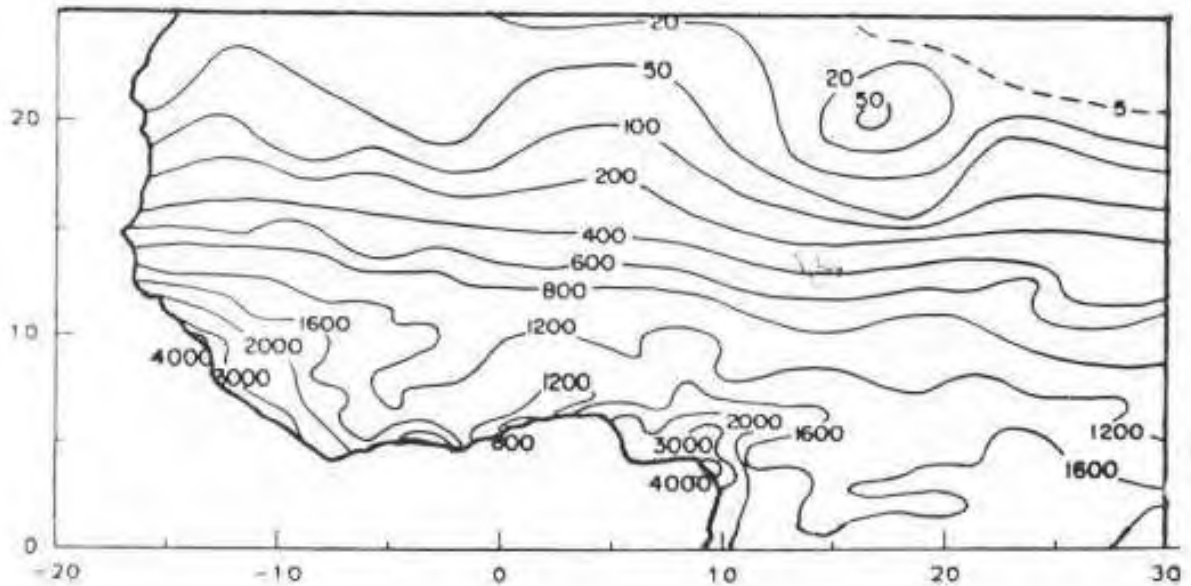


FIGURE 5 – Isohyètes annuelles moyennes sur la période 1941-1980. Source : (Nicholson et al. 1988).

Les régions au sud de 10°N sont caractérisées par une saison des pluies bi-modale. Une première saison des pluies centrée sur juin est suivie d'une petite saison sèche centrée sur août; une seconde saison des pluies centrée sur octobre apparaît ensuite, précédant la grande saison sèche de l'hiver boréal. On note par ailleurs que les zones de relief prononcé et d'eaux chaudes correspondent à des maxima pluviométriques.

Depuis les années 70, le Sahel subit une période de sécheresse persistante. De nombreuses recherches ont tenté d'expliquer le phénomène. Tanaka et al. (1975) ont étudié deux années déficitaires au Sahel (1968 et 1972). Les autres concluent que l'année 1968 peut s'expliquer par une position de la ZCIT plus au sud que la normale alors que l'année 1972 serait liée à une baisse de l'intensité de la convection car la position méridienne de la ZCIT était normale. Les hypothèses de Tanaka et al. (1975) sont confirmées par celles de Nicholson (1980). Nicholson (1986) aboutit en outre à une classification des années sèches et humides (figure 6). La figure 6 montre que l'on peut avoir une sécheresse généralisée ou un dipôle caractérisé par une pluie excédentaire au sud et déficitaire au Sahel. Par ailleurs, Dhonneur (1981) montre qu'il existe une corrélation négative (resp. positive) entre les précipitations au Sahel et la vitesse du JEA (resp. JET) à l'échelle mensuelle. Ainsi une année sèche au Sahel correspond à un JEA plus fort et un JET plus faible.

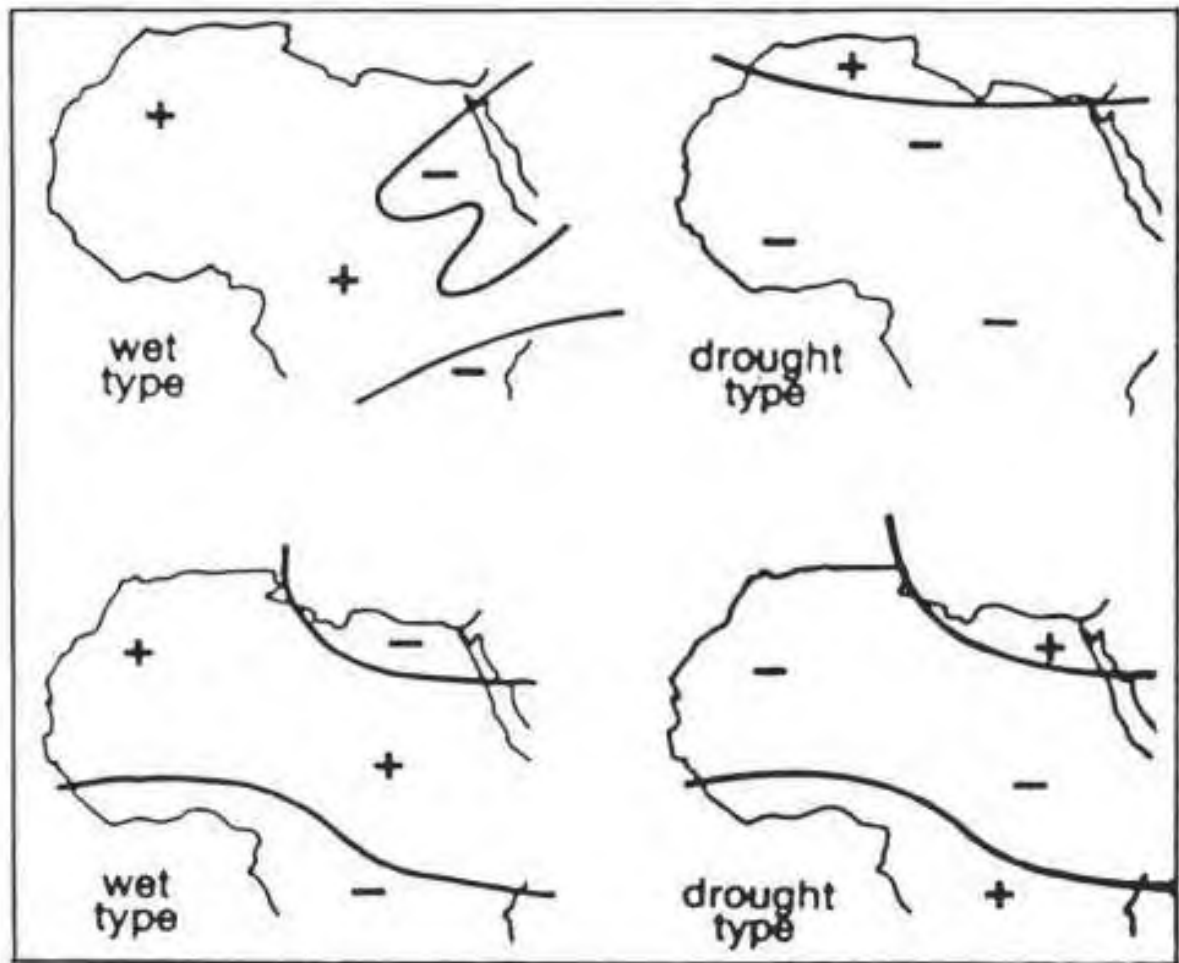


FIGURE 6 – Représentation schématique des zones de précipitations excédentaires (+) et déficitaires (-) sur la moitié Nord de l’Afrique pour les quatre principaux types d’anomalies pluviométriques. Source : (Nicholson 1986)

Cette observation est néanmoins en contradiction avec les modélisations numériques de méso-échelle qui montrent qu’un JEA fort est favorable au développement des lignes de grains (Lafore et Moncrieff 1989). Janicot (1992) suggère que le JEA est plus fort à cause du gradient méridien de température plus marqué quand les précipitations sont faibles au Sahel.

L’existence de circulations de type Walker suggère des téléconnexions possibles avec d’autres régions tropicales. Un résultat important en termes de téléconnexion a été mis en évidence par Folland et al. (1986). Lorsque les océans des hémisphères sud et l’océan indien sont plus chauds (resp. plus froids) les eaux de l’Atlantique nord et du Pacifique nord tendent à être plus froides (resp. plus chaudes) et cela correspond à des périodes sèches au Sahel. Palmer (1986) partant de cette observation montrent à l’aide de simulations que cela correspond à un recul de la ZCIT. En forçant des températures plus froides sur l’Atlantique Nord, il obtient des résultats similaires. En forçant des anomalies chaudes

dans le Pacifique Est seulement, il simule un impact négatif sur le Sahel.

Il y'a de cela plus d'une vingtaine d'années, Janicot et al. (1998) et Fontaine et al. (1998) ont confirmé et étendu l'ensemble des résultats visant à relier les températures de surface des océans aux précipitations sur l'Ouest de l'Afrique. Le gradient thermique méridien dans l'Atlantique tropical affecte surtout la position méridienne de la ZCIT, et est donc plus particulièrement associé aux cas de sécheresses dipolaires. En revanche, les phases chaudes de type El Nino (eau anormalement chaudes dans le Pacifique équatorial et central) tendent dans les modèles à déplacer vers l'Est la cellule de Walker en provoquant un transport subsident anormal sur l'Afrique de l'Ouest aboutissant aux cas de sécheresses généralisées (second cas de la figure 6). En outre, Fontaine et al. (1998) montrent qu'une structure dipolaire planétaire de variabilité lente (pluridécennale) s'est mise en place depuis le début des années soixante-dix (l'hémisphère sud est plus chaud que l'hémisphère nord). Cette structure avec le gradient nord-sud de l'Atlantique Tropical quand il se met en place et avec les structures thermiques associées aux phases chaudes des événements El Nino. Ces combinaisons expliquent en partie que les relations entre les précipitations tropicales et les événements El Nino soient de nos jours statistiquement plus fortes.

Ainsi, il apparaît que les différents types de régimes pluviométriques au Sahel et la variation interannuelle des précipitations sahéniennes sont plus corrélés aux variations de TSO qu'aux processus de désertification qui apparaissent plutôt comme des amplificateurs de la sécheresse. Au total, environ 50% de la variabilité interannuelle des précipitations sahéniennes peuvent être expliquées par le champ de températures de la mer. (Janicot et Fontaine 1993). Néanmoins, les conditions de surface continentales jouent aussi un rôle important car, outre le mécanisme de rétroaction positive de Charney (1975), l'albédo au sol, les caractéristiques de la végétation et de l'état de l'énergie statique humide va conditionner la migration vers le Nord de la ZCIT. A l'échelle saisonnière, il a été montré que la prise en compte des caractéristiques des gradients d'énergie statique humide dans la couche limite au printemps améliore significativement la prévision des précipitations d'été au Sahel (Fontaine et al. 1999).

1.1.2.2 Les précipitations en Afrique Centrale

L'Afrique Centrale, en particulier ses secteurs de basse altitude, ont les précipitations annuelles moyennes les plus élevées d'Afrique (figure 7). Cependant, il existe une forte variabilité d'un mois à l'autre des schémas spatiaux des précipitations (figure 8). En jan-

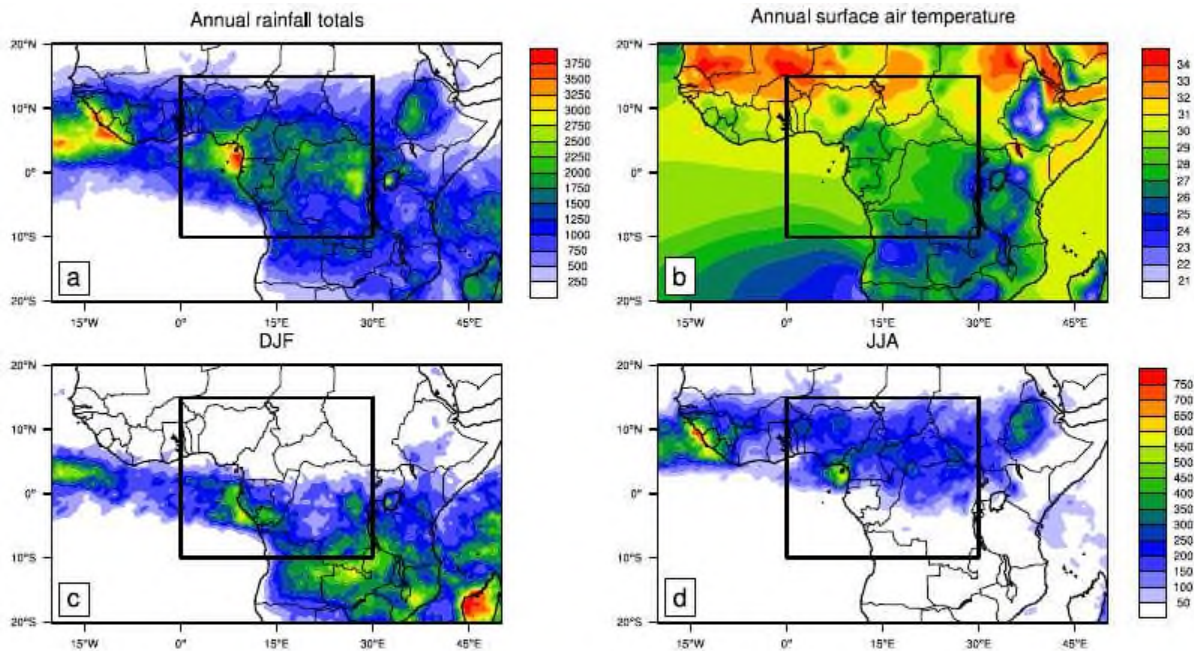


FIGURE 7 – (a) Totaux annuels moyens des précipitations (mm) à l’aide de la version 7 de la mission de mesure des précipitations tropicales (TRMM) pour la période 1998-2015. (b) Température annuelle moyenne (°C) de surface de l’air en utilisant les données de l’Université du Delaware pour la période 1947-2014. Les régimes moyens de précipitations (mm) pour deux saisons de décembre-janvier-février (DJF) et juin-juillet-août (JJA), sont montrés en (c) et (d), respectivement. La boîte noire montre l’emplacement de l’Afrique Centrale (AC).

vier, la zone des précipitations continentales maximales apparaissent juste au sud de AC (10°S-20°S), bien que la région reçoive une quantité considérable de précipitations sur son secteur sud (0°-10°S). Au fur et à mesure que l’année avance, les précipitations maximales de la région migrent vers le Nord et occupent les latitudes de la AC en Avril. La ZCIT se déplace plus au Nord jusqu’à ce qu’il atteigne son endroit le plus au nord en Juillet, qui est le mois le plus sec dans la moitié Sud de l’AC. A ce stade, la région des précipitations maximales commence à marcher vers le Sud et, en Octobre, elles s’étendent sur l’AC. Ce cycle bimodal de la saisonnalité des précipitations est traditionnellement attribuée à la migration nord-sud de la ZCIT, qui suit le soleil. La ZCIT est communément définie comme une zone équatoriale où convergent les alizés. L’image classique de la ZCIT se caractérise par cette convergence proche de la surface, qui facilite l’ascension de l’air humide, ce qui entraîne des nuages convectifs profonds qui produisent de fortes précipitations (Schneider et al. 2015). La ZCIT est également représentée par une faible pression de surface atmosphérique et une humidité relative élevée, et est considéré comme la branche ascendante de la cellule de Hadley. Bien que ce paradigme soit principalement valable sur les océans équatoriaux (Xie et Philander S 1994), le FIT et la région de précipitations maximales

peuvent être découplés sur les continents (Nicholson 2009). L'échange des vents, qui est bien développé sur les océans, peut être interrompu sur terre.

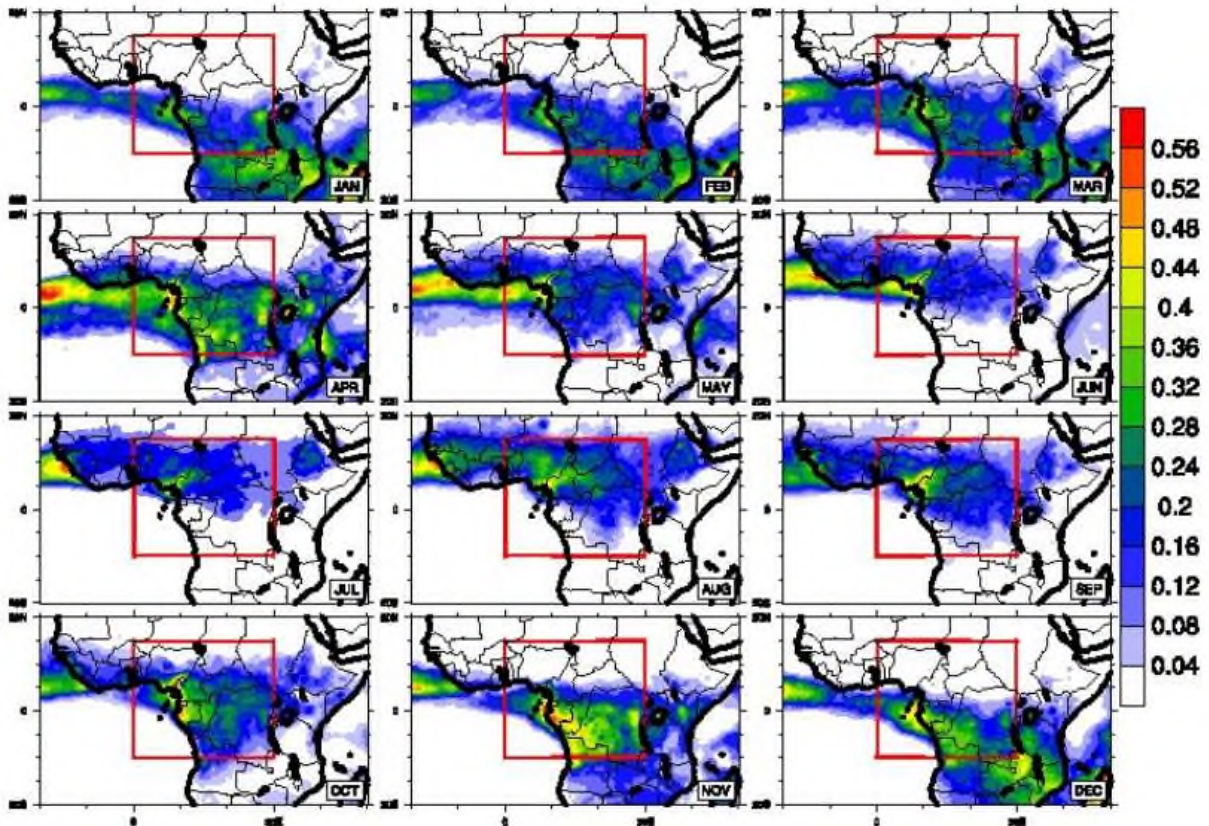


FIGURE 8 – Configurations moyennes des précipitations (mm.h^{-1}) pour différents mois, en utilisant les données TRMM pour la période 1998-2015. L'encadré rouge montre l'emplacement de l'Afrique Centrale (AC).

Les précipitations équatoriales sur les continents ne sont pas simplement une réponse à la simple convergence de surface. Au contraire, elles peuvent être modulées par un nombre des caractéristiques régionales telles que les jets atmosphériques locaux, la proximité des océans, les systèmes convectifs induits par le terrain, le recyclage de l'humidité et la variabilité spatio-temporelle de la couverture terrestre et de l'albédo. De plus, à basse troposphère, un faible affaissement prévaut en fin de soirée, en aval des plaines de l'AC (Jackson et al. 2009).

1.1.2.3 De l'utilité d'une étude des systèmes convectifs en Afrique Centrale

Une des rares études qui se concentrent sur l'Afrique Centrale est par Nguyen et Duvel (2008) qui ont constaté que les MCS étaient plus grands et durent plus longtemps pendant la phase humide de l'onde de Kelvin que pendant les autres périodes. Nguyen et Duval

se sont concentrés sur une petite région continentale (principalement le Bassin de Congo) et utilisé 58 données quadrillées toutes les 3 heures pour identifier les MCS. Plus après lui, Jackson et al. (2009) ont utilisé les données TRMM pour documenter la distribution spatiale à méso-échelle, la fréquence de précipitation de la foudre et les modèles de circulation continentale sur l’Afrique Équatoriale occidentale. Ces études et d’autres (par Yang et Slingo 2001) ont examiné la progression des nuages et précipitations à l’échelle de temps de 3 heures, ce qui est utile, mais manque de clarté quant au cycle de vie des événements convectifs individuels à méso-échelle. Laing et al. (2011) par leur étude ajoutent à notre connaissance de la convection sur l’Afrique équatoriale en (i) documentant la propagation systématique et l’évolution des amas de nuages froids à méso-échelle à travers l’Afrique équatoriale (à des niveaux spatio-temporels plus élevés résolution que les études précédentes); (ii) en calculant la moyenne cycle diurne pour les périodes sous-saisonniers et saisonniers; (iii) en identifiant les influences à grande échelle sur la propagation de la convection; et (iv) en comparant ces caractéristiques avec la convection sur d’autres régions continentales. Les résultats ont fourni des repères statistiques à long terme pour les prévisions météorologiques sur l’Afrique tropicale.

1.1.3 Mécanisme de formation des précipitations

1.1.3.1 Les systèmes précipitants sous les tropiques

Les précipitations sous les tropiques sont essentiellement d’origines convectives (Gamache et Houze Jr 1983). Cette section s’articule autour deux parties. La première est un rappel théorique sur la convection, la seconde fait état des différents types de systèmes précipitants rencontrés en Afrique Centrale.

— A propos de la convection

Le déclenchement de la convection nécessite de soulever les parcelles d’air des basses couches jusqu’à leur niveau de convection libre. C’est l’instabilité conditionnelle de première espèce. Le niveau de convection libre dépend du profil de température et d’humidité de la troposphère. Ces deux variables peuvent être résumées par la température potentielle équivalente qui présente l’avantage d’être pratiquement invariante lors des processus convectifs. L’instabilité conditionnelle de première espèce se résume ainsi de la façon suivante : une parcelle d’air humide devient instable si et seulement si la température potentielle équivalente est supérieure à la température potentielle équivalente saturée de l’air

ambiante. Par exemple, la figure 9 montre que la convection se déclenche si les parcelles d'air des basses couches dépassent le niveau 850 mb.

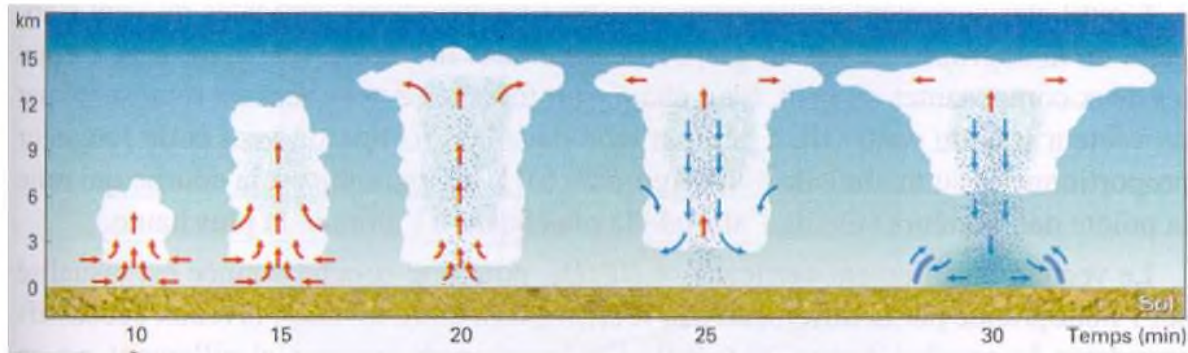


FIGURE 9 – Schéma conceptuel du cycle de vie d'une cellule convective. Source : (Malardel 2009).

On introduit parfois la notion d'inhibition de la convection. C'est la quantité d'énergie nécessaire pour soulever les parcelles d'air des basses couches jusqu'au niveau de convection libre. Plusieurs forçages tels que la convergence d'humidité dans les basses couches, le forçage radiatif diurne, les forçages dynamiques locaux (orographie, brises thermiques) et les perturbations d'échelle synoptique (ondes d'est) peuvent fournir l'énergie nécessaire. Cette quantité d'énergie varie en fonction de la distribution de la température et d'humidité dans l'atmosphère. Une faible inhibition de la convection permet un développement fréquent de nuages convectifs, mais une valeur plus forte permet également un certain stockage de l'énergie convective dans les basses couches de l'atmosphère et peut conduire à des phénomènes convectifs plus violents lorsque cette énergie est ensuite libérée. En outre, des forçages de grande échelle peuvent aussi jouer sur le développement de la convection. C'est typiquement le cas en Afrique de l'Ouest, au sud de 10°N, lorsque la branche subsidente de la cellule de Hadley sud est présente. Cette configuration peut expliquer le mécanisme de la petite saison sèche dans ces régions, la subsidence de grande échelle inhibant le développement de la convection profonde (Moron 1994).

L'instabilité conditionnelle de première espèce permet de comprendre le déclenchement de la convection, mais est insuffisante pour expliquer l'existence de structures convectives de durée de vie pouvant dépasser la journée. Une théorie plus générale a été élaborée introduisant la notion d'interaction entre les systèmes convectifs et leur environnement de grande échelle. Par exemple, la convergence d'humidité entretient la convection et le dégagement de chaleur latente entretient la convergence d'humidité de grande échelle via les cellules de Hadley. Lorsque cette interaction aboutit au développement de l'ensemble du système on parle d'instabilité conditionnelle de seconde espèce (Charney et Eliassen 1964).

1.1.3.2 Les systèmes précipitants en Afrique Centrale Équatoriale

Divers phénomènes mondiaux, synoptiques et à méso-échelle contribuent au temps et au climat de l'AC. C'est de l'interaction entre ces caractéristiques et la géographie régionale qui explique le cycle diurne, intrasaisonnier, variabilité interannuelle et pluriannuelle du climat de l'AC. Certaines de ces caractéristiques climatiques, qui seront abordées dans cette partie, sont représentées schématiquement dans la figure 10.

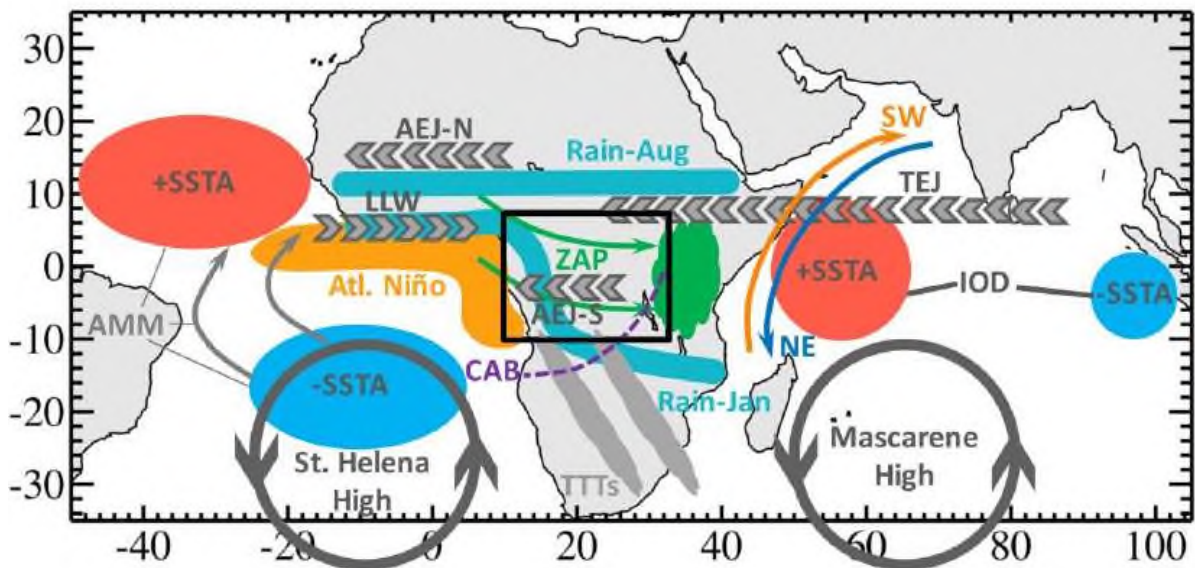


FIGURE 10 – Schéma des différentes caractéristiques affectant le climat de l'Afrique Centrale. Ces caractéristiques comprennent le jet d'est tropical (TEJ), le jet d'est africain de l'hémisphère nord (AEJ-N) et de l'hémisphère sud (AEJ-S), les vents d'ouest de bas niveau (LLW) près de l'équateur, mode méridien de l'Atlantique (MMA), anomalie positive de température de surface de la mer (+SSTA), anomalie négative de température de surface de la mer (-SSTA), el Niño de l'Atlantique, la frontière de l'air du Congo (CAB), la ceinture pluviale tropicale, les creux tropicaux-tempérés (CTT), modèle d'asymétrie zonale (MAZ) des-précipitations, anticyclone de Sainte-Hélène, anticyclone des Mascareignes, mode dipôle de l'océan Indien (IOD), vents de bas niveau de sud-ouest (SW) et de nord-est (NE) associés aux moussons indiennes d'été et d'hiver, respectivement. Source : (Dezfuli 2017).

— Aperçu des facteurs climatiques

La variabilité climatique de la région peut être directement ou indirectement associée à la surface de la mer, variabilité de la température (SST) des océans tropicaux mondiaux (Todd et Washington 2004). La partie ouest de l'AC, s'étendant le long de la côte atlantique, est la plus fortement influencée par la SST locale (Nicholson et Entekhabi 1986). Les mécanismes possibles incluent l'impact de la SST sur l'advection d'humidité ou la

stabilité statique de la basse troposphère. Cependant, la relation entre la SST locale et les précipitations peut refléter un forçage à distance commun de l'océan Pacifique, qui module la zone à grande échelle de la circulation atmosphérique (Dezfuli et Nicholson 2013). Cela se manifeste principalement via la téléconnexion El Niño-Oscillation Australe (ENSO), qui varie spatialement sur l'AC, et elle a parfois des impacts opposés sur différentes parties de la région. En plus de l'hétérogénéité régionale au sein l'AC en réponse au système atmosphère-océan à grande échelle, les téléconnexions peuvent également être mensuelles spécifiques (Balas et al. 2007).

A l'échelle régionale, l'excursion méridienne de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est associée avec un cycle annuel bimodal des précipitations, qui est l'une des signatures climatiques de l'AC (Okoola et Ambenje 2003). Cependant, le paradigme ZCIT-précipitations ne peut à lui seul expliquer la variabilité interannuelle. L'interaction entre la topographie et trois jets troposphériques régionaux doit également être incorporée (Nicholson et Grist 2003).

Il s'agit des vents d'ouest à basse altitude (LLW), du jet d'est africain de la moyenne troposphère de l'hémisphère nord (AEJN) et sud (AEJ-S) et du jet d'est tropical d'altitude (TEJ). Les vents zonaux aussi produisent une circulation atmosphérique de type Walker qui agit à l'échelle de temps intrasaisonnière et est déclenchée par un gradient de pression interhémisphérique et gradient topographique zonal dans la région (Dezfuli et al. 2015). Les MCS sont générés le long de la région de fort contraste topographique est-ouest sur les pentes ouest des Hautes terres de la vallée du Rift (Mohr et al. 1999). Ces systèmes ont une propagation préférentielle vers l'Ouest vers le bassin du Congo et sont renforcés par le couplage convectif des vagues Kelvin s'approchant de l'océan Atlantique (Nguyen et Duvel 2008). Les MCS produisent la majorité des précipitations dans la région. Grâce à une forte activité MCS, la région connaît certains des orages les plus intenses au monde et la fréquence d'éclairs la plus élevée, bien qu'elle reçoive moins de précipitations que les régions équatoriales de l'Amazonie et de l'Indonésie (Mohr et Zipser 1996b). Ce paradoxe a été attribué aux différences de caractéristiques de la stabilité thermodynamique, de la physique des nuages et de la circulation atmosphérique régionale dans ces régions (McCollum et Ba 2000).

1.1.3.3 Systèmes producteurs de pluie à méso-échelle

Presque toutes les précipitations sous les tropiques sont le résultat de la convection, qui comprend un ensemble de circulations thermiquement directes entraînées par les forces de flottabilité qui découlent de l'instabilité statique (Emanuel 1994). La convection génère des cumulonimbus, qui produisent à la fois des nuages convectifs et les précipitations stratiformes (Houze Jr 1997). Les clusters de ces nuages peuvent être regroupés en différentes classes en fonction de leur taille et leur température de brillance (Mohr et Zipser 1996a). Les systèmes les plus dominants de ces nuages producteurs de pluie dans la région AC sont les MCS. Un système convectif à mésoéchelle est un système organisé en un ensemble de cumulonimbus qui interagissent pour former une zone de précipitation contiguë et étendue de l'ordre de 100 km ou plus à l'échelle horizontale dans au moins une direction (Houze Jr 2004). Les MCS contribuent à environ 70 à 80 pour cent des précipitations totales en AC (Mohr 2007). Mohr (2007) a défini un MCS comme un contour fermé de 250 K, avec une superficie minimale contiguë supérieure à 2000 km² et une température de luminosité minimale fermée inférieure à 225 K. D'autres classes définies comme des variations du MCS représentent le reste de la pluviométrie totale en la région. Ceux-ci incluent les grands amas chauds (LW), les petits amas froids (SC) et les petits amas chauds (SW). L'AC se distingue comme une anomalie convective dans les tropiques. La région a des orages plus intenses que les zones terrestres équatoriales de l'Amazonie et de l'Indonésie, et connaît les taux d'éclairs les plus élevés sur les tropiques mondiaux (Toracinta et Zipser 2001). Les tempêtes en AC sont plus profondes (Geerts et Dejene 2005) et plus spatialement élargies (Nesbitt et Zipser 2007) que celles des autres terres équatoriales. De plus, la plus grande contribution de la convection de dépassement, définie comme une convection tropicale profonde avec des sommets radar au-dessus de 14 km, se trouve dans cette région (Liu et Zipser 2005). La convection peut être déclenchée par le forçage thermique des sources de chaleur élevées, la convergence à bas niveau, les brises de mer/terre et la dynamique des vagues. Les MCS dans l'AC sont principalement générés le long des pentes Ouest des hautes terres de la vallée du Rift et ont une propagation préférentiellement ouest-sud-ouest vers le bassin du Congo (Nguyen et Duvel 2008). La vitesse de propagation peut dépendre de la taille des systèmes et montre une certaine variabilité pour différentes études de cas. Nguyen et Duvel (2008) ont trouvé une vitesse vers l'Ouest de 12-20 m/s pour les MCS, avec un rayon équivalent de 200-500 km, alors qu'une autre étude (Laing et al. 2011) a suggéré une vitesse de 8 à 16 m/s, une durée moyenne d'environ 18 heures pour les systèmes s'étendant sur 673 km.

En dépit d'être une région convectivement active anormale dans les tropiques, l'AC reçoit paradoxalement moins de précipitations que l'Amazonie et le continent maritime (Williams et Sători 2004). Les raisons de cette observation contre-intuitive est encore une question de recherche ouverte, bien que quelques études aient fourni quelques explications possibles. McCollum et Ba (2000), par exemple, ont attribué l'asymétrie des précipitations entre l'AC et l'Amazonia principalement aux différences de production d'aérosols et de hauteur de la base des nuages dans les deux régions.

La grande quantité d'aérosols en Afrique en raison de l'augmentation de l'activité des incendies se traduit par des rayons de gouttelettes de nuages plus petits et d'où une réduction de l'efficacité des précipitations. Les bases nuageuses sont plus élevées dans le bassin du Congo qu'en Amazonie, et cela augmente l'évaporation du sous-nuage, qui à son tour est associée à une humidité relative plus faible et précipitations. Ces hauteurs de base des nuages plus élevées peuvent être le résultat de la plus grande continentalité de l'AC, qui est attribuée à son altitude plus élevée et au transport de l'humidité à l'échelle synoptique (Williams et Sători 2004). La caractéristique continentale de l'AC était évidente dans l'étude de Williams et Sători (2004) et Satori en montrant que l'évaporation dans les deux bassins est tout à fait comparable, alors que le bassin du Congo a un ensoleillement plus fort pendant les saisons humides. L'implication de cette découverte est un rapport relativement élevé entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente dans l'AC. Un autre facteur important contribuant à la faible pluviométrie de l'AC est l'aridité relative de l'EAH voisine et le rôle des terrains élevés en bloquant le transport de l'humidité de l'océan Indien (McCollum et Ba 2000) et en particulier de l'océan Atlantique (Balas et al. 2007).

Les MCS présentent une variabilité spatiale et temporelle au sein de l'AC. Jackson et al. (2009) ont examiné diverses caractéristiques des MCS dans la région, y compris la fréquence d'occurrence, le cycle diurne et annuel, les précipitations volumétriques et convectives associées à l'activité de la foudre. Ils ont montré que la moyenne la climatologie du comptage MCS et les précipitations volumétriques produites par ces systèmes ont un schéma spatial similaire, avec un fort maximum dans le secteur central de la région. Le cycle saisonnier de ces deux est également étroitement comparable. Il est à noter que, malgré la forte saisonnalité, l'AC est la seule masse continentale équatoriale avec tempêtes intenses se produisant en toutes saisons (Christian et al. 2003). Le pourcentage de convection des précipitations, d'autre part, qui varie approximativement entre 60 et 80 pour cent, sont relativement homogènes dans toute la région et reste assez invariable selon les saisons. Un cycle diurne clair est évident dans différents MCS caractéristiques :

la fréquence MCS et le rapport des précipitations convectives ont un maximum autour de 1500-1800 LST et un minimum entre 0300 et 0900 LST, similaire au cycle diurne des précipitations totales (Mohr 2007). Les taux d'éclairs présentent également une variation diurne similaire (Soula et al. 2016). La quantité de précipitations par MCS, cependant, a une relation inverse avec ces propriétés, c'est-à-dire un maximum dans les heures nocturnes et matinales et un minimum dans l'après-midi jusqu'au début de la soirée (figure 7b dans (Jackson et al. 2009). Cela reflète la contribution du briquet précipitations stratiformes, qui dominent la nuit et remplacent les précipitations convectives plus fortes (Nesbitt et Zipser 2007).

1.1.3.4 Cycle diurne des précipitations

L'atmosphère se caractérise par une très grande diversité des échelles spatiales et des durées de vie des mouvements qui l'animent. Aux latitudes tropicales, on observe des perturbations couvrant un large éventail d'échelles spatio-temporelles. Ces échelles peuvent aller de quelques kilomètres et d'une durée de vie de quelques minutes associées aux processus turbulents de toute petite échelle, aux manifestations synoptiques telles que les lignes de grains, les cyclones tropicaux, les oscillations de Madden-Julian (MJO), les ondes d'Est, les ondes de Rossby, les ondes de Kelvin. La figure 11 montre les différentes interactions locales et les perturbations synoptiques liées à la convection en zones tropicales. Ces perturbations ont fait l'objet d'intenses campagnes de mesures (e.g. AMMA en Afrique), et de programmes internationaux tels que l'expérience concernant la recherche sur les systèmes d'observation et la prévisibilité THORPEX et YOTC. Intimement liée aux changements de phase de l'eau, la convection peut être sèche (pas de nuage) ou humide. C'est en particulier la convection humide qui est à l'origine des systèmes précipitants dans les tropiques.

Les nuages font partie intégrante du système atmosphérique et y sont présents à différentes échelles spatio-temporelles. Ils peuvent être classés en fonction de leur apparence, leur taille, leur épaisseur et leur composition. On peut distinguer les nuages hauts, les nuages moyens et les nuages bas en rapport avec leur extension en altitude (sommet du nuage) et de la hauteur de la terre (base du nuage). Leurs fortes interactions avec des ondes courtes et les ondes longues altèrent la distribution du chauffage en surface et dans l'atmosphère (Bergman et Salby 1997). En effet, les nuages réfléchissent le rayonnement solaire, bloquent le rayonnement tellurique, produisent les précipitations, transportent l'énergie d'une région excédentaire du globe à une autre déficitaire. Ils jouent ainsi un

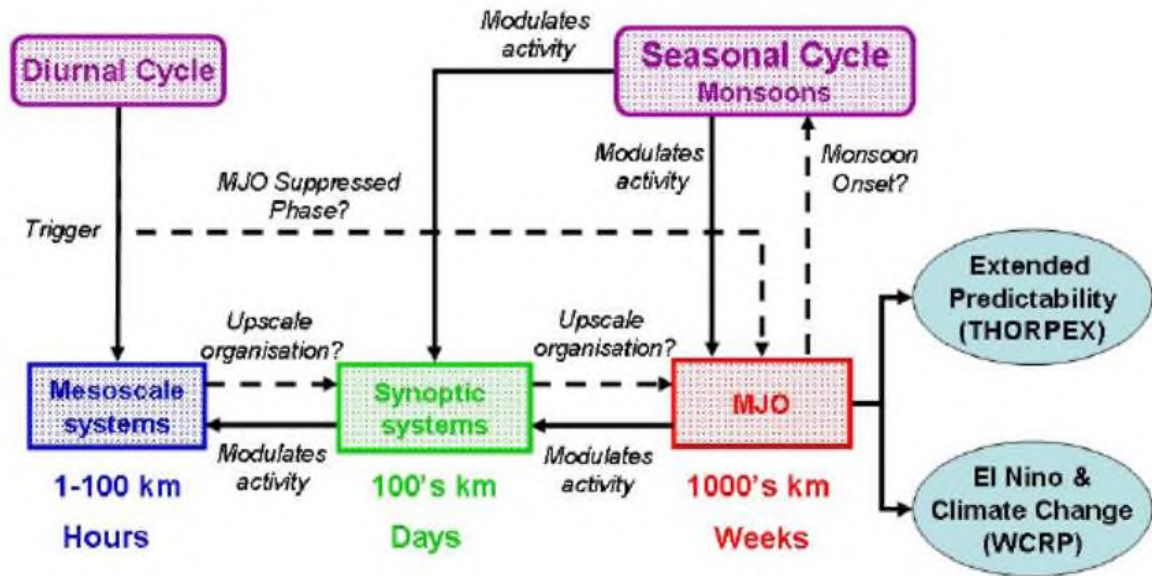


FIGURE 11 – Différentes échelles spatiales et temporelles de la convection tropicale. Source : Communication de Parker et al. (2004).

rôle important dans la répartition et l'équilibre de l'énergie du système atmosphérique (Hartmann 1994). Ceux qui naissent à la suite des phénomènes de convection profonde se caractérisent par un développement vertical rapide pouvant atteindre la tropopause. Pendant leur développement, ils transportent la chaleur et l'humidité des basses couches vers les hautes couches influençant de ce fait les processus physiques et chimiques ayant lieu dans la troposphère (Dessler 2002). Il existe encore une grande source d'incertitudes dans les modèles climatiques globaux quant à la réponse des nuages aux changements climatiques (Bony et Emanuel 2005) et la simulation climatologique des nuages par les modèles régionaux ou globaux reste encore un défi (Guichard et al. 2004). Il s'avère ainsi qu'il est intéressant de connaître ces changements des propriétés des nuages et de la couverture nuageuse malgré la nature subjective et l'hétérogénéité associées à ces changements majeurs. Le caractère imprévisible des nuages renforce ces complexités car il est délicat de connaître d'avance quel type de nuage se formera. Les processus importants à l'origine des nuages convectifs dans la zone intertropicale sont grandement influencés par le cycle diurne des radiations solaires incidentes (Dhuria et Kyle 1990).

Le cycle diurne de la convection est un des modes fondamentaux de la variabilité du système climatique global. Il est une réponse directe de l'atmosphère au forçage radiatif diurne de la modification de la stabilité verticale lorsque l'insolation solaire atteint le sol et par conséquent l'atmosphère via les variations diurnes du flux en surface. Le cycle diurne de la convection donne des informations sur les processus physiques se déroulant dans l'atmosphère et à la surface terrestre. C'est un paramètre important pour l'étude

du changement des conditions en surface dû au fait qu'il est étroitement lié à l'humidité du sol, aux structures de méso-échelle du sol, à la température et à la dynamique dans la couche limite de l'atmosphère (Taylor 2008). Une variation du cycle diurne à l'échelle locale aussi petite soit-elle, peut avoir des conséquences à des échelles plus grandes et modifier le climat sur une longue période (Comer et al. 2007). En effet, Tian et al. (2004) observent une modification considérable du cycle diurne, modulée par des événements à l'échelle synoptique, de la vapeur d'eau atmosphérique, des précipitations et de la convection humide en réaction au forçage radiatif diurne. Il est alors important de faire une étude détaillée du cycle diurne des précipitations dans RegCM4 prenant en considération les différents caractéristiques des précipitations pour mieux améliorer sa représentation dans les simulations.

1.2 Les modèles climatiques

1.2.1 Définition

Un modèle climatique est la représentation numérique de la planète et des interactions entre ses différents réservoirs qui modulent le climat : l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales. L'espace géographique numérique est composé des cases, appelées mailles. Les interactions entre ces mailles sont modélisées par un certain nombre d'équations mathématiques. Plus la maille est petite, plus le modèle est précis et donc il est faible. Pour exécuter un modèle, les scientifiques divisent la planète en grilles tridimensionnelles, appliquant les équations de base et évaluent les résultats. Un modèle climatique cherche à approcher le plus possible la réalité, il essaie de représenter au mieux les forces qui induisent les mouvements atmosphériques, océaniques ou terrestres. Pour cela, le modèle part de conditions initiales connues des paramètres climatiques tels que la température, la précipitation, le rayonnement, l'humidité, etc... et les faits évoluer en suivant le formalisme mathématique.

1.2.2 Les modèles globaux

L'environnement global de notre planète constitue un système d'une grande complexité, parce qu'il associe des éléments aux comportements différents tels que les fluides atmosphériques. Un Modèle Climatique Global (MCG) est un modèle mathématique de la circulation générale de l'atmosphère terrestre sur la base des équations de Navier-Stokes.

Ces équations sont à la base de programmes informatiques complexes couramment utilisées pour la simulation de l'atmosphère ou de l'océan terrestre. Ces MCG sont largement utilisés pour les prévisions météorologiques, la compréhension du climat en projetant le changement climatique. Ces modèles numériques de calcul intensif sont basés sur l'intégration d'une variété de dynamiques fluides, chimiques et biologiques. (Philps et al. 1956) développent un modèle mathématique qui pouvait représenter de façon réaliste les données mensuelles et saisonnières dans la troposphère, qui est devenu le premier modèle climatique à succès. Le premier modèle de circulation générale qui combine à la fois les processus atmosphériques et océaniques est développé à la fin des années 1960 par la NOAA. par la suite plusieurs modèles climatiques globaux ont été mis sur pied et ne cessent de se perfectionner grâce aux ressources de calculs de plus en plus puissantes. Ces MCG désignent un vaste ensemble de modèles comprenant :

- a) Les Modèles de Circulations Générales atmosphériques (AGCM) ;
- b) Les Modèles de Circulations Générales Océaniques (OGCM) ;
- c) Les Modèles de Circulations Générales couplés qui prennent en compte le couplage océan-atmosphère (AOGCM) ;
- d) Les Modèles Climatiques Globaux, qui prennent en compte un plus grand nombre de systèmes climatiques et de processus physiques, en occurrence les surfaces continentales, la cryosphère, la végétation, la biogéochimie marine, la chimie atmosphérique, etc...

1.2.3 Les modèles régionaux : cas de RegCM

Les besoins de s'informer sur l'évolution du climat à l'échelle régionale et locale constituent un grand sujet de débat. Cette information est cruciale pour évaluer les répercussions des changements climatiques sur les systèmes humains et naturels pour mettre au point des bonnes stratégies nationales d'adaptation et d'atténuation. C'est ce qui a motivé le développement des modèles climatiques régionaux (MCR). La montée en puissance des capacités de calcul rend l'information de plus en plus abordable. Cette étude privilégie l'approche dynamique pour spatialiser les champs climatiques sur une base physique, et non statistique, et décomposer les échelles spatio-temporelles de la variabilité naturelle du climat, via l'utilisation d'un modèle climatique régional (Vigaud et al., 2012).

Les MCR sont des outils de désagrégation des champs géophysiques, résolvant les équations de la thermodynamique atmosphérique dans le but de simuler à des échelles fines des

champs surfaciques tels que la pluviométrie. Prenant en compte les échelles larges imposées aux bornes du domaine et les échelles plus fines à l'intérieur du domaine (topographie, occupation du sol, etc...), ces outils sont particulièrement pertinents pour séparer le signal forcé du bruit stochastique inhérent au système climatique. Les MCR opèrent sur un domaine spatial restreint, typiquement à l'échelle d'un continent ou d'un subcontinent. Contrairement aux modèles de circulation générale (MCG), notamment ceux utilisés par le GIEC (2007), qui fournissent une information globale à une résolution spatiale grossière, les MCR désagrègent dynamiquement les données issues des MCG à haute résolution spatiale via une meilleure prise en compte des états de surface et une physique plus sophistiquée (Vigaud et al., 2012). L'idée d'un MCR pour des études régionales avait été initialement proposée par (Dickinson et al., 1989 ; Giorgi, 1990). Cette idée reposait sur le concept d'imbrication au sens unique, dans lequel les champs météorologiques à grande échelle issus MCG fournissent des conditions initiales et aux limites latérales dépendantes du temps des simulations et de la résolution du MCR qui est piloté par le MCG.

Contrairement aux MCG qui effectuent des simulations à l'échelle planétaire en reproduisant la dynamique de l'atmosphère sur l'ensemble du globe avec une résolution horizontale de l'ordre de 100 à 350 km, un MCR peut alors se définir comme étant une région virtuelle alimentée aux bornes par une planète virtuelle (figure 17). Les MCR sont déterminés par des interactions entre les processus planétaires et régionaux. En fait, les MCR sont généralement utilisés pour obtenir les informations climatiques à partir des MCG ; car la résolution des MCG est de l'ordre de quelques centaines de kilomètres ce qui ne leur permet pas de capturer les caractéristiques climatiques locales. Par conséquent, les MCG ne sont pas suffisants pour évaluer la variabilité ou le changement climatique local (Marlovits et al., 2004). Selon Tchotchou et Kamga (2010), les MCR peuvent améliorer les simulations à l'échelle régionale avec beaucoup de détails et peuvent mieux représenter la distribution régionale des variables climatiques. Le développement des MCR tels que : la MESO-NH (Mesoscale Non-Hydrostatic Model), RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), RegCM (Regional Climate Model), HadRM (Hadley Regional Model), MM5 (Mesoscale Model Version 5), WRF (Weather Research Forecasting), etc... ont permis la multiplication des études de modélisation dynamique à l'échelle régionale (Giorgi, 2006 ; Laprise et al., 2008 ; Rummukainen, 2010).

Le système RegCM est l'un des MCR qui est un modèle de communauté en particulier. Il est conçu pour être utilisé par une communauté variée composée de scientifiques de pays en développement (Pal et al., 2007). En tant que tel, il est conçu pour être un code public, une source ouvrable, conviviale et portable pouvant être appliquée à n'importe

quelle région du monde. Il est soutenu par le réseau régional de recherche sur le climat ou RegCNET qui est un réseau étendu des scientifiques et coordonné par la section physique du système terrestre du (CIPT). Ce système RegCM a plusieurs versions dont la première a été développée à la fin des années 1990 ; RegCM2 (Giorgi et al., 1993). La physique de RegCM2 était basé sur NCAR (Hack et al., 1993) et sur le modèle méso-échelle MM5 (Grell et al., 1994). Dans les années 2000, plusieurs améliorations et ajouts ont été apportés à la nouvelle version du modèle. Les changements dans la physique du modèle qui incluent un nouveau schéma de transfert radiatif de NCAR du (CCM) version1 et un modèle planétaire local de moyenne résolution.

La troisième version de RegCM3 a été développée puis écrite par Pal et al. (2007). Le modèle a subi une évolution substantielle à la fois en termes de code logiciel et de représentations physiques, ce qui a conduit à l'élaboration d'une quatrième version RegCM4 qui a été publiée pour la première fois par le Centre International de la Physique Théorique (CIPT) en tant que prototype (RegCM4.0) et en avril 2011 en tant que version complète (RegCM4.1). Ce système RegCM a été le premier modèle développé pour la simulation du climat à long terme ; il a été utilisé dans de nombreux projets de comparaison de modèles régionaux et a été appliqué par une vaste communauté à une vaste gamme d'études climatiques régionales à partir d'études des processus (Qian, 2008) aux projections paléo-climatiques et climatiques futures (Giorgi et Mearns, 1999 ; Giorgi, 2006). Depuis la version RegCM4.5, le modèle utilise également un noyau dynamique non hydrostatique, qui permet d'obtenir des petites résolutions horizontales de l'ordre de quelques kilomètres. La particularité de cette version est que le transfert radiatif CCM2 (Briegleb, 1992) qui était utilisé pour les calculs du rayonnement et le schéma de couche limite non local de Holtslag et al. (1990) a été remplacé et le schéma du flux de masse (Grell et al., 1994) a été ajouté en option et aussi la dernière version de BATS1E (Dickinson et al., 1993) a été inclut dans le modèle.

La version RegCM4.6 de Giorgi et al.(2012) utilisée actuellement est un modèle à air limitée de résolution horizontale pouvant varier de 10 à 90 km et la période de simulation peut varier quelques jours à plusieurs décennies. Il utilise un système de coordonnées verticales à pression σ et un algorithme de différenciation finie à grille d'Arakawa (Giorgi et al., 2012). La particularité de cette version est qu'elle prend en compte l'interaction océan-atmosphère. son noyau dynamique repose sur la version non hydrostatique du modèle MM5 de la cinquième génération de l'Université d'état de Pennsylvanie (Grell et al., 1994) avec des améliorations du couplage d'un modèle de surface terrestre océanique avancée et complexe (Oleson et al., 2008). La version RegCM4.6 propose cinq schéma de

convectifs différents (Giorgi et al., 2012) : le schéma Anthes-kuo modifié (Giorgi, 1999 ; Anthes, 1997), le schéma de Grell (Grell, 1993), le schéma MIT d’Emmanuel, Emmanuel et Zivković-Rotherman (1999) ; Emmanuel (1991), le schéma de Biosphère-Atmosphère Transfert Système (BATS) (Dickinson et al., 1993) qui décrit le transfert d’énergie, de masse et de quantité de mouvement entre atmosphère et Biosphère. Le schéma de Zeng (Zeng et al., 1998) qui décrit toutes les conditions de stabilité et comprend une vitesse de rafales pour tenir compte du flux supplémentaire induite par la variabilité d’échelle de couches limites. Avec la possibilité de combiner différents schémas océaniques et terrestres (appelé convection « mixte »), permettant ainsi à modéliser l’interaction océan-atmosphère. Elle propose aussi deux schémas de couches limites (: le schéma de Holtslag CLP (Holtslag et al., 1990 ; Holtslag et Boville, 1993)) est un schéma de diagnostique non local qui fait partie du modèle RegCM depuis le RegCM2 et son impact sur la climatologie du modèle après un mois a été exploré par Giorgi et al. (1993) et le schéma de l’Université de Washington PBL ou l’UW CLP (Grenier et Bretherton, 2001) est un schéma de pronostiques local récemment mis en place et a été implanté dans le système RegCM4.

L’ensemble du système de modélisation de RegCM comprend quatre composants : Terrain, ICBC, RegCM et Post-traitement. Les variables terrestres (notamment l’élévation, l’utilisation des terres et la température de surface de la mer) et les données météorologiques isobares tridimensionnelles sont interpolées horizontalement d’un maillage latitude-longitude vers un domaine à haute résolution sur une projection stéréoscopique rotative. Une interpolation verticale des niveaux de pression au système de coordonnées σ de RegCM est également effectuée.

1.3 Les simulations régionales

Ce travail de thèse est essentiellement consacré à évaluer les simulations régionales d’un MCR en points de grille. Toutes les simulations numériques réalisées dans ce travail ont été effectuées avec le MCR RegCM4 (versions 4.4. : Giorgi et al. 2012 ; Coppola et al., 2012 ; Giorgi et al. 2015 ; Elguindi et al., 2015). Dans un premier temps, cette section fournit un bref historique de la modélisation climatique régionale, décrit sa philosophie générale et insiste sur les précautions d’utilisation de tels outils. Dans un deuxième temps, les grands traits de RegCM4 sont présentés, de même que la manière dont il est implémenté sur les machines du Centre International pour la Physique Théorique de Trieste (ICTP). Dans un dernier temps, les protocoles expérimentaux mis en place dans ce travail sont détaillés.

1.3.1 Désagrégation dynamique avec les modèles climatiques régionaux

— Les MCR, des outils récents en plein essor

Les premières publications internationales utilisant des MCR datent de la fin des années 1980 (Dickinson et al. 1989). Depuis, leur nombre a littéralement explosé, surtout depuis les années 2000 (Fig. 12), constat identique pour les projets internationaux basés sur des simulations numériques régionales (Tab. 1).

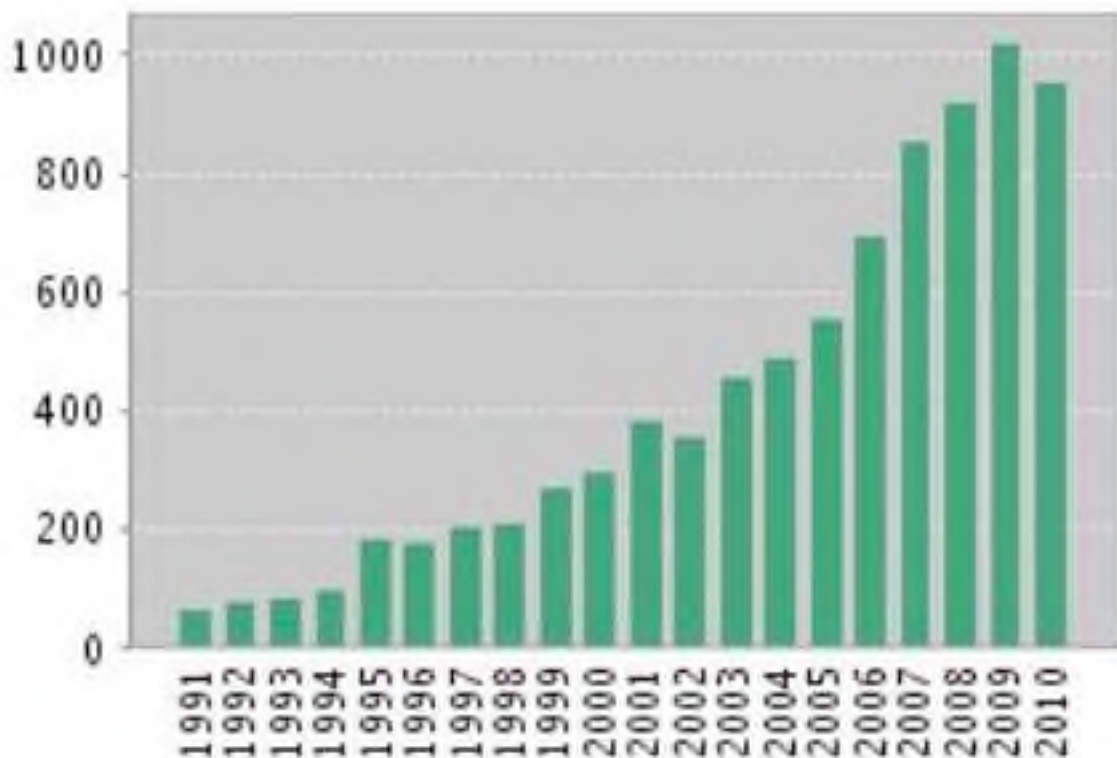


FIGURE 12 – Nombre de publications internationales comprenant les termes regional climate model recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science (<http://apps.isiknowledge.com>)

L'explosion des études basées sur des MCR s'explique par la conjonction entre les progrès informatiques réalisés ces dernières années et l'intérêt scientifique que suscitent de tels outils. Elle traduit également un effort coordonné de la communauté des modélisateurs pour confronter les simulations issues de différents modèles. Cette approche multimodèle permet l'identification des potentialités et limites communes ou non aux MCR, dans le but final d'améliorer chaque modèle.

— Fonctionnement général

Tableau 1 – Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.

Régions	Projets	Références
Amérique du Nord	NARCCAP	http://www.narccap.ucar.edu/about/index.html
Amérique du Sud	CLARIS	http://www.claris-eu.org/
Arctique	ARCMIP	http://curry.eas.gatech.edu/ARCMIP/
Asie	RMIP	http://gaim.unh.edu/Structure/Future/MIPs/RMIP.htm
Europe	PRUDENCE	http://ensembles-eu.metoffice.com/
Europe	ENSEMBLES	http://prudence.dmi.dk/
États-Unis	PIRCS	http://www.pircs.iastate.edu/
Europe centrale, Est	CECILIA	http://www.cecilia-eu.org/index.htm
Multirégions Afrique	CORDEX	http://www.meteo.unican.es/en/projects/CORDEX

De la même manière que les MCG, les MCR sont des programmes informatiques complexes visant à simuler l'évolution spatio-temporelle de variables météorologiques. En opérant à haute résolution spatiale, les MCR présentent le double avantage :

- (i) d'enrichir la dynamique en processus et variabilité de méso-échelle sur une région donnée, tout en préservant, a priori, la dynamique de large échelle (Castro et al. 2005) ;
- (ii) de fournir des informations à des échelles plus proches de celles des impacts du climat.

1.3.1.1 Noyaux dynamique et physique

Comme tout modèle climatique, les MCR sont constitués de deux noyaux de calcul :

(i) un noyau dynamique résolvant explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides (conservation de l'énergie totale, du moment cinétique et de la masse), et de la loi des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique (ou nonhydrostatique dans certains MCR, dont RegCM4) ;

(ii) un noyau physique permettant de paramétriser les processus physiques d'échelles inférieures à leurs résolutions (horizontale et verticale ; processus dits sous-mailles.

- échanges et transferts radiatifs courtes et grandes longueurs d'onde ;
- convection humide et sèche ;
- mouvements et turbulence dans la couche limite planétaire ;
- microphysique nuageuse ;
- interactions eau-sol-végétation-pôle urbain à l'interface surface-atmosphère.

Ces deux noyaux communiquent à chaque pas de temps de l'intégration. À partir des états initiaux de l'atmosphère et de la surface fournis au premier pas de temps de l'intégration, le cœur physique du modèle calcule les variables diagnostiques (par exemple : P , E , OLR , W [en mode hydrostatique]). Au pas de temps $t + \Delta t$ (Δt = pas de temps du modèle), le cœur dynamique calcule les variables pronostiques (par exemple : Z , T , U , V , et en mode nonhydrostatique W) à partir des variables pronostiques et diagnostiques du pas de temps t_0 , puis le cœur physique calcule les nouvelles variables diagnostiques. Cette procédure itérative se poursuit jusqu'à la fin de l'intégration. Au sein du cœur physique, les interactions directes et indirectes (Fig. 13) entre les différents schémas physiques sont complexes et souvent non-linéaires, raison pour laquelle le comportement des modèles climatiques (globaux et régionaux) est un objet d'étude en tant que tel.

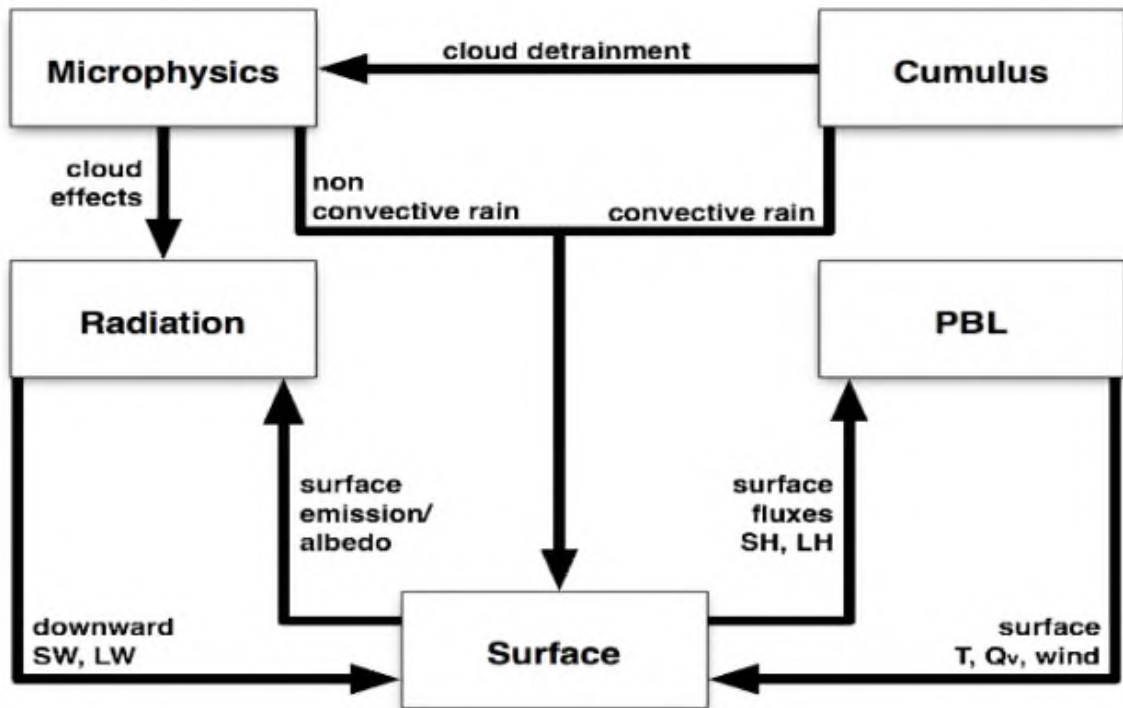


FIGURE 13 – Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composants atmosphériques et surfaciques du système climatique. Source : Adapté du guide d'utilisateur RegCM

Par définition, les MCR sont des modèles à aire géographique limitée (Fig. 13). Ils opèrent seulement sur une portion du globe, typiquement égale ou inférieure à l'échelle d'un continent. Cette caractéristique permet d'augmenter les résolutions horizontale et verticale, donc la prise en compte d'échelles plus fines, sans (trop) accroître les contraintes informatiques.

1.3.1.2 Conditions initiales et forçages

Se focaliser sur un domaine limité nécessite d'alimenter les MCR à leurs frontières latérales et en surface par des données à plus faible résolution interpolées par l'utilisateur à la résolution voulue, tels que les réanalyses, les modèles globaux ou encore les sorties filtrées passe-bas de MCR (Big Brother Experiment : Denis et al. 2002). Ces modèles forceurs fournissent une partie des conditions initiales dans chaque maille du MCR, de manière à renseigner l'état de l'atmosphère et de la surface au premier pas de temps de l'intégration. Les MCR sont ensuite alimentés aux bornes latérales (ouest, est, nord, sud) et à la surface (TSO) du domaine régional à pas de temps constant (généralement toutes les 12h ou 6h) et tout au long de l'intégration.

Pour limiter les incertitudes liées aux différences de résolution et de physique entre la simulation régionale et le modèle forceur aux bornes latérales, la plupart des MCR suivent la procédure de Davies (1976). Cette approche consiste en une zone tampon de quelques points de grille ((Giorgi et al. 1993); Giorgi et Mearns 1999) placés tout autour du domaine dans lequel la solution des MCR est relaxée vers la solution du modèle forceur. Les coefficients de relaxation sont maximaux aux frontières latérales et s'atténuent exponentiellement en s'en éloignant. Cette approche assure par conséquent une transition théoriquement fluide entre les conditions aux limites latérales et la simulation régionale. En surface, l'initialisation des MCR nécessite des TSO prescrites (lorsqu'il n'y a pas de couplage avec un modèle océanique), des données topographiques (altitude, inclinaison des pentes...) et de sol (types, humidité et température à différents niveaux), ainsi que l'occupation du sol (couvert végétal, étendues en eau, pôles urbains) caractérisée par un grand nombre d'indicateurs (albédo, LAI [Leaf Area Index], fraction végétale, rugosité...). Augmenter la résolution horizontale induit une meilleure prise en compte de la complexité du terrain (Fig. 14), permettant aux MCR de descendre à l'échelle des territoires vécus par la population, donc des impacts. Il est à noter que les modèles globaux sont techniquement capables de descendre à des échelles fines (pas au-delà de 10 km à cause de l'approximation hydrostatique), mais un doublement de la résolution horizontale multiplierait par 16 les temps de calcul (Jones 2002), induisant des coûts de calcul et de stockage exorbitants.

1.3.1.3 Approximation hydrostatique et non-hydrostatique

Une des différences majeures entre les MCG et quelques MCR est la manière de résoudre les mouvements verticaux. La note de Pierre Bénard (2000) permet de saisir sim-

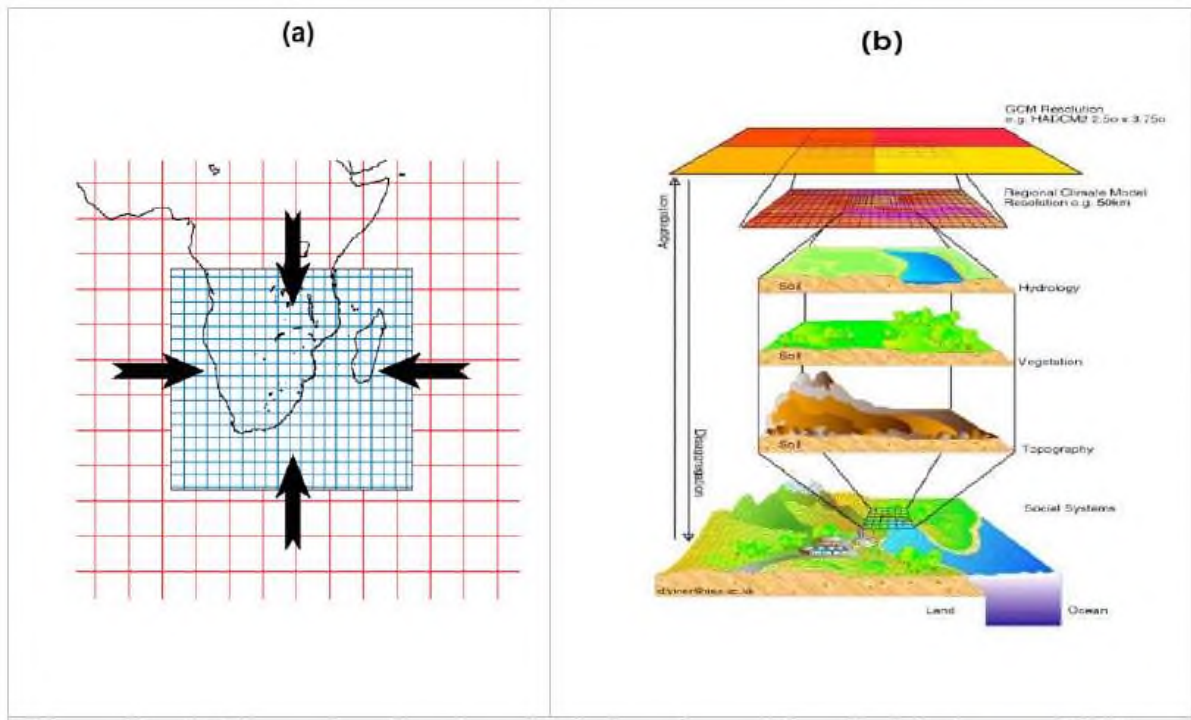


FIGURE 14 – (a) Illustration d'un domaine à aire géographique limitée dans un MCR (grille bleue) alimenté aux bornes latérales (flèches noires) par des données à plus faible résolution spatiale (grille rouge). (b) Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface. Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/>

plement cette différence ayant des répercussions sur l'ensemble des équations primitives des modèles :

(i) les MCG reposent sur l'approximation hydrostatique qui considère que l'accélération verticale (W) maximale d'une parcelle d'air ayant une superficie de plusieurs milliers de kilomètres carrés (généralement localisée en moyenne troposphère) est négligeable par rapport à la force de gravité g ($9,81 \text{ m.s}^{-1}$). À échelle large, un mouvement vertical violent concerne la hauteur totale de la troposphère (H), de la surface à la tropopause. Soit W_{max} la vitesse verticale maximale atteinte par une particule d'air. Le temps minimal (T_{min}) qu'elle mettra pour parcourir l'épaisseur de la troposphère est donc $T_{min} = H/W_{max}$. De l'ordre de grandeur de son accélération verticale peut alors être estimé par $W \approx W_{max}/T = W_{max}^2 / H$ car W est nulle en surface et maximale au milieu de la troposphère. A des échelles de 10-20 km, W_{max} ne dépasse pas 1 m.s^{-1} . L'accélération verticale maximale est donc de 0.0001 m.s^{-2} , ce qui est totalement négligeable devant. Dans ce cas, ignorer l'accélération verticale se justifie et revient à considérer que la force de gradient de pression verticale compense exactement la force de gravité :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} = -g,$$

avec, la masse volumique de la particule d'air, p , sa pression et z , son altitude ;

(ii) cette approximation permet des gains considérables en temps de calcul, mais n'est plus valable aux échelles fines (inférieures à 10 km), pour lesquelles des accélérations verticales de plus de 10 m.s^{-2} sont souvent observées. Dans ce cas, W n'est donc plus négligeable devant g . Il est alors nécessaire de résoudre explicitement l'équation du mouvement vertical, et la force de gradient de pression est cette fois compensée à la fois par g et W

$$\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial Z} = -g - W \right),$$

En théorie les MCR non-hydrostatiques permettent de désagréger l'information jusqu'aux échelles topographiques et micro-climatiques. Dans la pratique cette possibilité se heurte toutefois à la contrainte des ressources informatiques.

1.3.1.4 Nesting

La descente d'échelle se fait par emboîtements successifs de domaines dont la résolution augmente d'un facteur 2 à 5 entre le domaine-parent et le domaine-enfant. Appelée nesting en anglais, elle s'accompagne d'échanges entre les domaines selon deux modes :

(i) one-way nesting : les informations échangées ne se font que du domaine à maille large vers le domaine simulé par le MCR. Considérons un one-way nesting avec deux domaines emboîtés. Dans ce cas, le premier domaine est alimenté par le modèle forceur et le second par le premier, sans interaction entre eux ;

(ii) two-way nesting : les informations échangées entre les domaines emboîtés se font dans les deux sens. Les domaines emboîtés sont donc en interaction. Reprenons l'exemple précédent, mais en two-way nesting. Comme en one-way nesting, le premier domaine est souvent alimenté par le modèle forceur sans interaction entre les deux (contre-exemple donné par Lorenz et Jacob (2005)), le domaine 1 force aussi le domaine 2, mais les informations du domaine 2 se répercutent dans le domaine 1 à chaque pas de temps de l'intégration.

1.3.2 Expérimentation numérique

1.3.2.1 Couplage entre la surface continentale, l'atmosphère, puis la mer

Les MCR commencent seulement à être couplés à des modèles océaniques régionaux (Ratnam et al. 2009). Ce travail est en cours pour l'Afrique australe au Laboratoire de Physique des Océans, et Ratnam et al. (2011), Vigaud et al. (2010) ont récemment montré l'avantage d'utiliser une couche de mélange océanique. En revanche, les MCR sont fréquemment couplés à des modèles de surface continentale (Land Surface Model (LSM); Miao et al. (2008), ce qui est le cas dans ce travail). Les LSM permettent de fournir des flux de chaleur plus réalistes qu'un simple schéma de diffusion à l'interface continent-atmosphère.

— Généralités sur les modèles de surface continentale

Les LSM sont des modèles uni-colonnes, interdisant les interactions entre les différents points de grille. Lorsqu'ils sont couplés à un MCR, les LSM sont essentiellement forcés par les flux radiatifs et les précipitations. Ils nécessitent également de connaître a priori les types de sol à différentes profondeurs, de même que l'occupation du sol, la topographie, l'albédo, la fraction végétale et la rugosité. À partir de ces données, les LSM calculent principalement quatre grandeurs restituées aux modèles atmosphériques : les flux de chaleur sensible et latente, les radiations ondes longues émises par la surface et les radiations ondes courtes reflétées par la surface. Ces données constituent les conditions aux limites en surface, permettant aux schémas de couche limite de résoudre le transport vertical d'énergie dans les basses couches atmosphériques. En fonction de leur raffinement, les LSM permettent de documenter de manière plus ou moins précise les flux thermiques et d'humidité des différentes couches du sol, les effets de la végétation, des racines et de la canopée sur la pluviométrie, la circulation atmosphérique, l'évapotranspiration ou encore le ruissellement. La plupart des LSM ne simulent pas l'évolution des biomes, mais laissent la possibilité de mettre à jour les propriétés du sol et du couvert végétal au fur et à mesure de l'intégration, ce qui est particulièrement recommandé pour des simulations longues.

— Exemple de modèle de surface continentale : le LSM de la NOAA

La figure 15 donne un exemple de composantes prises en compte par le LSM de la NOAA2 Chen et al. (1996), LSM retenu dans ce travail. Ce LSM calcule la température et l'humidité du sol sur quatre niveaux (0-10 cm, 10-40 cm, 40-100 cm et 100-200 cm), de même que l'humidité de la canopée et la couverture neigeuse. Il inclut le système racinaire,

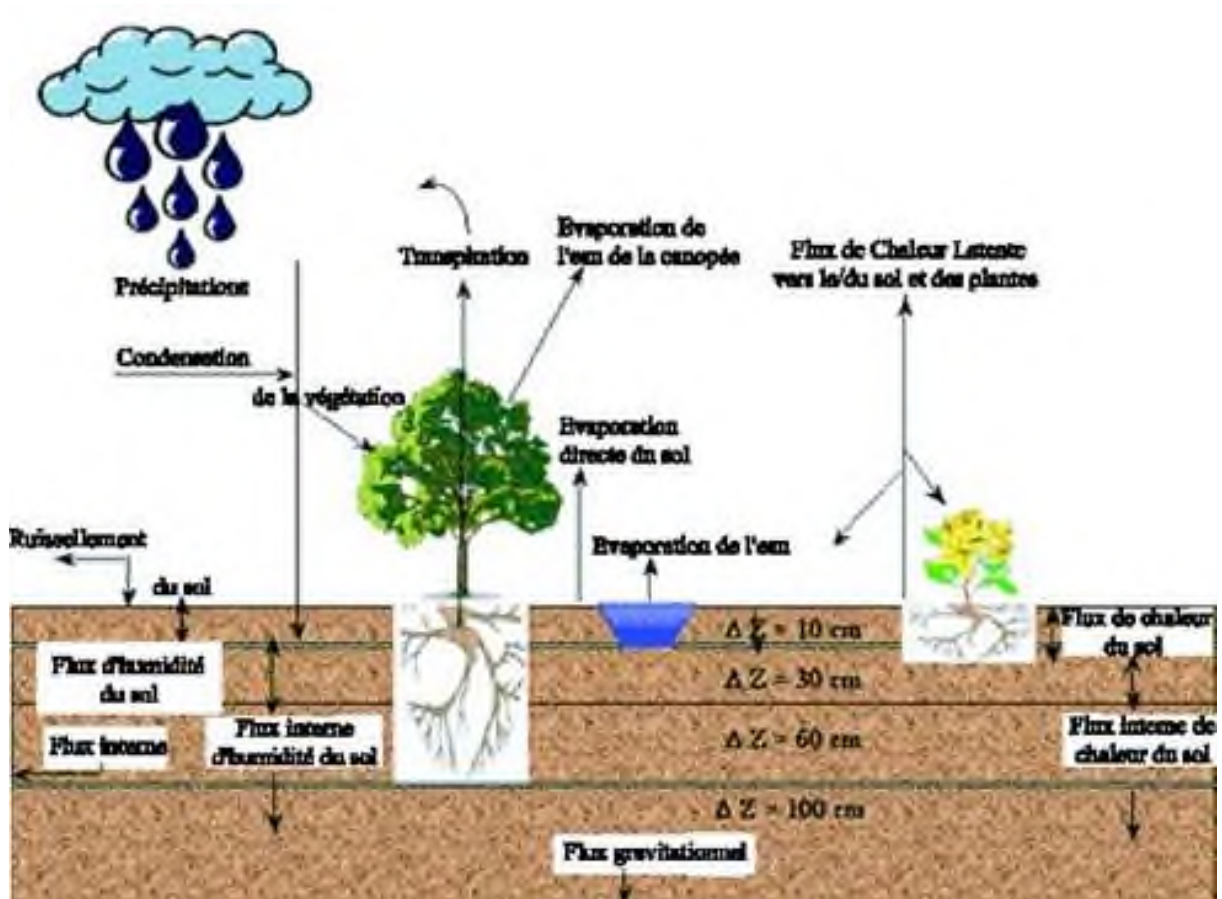


FIGURE 15 – Illustration des composantes du modèle de surface continentale Noah. Traduit de <http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm/>

l'évapotranspiration, le drainage du sol et le ruissellement, et prend en considération les types de végétation dominante, la fraction végétale mensuelle, l'indice foliaire et la texture des sols. Ce LSM fournit les flux de chaleur sensible et latente au schéma de couche limite lorsqu'il est couplé à un modèle d'atmosphère.

1.3.2.2 Principales sources d'incertitudes

Tout exercice de modélisation climatique se heurte à une série de limites inhérentes à la quantification du climat et de sa variabilité. Outre ces limites, les MCR sont entachés d'incertitudes liées à leur principe de fonctionnement. Il s'agit ici de détailler les principales.

- Conditions initiales imparfaites

Même si la mesure n'était pas entachée d'erreurs, il serait impossible de mesurer l'état de l'atmosphère et de la surface en tout point et en tout temps. De plus, la nature chaotique de l'atmosphère (Lorenz et Jacob 2005) restituée dans les modèles par la nonlinéarité

des interactions entre les cœurs dynamique et physique (et au sein de chaque cœur), impose qu'une légère perturbation des conditions initiales puisse avoir des conséquences importantes au terme de l'intégration (effet papillon/pépète). De la même manière que les modèles de prévision du temps, les solutions des MCR sont donc fortement dépendantes des conditions initiales. Intégrer dans le temps et/ou dans l'espace tend à réduire les comportements chaotiques observés à haute fréquence. Inversement, les incertitudes sont maximales aux pas de temps courts (horaire et quotidien par exemple), à l'échelle du point de grille, et pour les variables dépendantes fortement des paramétrisations physiques telles que les précipitations. Le seul moyen de s'affranchir d'une partie de cette incertitude est d'effectuer des simulations d'ensemble en perturbant aléatoirement les conditions initiales (exemple d'études basées sur des simulations régionales : Giorgi et Bi 2000). Schématiquement, l'approche ensembliste permet de distinguer le signal (l'information reproductible) se manifestant par une convergence de la majorité des membres, et le bruit (l'information non reproductible) se manifestant par une divergence entre les membres (Fig. 16).

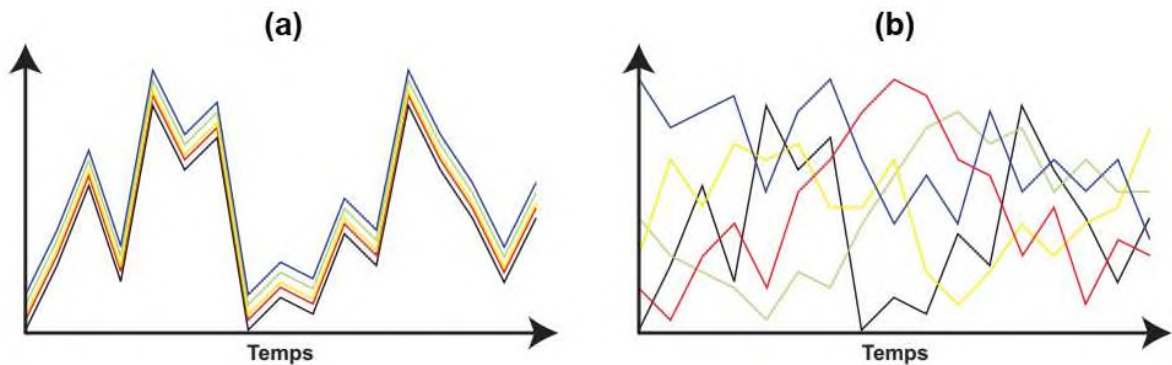


FIGURE 16 – Représentation théorique d'un signal (a) reproductible et (b) non reproductible au cours du temps.

— Modèles imparfaits

Par définition un modèle est une simplification de la réalité. La connaissance du climat étant encore partielle, il est alors difficile de simplifier un objet encore mal connu. C'est une des raisons pour laquelle les modèles sont en partie déterministes, passant par la paramétrisation des processus physiques inférieurs à leur résolution. A ce titre, un nombre considérable d'études soulignent la forte sensibilité des champs simulés à la paramétrisation de la convection, de la microphysique des nuages et de la couche limite, quelles que soient la région et la saison considérées (parmi d'autres : Bright et Mullen 2002; Pohl et al. 2011) soulignaient également la sensibilité du cycle atmosphérique de

l'eau aux schémas de radiation ondes courtes, aux LSM, et à la paramétrisation du couvert végétal, paramètres généralement choisis a priori dans les études utilisant des MCR. En modifiant la résolution des données surfaciques (occupation du sol, type de sol, topographie), Zhang et al. (2010) trouvent, par exemple, que réduire leur hétérogénéité à l'intérieur d'une maille tend à artificialiser la circulation méso-échelle au sein de la couche limite, ce qui se répercute sur la circulation large échelle.

Modéliser le climat passe aussi par une discrétisation spatio-temporelle de phénomènes continus. Cette discrétisation induit des approximations qui introduisent de petites erreurs pouvant se propager et s'accroître au fur et à mesure de l'intégration. S'affranchir de cette limite est peu aisé pour des raisons de coût de calcul, et les questions du pas de temps entre chaque calcul et de la précision des nombres à virgule flottante n'ont pas encore trouvé de réponse consensuelle.

— Conditions aux limites

Plus spécifiquement, les MCR constituent ce que Laprise et al. (2008) appellent "a boundary-value problem". Les erreurs contenues dans le modèle forceur tendent à se répercuter à l'intérieur du domaine simulé. La transmission de l'état large échelle de l'atmosphère aux frontières latérales des MCR pose également question. Dans la mesure du possible, les frontières latérales doivent être localisées dans des zones où la qualité des données du modèle forceur est optimale (Liang et al. 2001). Placer la zone tampon dans une région à topographie contrastée risque d'introduire des incohérences entre la thermodynamique du modèle forceur faiblement impactée par la topographie (du fait de sa résolution grossière) et celle des MCR prenant nettement mieux en compte les détails topographiques. L'épaisseur de la zone tampon peut également avoir des répercussions importantes. Sur la partie est de l'Asie, Zhong et al. (2010) montrent par exemple que l'accroître semble améliorer la circulation large échelle simulée par leur MCR (RegCM3 : Pal et al. 2007) en haute troposphère, alors que la diminuer améliorerait la circulation en basse et moyenne troposphère. De nombreuses études montrent aussi qu'un saut de résolution trop important entre le modèle forceur et le MCR induit une sous-estimation du spectre énergétique simulé par les MCR (Dimitrijevic et Laprise 2005).

— Taille du domaine

La taille du domaine est une question centrale dans l'utilisation d'un MCR (Jones 2002). Lorsqu'un domaine est trop grand, les flux large échelle simulés peuvent s'écarter drastiquement des flux du modèle forceur, mais le temps de transit des variables est suffisamment grand à l'intérieur du modèle pour lui laisser la possibilité de développer des

structures d'échelles fines. À l'inverse, dans un petit domaine, le temps de transit est trop court pour que le MCR s'éloigne de la solution du modèle forcé et pour qu'il développe de la petite échelle. De plus, une partie des études citées précédemment montre une relation positive entre la taille du domaine et la variabilité interne des MCR. Autrement dit, plus le domaine est grand (petit), moins (plus) les structures spatio-temporelles obtenues sont reproductibles. Désagréger convenablement l'information large échelle avec un MCR répond par conséquent à un compromis entre ce que Leduc et Laprise (2009) appellent le spin-up spatial (i.e. la distance minimale pour qu'un MCR s'affranchisse du forçage latéral et crée de la petite échelle), la variabilité interne, la problématique traitée et, bien entendu, les coûts de calculs.

Notons que plusieurs solutions, éventuellement combinables, sont envisageables dans le cas de grands domaines (et de simulations longues) pour éviter que le MCR s'éloigne trop du modèle forcé :

- (i) augmentation de la fréquence des forçages latéraux ;
- (ii) réinitialisation régulière (Qian et al. 2003) ;
- (iii) guidage spectral (Von Storch 1995) ou temporel (Salameh et al. 2010) des variables pronostiques des MCR en haute couche et/ou en surface vers la solution du modèle forcé.

— Mise à l'équilibre ou Spin-up temporel

Le temps de mise à l'équilibre (spin-up temporel), défini comme le temps nécessaire au MCR pour s'ajuster aux conditions aux limites, est une question cruciale. L'atmosphère ayant une faible inertie, les MCR s'affranchissent rapidement des conditions initiales atmosphériques. Un spin-up de quelques jours suffit donc amplement (De Elia et al. 2002). Ce n'est en revanche pas le cas pour les couches profondes du sol (1-2 mètres) dont la température et l'humidité ont une inertie plus longue. En théorie, un spin-up d'au moins une année est recommandé pour que les propriétés du sol profond atteignent des caractéristiques proches de l'état climatologique. Or, n'interagissant pas avec l'extérieur du domaine (MCR en mode one-way), il est peu prudent d'utiliser les MCR pour des simulations longues susceptibles de générer des dérives.

1.3.2.3 Potentialités des MCR, ou que peut-on faire et ne pas faire ?

Les MCR sont principalement dédiés à trois grands types d'application : (i) études comportementales pour mieux appréhender leur fonctionnement et les incertitudes, afin de les améliorer, et de définir des règles d'utilisation ; (ii) étude des processus : mieux comprendre les interactions d'échelle ; (iii) désagrégation dynamique des projections clima-

tiques de large échelle dans le cadre du changement climatique. L'avantage de la plupart des MCR (par rapport aux MCG) est de proposer un large panel de schémas pour représenter les différents processus physiques sous-maîles. Les MCR constituent donc une plateforme de recherche très attractive pour la prise en compte des incertitudes induites par les paramétrisations physiques (analyse des accords et désaccords de différentes configurations physiques). La valeur ajoutée potentielle des MCR est logiquement attendue dans les basses couches de l'atmosphère et en surface en raison d'une meilleure prise en compte des conditions de surface (car meilleure résolution) et d'une physique plus fine que les MCG.

N'interagissent généralement pas avec le modèle forceur, les MCR sont peu recommandés pour mener des expériences de sensibilité poussée (forte modification du relief ou des TSO par exemple) qui risquent d'avoir des répercussions sur des espaces de dimensions largement supérieures au domaine simulé qui, en retour, modifieraient les conditions aux limites.

1.4 Conclusion

Ce chapitre présentait les éléments d'explication des précipitations en Afrique Centrale notamment la source, le mécanisme, la description des précipitations et le système convectif régional. Un bref résumé sur les types de modèles climatiques. Une présentation historique de RegCM complétées par une brève discussion des principales sources d'incertitudes et des potentialités d'un modèle climatique régional.

DOMAINE D'ÉTUDE, DONNÉES UTILISÉES ET MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre commence par la localisation et description de la zone de simulation, suivi des données d'observation utilisées pour les analyses. Ensuite, le modèle et sa configuration pour les simulations sont décrits. Enfin, le chapitre se termine par la présentation des outils d'analyses et d'évaluations.

2.1 Domaine d'étude

2.1.1 Situation géographique et zone de simulation

La région d'étude contient à l'intérieur l'Afrique Centrale (AC) figure 17 et s'étendant entre 10°S -15°N de latitude et 0°E -30°E de longitude. Elle couvre les pays suivants : le sud-ouest de la République Centre Africaine, la moitié du Tchad, l'est de la Côte d'Ivoire et du Burkina-Faso, le sud du Niger, le nord de l'Angola, la presque totalité de la République Démocratique de Congo hormis son extrême sud et la totalité du Cameroun, le Nigeria, le Gabon, la République du Congo, et la Guinée Equatoriale. Une partie ouest et sud est l'Océan Atlantique. Vu sur l'angle des pays cités ci-dessus, nous dirions que notre zone d'étude est une association de l'Afrique Centrale Equatoriale et une partie de l'Afrique de l'Ouest.

Le domaine d'étude (figure 17) est subdivisé en quatre zones à savoir : le Sahel (Sa), 9,5°N-13°N et 8°S-23,5°S; le bassin du Congo (CB), 6°S-5°N et 15,5°E-28°E; les hauts plateaux du Cameroun (CH), 5°N-8°N et 9°E-16°E; l'Océan Atlantique (AO), 6°S-4°N et 2°E-9°E). De plus, étant donné que notre zone d'étude sera influencée par les zones qui l'entourent, nous prendrons une zone de simulation ayant pour coordonnées géographiques 17°S-26°N et 15°W-45°E. La figure 17 indique ce découpage ainsi que les différentes dénominations de chaque sous-zone.

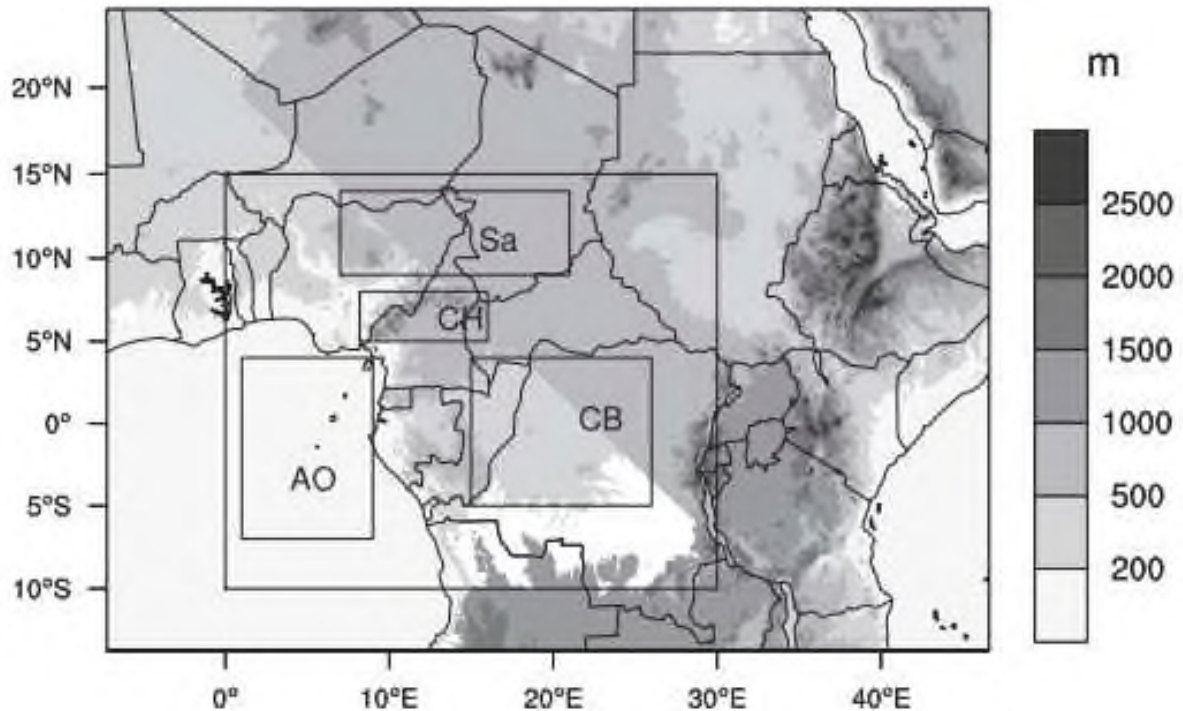


FIGURE 17 – Élévation de la surface (m) du domaine de simulation englobant la zone d'étude indiquée par la grande boîte. Les quatre petits encadrés indiquent les quatre sous-régions, Sahel (Sa), Atlantique Océan (AO), bassin du Congo (CB), hauts plateaux du Cameroun (CH), pour où l'accent a été mis sur les résultats du modèle.

2.1.2 Topographie

La zone d'étude précisée qui couvre une partie de l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale Equatoriale est située sur des plateaux dont le plus élevé peut atteindre plus de 3000 m d'altitude identifiée à travers le plateau Jos, les massifs camerounais, Dar Challa, le Darfour, la vallée du Rift, le lac Tanganyika et les restes varient fréquemment entre 0 et 1500 m. La zone d'étude a une morphologie (figure 18) dont le terrain évolue et devient de plus en plus élevé lorsqu'on s'éloigne du rivage de la côte atlantique. Ce relief (figure 18) est constitué d'un ensemble de vallées, plaines pour la plupart et des bas-fonds pour les basses terres qu'on retrouve dans le sud du Niger, du Tchad et la Bénoué que soit du côté du Nigéria ou du Cameroun. Comme éléments assez marqués de cette topographie on peut dire entre autres que :

- Le plateau Jos (figure 18) est une région de plateau couvrant environ 7770 km², situé à une altitude moyenne de 1280 m. Le sommet le plus élevé culmine à 2080 m, faisant la seule région au climat tempéré du Nigéria (Vondou, 2010).

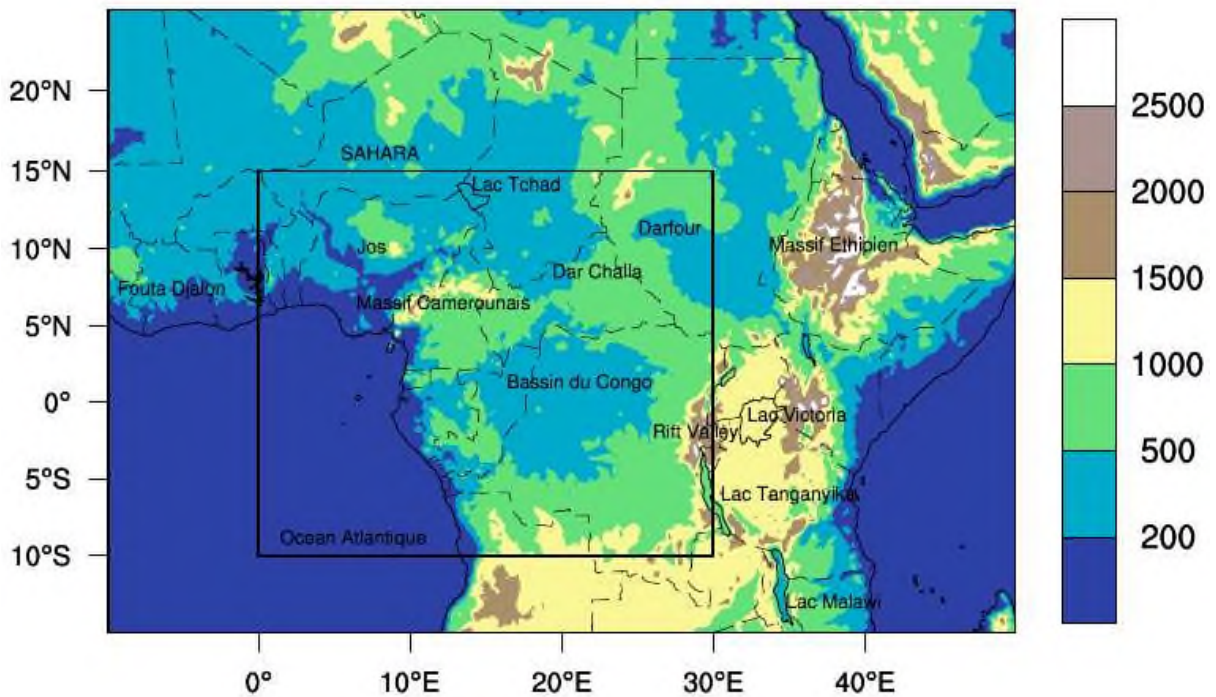


FIGURE 18 – Topographie de l’Afrique Centrale, l’emplacement du bassin du Congo, des Grands Lacs et Monts. La boîte noire indique la région de simulation et limitrophes

- Le massif camerounais (figure 18) est la région de plateaux d’Afrique Centrale dont les hauteurs se situent entre 1000 et 2000 m d’altitude. Il s’étend du sud-est du Nigeria au travers du centre-nord du Cameroun jusqu’à la République Centrafricaine. Le Tchabal Mbabo, dans les monts Gotel, est le sommet le plus élevé à 2460 m. La savane est la forme de végétation prédominante. Il s’effondre brusquement au Nord sur le bassin de la Bénoué constituant une des limites climatiques les plus marquées. Le plateau de l’Adamaoua est la source de nombreux cours d’eau qui sillonnent la région notamment la Bénoué, le Logone et la Sanaga (Vondou, 2010).
- Le Mont Cameroun (figure 18) est le plus haut volcan de la chaîne formée le long de la zone de fracture géologique régionale appelée ligne du Cameroun. C’est le point culminant de l’Afrique Centrale avec ses 4100 m d’altitude. La pluviométrie sur ses flancs est parmi les plus élevées du monde (plus de 10 000 mm à Debundscha, sur la côte) (Vondou, 2010).
- Les montagnes de l’Ouest sont constituées de hauts plateaux et de fossés d’effondrement. Ils caractérisent la longue chaîne de montagnes qui occupe la partie occidentale du Cameroun. Les hautes terres de l’Ouest forment une entité géographique caractérisée par l’altitude et le volcanisme. Ils s’élèvent entre 1000 à 3000 m d’altitude et s’étendent d’environ 9° à 11°E et entre 5° à 6°N. Les montagnes se distinguent dans

le paysage par leur massivité et par la rupture qu'elles constituent avec les reliefs environnants. Le Mont Manengouba (2396 m), le Mont Bamboutos (2740 m) et le Mont Oku (3011 m) en sont les principaux sommets. Ils jalonnent la grande cassure dite Ligne du Cameroun, grande faille volcanique qui part de Sao Tomé et Príncipe dans le golfe de Guinée, traverse le Cameroun, marque une inflexion nord-est dans l'Adamaoua et continue jusqu'au Tibesti au Tchad. Les montagnes de l'Ouest assurent la régulation du climat de la sous-région et le rendent favorable à l'agriculture et à l'élevage (Vondou, 2010).

- La vallée du Rift, le Darfour, Dar Challa, le Lac Tanganyika, le Lac Tchad (figure 18).
- Le bassin du Congo (figure 18) représente la seconde forêt tropicale mondiale après l'Amazonie. L'activité convective y est la plus développée de tout le continent Africain. Sa situation géographique peut avoir un impact sur la circulation de grande échelle et sur sa variabilité.
- L'Océan Atlantique (figure 18). La présence de la côte atlantique induit aussi des effets mécaniques et thermiques. La vitesse de déplacement des masses d'air va diminuer si ces masses d'air se déplacent dans le sens mer-terre et augmenter dans le sens inverse. Cette modification est liée au contraste de rugosité entre les deux milieux. Par ailleurs, le contraste de température entre la surface continentale et la surface océanique provoque les phénomènes de brise pour les raisons analogues aux brises de montagne. En effet, pendant la journée, la terre se réchauffe plus vite que la mer. L'air de la surface va s'élever sous l'effet d'un gradient de température. Cet air est alors remplacé par l'air froid provenant de la mer, c'est la brise de mer. Le phénomène s'inverse la nuit, c'est la brise de terre.

La figure 18 montre l'orographie de l'Afrique Centrale. Entouré de massifs montagneux, le bassin du Congo s'ouvre néanmoins largement sur l'océan Atlantique. La présence de telles montagnes peut induire des effets dynamiques et thermiques sur la région. En effet, les montagnes peuvent en fonction de leur taille et leur altitude représenter un obstacle aux mouvements horizontaux et ainsi induire des mouvements verticaux. Le gradient de température résultant du contraste entre la température de surface du versant d'un relief et la température de l'air libre au même niveau induit des courants de brise ascendante. Sous l'effet du rayonnement solaire, le sol chauffe plus vite que l'air libre pendant le jour. L'air de surface se trouve alors plus chaud et tend à monter le long du relief : c'est la brise de montagne. Pendant la nuit, le sol se refroidit plus vite que l'air libre, on observe alors le phénomène inverse, c'est la brise descendante. La nuit, la vapeur d'eau trans-

portée par la brise descendante s'accumule dans les zones de subsidence (vallées) où elle peut se condenser et former des nuages bas stratiformes. Ces conditions météorologiques locales induites par la situation géographique de la région peuvent avoir un impact sur la variabilité de plus grande échelle. L'étude du cycle diurne des précipitations permettra d'établir le rôle des processus locaux dans l'organisation des précipitations (position des maximas de convection, ...).

2.1.3 Végétation et occupation du sol

La végétation et l'occupation peuvent avoir des effets sur la pluviométrie. Des travaux en Afrique de l'Ouest et Austral (Sylla et al. 2016 ; New et al. 2003) où des études ont été consacrées à l'impact de l'occupation du sol sur la pluviométrie simulée ont l'aspect le plus documenté par rapport à notre zone d'étude. Des trois expériences mises en place : une expérience de contrôle sans modification de l'humidité du sol, une expérience sèche (humide) dans laquelle l'humidité du sol est fixée à 10% en dessous (au-dessus) du point de flétrissement permanent. Les résultats de l'expérience sèche montrent une diminution du flux de chaleur latente sur l'ensemble du subcontinent (surtout dans la partie sud de l'Afrique australe) au profit d'une augmentation des flux de chaleur sensible. Le chauffage du plateau intérieur est associé à des anomalies positives de températures basses à moyennes couches, contre des anomalies froides à 500 hPa. Ce chauffage surfacique engendre des anomalies cycloniques dans les basses couches qui favorisent l'advection d'humidité depuis le Nord et l'Est. Les résultats suggèrent par conséquent une boucle de rétroaction négative entre l'humidité du sol et l'atmosphère, susceptible de décaler vers l'Ouest les bandes pluvieuses tropicales-tempérées. A ce titre, il est clair que la végétation et l'occupation du sol influencent sur l'étude de sensibilité du modèle.

A travers la figure 19, on peut constater que l'emplacement à boîte noire située dans les latitudes centrales est celle qui a le plus grand indice de végétation de différence normalisée (NDVI) ce qui signifie que la plupart des terres comprises dans cet emplacement sont couvertes de forêt et les terres en dehors le sont moins. Ce sont les savanes boisées faisant une boucle autour de ces forêts depuis le Nord, à l'Est et au Sud (Fig. 19). Ainsi cette zone d'étude est occupée par le domaine sahélien, équatorial et l'Océan Atlantique.

2.1.4 La climatologie

Le paragraphe sur l'occupation des sols et la végétation a ressorti clairement que la zone d'étude contient une zone semi-aride au nord de l'équateur ayant de la savane (8°N-11°N) ;

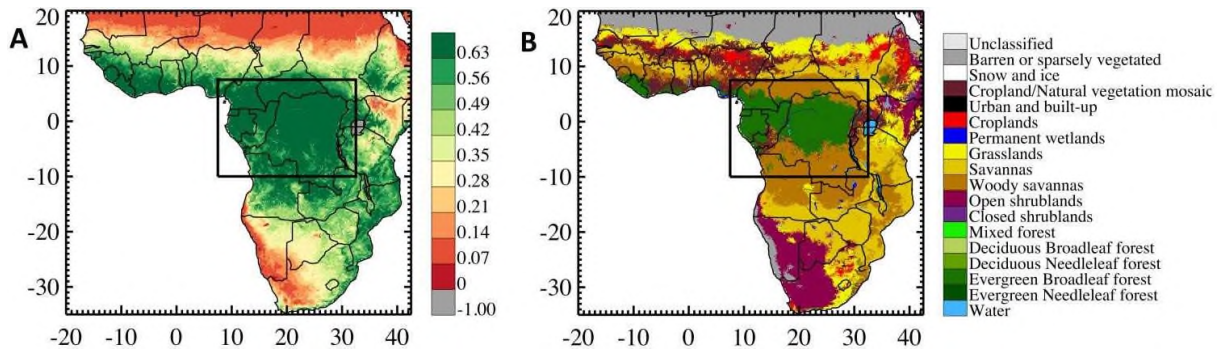


FIGURE 19 – (a) L'indice de végétation de différence normalisé (NDVI) calculé à partir de la lumière visible et proche infrarouge réfléchi par la végétation. Le NDVI est utilisé pour déterminer la densité de verdure sur terre. (b) Couverture terrestre MODIS basée sur la classification de la couverture terrestre du Programme international géosphère-biosphère (IGBP) pour 2010. La boîte noire indique l'emplacement de la WCEA. Source : (Dezfuli, 2017).

une zone aride aussi au nord de l'équateur ayant le sahel (10°N-15°N) ; entre (5°N-10°N) nous avons le domaine tropical et équatorial à dominance tropical ; entre (0°N-5°N) nous avons le domaine tropical et équatorial à dominance équatorial et en fin entre 0°S-10°S nous avons purement le domaine équatorial. Ceci étant dit, il revient à rechercher la saisonnalité qui serait adaptée à cette étude en rapport avec la subdivision que nous pouvons en faire en tenant compte de la situation géographique, de la topographie, ainsi que de la végétation et de l'occupation du sol de la zone d'étude. D'après Nicholson (2013), la plupart des précipitations au sahel sont associées avec la mousson ouest-africaine au sommet de l'été boréal et les systèmes mésoéchelles produisent la plupart des précipitations au sahel en parlant du type de convection. Fontaine et Janicot (1996) en donnent une plus grande précision en démontrant qu'en Afrique de l'Ouest et dans les régions voisines de l'Est qu'une forte convection dans l'Océan Atlantique se produit pendant les mois de juin à septembre, en particulier le long la ceinture latitudinale de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Les caractéristiques de l'Afrique de l'Ouest étant le système à mésoéchelle (MCS), sur l'Afrique de l'Ouest continentale, des précipitations de types convectifs présentent une étendue sensiblement plus grande par rapport à ceux de l'océan Atlantique (Fuentes et al., 2007). Une grande partie des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et l'Océan Atlantique est le résultat de la convection. Il est désormais établi que la plupart des précipitations en Afrique de l'Ouest sont associées à des MCS linéaires ou amorphes dont l'étendue spatiale peut atteindre 500 km (Lebel et al., 2003).

Par comparaison, le BC subit des précipitations plus profondes que l'Afrique de l'Ouest, plus de fraction des précipitations de type convective, plus forte signature de glace (Schu-

mache et Houze, 2006). Les attributs de précipitations identifiés indiquent que le système de précipitations sur le bassin du Congo présente des caractéristiques de convection tropicale (Cecil et Zipser, 2002 ; Nesbitt et Zipser, 2003). La raison fondamentale de cette différence entre pluie ouest africaine et congolaise est que les Alizés d'Est de basse altitude se déplacent sans entrave de l'Atlantique vers l'Afrique de l'Ouest tandis que l'accès de ces vents dans le BC est bloqué par le relief élevé de l'Afrique de l'Est.

Dans une enquête sur la variation temporelle des précipitations en Afrique Subsaharienne, Morh (2004) a conclu que le cycle diurne des précipitations est fortement influencé par la convection. Cette étude se concentre sur les variations Est-Ouest plus sur les précipitations, et dont la plupart se produisent dans la ceinture étroite entre 10°S et 15°N (figure 19) correspondant à la ceinture des MCS de saison humide les plus fréquents et la température de mer la plus élevée au large comprise entre 27 et 28°C (Fontaine et Janicot, 1996). Cette classification régionale a été principalement basée sur les attributs distincts attendus des précipitations associées aux vents d'Est se déplaçant du continent à l'océan (Reed, 1997).

2.2 Données utilisées

Dans cette section, nous commencerons d'abord par décrire les données ayant servi à forcer MCR, ensuite les données satellitaires de comparaison du modèle et en fin nous décrirons le modèle RegCM4 nous permettant d'obtenir les précipitations simulées de ce travail.

2.2.1 Les données d'entrée du modèle

La plupart des études basées sur des simulations numériques régionales confrontent les profils simulés à ceux du modèle utilisé pour le forcer. Ces données ont été extraites à partir de la base de données en libre accès pour les conditions aux limites initiales sont de la ré-analyse du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) appelée ERA-Interim avec une résolution horizontale de 1,5° x 1,5° et une résolution temporelle sur 6 heures (Dee, 2011). Cet ensemble de données combine des réseaux météorologiques au sol et des observations de satellites. Les variables utilisées dans ERA-Interim sont la température de surface de la mer (SST), la température de l'air, la hauteur géopotentielle, l'humidité relative et la composante horizontale du vent. De plus, également les données de topographie du GTOPO à résolution de 2 min (New et al., 2000)

pour le terrain.

Les réanalyses européennes ERA40 (Uppala et al., 2005) sont employées pour documenter la circulation atmosphérique de grande échelle et initialiser / forcer le MCR. Mises à disposition par le “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)”, elles sont générées par une intégration a posteriori du modèle spectral IFS (Integrated Forecasting System, développé conjointement par l’ECMWF et Météo-France) implémenté à une résolution T159 sur 60 niveaux verticaux, avec assimilation toutes les 6 heures de données historiques provenant des systèmes d’observation météorologique mondial (bouées, satellites et radiosondages). Elles sont disponibles de septembre 1957 à août 2002 et sont récupérées, pour cette étude, sur une grille régulière de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. La fiabilité de chaque variable dépend du poids relatif de l’assimilation d’observations et de la physique du modèle dans la détermination du champ géophysique. Sur l’Afrique, la quantité de données assimilées est faible et inconstante dans le temps (Poccard, 2000). La Table 2 illustre le degré de fiabilité associé aux principales variables ERA40 utilisées pour cette étude. Les champs sont classés en trois catégories :

- variables A fortement influencées par les observations ;
- variables B issues à la fois d’observations et de la paramétrisation physique des phénomènes sous-mailles ;
- variables C entièrement dépendantes du modèle.

Malgré les incertitudes liées à la qualité des réanalyses en général (Trenberth, 1991 ; Kalnay et al., 1996 ; Onogi, 2000 ; Simmons et Gibson, 2000 ; Poccard et al., 2000 ; Trenberth et al., 2001 ; Bengtsson et al., 2004), notamment pour le bilan d’eau (Meynadier et al., 2010), ces produits sont fréquemment utilisés en science du climat parce qu’ils restituent un historique satisfaisant de l’état de l’atmosphère et de sa variabilité. En revanche, la faible résolution horizontale des réanalyses implique que leurs écarts avec le MCR pourront être analysés comme une amélioration du climat régional simulé, grâce à une meilleure physique et une résolution plus fine. Cette hypothèse concerne en particulier les structures spatiales du champ pluviométrique, variable fortement dépendante des paramétrisations physiques du modèle (Dai, 2006).

2.2.2 Les données satellitaires de comparaison du modèle

Les précipitations simulées sont analysées en utilisant les données 3B42 de la Mission de mesure des précipitations tropicales (TRMM) 3 heures, journalière et mensuelle. La

résolution horizontale de ce produit est de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. L'étude de Munzimi et al. (2015) a montré que l'estimation sur 3 heures des précipitations peut être bien représentée par TRMM sur la région incluant le bassin du Congo sans biais. Outre le TRMM 3B42, il est utilisé l'estimation des précipitations à partir d'informations de télédétection à l'aide de produits satellites PERSIANN (Artificial Neural Networks) et CHIRPS. Nguyen et coll. (2019) révèlent que les données PERSIANN sont suffisantes pour des analyses de précipitations à haute résolution en temps quasi réel, notamment dans les régions éloignées du monde où une jauge ou un réseau radar étendu pour la récupération des données de précipitations peut ne pas exister. De plus, les produits satellites PERSIANN, CHIRPS et TRMM ont déjà été appliqués pour évaluer des modèles climatiques. Par conséquent, ils peuvent être utilisés comme données de formation pour les modèles climatiques. Les données PERSIANN, CHIRPS et TRMM 3B42 ont la même résolution horizontale.

2.2.2.1 Les données TRMM

La Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) est une mission conjointe NASA et JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) ayant pour but le suivi et l'étude des pluies tropicales et subtropicales. TRMM est basée sur l'exploitation du satellite de même nom (lancé le 27 novembre 1997), place sur une orbite de 450 km d'altitude et d'inclinaison de 35° . Le radar de précipitation (PR) et l'imageur micro-ondes (TMI) à bord de celui-ci permettant d'avoir des informations exceptionnelles sur les événements pluvieux. Le produit TRMM (Huffman et al., 2007) est une combinaison des signaux issus des instruments embarqués (PR, TMI). De part sa forte résolution spatio-temporelle ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$, toutes les 3 heures), ce produit est l'un des meilleurs jeux de données de précipitations (Nicholson et Grist, 2003). Dans cette thèse, les données couvrant la période 2002 à 2006 pour les mois de Juin-Juillet-août-septembre (JJAS), 2002-2003, 2004-2005 pour les quatre saisons et le cycle annuel sont utilisées.

2.2.2.2 Les données CHIRPS

Du nom de Climate Hazards group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS), ce sont des données de Précipitation issue de satellites recalées à l'aide de station pluviométrique au sol. Elles ont une résolution horizontale de 0.05 (c'est à dire 5 km x 5 km) et une résolution temporelle journalière. La base de données CHIRPS, élaborée en 1981, intègre les images des précipitations observées depuis l'espace dans une base de données sur les précipitations collectées dans des stations au sol à travers le monde.

Les données CHIRPS ont été utilisées par plusieurs chercheurs tels que (Camara et al. 2019) et (Saeidizand et al. 2018) dans leurs travaux et ont obtenu des résultats plutôt satisfaisants.

2.2.2.3 Les données PERSIANN

L'ensemble de ces données pourrait bien être récapitulé par le tableau 2 suivant.

Tableau 2 – Présentation des données PERSIANN.

PERSIANN (Hsu et al. 1997)	0.25 grid, 60S–60N, 180W–180E; 30 min., 3/2000-present	Un réseau de neurones, entraîné par les précipitations de TRMM TMI (2A12) et autres satellites	http:// hydis8.eng.uci.edu/ persiann/
----------------------------------	--	--	---

2.2.3 Les données de sortie du modèle climatique RegCM4

Comme indiqué précédemment, les données de précipitation sont obtenues par modélisation avec RegCM4. Il est essentiel de ce fait de présenter les aspects du modèle conduisant à l'obtention de ces précipitations. La modélisation du climat est la représentation numérique du système terrestre avec des équations mathématiques. La dynamique de l'atmosphère est régie par la mécanique des fluides. Comme les particules d'air sont considérées comme des fluides compressibles, leur représentation dans les modèles est faite à l'aide des équations de Navier-Stokes. Cette sous-section décrit le modèle tel que formulé pour obtenir les précipitations simulées.

2.2.3.1 Discrétisation verticale et horizontale

Avant de commencer, il serait judicieux de faire une introduction de la grille du modèle. Le système étant modélisé, l'on obtient et analyse ses données généralement sur les surfaces isobariques (coordonnée pression), mais on doit interpoler à la coordonnée verticale du modèle. Pour définir le modèle, on utilise une coordonnée sigma (σ) sans dimension

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (1)$$

avec p la pression, p_s la pression à la surface et p_t la pression au sommet

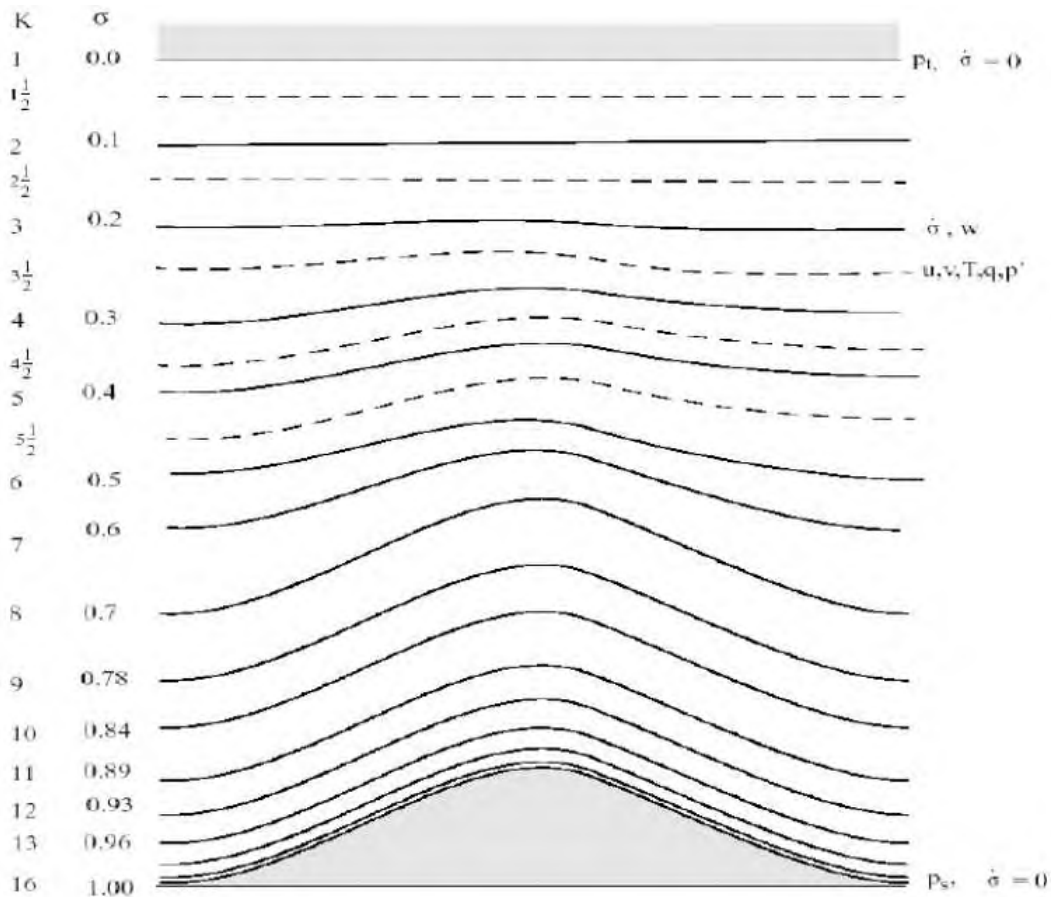


FIGURE 20 – Coordonnées sigma : Représentation schématique de la structure verticale du modèle. Cet exemple comporte 14 couches verticales. Les lignes en pointillés désignent les demi-niveaux sigma, les lignes solides les niveaux sigma entiers. Source : (Elguimdi et al. 2011)

D'après l'équation (1) et la figure 20 ci-dessous, on trouve que σ est 0 au sommet et 1 à la surface, et chaque niveau du modèle est défini par une liste de valeurs entre 0 et 1, et qui n'a pas besoin d'être espacée uniformément. Communément, la résolution dans la couche limite est plus fine que celle du dessus, et le nombre de niveau peut varier sur la demande de l'utilisateur. La représentation horizontale des champs discrets se fait sur une grille décalée (« staggered ») de type B d' Arakawa-Lamb des variables de vitesse. Selon les variables scalaires présentées ci-dessous, on constate que (T , q (humidités), p .) sont définies au centre, tandis que les composantes u et v du vent sont situées aux frontières. La vitesse horizontale est définie aux points noirs et les autres variables sont définies sur les croix(x). Les données sont entrées dans le modèle, et les processus de prétraitement font l'interpolation nécessaire pour assurer la consistance avec la grille.

Toutes les variables citées ci-dessus sont définies dans le milieu de chaque couche verticale du modèle, connu sous le nom de « demi-niveau » et représentées par les lignes en tirets

dans la figure 20 tandis que la vitesse verticale est portée aux niveaux pleins (lignes pleines). Dans la définition des niveaux sigma, ce sont les niveaux pleins qui sont listés, en incluant le niveau 1. Par conséquent, le nombre des couches du modèle est toujours moins 1 par rapport aux niveaux sigma. Les lignes en tirets représentent les niveaux de pression, les lignes continues représentent les niveaux sigma.

2.2.3.2 Projection cartographique

Les directions x et y dans le modèle ne correspondent pas aux directions Ouest-Est et Nord-Sud sauf pour la projection normale de Mercator. Les phénomènes observés subissent une rotation par rapport à la grille du modèle : les composantes u et v du modèle ont besoin d'être inversées avant la comparaison avec des observations. Ces transformations sont prises en compte dans les processus de prétraitement et dans les processus post-traitement qui fournissent les données sur la grille du modèle, et dans les processus post-traitement. Le facteur d'échelle de la carte m est défini par :

$$m = \frac{\text{distance sur la grille}}{\text{distance réelle sur terre}} \quad (2)$$

Sa valeur est généralement voisine de l'unité, et variable avec la latitude. Les modèles conservent la forme des petites aires, de sorte que $dx = dy$ partout, mais la longueur de la grille varie à travers le domaine pour permettre la représentation d'une surface sphérique sur une surface plane. Les facteurs d'échelle de la carte ont besoin d'être pris en compte dans les équations du modèle où les gradients horizontaux sont utilisés.

2.2.3.3 Constituants fondamentaux de RegCM

Ce modèle est constitué de deux cœurs fondamentaux communiquant à chaque pas de temps d'intégrations :

- **Un cœur dynamique**

Il résout explicitement les mécanismes de large échelle en se basant sur les lois de la mécanique des fluides. Ce cœur permet de simuler les variables dites pronostiques telles que la températures, les précipitations, le vent et l'humidité.

- **Un cœur physique**

Il résout explicitement les processus « sous mailles », au moyen des paramétrisations empiriques. Ce cœur permet de calculer l'évolution des variables dites historiques ou diagnostiques telles que l'évaporation, les nuages ou encore la convection atmosphérique.

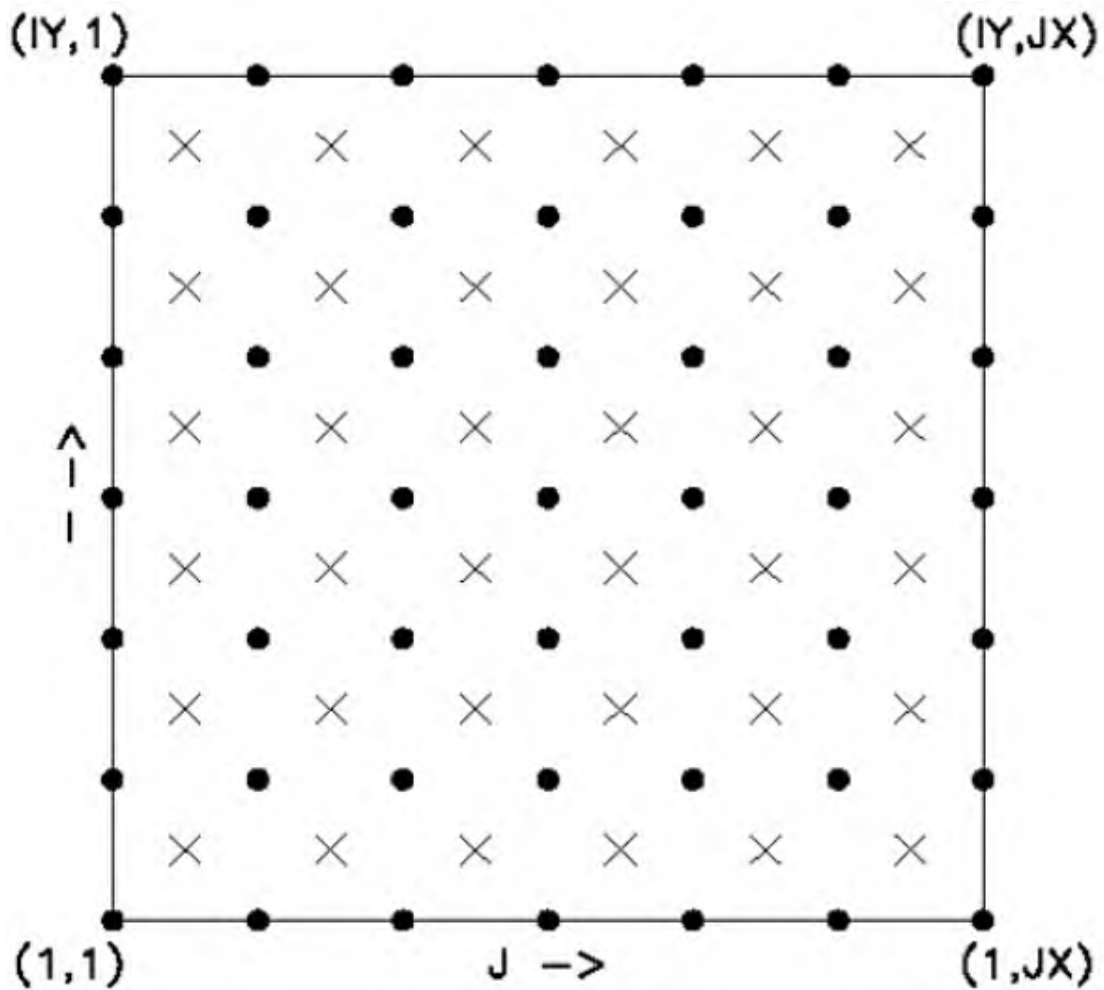


FIGURE 21 – Représentation schématique de la structure de la grille horizontale d'Arakawa utilisée par RegCM. Source : (Elguimdi et al. 2011)

2.2.4 Formulations dynamiques

RegCM4 est un modèle non hydrostatique en point de grille basé sur les équations primitives et dans lequel l'atmosphère est supposée être un fluide compressible. En coordonnée verticale, il utilise la pression normalisée σ définie par l'équation (1) de la sous-section 2.2.3.1 page 51.

2.2.4.1 Equation du mouvement horizontal

En faisant une dérivée partielle de la pression motrice suivant les composantes zonales et méridionales de la vitesse du vent u et v respectivement, on obtient les équations dynamiques du modèle et la discrétisation numérique qui sont décrites par Grel et al. (1994)

$$\frac{\partial p^* u}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* u v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[\frac{R T_v}{p^* + p_t / \sigma} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \varnothing}{\partial x} \right] + f p^* v + F_H u + F_V u \quad (3)$$

$$\frac{\partial p^* v}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u v / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - m p^* \left[\frac{R T_v}{p^* + p_t / \sigma} \frac{\partial p^*}{\partial x} + \frac{\partial \varnothing}{\partial x} \right] + f p^* v + F_H v + F_V v \quad (4)$$

Avec : $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ et $p^* = p_s - p_t$ où u et v sont les composantes zonales et méridionales de la vitesse du vent, T_v est la température virtuelle, \varnothing est la hauteur géopotentielle, f est le paramètre de Coriolis, R est la constante des gaz pour l'air sec, m est le facteur d'échelle de la carte pour les différentes projections stéréographiques polaires, Lambert ou Mercator ;

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} \quad (5)$$

Où F_H et F_V représentent les effets de la diffusion horizontale et verticale ; Et

$$p^* = p_s - p_t \quad (6)$$

2.2.4.2 Equation de continuité et de sigma

Si les composantes u et v des vitesses de vent sont nulles, alors la dérivée partielle de la pression motrice donne l'équation de continuité qui s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (7)$$

L'intégrale verticale de l'équation 7 est utilisée pour calculer la variation temporelle de la pression en surface dans le modèle :

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = -m^2 \int_0^1 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) d\sigma \quad (8)$$

Après le calcul de la tendance de pression en surface, la vitesse verticale dans les coordonnées sigma est calculée à chaque niveau dans le modèle d'après l'intégrale verticale de l'équation 8

$$\dot{\sigma} = -\frac{1}{p^*} \int_0^\sigma \left[\frac{\partial p^*}{\partial t} + m^2 \left(\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right) \right] d\sigma' \quad (9)$$

où σ' est une variable auxiliaire d'intégration et :

$$\sigma'(\sigma = 0) = 0 \quad (10)$$

2.2.4.3 Equation thermodynamique et équation pour omega

Q et W étant non nulles, on fait une dérivée partielle de la pression motrice suivant la température et on obtient l'équation thermodynamique qui s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + \frac{RT_v \omega}{c_{pm}(\sigma + p_t / p^*)} + \frac{p^* Q}{c_{pm}} + \frac{\partial \emptyset}{\partial x} + F_H T + F_V T \quad (11)$$

où c_p est la chaleur spécifique pour l'air humide à pression constante, V est le chauffage adiabatique, F_H représente l'effet de la diffusion horizontale, F_V représente l'effet de mélange vertical et l'ajustement convectif sec, et ω s'écrit :

$$\omega = p^* \dot{\sigma} + \sigma \frac{dp^*}{dt} \quad (12)$$

où

$$\frac{dp^*}{dt} = \frac{\partial p^*}{\partial t} + m \left(u \frac{\partial p^*}{\partial x} + v \frac{\partial p^*}{\partial y} \right) \quad (13)$$

$$c_{pm} = c_p(1 + 0,8q_v) \quad (14)$$

avec c_p la chaleur spécifique à pression constante pour l'air sec et q_v le rapport de mélange pour la vapeur d'eau.

2.2.4.4 Equation hydrostatique

L'équation hydrostatique est utilisée pour calculer les hauteurs géopotentielle à partir de la température virtuelle

$$\frac{\partial \emptyset}{\partial \ln(\sigma + p_t / p^*)} = -RT_v \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \quad (15)$$

on a :

$$T_v = T(1 + 0,608q_v) \quad (16)$$

ensuite

$$\frac{\sigma}{\rho} = \frac{RT_v}{(p^* + p_t/\sigma)} \quad (17)$$

avec q_v , q_c et q_r le rapport de mélange de vapeur d'eau, le contenu en eau de nuage : liquide ou glace et le contenu en eau précipitée : eau de pluie ou neige.

2.2.4.5 Equation non hydrostatique

les équations dynamiques du modèle non hydrostatique et de la discrétisation numérique sont décrites par Elguimdi et al. (2014)

— Equations du modèle

p^* est constant dans le temps, dans le cas de l'équation non hydrostatique, l'équation de continuité ne s'applique plus. Ces équations sont issues des équation 3 et 4 dont les termes DIV apparaissent dans les équations suivantes :

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* w}{\partial t} = & -m^2 \left(\frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right) - \frac{\partial p^* w \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + w DIV + p^* g \frac{\rho_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T'_v}{T} - \frac{T_0 P'}{T P_0} \right] - p^* g [(q_c + q_r)] \\ & + p^* e (u \cos \theta - v \sin \theta) + Dw \quad (18) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* p'}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u p' / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v p' / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + p' DIV - m^2 p^* \gamma p \left[\frac{\partial u / m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \right. \\ & \left. \frac{\partial p^* \partial u}{\partial x \partial \sigma} + \frac{\partial v / m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^* \partial v}{\partial y \partial \sigma} \right] + \rho_0 g \gamma p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \quad (19) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial p^* T}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T DIV + \frac{1}{\rho c_p} \left[p^* \frac{D p'}{D t} - \rho_0 g p^* w - D'_p \right] + p^* \frac{\dot{Q}}{c_p} + D_T \quad (20)$$

$$DIV = m^2 \left[\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right] + \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (21)$$

$$\dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (22)$$

$$\tan \theta = -\cos \phi \frac{\partial \lambda / \partial y}{\partial \phi / \partial x} \quad (23)$$

ϕ =latitude λ =longitude

$$\gamma = \frac{c_p}{c_v} \quad (24)$$

2.2.5 Les équations de la dynamique et thermodynamique

Les équations décrivant l'état de l'atmosphère et de son évolution sont au nombre de sept : une équation d'état, trois équations de conservation de la quantité de mouvement (deuxième loi de Newton), l'équation de l'énergie et enfin les équations de conservation de la masse et de la vapeur d'eau.

• L'équation d'état

Pour un air humide l'équation d'état s'écrit :

$$P = \rho \cdot R_d \cdot T_v \quad (25)$$

Où ρ est la masse volumique de l'air humide, R_d la constante des gaz parfaits pour l'unité de masse d'air sec, et T_v la température virtuelle. Les variations de densités qu'induit la présence de vapeur d'eau sont généralement négligeables dans l'atmosphère libre ; elles ne le sont pas dans CLP.

• L'équation de conservation de la masse

L'équation de continuité s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (26)$$

Où u_j est une des composantes du vent.

• Les équations de conservation de la quantité de mouvement

Les trois équations scalaires, une pour chaque composante du vent (u , v et w), s'écrivent :

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta(i)^3 g - \varepsilon_i(j)^3 f_c u_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial (x_j)^2} \quad (27)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} = -\delta(i)^3 g - \varepsilon_i(j)^3 f_c v_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 v_i}{\partial (x_j)^2} \quad (28)$$

$$\frac{\partial w_i}{\partial t} + w_j \frac{\partial w_i}{\partial x_j} = -\delta(i)^3 g - \varepsilon_i(j)^3 f_c w_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 w_i}{\partial (x_j)^2} \quad (29)$$

Où $\frac{\partial w_i}{\partial t}$ est le taux de variation,
 $u_j \frac{\partial w_i}{\partial x_j}$ est l'advection,
 $-\varepsilon_i(j)^3 f_c u_j$ est la gravité,
 $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i}$ est l'accélération de coriolis,
 $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i}$ est le gradient de pression,
 $\nu \frac{\partial^2 w_i}{\partial (x_j)^2}$ est la contrainte visqueuse,
 ν est la viscosité cinématique.

L'écriture du terme visqueuse sous cette forme résulte de l'hypothèse que l'atmosphère est un fluide Newtonien, c'est-à-dire un fluide pour lequel le tenseur des déformations est proportionnel à la contrainte exercée.

• L'équation de conservation de l'humidité

Posons $q_T = q + q_L$ l'humidité spécifique totale de l'air, q et q_L étant les humidités spécifiques de vapeur et de liquide. L'équation de conservation de q_T s'écrit :

$$\frac{\partial q_T}{\partial t} + u_j \cdot \frac{\partial q_T}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q_T}{\partial x_j^2} \quad (30)$$

avec $\nu_q \frac{\partial^2 q_T}{\partial x_j^2}$ la diffusion moléculaire,
 ν_q est la diffusivité moléculaire pour la vapeur d'eau dans l'air.

En séparant l'humidité entre vapeur et non-vapeur, c'est-à-dire $q_T = q + q_L$, on obtient l'équation de conservation de la vapeur d'eau prenant en compte le changement de phase de l'eau suivante :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_j \cdot \frac{\partial q}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2} + \frac{E}{\rho} \quad (31)$$

Où E est la masse de vapeur d'eau créée par évaporation ou sublimation par unité de volume et de temps.

• L'équation de conservation de l'énergie

La première loi de la thermodynamique décrit le bilan de l'énergie interne ou de l'enthalpie. Dans la couche limite, il faut tenir compte dans ce bilan, de la chaleur dégagée ou absorbée lors des changements de phase de l'eau. On parlera alors de chaleur latente, par contraste avec la chaleur sensible associée à la température. Le bilan d'énergie s'écrit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho \cdot c_p} \frac{\partial R_j}{\partial x_j} - \frac{L_p E}{\rho c_p} \quad (32)$$

$\frac{L_p E}{\rho c_p}$ est la chaleur par évaporation ($E > 0$) ou dégagée par la condensation ($E < 0$), L_p étant la chaleur latente associée avec le changement de phase de E .

R_j est le flux de chaleur radiatif dans la direction j .

— Simplifications

Dans certains contextes, des termes peuvent être négligés, d'autres peuvent être considérés comme constants. Dans la CLP, les équations sont simplifiées moyennant les approximations suivantes :

- La viscosité dynamique ($\mu = \rho\nu$), ν étant la viscosité cinématique, et la diffusivité thermique (ν_θ) sont constantes dans tout le fluide. Ainsi, la faible dépendance de ces variables à la température et à la pression est négligeable ;
- L'écoulement est considéré comme incompressible ;
- Les fluctuations des propriétés du fluide sont beaucoup plus petites que les quantités moyennes ;
- Les fluctuations de densité ne deviennent significatives dans les équations de bilan que dans le cas où elles apparaissent dans un terme du type g , ρ , où g est l'accélération due à la gravité.

2.2.6 Paramétrisations physiques

Elles sont constituées du schéma radiatif, du schéma de surface terrestre, du schéma de la couche limite planétaire, du schéma des précipitations convectives, du schéma de précipitations à grande échelle et la paramétrisation du flux océanique.

2.2.6.1 Schéma radiatif

RegCM4 incorpore le schéma de transfert radiatif du modèle CCM3 du NCAR, qui est décrit par Kiel et al.(1996). La composante solaire qui prend en compte les effets des O_3 de H_2O , de CO_2 et de O_2 suit brièvement l'approximation Eddington de Kiehl et al. (1996). Elle incorpore 18 intervalles spectraux de 0,2 à $5\mu m$. La dispersion, la paramétrisation d'absorption et de diffusion de nuages suivent celle de Slingo (1989), par laquelle les propriétés optiques des gouttelettes de nuages (atténuation de l'épaisseur optique, simple dispersion de l'albédo et paramètre asymétrique) sont exprimées en termes de contenu en

eau liquide de nuage et en rayon des gouttelettes effectives. L'épaisseur de la couche de nuages est supposée égale à celle de la couche du modèle, et un contenu en eau de nuages différent est spécifié pour les nuages bas et moyens.

2.2.6.2 Schéma de surface terrestre

Les processus physiques de surface sont formés en utilisant BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) qui est un paquetage des processus de surface désigné pour décrire le rôle interactif de la végétation et de l'humidité du sol par modification des échanges de mouvement, surface-atmosphère, d'énergie et de vapeur d'eau. Le modèle est constitué par une couche de végétation, une couche de neige, une couche de sol en surface : 10 *cm* d'épaisseur ou une couche de zone de racine : 1 à 2 *m* d'épaisseur, et une troisième couche de sol profond de 3 *m* d'épaisseur. La formulation du mouvement de l'eau du sol est obtenue à partir d'un ajustement aux résultats d'un modèle de sol à haute résolution, les taux de ruissellement en surface sont exprimés comme fonctions des taux de précipitations et du degré de la saturation en eau du sol. L'épaisseur de la neige est pronostiquement estimée à partir de la chute de neige, de la fonte de neige et de la sublimation de la neige.

2.2.6.3 Schéma de la couche limite planétaire

Le schéma de la couche limite planétaire (Planetary Boundary Layer : PBL) développé par Holtslag et al.(1990), est basé sur un concept de diffusion non local qui prend en considération les flux de transport résultant des turbulences de grande échelle dans une atmosphère instable bien mélangée. Le flux turbulent vertical à l'intérieur de PBL est donné par :

$$F_c = -K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) \quad (33)$$

où γ_c est un terme décrivant le transport non local dû à la convection profonde sèche. La diffusivité turbulente est donnée par les formulations non locales :

$$K_c = kw_t z \left(1 - \frac{z^2}{h} \right) \quad (34)$$

où k est la constante de Von Kármán ; w_t est le vent convectif turbulent qui dépend de la vitesse du frottement, de la hauteur et de la longueur d'échelle de Monin-Obhukov ; et h est la hauteur de PBL. Le terme de transport pour la température et la vapeur d'eau est donné par :

$$\gamma_c = C \frac{\varnothing_c^0}{w_t h} \quad (35)$$

où C est une constante égale à 8,5 et \varnothing_c^0 est la température en surface ou le flux de vapeur d'eau.

2.2.6.4 Schémas des précipitations convectives

La convection désigne l'ensemble des mouvements internes (verticaux ou horizontaux) qui animent un fluide et qui implique alors le transport des propriétés des parcelles de ce fluide au cours de son déplacement. Ce transfert implique l'échange de chaleur entre une surface et un fluide mobile à son contact, ou le déplacement de chaleur au sein d'un fluide par le mouvement d'ensemble de ses molécules d'un point à un autre.

Dans le modèle climatique régional (RegCM), le paramétrage de la précipitation convective reste l'une des sources les plus importantes des erreurs dans les modèles climatiques. La convection est responsable à la fois de la redistribution d'énergie et d'humidité dans le domaine et d'une partie du cumule des précipitations. La paramétrisation de la convection requiert trois éléments de base : une méthode pour déterminer le déclenchement de la convection, un modèle de nuage et une hypothèse de fermeture (Bechtold et al., 2014). Dans un premier temps, il s'agit donc de localiser la convection (déclenchement). Dans un second temps, il est nécessaire de caractériser la distribution verticale de chauffage, d'humidité et de quantité de mouvement dû à la convection grâce à un modèle de nuage. Enfin, une hypothèse de fermeture permet de quantifier les flux de masse convectifs notamment les précipitations convectives totales. Un bon nombre d'approche et de formulation de la Paramétrisation de la convection existent. Nous présentons les principaux schémas de convection utilisés par le modèle RegCM :

-a) Schéma de Grell

La paramétrisation de Grell est exécutée en utilisant l'une des deux conditions de fermeture :

-a.1) Fermeture d'Arakawa et Schubert (Grell et al. 1994) (AS94).

-a.2) Fermeture de Fritsch et Chappell (Fritsch et Chappell 1980) (FC80).

Le schéma de Grell (Grell 1993), similaire à la paramétrisation AS94 considère les nuages comme deux circulations d'état stable :

un courant ascendant (ascendance) et un courant descendant (subsidence). Aucun mélange direct ne se produit entre l'air nuageux et l'air environnant sauf au sommet et au fond

des circulations. Le flux de masse est constant avec la hauteur, et aucun entraînement ne se produit aux rebords des nuages. Les niveaux provenant de l'ascendance et de la subsidence sont donnés respectivement par les niveaux de l'énergie hydrostatique humide maximale et minimale. Le schéma de Grell est activé quand une parcelle soulevée atteint la convection humide. La condensation dans l'ascendance est calculée en soulevant une parcelle saturée. Le flux de masse de la subsidence (m_0) dépend du flux de masse de l'ascendance (m_b) d'après la relation suivante :

$$m_0 = \frac{\beta I_1}{I_2} m_b \quad (36)$$

où I_1 est la condensation de l'ascendance normalisée, I_2 l'évaporation de la subsidence normalisée et β la fraction de la condensation qui s'évapore dans la subsidence. β dépend du cisaillement du vent et varie typiquement entre 0,3 et 0,5. La chute de pluie est donnée par :

$$P^{CU} = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (37)$$

-b) Schéma de Kuo

L'activité convective dans le schéma de Kuo est initialisée quand la convergence d'humidité M dans une colonne dépasse un seuil donné et le sondage vertical convectivement instable. Une fraction de la convergence d'humidité β humidifie la colonne et le reste est converti en pluie P^{CU} d'après la relation suivante :

$$P^{CU} = M(1 - \beta) \quad (38)$$

β est une fonction de l'humidité relative moyenne \overline{RH} du sondage et s'écrit comme suit :

$$\beta = \begin{cases} 2(1-\overline{RH}) & \text{pour } \overline{RH} \geq 0.5 \\ 1.0 & \text{ailleurs} \end{cases} \quad (39)$$

Remarquons que le terme de convergence d'humidité incorpore seulement les tendances advectives pour la vapeur d'eau. Cependant, l'évapotranspiration au pas de temps précédent est indirectement incluse dans M puisqu'elle tend à humidifier la basse atmosphère ; d'où, plus l'évapotranspiration augmente, plus elle est convertie en pluie en supposant que la colonne est instable. Le chauffage latent résultant de la condensation est distribué entre le sommet et la base de nuage par une fonction qui alloue le chauffage maximal à la portion supérieure de la couche du nuage.

-c) Schéma de MIT-Emanuel

Le schéma suppose que le nuage de mélange est fortement épisodique et non homogène. La convection est déclenchée quand le niveau de la flottabilité neutre est plus grand que le niveau de base de nuage. Entre ces deux niveaux, l'air est soulevé et une fraction de l'humidité condensée forme la précipitation tandis que la fraction restante forme le nuage. On suppose que le nuage se mélange à l'air de l'environnement. Les taux de mélange d'entraînement du niveau de la flottabilité en nuages sont fonction des gradients verticaux. La fraction de tout le flux de la masse de la base de nuage qui se mélange à son environnement à chaque niveau est proportionnelle au taux de flottabilité qui change avec l'altitude. Le flux de masse ascendant de la base de nuage est détendu vers le quasi équilibre de couche de nuage moyen. En plus d'une représentation plus physique de la convection, le schéma de MIT-Emanuel offre plusieurs avantages comparés aux options de convection du RegCM4. Par exemple, il inclut une formulation de l'autoconversion de l'eau de nuage en précipitation à l'intérieur des nuages de cumulus. Pour finir, le schéma de MIT Emanuel considère le transport des traceurs passifs. Le schéma de MIT est le plus complexe des trois et inclut également un certain nombre de paramètres qui peuvent être employés pour optimiser l'exécution du modèle dans différents régimes de climat.

-d) Schéma de Tiedtke

Mise en œuvre par Tiedtke (1996), le schéma de Tiedtke considère un seul nuage convectif comprenant un seul courant ascendant saturé. L'entraînement et le déentraînement entre le nuage et l'environnement peuvent avoir lieu à n'importe quel niveau de convection et d'amortissement libre. Il y a également un seul courant descendant qui s'étend du niveau d'amortissement libre jusqu'à la base du nuage. Le flux massique convectif à la base des nuages. On suppose que ce courant descendant est saturé et qu'il est maintenu à saturation par l'évaporation des précipitations. Dans notre étude nous allons utiliser deux schémas de convections à savoir : le schéma MIL sur l'océan et le Schéma de Grell avec pour fermeture Fritsch-Chapell (GFC) sur le continent.

2.2.6.5 Précipitation à grande échelle

Le schéma explicite de l'humidité sous maille (SUBEX : Subgrid Explicit Moisture Scheme) utilisé par le modèle pour manipuler la résolution des nuages et la précipitation non convective, constitue l'une des nouvelles composantes du modèle. SUBEX prend en compte la variabilité sous maille dans les nuages en liant la moyenne de l'humidité relative

de la maille à la fraction de nuage et l'eau de nuage suivant le travail de (Sundavist et al. 1989). La fraction FC de la maille couverte des nuages est déterminée par,

$$FC = \sqrt{\frac{RH - RH_{min}}{RH_{max} - RH_{min}}} \quad (40)$$

où RH_{min} est le seuil de l'humidité relative à partir duquel les nuages commencent à se former, et RH_{max} est l'humidité relative où FC atteint l'unité. FC est supposée égale à zéro quand RH est plus petite que RH_{min} et égale à l'unité quand RH est plus grand que RH_{max} .

Les précipitations P se forment quand le contenu en eau de nuage dépasse le seuil d'auto conversion Q_c^{th} selon la relation suivante :

$$P = C_{ppt} \left(\frac{Q_c}{FC} - Q_c^{th} \right) FC \quad (41)$$

où $\frac{1}{C_{ppt}}$ peut être considéré comme le temps caractéristique pour lequel les gouttelettes de nuages sont converties en gouttelettes de pluies. Le seuil est obtenu par graduation de l'équation du contenu en eau liquide de nuages médians selon la relation suivante :

$$Q_c^{th} = C_{acs} 10^{-0,49+0,0137} \quad (42)$$

SUBEX incorpore aussi des simples formulations pour l'évaporation et l'accrétion de goutte de pluie. La formulation pour l'accrétion des gouttelettes de nuage par chute des gouttelettes de pluies est basée sur le travail de Beheng (1994) comme suit :

$$P_{acc} = C_{acc} Q P_{sum} \quad (43)$$

où P_{acc} est la quantité d'eau du nuage accrue par accrétion (agglomération d'élément), C_{acc} est le coefficient de taux d'accrétion et P_{sum} est la précipitation accumulée tombant d'en haut à travers le nuage.

L'évaporation de la précipitation est basée sur le travail de Sundqvist et al. (1989) tel que :

$$P_{evap} = C_{evap} (1 - RH) P_{sum}^{\frac{1}{2}} \quad (44)$$

où P_{evap} est la quantité de précipitation évaporée, C_{evap} est le coefficient de taux d'évaporation. Une description plus détaillée de SUBEX et une liste des valeurs des paramètres sont données dans Pal et al. (2000).

2.2.6.6 Paramétrisation du flux océanique

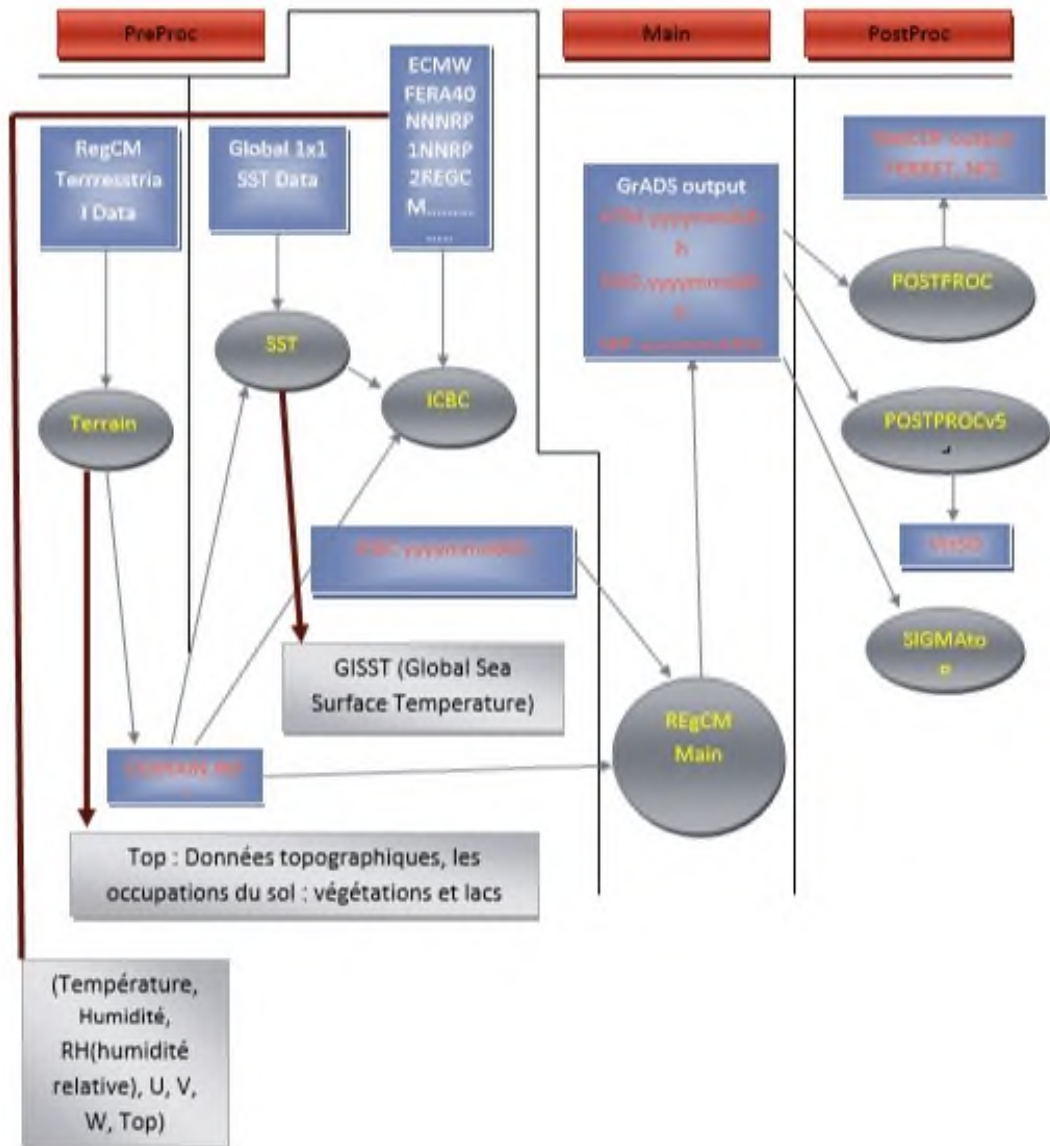


FIGURE 22 – Organigramme de modélisation de RegCM4. Source : (Nomenjanahary 2012).

On a deux choix pour la paramétrisation du flux océanique :

- BATS
- Zeng

Les flux de chaleur sensible (SH), de chaleur latente (LH) et de mouvement (τ) entre la surface de la mer et la basse atmosphère sont calculés en utilisant les algorithmes aérodynamiques suivants,

$$\tau = \frac{\rho_a u_*^2 (u_x^2 + u_y^2)^{\frac{1}{2}}}{u} \quad (45)$$

$$SH = -\rho_a C_{pa} u_* \theta_* \quad (46)$$

$$LH = -\rho_a L_e u_* q_* \quad (47)$$

Où u_x et u_y sont les composantes moyennes du vent, u_* est la vitesse de frottement du vent, θ_* est le paramètre d'échelle de la température, q_* le paramètre d'échelle de l'humidité spécifique, ρ_a est la densité de l'air, C_{pa} est la chaleur spécifique de l'air et L_e est la chaleur latente de vaporisation. Des détails supplémentaires sur le calcul de ces paramètres sont donnés dans Zeng et al. (1998).

Finalement, en ne rentrant pas d'avantage dans plus de détails, le modèle possède une structure résumée par l'organigramme de la figure 22 ci-avant.

« Preproc » est le répertoire où la frontière latérale et les conditions initiales, les données SST (« Sea Surface Temperature », soit température de la surface de la mer) et topographiques sont stockées. Ce répertoire contient donc les données d'entrée pour RegCM4.

« Main » est la partie principale de RegCM4 où il va travailler en fonction des paramètres entré en amont et ensuite fournir les différentes sorties du modèle (fichiers « ATM » contenant les paramètres atmosphériques, fichiers « RAD » des paramètres radiatifs, fichiers « SRF » des champs à la surface et fichiers « CHE » des variables chimiques). Les données récupérées sont « ATM » et « RAD », « SRF » respectivement données atmosphériques, radiatives et des champs à la surface.

2.3 Méthodologie et traitement statistique

Ici, il est question de l'outil d'analyse à savoir l'analyse harmonique et de la méthode de correction des biais et enfin des outils d'évaluations comme l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM) et l'indice d'Accord (IA).

2.3.1 Outil d'analyse : l'analyse harmonique

2.3.1.1 Principe

Dans ce travail, la plupart des résultats présentés seront obtenus par la méthode de l'analyse harmonique à partir des données de précipitations des sorties du modèle RegCM4 et les données satellitaires de comparaison ci-dessus. L'analyse dans le domaine de fré-

quence engage une représentation de la série de données en terme de contributions faites à différentes échelles de temps. En ceci, l'analyse harmonique consiste en la représentation des fluctuations ou variations en séries temporelles qui surviendrait en associant ensemble avec ses séries temporelles les fonctions cosinus et sinus (Wilks, 2019). Ces fonctions trigonométriques sont des harmoniques dans le sens où elles sont choisies pour avoir des fréquences d'exhibition intégrant un multiple de la fréquence fondamentale déterminée par la simple taille de la série temporelle. L'analyse harmonique permet au cycle journalier d'être quantifié et comparé.

2.3.1.2 Méthode de calcul

L'analyse harmonique ou analyse de Fourier étudie la représentation des fonctions ou signaux comme une superposition d'ondes de base. Ces ondes de base sont appelées harmoniques et analyser signifie décomposer un tout de ceci en ses éléments constituants. Il revient dans cette suite de détailler cela pour montrer la méthode de calcul. Le cycle diurne des précipitations est dans ce cas modélisé par la série temporelle Y_t au temps t de la fonction harmonique suivante :

$$Y_t = \sum_{n=0}^{+\infty} [a_n \cos(nwt) + b_n \sin(wt)] \quad (48)$$

$$Y_t = a_0 + \sum_{n=1}^{+\infty} [a_n \cos(nwt) + b_n \sin(wt)] \quad (49)$$

$$Y_t = a_0 + a_1 \cos(wt - \phi_1) + a_2 \cos(2wt - \phi_2) + \dots \quad (50)$$

Chaque série de données est constituée de n points représentés par :

$$Y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} \left\{ C_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} - \phi_k \right] \right\} \quad (51)$$

La fonction trouvée passe à travers chacun des n points en ajoutant ensemble à la série de $\frac{n}{2}$ fonctions harmoniques.

$$Y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^{\frac{n}{2}} \left\{ A_k \cos \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] - B_k \sin \left[\frac{2\pi kt}{n} \right] \right\} \quad (52)$$

avec \bar{y} la moyenne journalière de la série temporelle, la fréquence angulaire ω_k intégrant le multiple de la fréquence fondamentale ω_1 dont l'expression est :

$$\omega_k = \frac{2\pi k}{n} \quad (53)$$

On peut avoir la décomposition suivante permettant de faire apparaître les coefficients A_k et B_k qui sont les expressions de ces coefficients A_k et B_k de composante cosinus et sinus donnés par :

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (54)$$

et

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (55)$$

Les amplitude-phases pourraient être obtenues pour chaque harmonique avec C_k qui est l'amplitude de l'harmonique k tandis que :

$$C_k = \left[A_k^2 + B_k^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (56)$$

et ϕ_k qui est la phase de l'harmonique k :

$$\phi_k = \begin{cases} \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right); & \text{si } A_k > 0 \\ \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \pm \pi, \text{ ou } \pm 180^\circ; & \text{si } A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2}, \text{ ou } 90^\circ; & \text{si } A_k = 0 \end{cases} \quad (57)$$

2.3.1.3 Estimation de la quantité, de l'intensité et de la fréquence des précipitations diurnes

-a) Quantité de précipitations

C'est le cumul du taux de précipitation durant la période d'étude, qui est le produit de la fréquence d'intensité et le nombre de jours pour la période d'étude. C'est encore simplement la somme de la quantité des heures de précipitations.

$$a_n = \sum_{d=1}^D P_{dn} \quad (58)$$

a_n est la quantité totale de précipitation

P_{dn} est la quantité de précipitations horaire ou 3-horaire selon que nous avons les précipitations chaque heure ou trois heures.

D est le nombre de jours d'observations.

n est l'heure solaire locale (LST)

-b) Fréquence des précipitations

La fréquence d'occurrence est définie comme le pourcentage de toutes les heures de précipitations durant la période d'étude ayant une précipitation mesurable ($\geq 0,1 \text{ mm/h}$) pour les précipitations extrapolées à partir du pluviomètre et des observations du satellite.

$$f_n = \frac{\sum_{d=1}^D C_{dn}}{D} \quad (59)$$

f_n est la fréquence d'occurrence des précipitations

C_{dn} est le compteur des heures de précipitations mesurables. Ce qui est fait en respectant le critère suivant :

$$C_{dn} = \begin{cases} 1 \text{ si } P_{dn} \geq 0,1 \text{ mm/h} \\ 0 \text{ si } P_{dn} < 0,1 \text{ mm/h,} \end{cases} \quad (60)$$

-c) Intensité des précipitations

C'est le taux moyen au cours des heures de précipitations ou taux moyenné sur les heures de précipitation. En tant que tel, l'intensité de précipitation est considérée comme la force de précipitation et son expression est le suivant :

$$I_n = \sum_{d=1}^D C_{dn} \quad (61)$$

Afin d'obtenir les amplitudes et phases diurnes de l'analyse harmonique, la fréquence et la quantité doivent être normalisées à travers les expressions :

$$NF_n = \frac{24f_n}{\sum_{n=1}^{24} f_n} \quad (62)$$

NF est la fréquence normalisée des précipitations. Nous avons aussi :

$$NA_n = \frac{24a_n}{\sum_{n=1}^{24} d_n} \quad (63)$$

NA est la quantité normalisée des précipitations.

2.3.1.4 Estimation de la variance des précipitations diurnes

La similarité des variations diurnes peut être mesurée objectivement par le pourcentage de variance expliquée qui s'exprime comme suit :

$$e_k = \frac{0.5C_k^2}{y_{var}} \quad (64)$$

e_k est le pourcentage total de la variance journalière, y_{var} est définie comme la valeur de la variance de fréquence de 24-h ou de quantité de valeurs exprimant le thème harmonique qui est utilisé pour refléter comment les variations journalières peuvent être expliquées par ces harmoniques. On pourrait aussi exprimer cette variance ou la contribution moyenne (en %) de chaque heure de la journée aux quantités totales des précipitations de la manière suivante :

$$Var(\%) = \frac{RSS}{TSS} \times 100 = \left(1 - \frac{ESS}{TSS}\right) \times 100 = \left(1 - \frac{var(x - \bar{c})}{var(x)}\right) \times 100 \quad (65)$$

où la somme totale des carrés TSS est la somme des écarts au carré des valeurs proches de la moyenne ; la somme des carrés de régression RSS est la somme des différences au carré entre le cycle harmonique et la simple moyenne de l'échantillon, et la somme des erreurs au carré ESS est la somme des différences au carré entre les résidus et leur moyenne. Les méthodes ci-dessus sont référencées par Wilks (2019). \bar{c} est le cycle diurne moyen d'abord calculé sur toute la période (2002-2006) pour chaque série temporelle x (enregistrements satellitaires ou grille RegCM4.4). La variance expliquée Var par le cycle diurne (en %) est calculé comme le rapport entre la variance des résidus du cycle diurne moyen et la série temporelle brute.

2.3.2 Outil d'analyse : correction des biais d'un MCRs

De manière générale, les données de sortie des MCR_s ne peuvent être utilisées directement à des fins d'études d'impact à l'échelle régionale/locale, et ce en raison du fait qu'elles sont biaisées par rapport aux observations. La mise en œuvre d'une méthode de correction statistique des simulations climatiques est indispensable pour pouvoir comparer les résultats des projections avec le climat actuel ou passé et pour pouvoir calculer un grand nombre d'indicateurs climatiques basés notamment sur des seuils absolus. Ici, appliquons et validons une méthodologie pour corriger la sortie du modèle climatique afin de produire des champs cohérents en interne qui ont la même distribution d'intensité statistique que les observations. En ce sens, cette démarche est une correction de biais

statistique.

2.3.2.1 Définition du biais

Le biais peut être défini comme l'écart entre les données d'observation et les données de simulation.

L'écart ici est évalué en considérant la moyenne de l'ensemble, pour un mois cible et une échéance donnée. Le biais est calculé de la manière suivante pour une maille donnée :

$$Biais = \frac{\sum_{i=1}^N (P_S - P_O)}{N} \quad (66)$$

où P_S et P_O sont, respectivement, la moyenne des membres de simulation et l'observation. N est le nombre de réalisations sur la période d'évaluation. Les valeurs du biais ne sont pas bornées. Plus le biais est proche de 0, meilleure est la qualité de la correction. Un biais supérieur à 0 indique une surestimation des précipitations par rapport aux observations et une sous-estimation lorsque le biais est inférieur à 0.

2.3.2.2 Origines des biais dans un MCRs

Parmi les origines du biais, nous pouvons avoir :

-a) Conditions aux limites transférées du modèle global

Celles-ci sont causées par des erreurs du modèle systématique, la moyenne surfacique dans les cellules de la grille et la discrétisation.

-b) Propriétés de la surface insuffisamment résolues liées à la résolution spatiale

Les MCR_s peuvent être appliqués à la descente d'échelle dynamique des données de sortie des MCG_s . Les MCR_s fournissent des séries temporelles de variables climatiques à une plus petite échelle et partant des informations détaillées à l'échelle régionale. Toutefois, l'utilisation directe des simulations dans les études d'impact reste relativement difficile : en effet, les modèles d'impact demandent en général une résolution spatiale plus haute que celle dont les MCR sont capables ; et par conséquent, une correction des biais supplémentaire est souvent nécessaire.

-c) Erreur due à la résolution numérique

Les simulations à haute résolution de MCG ou de MCR à échelle réduite ont souvent des biais importants dans leurs estimations

-d) Paramétrisation interne du modèle

Dans les modèles les plus couramment utilisés pour l'évaluation d'impact, des erreurs systématiques se produisent encore en raison de la paramétrisation imparfaites, de discrétisation et de moyennage spatial dans les cases de la grille. Ces erreurs conduisent ainsi à la présence des biais.

2.3.2.3 Méthodes de correction des biais

La correction des biais passe par la détermination de quelques indices que nous pouvons répartir comme suit :

La validation de la méthodologie est effectuée à l'aide de champs de précipitations journalières, définis sur l'Afrique Centrale à partir du jeu de données du modèle climatique. La correction du biais est calculée à partir des données de 1991 à 2001, sans distinction entre les saisons, et appliquée aux données saisonnières de 2002 à 2012. Ainsi, trois étapes permettent une évaluation correcte de la méthodologie de correction des biais ; d'abord on infère un terme (ou facteur) de correction en utilisant une variable simulée et observée à partir d'une période de temps donnée, à savoir : la période de contrôle ; ensuite appliquer la fonction de transfert à une variable simulée d'une période différente, à savoir la période d'évaluation ; et enfin comparer les données corrigées dans la période d'évaluation avec des observations en utilisant différentes métriques statistiques . Dans l'étude, la période de contrôle va de 1991 à 2001 et la période d'évaluation de 2002 à 2012. Pour évaluer les compétences des différentes méthodes de correction de biais, un ensemble de métriques est utilisé pour quantifier la similitude entre les précipitations simulées, corrigées et observées. Toutes ces métriques sont présentées sous forme de carte de distribution spatiale et sous forme de cycles annuels ; ceci permet en fait de faciliter la comparaison quantitative et exhaustive des compétences des différentes méthodes avant l'évaluation de la performance des différentes méthodes de correction de biais. Pendant la période d'évaluation, nous validons d'abord si ces méthodes sont correctement mises en oeuvre, en les appliquant à des données brutes simulées pendant la période de contrôle.

Les données de sortie MCR_s sont également biaisées et ne fournissent souvent pas de conditions de contrôle réalistes. Afin de combler cet écart entre les informations nécessaires aux experts d'impact et les données MCR_s disponibles, des méthodes de correction des biais peuvent être mises en oeuvre (Collewet et Idier 2008). Les méthodes de correction des biais (ou débiaisage) fonctionnent en comparant les séries temporelles maillées

produites par le modèle à des séries temporelles issues d'observations. L'idée de départ des techniques de correction de biais est de corriger les données de sortie du modèle au moyen de données observationnelles. Bien entendu, la qualité et les caractéristiques générales des données disponibles affectent la qualité et la nature de la correction : étant donné le rôle important que jouent les données d'observations dans le processus, il pourrait être de bonne pratique d'analyser différents jeux de données sur la zone concernée afin de choisir le jeu le plus fiable et le plus approprié. De plus, il importe de considérer que la correction effectuée au moyen d'un jeu de données observationnelles implique également une descente d'échelle implicite à la même échelle que les données d'observations. Les méthodes de correction des biais reposent sur l'hypothèse puissante que les biais entre observations et modèles sont constants et par conséquent, indépendants de la période de contrôle (hypothèse de stationnarité) selon Robin (2018). Ainsi, selon cette hypothèse, le même algorithme de correction s'applique à la fois aux conditions climatiques actuelles qu'aux conditions climatiques futures (cette hypothèse se retrouve dans l'ensemble des démarches de descente d'échelle statistique). Parmi les méthodes de correction des biais couramment utilisées, nous noterons notamment :

- la méthode du delta,
- la méthode linéaire,
- la méthode quantile-quantile,
- la méthode de la variance,
- Weibull.

Mais dans ce travail, nous nous focaliserons plus sur deux méthodes précises :

-a) Méthode linéaire

La démarche linéaire fonctionne avec des valeurs de correction mensuelles basées sur les différences entre valeurs observées et valeurs simulées durant la période de référence (Lenderink et al. 2007). Par définition, des simulations de MCR corrigées durant la période de référence correspondront parfaitement au niveau de leurs valeurs moyennes mensuelles avec les observations. Le taux de précipitation est corrigé au moyen d'un facteur égal au rapport entre données moyennes mensuelles observées et données mensuelles simulées. Ainsi, pendant la période de contrôle selon Chen et al. (2011) on a :

$$p_c^*(d) = p_c(d) * \left[\frac{\bar{p}_{ref}(d)}{\bar{p}_c(d)} \right] \quad (67)$$

et

$$f_{cp} = \left[\frac{\bar{p}_{ref}(d)}{\bar{p}_c(d)} \right] \quad (68)$$

avec $p_c^*(d)$: précipitations journalières corrigés pendant la période de contrôle

$p_c(d)$: précipitations journalières non corrigés pendant la période de contrôle

$\bar{p}_{ref}(d)$: moyenne des précipitations journalières de référence,

$\bar{p}_c(d)$: moyenne des précipitations journalières pendant la période de contrôle,

f_{cp} : facteur de correction pour les précipitations.

On obtient pour la période d'évaluation

$$p_e^*(d) = p_e(d) * \left[\frac{\bar{p}_{ref}(d)}{\bar{p}_c(d)} \right] \quad (69)$$

soit

$$p_e^*(d) = p_e(d) * f_{cp} \quad (70)$$

avec $p_e^*(d)$: précipitations journalières corrigés pendant la période d'évaluation

$p_e(d)$: précipitations journalières non corrigés pendant la période d'évaluation

-b) Méthode de la variance

L'approche de la variance corrige à la fois la moyenne et la variance des séries chronologiques des précipitations (Delei et al. 2018). Dans une première étape, on corrige les précipitations en fonction de la méthode de mise à l'échelle linéaire. Ensuite, ces dernières corrigées en moyenne sont décalées vers une moyenne pour un mois donné sur toutes les années; ensuite, les écarts types sont mis à l'échelle par le rapport entre l'observé et la période de contrôle.

À la dernière étape, les données corrigées de contrôle et d'évaluation sont décalées en arrière en utilisant la moyenne corrigée de l'étape 1.

Nous pouvons ainsi écrire comme suit les relations de correction de biais pour les précipitations par la méthode de la variance pour la période de contrôle (Teutschbein et Seibert 2012).

$$P_c^{*1}(d) = P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] \quad (71)$$

$$f_{cp} = [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] \quad (72)$$

$$P_c^{*1}(d) = P_c(d) + f_{cp} \quad (73)$$

$$P_c^{*2}(d) = P_c^{*1}(d) - (\bar{P}_{ref}(d)) \quad (74)$$

$$P_c^{*3}(d) = P_c^{*2}(d) * \left[\frac{\bar{P}_{ref}(d)}{\bar{P}_c^{*2}(d)} \right] \quad (75)$$

d'où

$$P_c^*(d) = P_c^{*3}(d) + \bar{P}_c^{*1}(d) \quad (76)$$

la correction des biais pour les précipitations par la méthode de la variance en fonction des données non corrigées sera :

$$P_c^*(d) = P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] - \overline{P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]} * \left[\frac{\bar{P}_{ref}(d)}{P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] - \overline{P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]} + \overline{P_c(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]}} \right] \quad (77)$$

De même, pour la période d'évaluation, on aura :

$$P_e^{*1}(d) = P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] \quad (78)$$

$$f_{cp} = [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] \quad (79)$$

$$P_e^{*1}(d) = P_e(d) + f_{cp} \quad (80)$$

$$P_e^{*2}(d) = P_e^{*1}(d) - (\bar{P}_{ref}(d)) \quad (81)$$

$$P_e^{*3}(d) = P_e^{*2}(d) * \left[\frac{\bar{P}_{ref}(d)}{\bar{P}_e^{*2}(d)} \right] \quad (82)$$

d'où

$$P_e^*(d) = P_e^{*3}(d) + \bar{P}_e^{*1}(d) \quad (83)$$

En fonction des données non corrigées, on aura :

$$P_e^*(d) = P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] - \overline{P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]} * \left[\frac{\bar{P}_{ref}(d)}{P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)] - \overline{P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]} + \overline{P_e(d) + [\bar{P}_{ref}(d) - \bar{P}_c(d)]}} \right] \quad (84)$$

2.3.3 Outils statistiques d'évaluation

Les outils d'évaluations sont ici l'ensemble des techniques mathématiques appliquées sur notre phénomène pour lequel une étude exhaustive de tous les facteurs est impossible, à cause de leur grand nombre ou de leur complexité. Ceci permet d'organiser, résumer et présenter les paramètres étudiés. À partir des scores obtenus, ceux-ci seront la base de l'analyse exploratoire de ces paramètres, étape clé pour examiner en détails, les maîtriser, afin d'aboutir à des procédures décisionnelles élaborées. Les différents outils utilisés pour évaluer la performance du modèle par rapport à l'objet d'étude de travail sont les suivantes.

2.3.3.1 L'Erreur Quadratique Moyenne (EQM)

L'Erreur Quadratique Moyenne (EQM) est un score qui estime l'écart moyen entre la simulation et l'observation. Il pénalise souvent les écarts plus importants, puisque les écarts sont considérés au carré. L'EQM varie entre 0 et l'infini et se calcule de la manière suivante pour une maille :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N (P_{(M,E)m} - O_{(M)m}) \right)^2} \quad (85)$$

où $O_{(M)m}$ et $P_{(M,E)m}$ sont, respectivement, la valeur observée et la moyenne des membres de simulation, pour l'échéance associée E et pour une maille m. N est le nombre de réalisations sur la période d'évaluation. On détermine alors l'EQM médian pour toute l'Afrique Centrale (médiane de l'ensemble des mailles).

Plus l'EQM est faible, meilleure est la qualité de la correction.

2.3.3.2 L'indice d'Accord (IA)

L'indice d'Accord (IA) (Willmott et Wicks, 1980; Willmott, 1981) indique les forces du modèle et compare les estimations du modèle ($S_i; i = 1, 2, \dots, n$) avec les observations correspondantes ($O_i; i = 1, 2, \dots, n$). Il peut être écrit selon Willmott et al. (2012).

$$IA = \begin{cases} 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |S_i - O_i|}{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \mu|}, & \text{quand } \sum_{i=1}^n |S_i - O_i| \leq 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \mu| \\ \frac{2 \sum_{i=1}^n |O_i - \mu|}{\sum_{i=1}^n |S_i - O_i|} - 1, & \text{quand } \sum_{i=1}^n |S_i - O_i| > 2 \sum_{i=1}^n |O_i - \mu|, \end{cases} \quad (86)$$

où μ est la moyenne de la variable d'observation O_i et S_i étant la variable de simulation.

2.4 Conclusion

Parvenu au terme de ce chapitre où il était question pour nous de présenter la zone d'étude, la topographie, les caractéristiques du couvert végétal, les données utilisées, de la description et du fonctionnement de RegCM4.4 afin d'obtenir les précipitations simulées ainsi que la méthodologie de correction des biais à savoir la méthode linéaire et la méthode de variance; l'analyse harmonique pour les caractériser le cycle diurne des précipitations. Après avoir fait tout ceci, il est question maintenant de passer à la production des résultats qui sera ainsi l'objet du chapitre 3.

RÉSULTATS ET DICUSSION

Dans ce chapitre subdivisé en deux parties, nous présentons les différents résultats obtenus lors de nos simulations afin d'améliorer la simulation des précipitations en AC. La première partie se concentre sur le cycle diurne des précipitations en traitant de sa caractérisation régionale dans le modèle et de ses implications sur le climat. La deuxième partie met en évidence l'évaluation de la performance du modèle à reproduire les précipitations saisonnières et annuelles observées à travers des méthodes améliorées de correction des biais des précipitations simulées sur l'AC.

3.1 Caractéristiques spatiales de la quantité, fréquence et intensité des précipitations

Les caractéristiques spatiales de la quantité, de la fréquence et de l'intensité des précipitations journalières sont étudiées. La figure 23 compare les distributions spatiales des précipitations (l'intensité, la quantité et la fréquence) pendant la saison JJAS issues du modèle RegCM ainsi que les données de référence TRMM-3B42 et Produits PERSIANN. La quantité de précipitations, l'intensité, et la fréquence sont obtenues en mm, mm/h et en pourcentage, respectivement. Dans l'ensemble, la distribution en AC la fréquence des précipitations simulée est remarquablement bien reproduite, quelles que soient les sous-régions prises en compte, bien qu'une certaine surestimation importante dans les latitudes supérieures à 0° par rapport aux produits TRMM soit identifiée. Sur le continent, ces produits sont généralement inférieurs à ceux de PERSIANN en termes de quantité de précipitations, ce qui pourrait en partie résulter des différentes façons de mener les techniques d'analyse pour la production des ces données de référence. En effet, dans PERSIANN, un réseau de neurones est utilisé pour produire les précipitations à partir d'images infrarouges de satellites géosynchrones mondiaux, alors que dans les données TRMM-3B42, les estimations des précipitations sont utilisées pour ajuster les estimations infrarouges des observations infrarouges nationales.

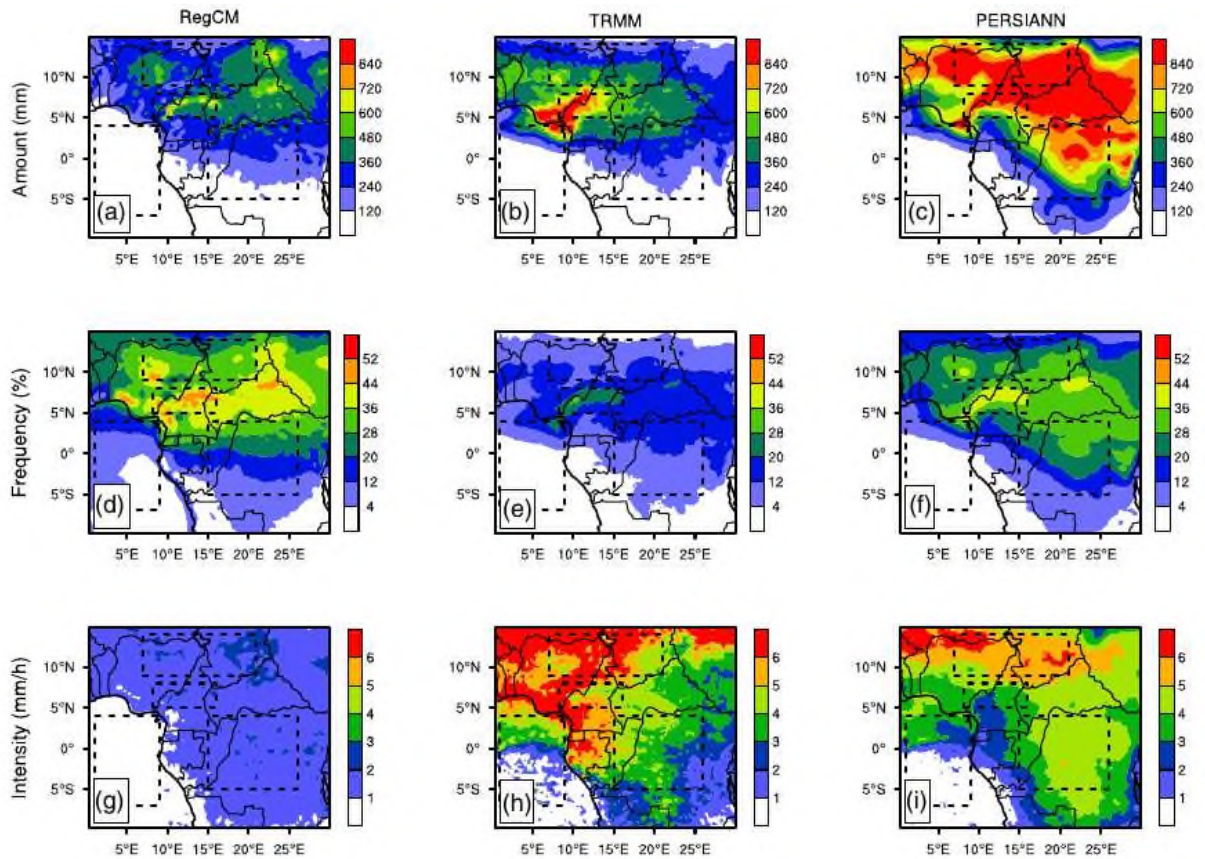


FIGURE 23 – Distributions spatiales pendant la saison JJAS de (a,b,c) quantité précipitation (mm), (d,e,f) fréquence (%), et (g,h,i) intensité (mm/h). RegCM (colonne 1), TRMM (colonne 2) et PERSIANN (colonne 3). Les boîtes noires en pointillés délimitent les régions Sa, AO, CH et BC telles que définies dans cette étude.

La quantité de précipitations issue de RegCM (Fig.23-a) avec des valeurs d'environ 720 mm en AC sont courantes dans les produits TRMM (Fig.23-b), mais les produits PERSIANN (Fig.23-c) révèlent des écarts substantiels entre ces ensembles de données. À l'exception de la sous-région de l'Océan Atlantique, ces écarts sont caractérisés par de fortes précipitations sur les sous-régions continentales. Cette tendance de la quantité de précipitations du modèle est proche de TRMM et sous-estimée par rapport à PERSIANN, est assez différente lorsqu'on observe l'intensité des précipitations (Fig.23d-f). Pendant ce temps, l'intensité des précipitations RegCM (Fig.23-g) est toujours sous-estimée sur les sous-régions atlantiques et continentales.

L'Indice d'accord (IA) et l'Erreur quadratique moyenne (EQM) correspondant entre le modèle et les données de référence sont présentés dans les tableaux 3 et 4.

Tableau 3 – Indice d’Accord (IA) entre les simulations et les références de la quantité, la fréquence et l’intensité des précipitations en Afrique Centrale ainsi que les deux sous domaines d’étude.

Région	Quantité		Fréquence		Intensité	
	TRMM	PERS	TRMM	PERS	TRMM	PERS
AC	0,66	0,61	-0,03	0,63	0,71	0,73
Sa	0,44	0,27	-0,62	0,25	-0,32	-0,30
CH	0,42	0,40	-0,36	0,29	-0,37	-0,17
CB	0,66	0,33	-0,08	0,58	0,03	-0,34
AO	0,69	0,68	0,55	0,52	0,74	0,65

Tableau 4 – EQM (unités : mm/h pour la quantité, % pour la fréquence et mm/h pour l’intensité) entre les caractéristiques simulées et de référence des précipitations.

Région	Quantité		Fréquence		Intensité	
	TRMM	PERS	TRMM	PERS	TRMM	PERS
CA	0,26	0,60	15	7	297,16	219,47
Sa	0,16	0,95	21	7	4,34	3,80
CH	0,59	0,72	21	9	3,99	2,07
CB	0,08	0,67	10	4	2,00	2,48
AO	0,31	0,23	4	4	562,34	448,13

Ces résultats sont illustrés dans les tableaux 3 et 4 qui montrent la différence entre les précipitations simulées et dérivées des satellites pour la quantité, fréquence et intensité pour l’ensemble du domaine et les quatre sous-régions en termes d’IA et de RMSE, respectivement. IA (RMSE) est généralement plus élevé (inférieur) avec TRMM que PERSIANN pour la quantité de précipitations et inversement ; IA (RMSE) est généralement plus faible (plus élevée) avec TRMM que PERSIANN pour la fréquence des précipitations. Plus précisément, les IA enregistrés pour l’ensemble de la zone d’étude sont de 0,66 (0,61) pour les précipitations quantité et 0,71 (0,73) pour l’intensité des précipitations avec TRMM (PERSIANN) comme données de base. Ces valeurs sont à prendre avec précaution car la topographie de l’ensemble de la région est assez différente lorsqu’on passe d’une sous-région à une autre. En effet, ces paramètres statistiques sont de 0,44 (0,27), 0,42 (0,40) et 0,66 (0,33) pour Sa, CH et CB sous-régions pour la quantité de précipitations, respectivement. Pour l’intensité des précipitations, ces valeurs sont diminuées à la fois avec les données de référence et bien plus avec PERSIANN (Tableau 4). Ces résultats suggèrent que dans RegCM, la quantité de précipitations est plus systématiquement

dépendent de la topographie que l'intensité des précipitations ce qui n'est pas bien simulé. Comme l'ont également souligné Zhou et al. (2008), ces deux produits satellitaires montrent que l'utilisation des données de référence mentionnées ci-dessus pour améliorer l'échantillonnage ne modifient pas significativement l'intensité et la fréquence moyennes et que les variations spatiales de la quantité moyenne des précipitations proviennent généralement de la fréquence des précipitations plutôt que de leur intensité. Ce résultat suggère que l'intensité des précipitations simulées peut être liée à des précipitations à grande échelle qui à leur tour ne sont pas bien prises en compte par RegCM4 comme souligné par Komkoua Mbienda et al. (2017a). De plus, en regardant la carte topographique de la zone d'étude présentée au chapitre 2 (figure 17), ainsi que Fig.23-g, on peut en déduire qu'une amélioration du schéma de surface dans le modèle peut induire une meilleure représentation de la simulation des précipitations.

L'ensemble des distributions de la fréquence des précipitations sont également similaires aux produits satellitaires tout comme les sorties des RegCM et elles sont comparables à ceux de la quantité moyenne de précipitations principalement sur les trois sous-régions de la zone continentale, bien que PERSIANN présente une quantité supérieure que les deux autres produits. La fréquence des précipitations la plus élevée (plus de 50%) et la quantité (supérieure à 600 mm) sont observées dans la zone de haute altitude (en particulier sur la sous-région CH), suggérant que la topographie joue un rôle majeur dans la fréquence et la quantité qu'en intensité. De plus, les précipitations du modèle RegCM en terme d'intensité sont moins comparables à ceux de la quantité et de la fréquence des précipitations. Cela implique que la quantité des précipitations est définie par la fréquence à laquelle il pleut à différentes régions de la zone d'étude. Ce constat est assez différent de celui obtenu dans les travaux de Dai et al. (2007) menés sur l'est de la Chine. En effet, ils ont constaté que la fréquence et l'intensité contribuent à la variation diurne de la quantité de précipitations.

3.2 Cycles diurnes de la quantité, intensité et fréquence des précipitations

Les analyses ci-dessus montrent que les distributions spatiales diurnes des précipitations sont principalement déterminées par la fréquence à laquelle il pleut plutôt que par l'intensité des pluies dans divers régions en AC. Avant d'analyser les distributions spatiales de la variance, phase et amplitude des pics du cycle diurne de l'intensité, de la quantité

et de la fréquence moyennes des précipitations des années 2002-2006, la figure 24 compare pour la période d'étude le cycle diurne moyen des précipitations JJAS (mm/h) de RegCM et des deux satellites de données de référence.

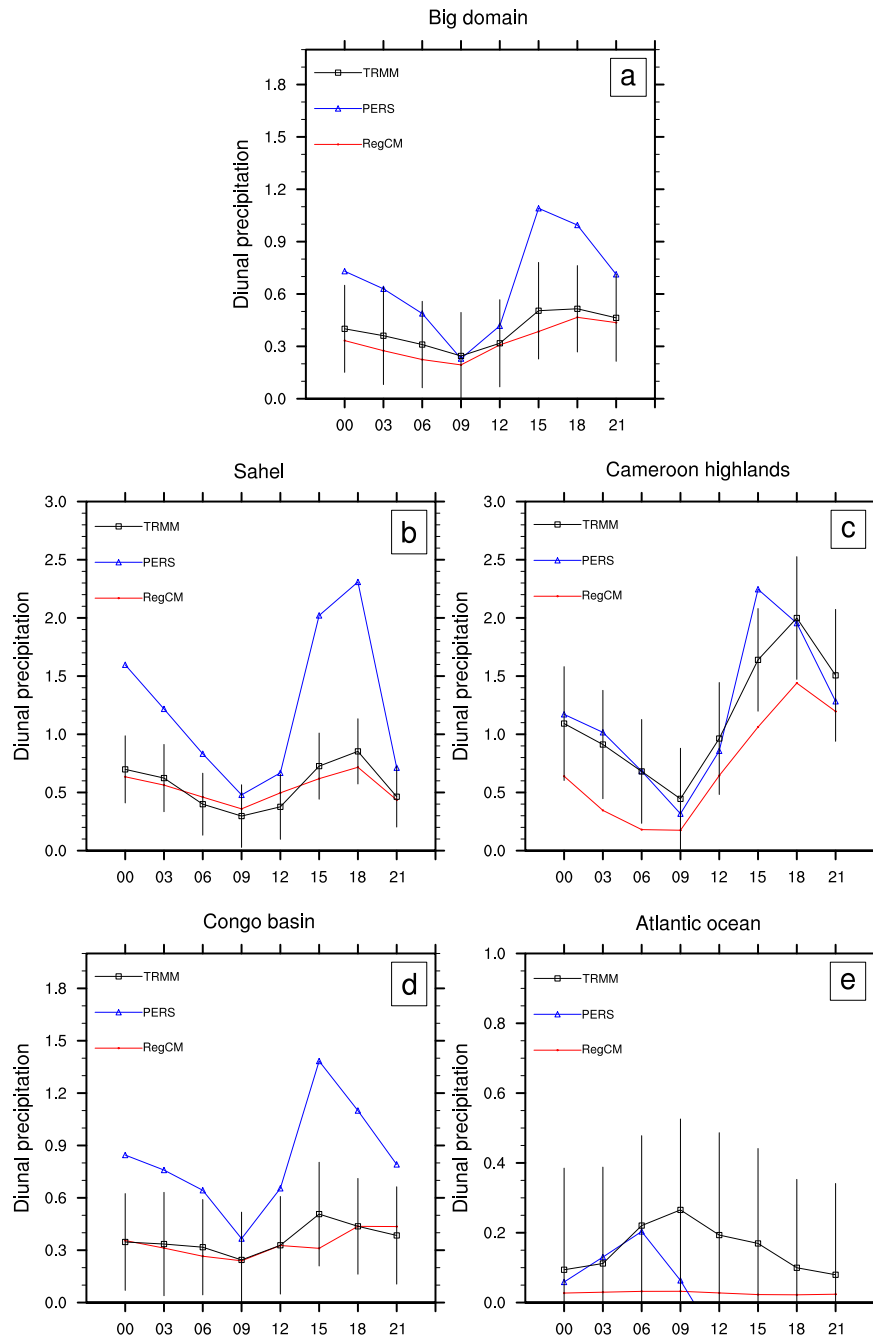


FIGURE 24 – Moyenne du cycle diurne (mm/h) des précipitations en AC et dans les quatre sous-régions pendant la saison JJAS. Les données de référence : TRMM (noir), PERSIANN (bleu) et les données du modèle RegCM (rouge).

À l'exception de la sous-région OA, les simulations RegCM montrent des distributions

qui ressemblent à celles des données satellitaires, bien qu'elles sous-estiment généralement les précipitations JJAS à chaque période de 3 heures comparée aux produits PERSIANN. Cet handicap du modèle à reproduire les précipitations diurnes sur l'océan est certainement dû non seulement à l'activité convective qui n'est pas bien décrite par le schéma convectif choisi, mais également à la fluctuation sur 24 heures de la température de surface de la mer (SST), puisque le cycle diurne de la fluctuation des précipitations océaniques est fortement lié à la variabilité de la SST (Yang et Slingo, 2001). Dans ce dernier cas, pour améliorer la variabilité sur 24 heures des précipitations océaniques, la couche de mélange océanique, schéma incorporant la variabilité sur 24 heures de la SST (Noh et al. 2002, Stephens et al. 2005) pourrait être utilisée dans RegCM. RegCM culmine toujours en fin d'après-midi vers 18h00, heure solaire locale (LST), tandis que les produits satellites culminent vers 1500 ou 1800 LST. Les figures 25-27 comparent les cycles diurnes de 2002-2006 pour la saison JJAS de la quantité, intensité et fréquence des précipitations, des simulations RegCM4, TRMM et PERSIANN à chaque heure LST sur l'ensemble du domaine d'étude et les quatre sous-régions.

L'intensité des précipitations dérivée du modèle (Fig. 26) est généralement inférieure à celle des mesures satellitaires de pluie sur l'AC et pour les différentes sous-régions, à l'exception des hauts plateaux du Cameroun (1800 LST). Comme illustré à la figure 24, les ensembles de données du modèle et de référence représentent de grands pics autour de 1800 LST dans la sous-région du Sahel et un pic plus prononcé vers 1500 LST au niveau des hauts plateaux du Cameroun et du bassin du Congo. Ces caractéristiques sont également rapportées dans la quantité et la fréquence de la variabilité sur 24 heures.

En général, les précipitations durant la saison JJAS sur le Sahel et la sous-région CH ont quelques pics de fréquence et de quantité des précipitations un vers 0900 LST (le matin) et un autre vers 1800 LST (en fin d'après-midi). La quantité de précipitations diurnes représente la majeure partie de la variation diurne pour les données de référence ainsi que pour les données RegCM4. Étant donné que la qualité du produit PERSIANN est moins supérieure à celui de TRMM dans la mesure de la quantité de pluie (Dai et al. 2007), les résultats montrent clairement que le modèle RegCM peut être utilisé pour simuler la quantité des précipitations dans les régions de l'AC. Comme le montrent les figures ci-dessus, les tendances générales de la fréquence et la quantité des précipitations sont assez similaires. On peut donc en déduire que la variation diurne de la quantité de précipitations est déterminée par la fréquence à laquelle il pleut à chaque instant sur la zone d'étude. Dans l'ensemble, RegCM a des fortes difficultés à représenter les distributions et les temps réels de pics maximum d'intensité des précipitations sur toutes

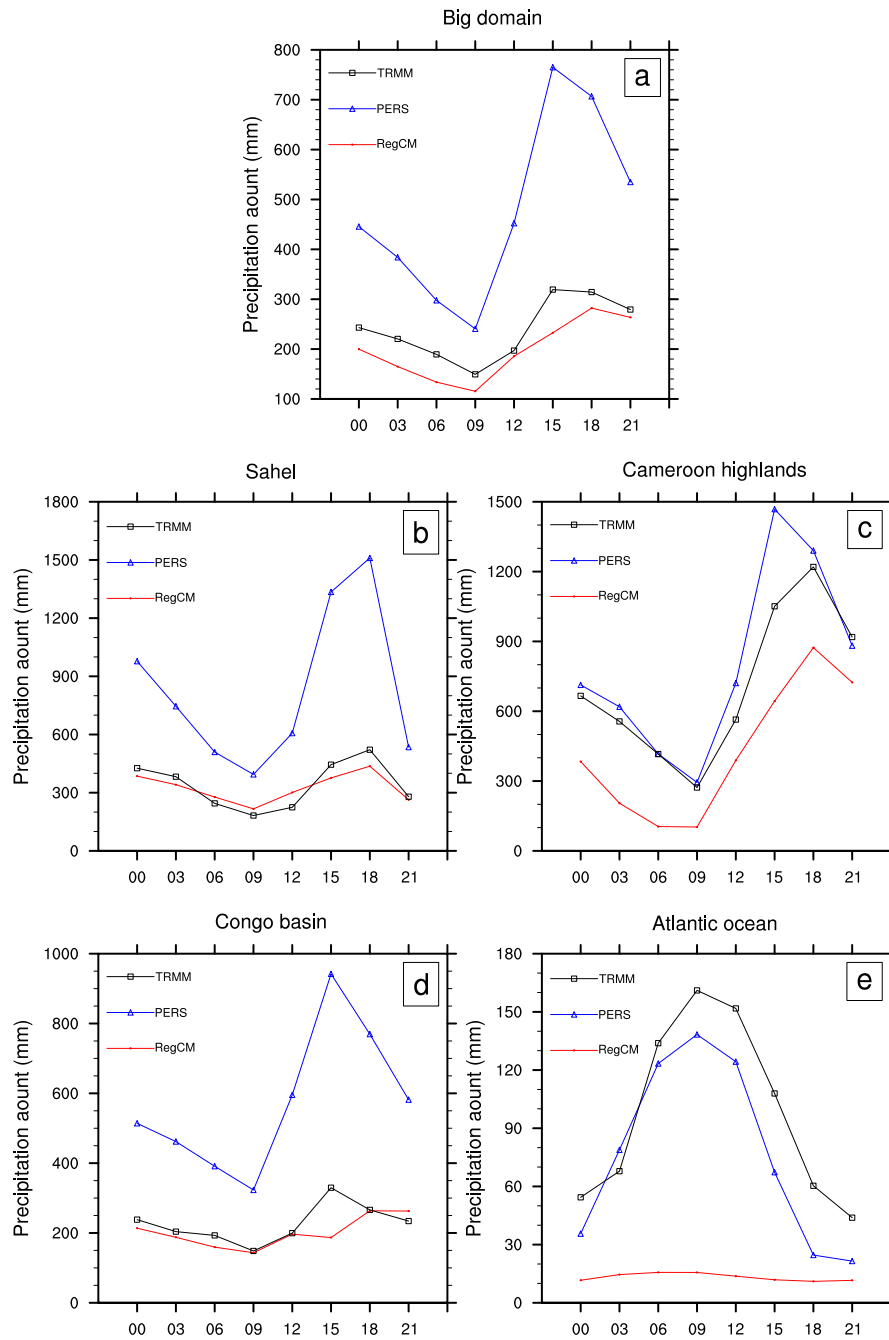


FIGURE 25 – Moyenne du cycle diurne de la quantité (mm) des précipitations en AC et dans les quatre sous-régions pendant la saison JJAS. Les données de référence : TRMM (noir), PERSIANN (bleu) et les données du modèle RegCM (rouge).

les sous-régions bien qu'il soit capable de reproduire les modèles et les pics du cycle diurne de la fréquence et quantité des précipitations. Ces difficultés sont strictement liées à l'insuffisance intrinsèque du RegCM dans la représentation de la distribution réelle de l'intensité des précipitations. Ce constat est proche de celui de Dai et al. (1999) qui ont

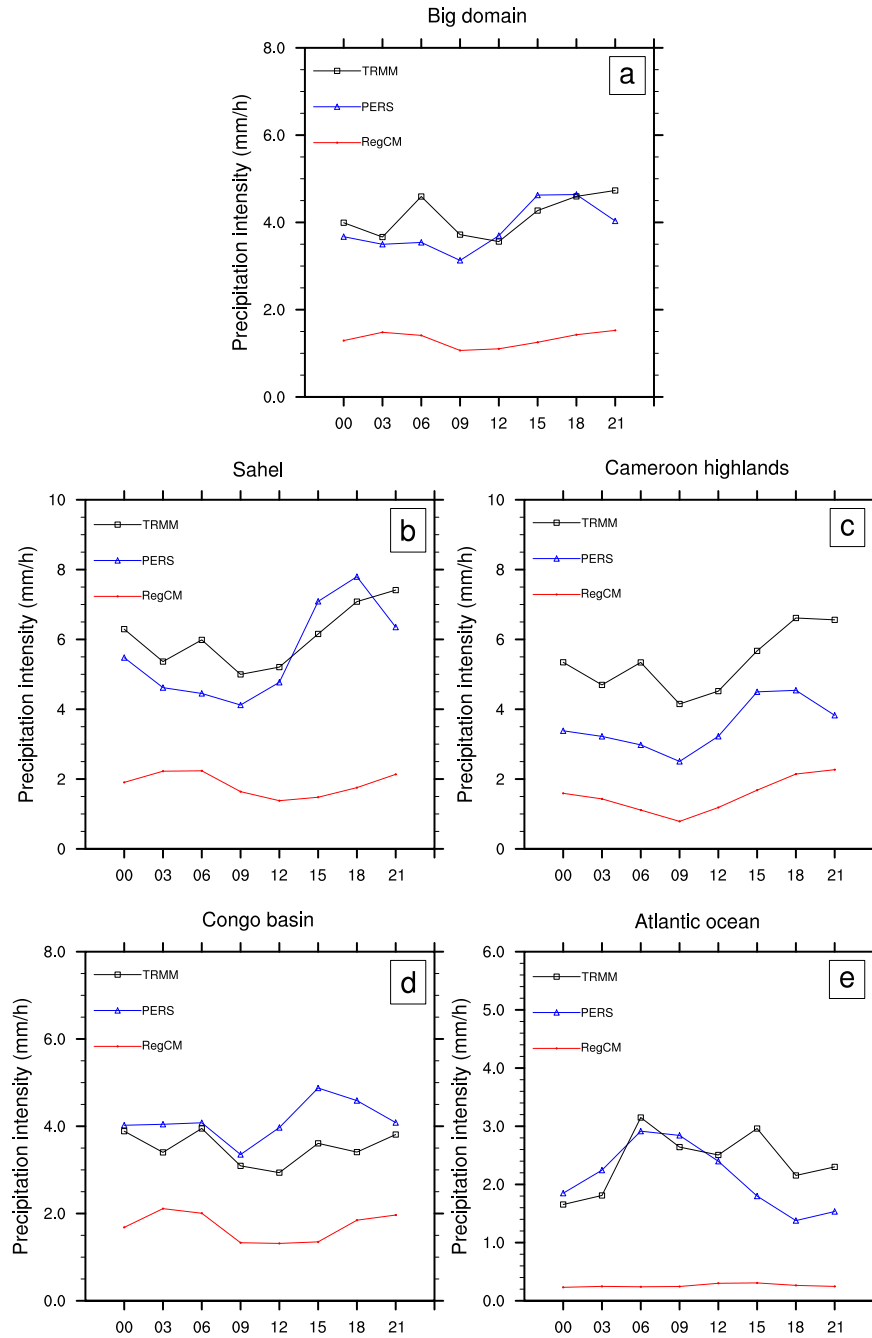


FIGURE 26 – Identique à la figure 25, mais pour l'intensité (mm/h) des précipitations.

constaté que RegCM produit trop de turbidité, ce qui réduit le rayonnement solaire en surface et donc le pic de réchauffement diurne à la surface.

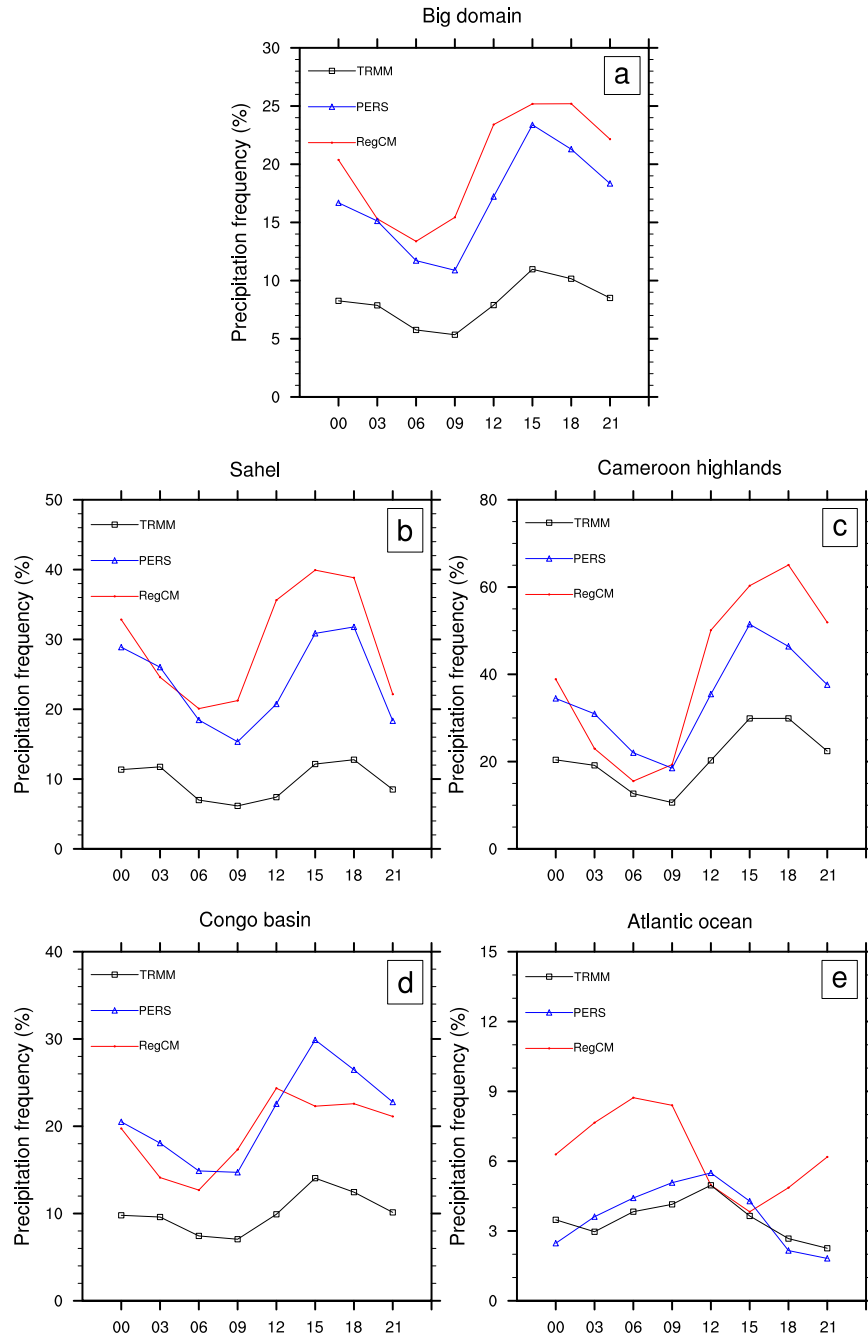


FIGURE 27 – Identique à la figure 25, mais pour la fréquence (%) des précipitations.

3.3 Variance, amplitude et phase du cycle diurne de la distribution spatiale des précipitations

Outre l’analyse des caractéristiques des précipitations des cycles diurnes ci-dessus, leur distributions de phase, d’amplitude et de variance sont également calculées et analysées.

En effet, les caractéristiques des distributions spatiales d'amplitude, variance et phase de l'activité diurne (24h) de la quantité, fréquence et intensité des précipitations sont estimées. Les figures 28 à 30 montrent le pourcentage de variance, d'amplitude et de phase (heure du pic) des cycles diurnes des précipitations (quantité, fréquence et intensité) à partir des données RegCM, TRMM et PERSIANN.

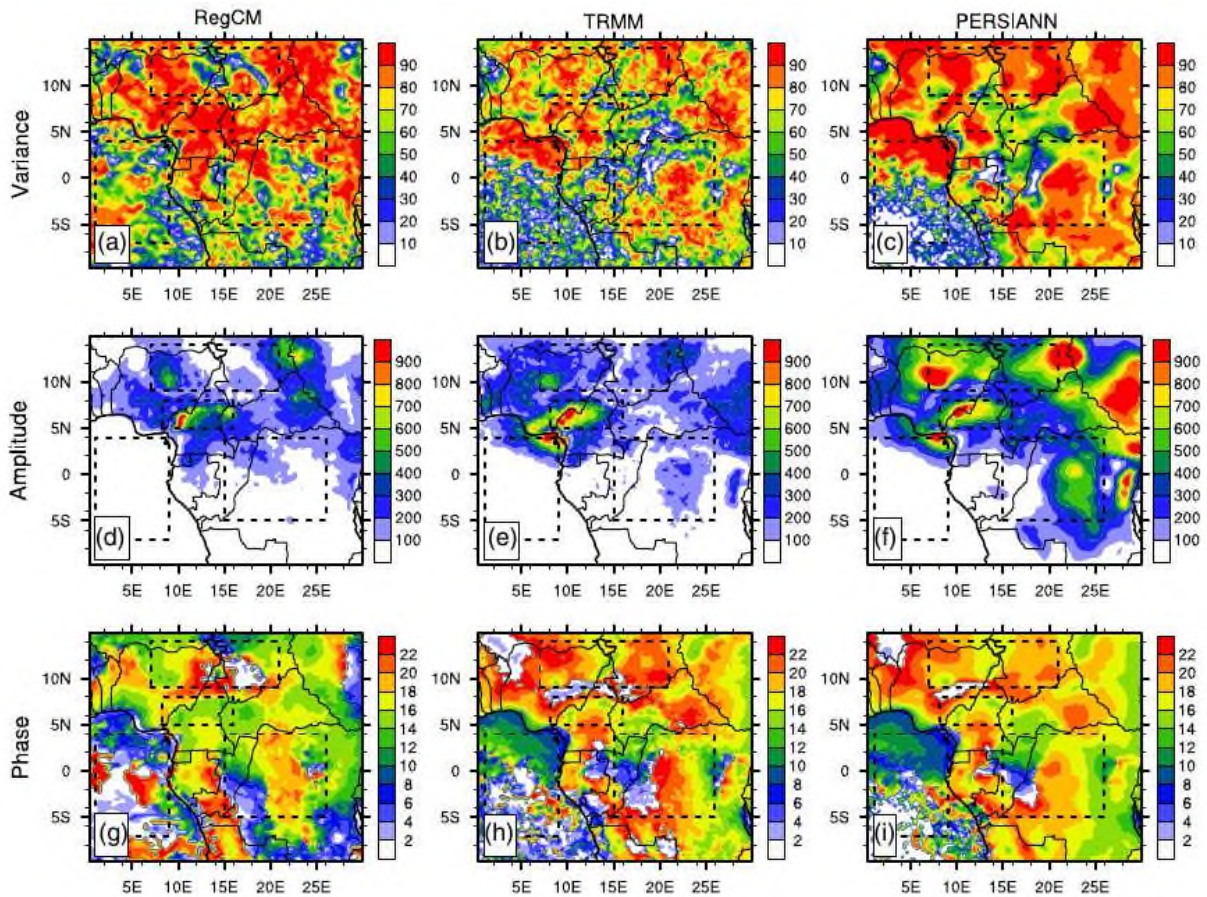


FIGURE 28 – Distributions spatiales pendant la saison JJAS de la (a, b, c) variance ($\text{mm}^2 \cdot \text{h}^{-2}$), (d, e, f) amplitude (mm) et (g, h, i) phase (h) pour la quantité des précipitations. RegCM (colonne 1), TRMM (colonne 2) et PERSIANN (colonne 3). Les boîtes noires en pointillés délimitent les régions Sa, AO, CH et BC telles que définies dans cette étude.

Les variances obtenues dans les figures 28-a,b et figures 29-a,b montrent que le premier harmonique de la transformation de Fourier est adéquat pour représenter les principales caractéristiques de la pluie sur 24 heures. Les précipitations de ce premier harmonique représentent au moins 85% de la variance quotidienne en AC, y compris les quatre sous-régions.

Ce résultat est vrai à la fois pour les simulations du modèle et les produits satellitaires. Comme prévu, le premier harmonique ne peut pas bien représenter la variation diurne de

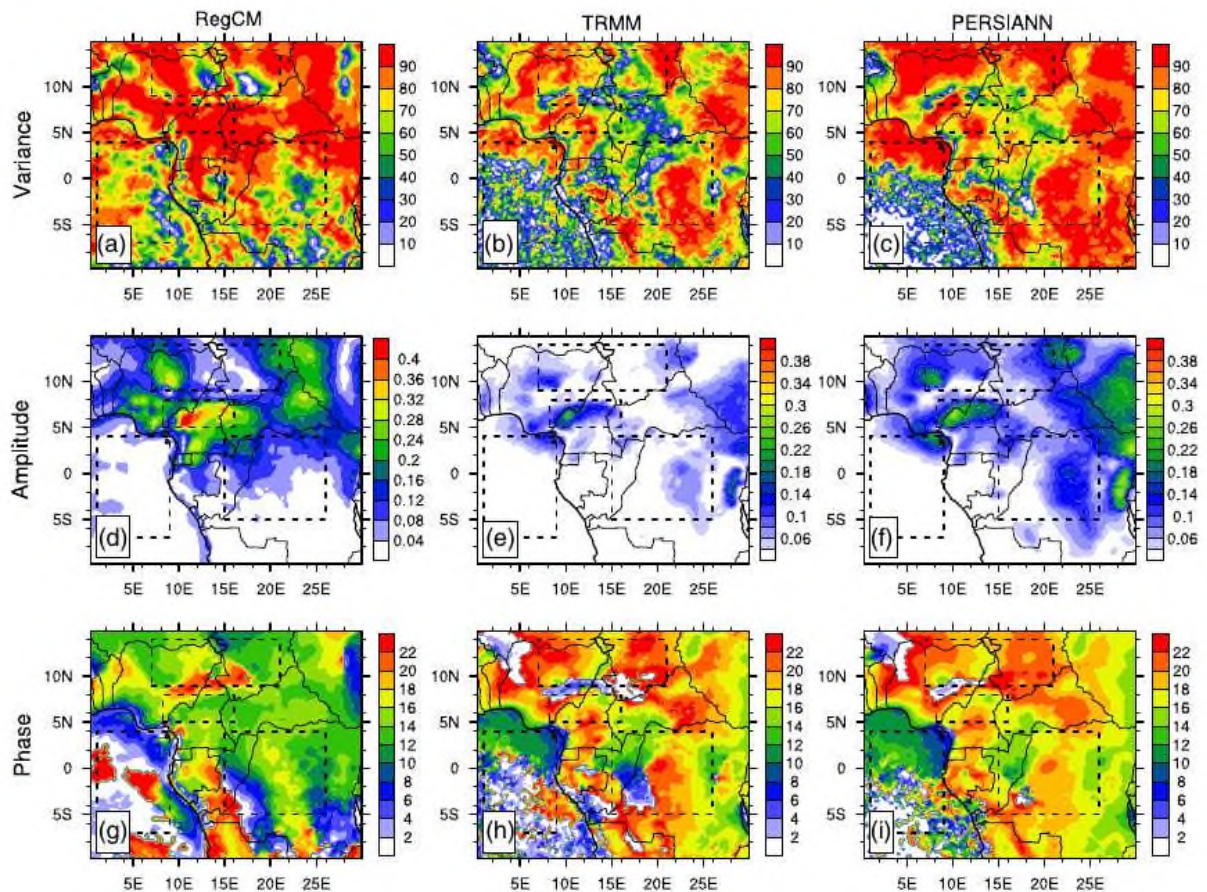


FIGURE 29 – Identique à la figure 28, mais pour les fréquences (%) des précipitations.

l'intensité des précipitations. Comme indiqué dans la section ci-dessus, cette déficience de RegCM pourrait être fortement liée à son incapacité intrinsèque à simuler une distribution réelle de l'intensité des précipitations. RegCM ne reproduit pas la phase exacte de la quantité et de la fréquence des précipitations bien qu'il semble être capable de reproduire les distributions de l'amplitude des précipitations par rapport à TRMM. Sur les hauts plateaux du Cameroun, les pics sont pratiquement atteints vers 1200-1400 LST, soit près de 4 h plus tôt. Globalement, comparé à TRMM et PERSIANN, le modèle simule trop tôt la phase de la quantité et de la fréquence des précipitations. Cet écart est plus net dans les sous-régions Sa, CH, CB. C'est un phénomène bien connu que l'on retrouve dans de nombreux autres modèles régionaux existants. En fait, plusieurs études ont déjà suggéré que, trop fréquemment les précipitations convectives entraînent des pics précoces en raison d'un déclenchement trop sensible de la convection (par exemple (Shin et al. 2007) puis (Rio et al. 2009)), puisque les précipitations convectives contrôlent presque toute l'activité pluviométrique sur la région AC (Komkoua Mbienda et al. 2017a). L'amplitude du cycle diurne dérivée de RegCM doit également être évaluée en plus de la phase diurne.

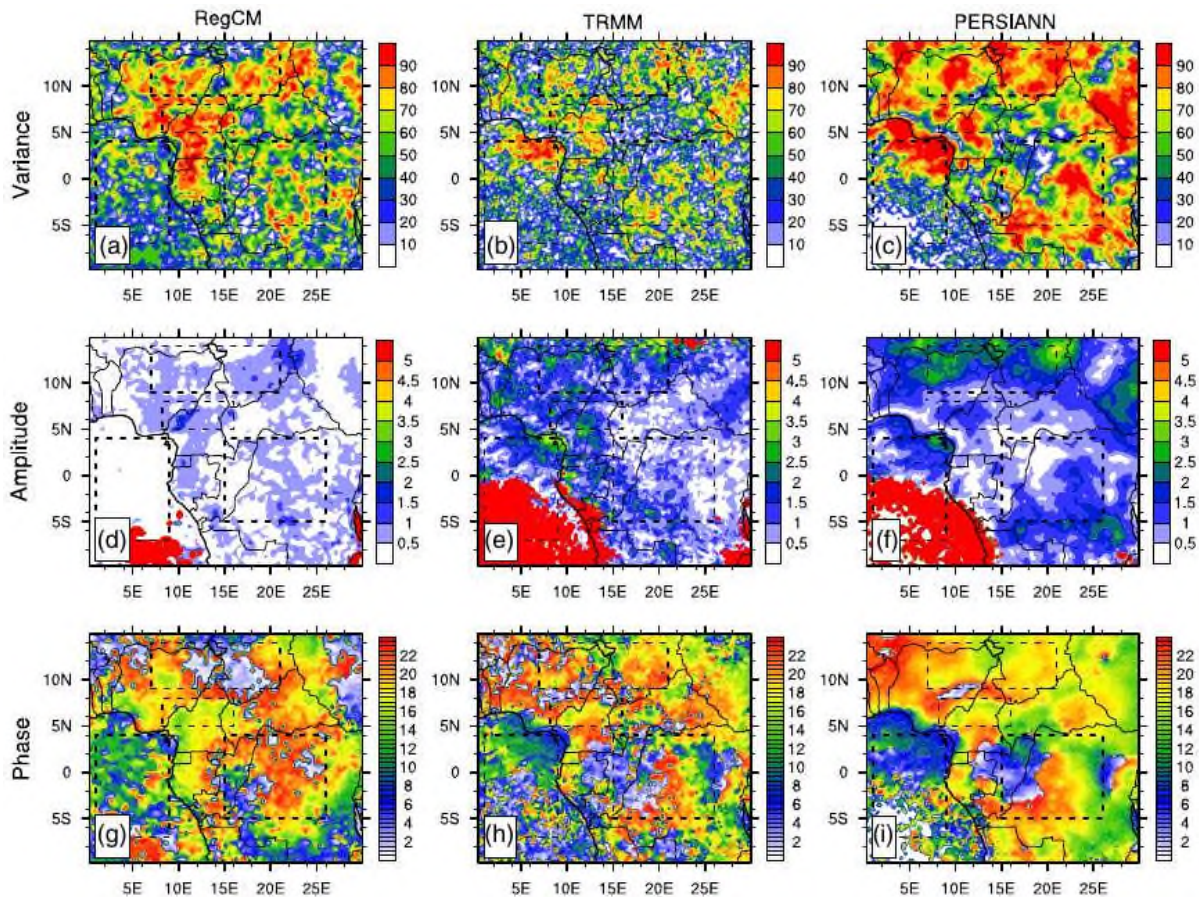


FIGURE 30 – Identique à la figure 28, mais pour l'intensité (mm/h) des précipitations.

Comme indiqué précédemment, les données RegCM démontrent que les amplitudes des précipitations sont équivalentes à celles des produits TRMM sur l'ensemble de la zone d'étude (figure 28-d,e), avec les valeurs les plus élevées du cumul (900 mm) enregistrées dans la sous-région CH. Ce résultat ne garantit pas un bon accord de l'amplitude de 24 heures RegCM pour l'intensité et la fréquence des précipitations, comme le montrent les figures 29 et 30. La figure 30-d montre la sous-estimation de l'amplitude de l'intensité des précipitations pour le modèle par rapport aux deux produits satellitaires. Ces produits montrent que l'amplitude de l'intensité des précipitations a des valeurs ne dépassant pas 3 mm/h sur la région continentale et des distributions similaires d'amplitude de la quantité et fréquence des précipitations. Les amplitudes obtenues par PERSIANN sont légèrement supérieures à celles de TRMM. Sur les régions avec une grande amplitude de précipitations, telles que Hauts plateaux du Cameroun (figure 28d-f), la fréquence représente également de grandes amplitudes de 24 heures (figure 29d-f). La comparaison des cycles de 24 heures entre la quantité et la fréquence des précipitations révèle une similitude étroite, soulignant que la variation sur 24 heures de la quantité de précipitations

résulte de leur fréquence. Les analyses ci-dessus préconisent que le cycle diurne de la quantité de précipitations simulées est plus lié par la fréquence que par l'intensité.

3.4 Cycle annuel des moyennes mensuelles des pluies

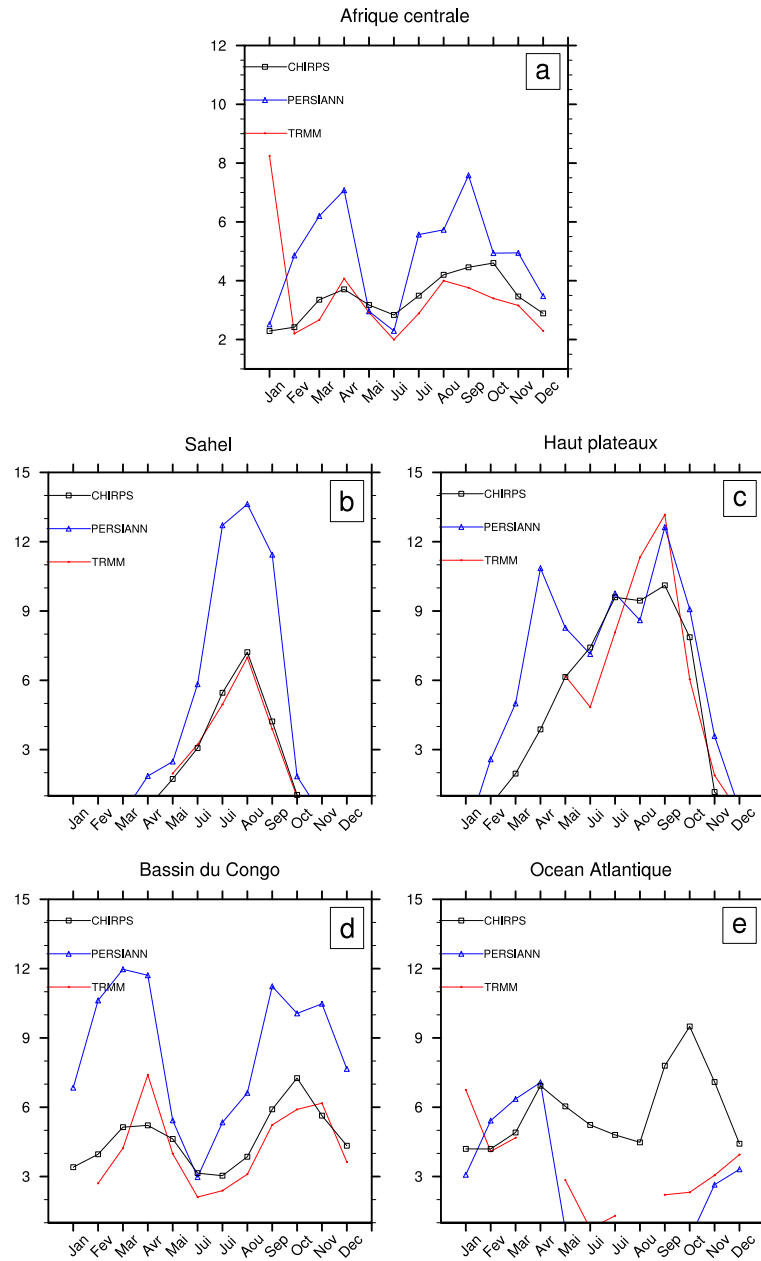


FIGURE 31 – Cycle annuel des précipitations mensuelles (mm/j) issues des données satellitaires pour la période 2002-2006 en AC et dans les quatre sous-zones. CHIRPS (noir), PERSIANN (bleu) et TRMM (rouge).

Le cycle annuel des précipitations en AC et dans quatre sous-régions est illustré à la figure 31. Le cycle annuel observé des précipitations sur l'Afrique Centrale représente les précipitations influencées par le passage de la (ZCIT), avec les précipitations maximales en avril et en septembre (Fig. 31-a). Tous les ensembles de données (PERSIANN, TRMM et CHIRPS) sont présentés et concordent bien entre eux, avec seulement une grande surestimation des précipitations par PERSIANN dans tout le cycle et des deux pics annuels (Fig. 31-a). Exceptées les autres données satellitaires, TRMM présente une grande surestimation en Janvier et PERSIANN avec un début de saison de pluie trop précoce (Fig. 31-a,b,c). Les précipitations satellitaires sont surestimées en mars-mai, sous estimées en juillet-août pendant la période active de la ZCIT et sont bien en rapport avec les observations pendant l'arrêt des précipitations de la ZCIT en septembre-novembre (Fig. 31-a). CHIRPS montre un comportement similaire, mais le premier pic de pluie en juin est augmenté, et le cycle annuel a une forme plus unimodale (Fig. 31-c).

Les deux données satellitaires PERSIANN et TRMM ne parviennent pas à reproduire le cycle annuel bimodal sur l'Océan Atlantique (OC), sous estiment les précipitations tout au long de l'année et ne montrent même pas de pic pour TRMM et PERSIANN ne détecte qu'un seul pic de précipitations en avril (Fig. 31-e). Des trois sources de données seul CHIRPS est meilleur sur l'OC et peut conduire à une amélioration du cycle annuel des simulations de RegCM sur l'OC car il peut permettre de réduire le biais sec. La forme bimodale commence à apparaître en mars et devient beaucoup plus proche de l'observation en mai et octobre. Malgré quelques biais secs et humides mixtes dans différentes saisons, les simulations RegCM4.4 à (Fig. 31-b) et (Fig. 31-d) montrent le meilleur accord avec les observations. Contrairement à TRMM et PERSIANN, CHIRPS simule le cycle annuel unimodal et bimodal aux quatre sous-régions et en AC, et certains signes de bimodalité n'apparaissent pas assez bien pour ce qui est de la (Fig. 31-c). Comme pour les Hauts plateaux, l'augmentation de l'altitude entraîne une augmentation des précipitations dans le modèle RegCM4.4, bien qu'un biais sec soit une caractéristique importante de novembre à mai dans toutes les simulations RegCM4.4. La correction des biais de la distribution saisonnière des précipitations simulées du modèle ainsi que de leur les cycles annuels seront investigués dans la suite de cette partie.

3.5 Corrections des biais des précipitations simulées

Dans cette section, nous présentons tout d'abord les résultats des précipitations, y compris les précipitations saisonnières et le cycle annuel pour les périodes de contrôle et

d'évaluation.

3.5.1 Précipitations saisonnières

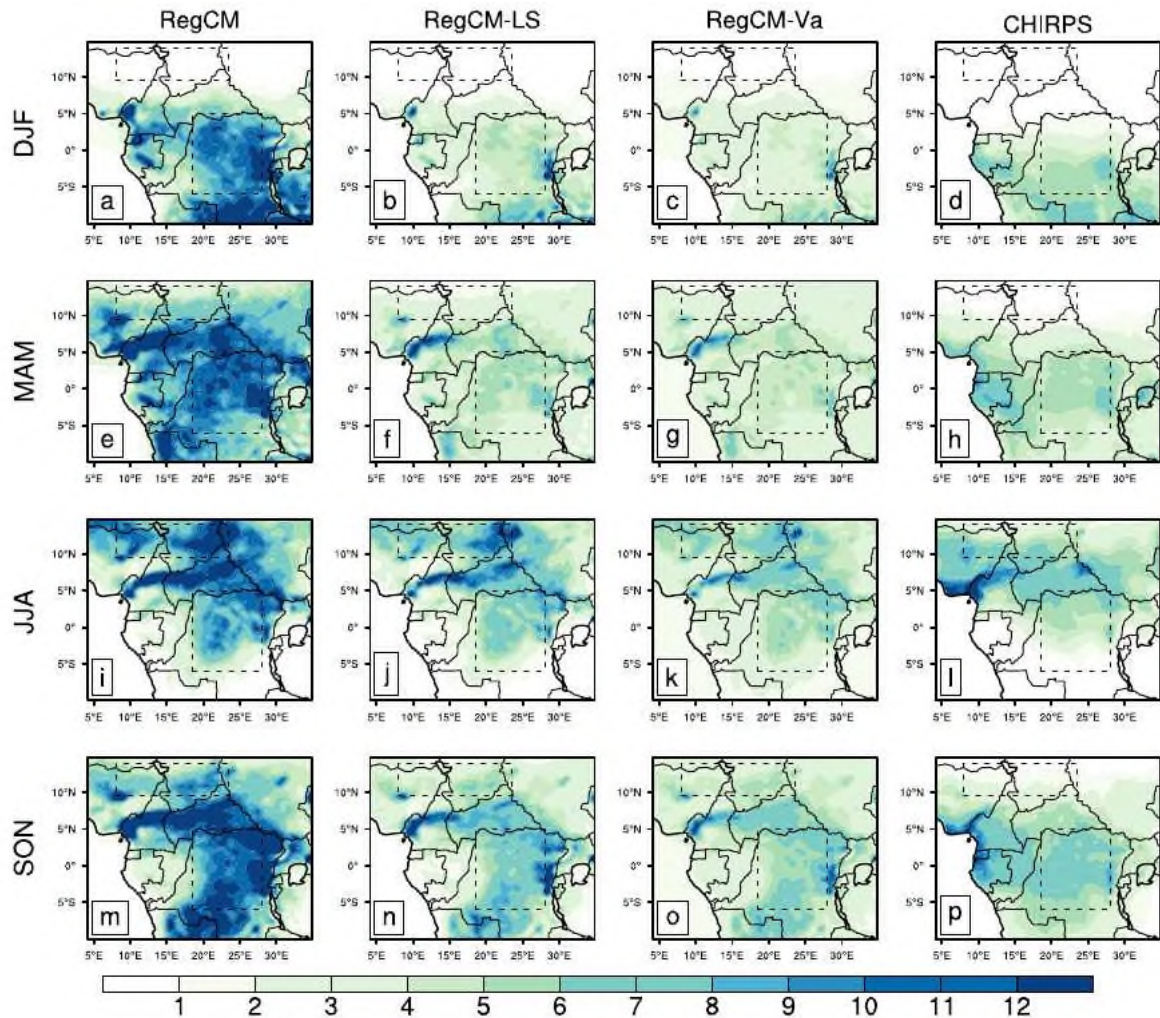


FIGURE 32 – Distribution saisonnière des précipitations (mm/j) pour les saisons (DJF, MAM, JJA, SON) issues du modèle (non corrigé et corrigé) et des observations pour la période de contrôle 1991-2001 avec 1 an de spin up. RegCM (colonne 1), RegCM-LS (colonne 2), RegCM-Va (colonne 3) et CHIRPS (colonne 4). Les boîtes noires en pointillés délimitent les régions Sa et BC telle que définies dans cette étude où des études spécifiques sont effectuées.

La figure 32 montre la distribution saisonnière des précipitations du modèle et des observations pour les périodes de contrôle 1991-2001 sur la zone d'étude. Dans cette figure, sont également représentées les précipitations simulées corrigées par les méthodes LS et Va ajustées, tandis que les biais correspondants sont indiqués dans la figure 33 avec leur signification statistique à un niveau de confiance de 95 % (IC). Comme on peut le voir,

RegCM a toujours tendance à surestimer les précipitations et des changements substantiels sont observés entre les précipitations non corrigées et les précipitations corrigées au cours des différentes saisons. En décembre-janvier-février (DJF) (figure 32a), les précipitations simulées varient de 0 à plus de 12 mm/jour sur l'AC et se réduisent progressivement vers le Nord. Cette tendance est presque la même pour les précipitations corrigées et de celles de CHIRPS (figure 32b-d) mais avec une ampleur moindre. Sur la région nord de l'AC y compris la zone 1, les précipitations non corrigées montrent une meilleure performance par rapport à celles obtenues au cours des autres saisons.

Etant donné que cette zone est caractérisée par une saison sèche pendant la période DJF, nous pouvons déduire que les méthodes LS et Va ainsi que les méthodes brutes de RegCM brutes présentent une capacité similaire avec des biais n'excédant pas 0,89 mm/jour pour améliorer les précipitations dans les régions où les précipitations sont rares. Cette région connaît des précipitations avant la mousson (pré-mousson) dues aux perturbations occidentales (d'ouest) entraînées par les vents d'ouest dans l'ensemble de la région sahélienne dans la partie nord (septentrionale) de l'Afrique. En fait, les résultats présentés dans la figure 33a-c soulignent que les biais trouvés avec les précipitations non corrigées sont assez similaires à ceux obtenus à partir des méthodes CB en général et des méthodes LS en particulier. En outre, si l'on examine le tableau 5, la RMSE obtenue avec la méthode LS pendant la DJF sur la zone 1 est de 0,15 mm/jour, ce qui est la valeur la plus faible obtenue au cours de cette saison. Cette analyse est sensiblement la même lorsqu'on passe de la période de contrôle à la période d'évaluation (figure 34a-c). Les biais trouvés dans cette période (Figure 35a-c) ainsi qu'une RMSE de 0,24 mm/jour (Tableau 6) sont dans le même ordre de grandeur que ceux obtenus dans la période de contrôle.

La méthode Va ne fournit pas de meilleurs biais de précipitations pour les périodes de contrôle (0,89 mm/jour) et d'évaluation (0,71 mm/jour) que les simulations brutes (0,32 et 0,24 mm/jour, respectivement). Ce résultat est cohérent avec ceux de Smitha et al. (2018) qui ont étudié la performance de cinq méthodes de CB de données de précipitations quotidiennes à l'aide d'une technique de fenêtre coulissante pour l'évaluation de l'impact du changement climatique sur l'Inde. Ils ont constaté que la plupart des cinq méthodes sont médiocres pendant la saison sèche. Pour le reste de l'AC, y compris la zone 2 du bassin du Congo caractérisée par la saison des pluies, les biais humides (Figure 33a-c) sont réduits par les méthodes LS et Va, à la fois en termes de modèle et d'ampleur pour la période de contrôle. Ce résultat est cohérent avec celui obtenu pour la période d'évaluation dans le DJF.

Pour la saison mars-avril-mai (MAM), les résultats obtenus à partir des deux méthodes

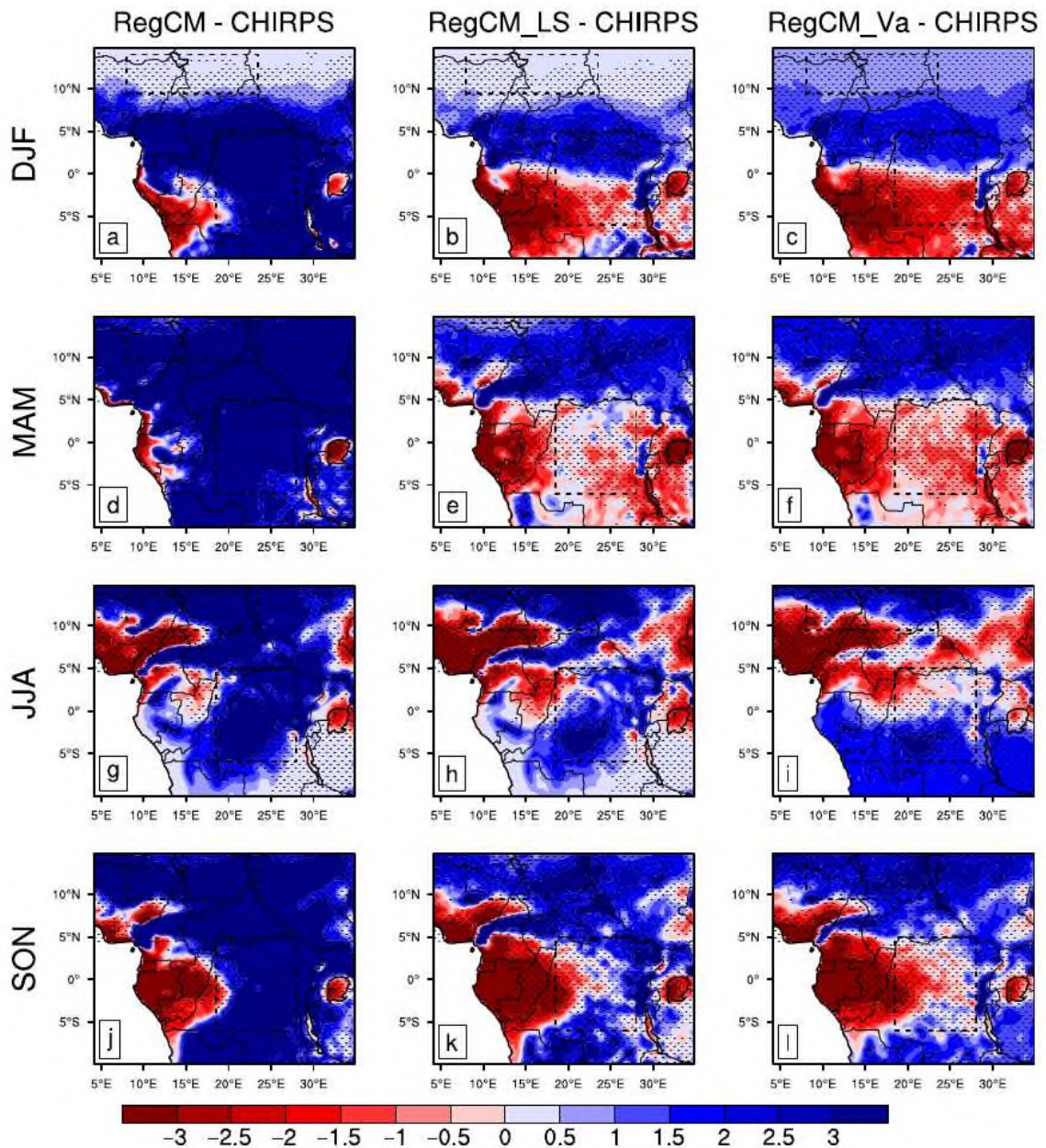


FIGURE 33 – Distribution saisonnière des biais des précipitations (mm/j) pour les saisons (DJF, MAM, JJA, SON) entre le modèle (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période de contrôle 1991-2001 avec 1 an de spin up. RegCM-CHIRPS (colonne 1), RegCM-LS et CHIRPS (colonne 2), RegCM-Va et CHIRPS (colonne 3). Les points indiquent les zones dans lesquelles la différence entre le modèle (non corrigé ou corrigé) et l'observation est statistiquement significative au niveau de confiance de 95% selon le t - test de Student. Les boîtes noires en pointillés délimitent les zones 1 et 2.

CB et de la simulation non corrigée pour la période de contrôle sont présentés dans la figure 32e,f. Les précipitations non corrigées sont comprises entre 0 et 13 mm/jour, 0 à 9 mm/jour et 4 à 13 mm/jour sur les zones 1 et 2 de l'AC, respectivement. Nous remarquons que les deux méthodes CB conservent le schéma général des précipitations non seulement

Tableau 5 – Erreur quadratique moyenne des précipitations simulées (de contrôle (Ctr), corrigées par la méthode linéaire (LS) et corrigées par la méthode de la variance (Va)) pour les différentes régions (Afrique Centrale (CA), zone 1 et zone 2) et pour les différentes saisons de la période de contrôle.

Region	DJF			MAM			JJA			SON		
	Ctr	Ls	Va	Ctr	LS	Va	Ctr	LS	Va	Ctr	LS	Va
AC	5,01	1,95	1,83	6,17	2,22	2,00	4,16	2,83	2,41	5,53	2,95	2,44
Zone 1	0,32	0,15	0,89	5,32	2,08	2,27	6,10	3,56	2,25	5,52	2,72	2,56
Zone 2	6,35	1,99	1,80	5,76	0,68	0,88	3,95	2,07	1,65	5,54	1,66	1,13

pendant cette saison, mais aussi pendant les mois de juin-juillet-août (JJA) (figure 32i-l) et septembre-octobre-novembre (SON) (figure 32m) (SON) (Figure 32m-p), mais avec une différence d'ampleur. En fait, cette différence peut être observée dans les régions côtières proches de la frontière Nigeria-Cameroun où nous enregistrons plus de précipitations avec les données d'observation pendant la saison JJA. Ni la méthode LS, ni la méthode Va ne sont capables de capturer ce signal, mais ce n'est pas le cas lorsque l'on passe à la zone 2, où la méthode Va utilisée pour mesurer les précipitations donne de bons résultats. En effet, comme le montre le tableau 5, cette méthode a le RMSE la plus faible dans la zone JJA (1,65 mm/jour) et dans la zone SON (1,13 mm/jour). Les biais saisonniers rapportés dans la figure 33 soulignent que le biais humide trouvé avec des précipitations non corrigées dans la partie sud de l'AC (en particulier dans la zone 2) est mieux corrigé par la méthode Va que par la méthode LS.

La distribution saisonnière des biais des précipitations entre le modèle et les observations pour la période de contrôle 1991-2001 (Figure 33) présente les résultats corrigés des biais. De façon générale, on observe une réduction importante du biais lorsqu'on corrige ce dernier par différentes méthodes. En effet, plus le biais est proche de 0 plus la correction est bonne.

En faisant une différence entre les données du modèle et de référence (RegCM-CHIRPS), on obtient un biais important ; la figure 33-g par exemple où l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM) est de 2,25 mm/j en Afrique Centrale (tableau 5). En corrigeant donc l'erreur par la méthode de la variance dans la zone 2 on peut voir que l'erreur qui était à 1,76 mm/j pour la saison JJA (figure 33-g zone 2) au départ est passée à 1,04 mm/j (figure 33-i zone 2). Donc pour les saisons telles que MAM, JJA et SON, la méthode de la variance corrige mieux la zone 2 par rapport à la méthode linéaire. Et pour la saison DJF toujours dans la zone 2, l'erreur diminue de 1,40 mm/j (figure 33-a zone 2) à 1,11 mm/j avec la méthode

linéaire (figure 33-b zone 2) et 1,17 mm/j avec la méthode de la variance (figure 33-c zone 2); donc pour cette saison, la méthode linéaire est plus pratique.

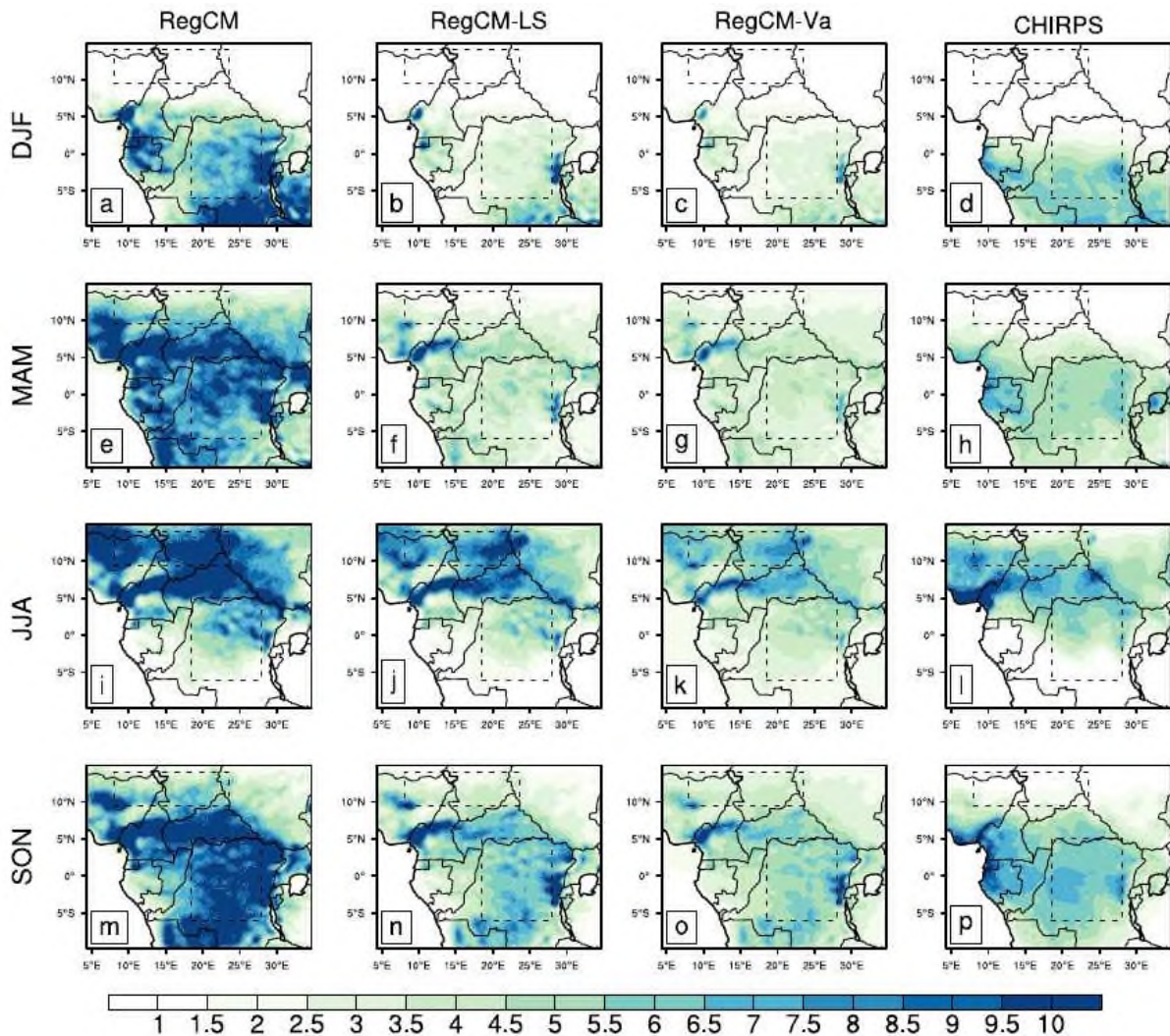


FIGURE 34 – Distribution saisonnière des précipitations (mm/j) pour les saisons (DJF, MAM, JJA, SON) issue du modèle (non corrigé et corrigé) et des observations pour la période d'évaluation 2002-2012 avec 1 an de spin up. RegCM (colonne 1), RegCM-LS (colonne 2), RegCM-Va (colonne 3) et CHIRPS (colonne 4). Les boîtes noires en pointillés délimitent les régions Sa et BC.

Il est établi en faisant une correction avec la méthode linéaire dans la zone 1, l'erreur qui était à 0,03 pour la saison DJF (figure 33-a zone 1) est passée à 0,04 (figure 33-b zone 1). Nous pouvons donc dire que pour les saisons DJF, MAM, et SON, la méthode linéaire intensifie moins le biais dans la zone 1 par rapport à la méthode de la variance. Autrement dit, la méthode linéaire est plus efficace dans la zone 1 pour les saisons DJF, MAM, et SON par rapport à la méthode de la variance. Ainsi, pour la saison JJA, on a une erreur égale à 2,06 (figure 33-g zone 1); en le corrigeant par la méthode linéaire on

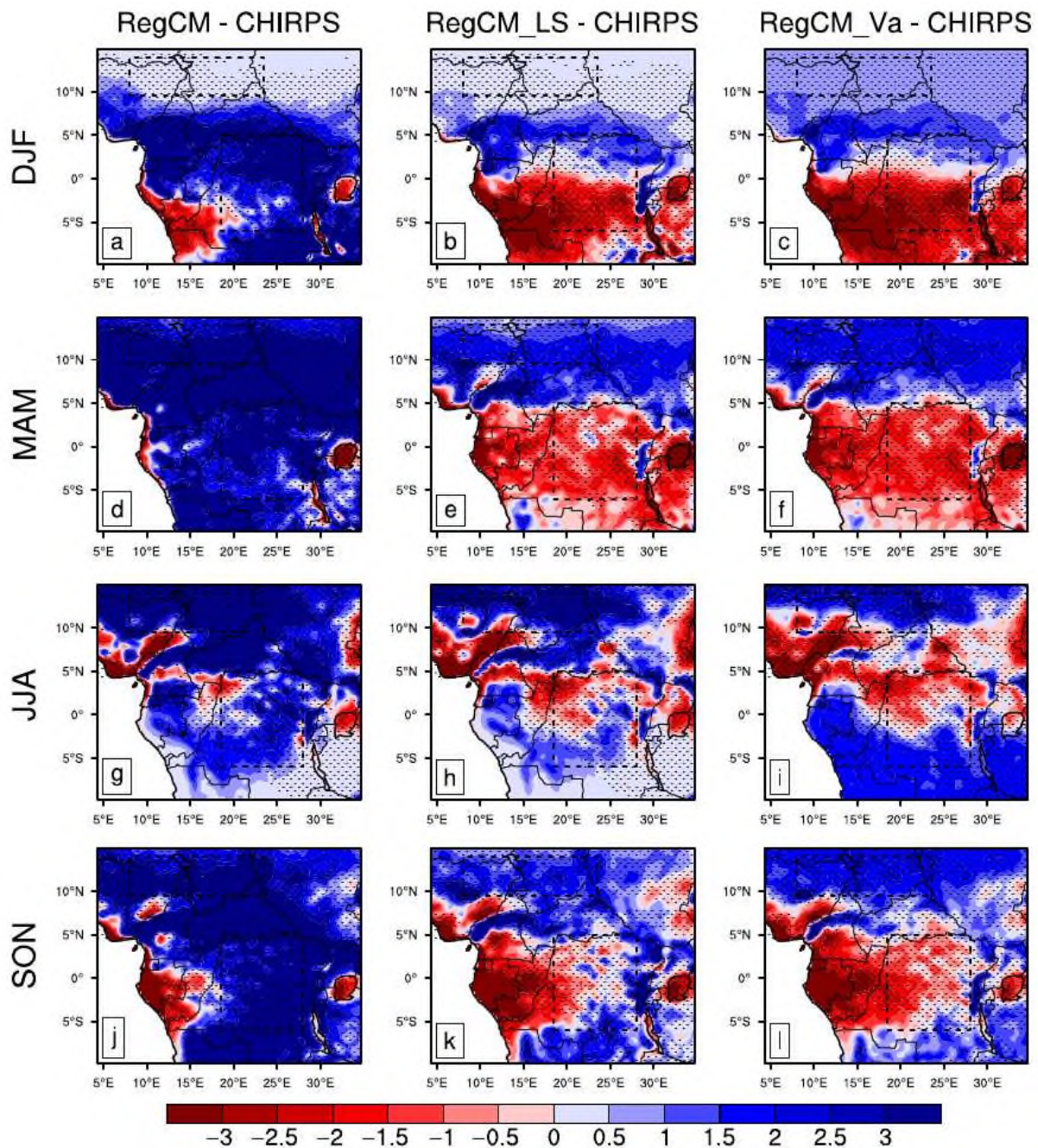


FIGURE 35 – Distribution saisonnière des biais des précipitations (mm/j) pour les saisons (DJF, MAM, JJA, SON) entre le modèle (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période d'évaluation 2002-2012 avec 1 an de spin up. RegCM-CHIRPS (colonne 1), RegCM-LS et CHIRPS (colonne 2), RegCM-Va et CHIRPS (colonne 3). Les points indiquent les zones dans lesquelles la différence entre le modèle (non corrigé ou corrigé) et l'observation est statistiquement significative au niveau de confiance de 95% selon le t - test de Student. Les boîtes noires en pointillés délimitent les zones 1 et 2.

obtient 3,74 (figure 33-h zone 1) et lorsqu'on compare cette valeur avec celle donnée par la méthode de la variance qui est 3,04 (figure 33-i zone 1), on déduit facilement que pour cette saison la méthode de la variance est plus pratique.

En Afrique Centrale, par exemple pour la saison DJF, on a une erreur égale à 1,22; en le corrigeant avec la méthode linéaire on obtient la valeur 1,29; on constate qu'au lieu de corriger, on a plutôt une augmentation de biais, alors qu'en corrigeant ce dernier par la méthode de la variance, on obtient 1,20 donc soit une amélioration du biais très considérable par rapport à la méthode linéaire. Dans le même ordre d'idée, en Afrique Centrale, on observe le même comportement pour toutes les autres saisons à l'exception de la saison JJA qui possède un biais similaire de 2,25 avant (figure 33-g) et après correction (figure 33-i).

Ainsi, il résulte que la méthode de la variance corrige nettement mieux l'erreur pendant la période de contrôle en Afrique Centrale et pendant toutes les saisons par rapport à la méthode linéaire.

La figure 34 montre la distribution saisonnière des précipitations à partir du modèle (non corrigé et corrigé) et des observations pour la période d'évaluation. Les biais correspondants sont affichés dans la figure 34 avec la zone où les biais sont statistiquement significatifs à l'IC de 95% selon le t-test de Student. Les tendances générales des précipitations corrigées sont bien reproduites pendant les quatre saisons sur diverses régions autour de l'AC, mais parfois avec des amplitudes différentes. Cette figure montre clairement que la CB réduit considérablement l'erreur du modèle, en particulier sur le bassin du Congo (Zone 2). En corrigeant les biais avec la méthode Va dans la Zone 2, on constate que le biais, qui est de 2 mm/jour dans DJF, diminue à 1,5 mm/jour en utilisant la méthode LS. Pour la saison MAM, toujours dans la zone 2, le RMSE des précipitations non corrigées est de 3,84 mm/jour, comme le montre le tableau 6. Cette valeur chute à 1,30 mm/jour avec la méthode LS et 1,49 mm/jour avec la méthode Va donc pour cette saison, la méthode linéaire est plus pratique. En effectuant ensuite une correction avec la méthode LS dans la zone 1, l'erreur qui était de 0,006 mm/jour pour la saison DJF passe à 0,11 mm/jour. Nous pouvons donc dire que pour cette saison, la méthode LS intensifie moins le biais dans la zone 1 par rapport à la méthode Va. La méthode LS est plus efficace dans la zone 1 pour les saisons DJF et MAM. Ce résultat est assez similaire à celui obtenu pour la période de contrôle. Dans l'ensemble, les résultats obtenus au cours de la période d'évaluation sont cohérents à ceux de la période de contrôle. En général, on observe que les précipitations saisonnières non corrigées du modèle RegCM4.4 dans les zones situées sous la latitude 5° N, y compris le bassin du Congo, sont surestimées et lorsqu'on les corrige à l'aide de la méthode LS, il y a un rapprochement considérable avec les observations alors que lorsqu'on corrige par la méthode Va, on note un rapprochement encore plus important aux observations avec des biais secs. Pour la zone au-dessus de 5° N,

y compris la zone 1, les deux méthodes peuvent permettre d'améliorer les précipitations simulées pour les différentes saisons et pour les périodes de contrôle et d'évaluation, même si la méthode LS est meilleure que la seconde. Par conséquent, nous pouvons en déduire que la performance des deux méthodes BC dépend de la couverture et de l'utilisation des terres, car les précipitations du modèle climatique sont influencées par ces caractéristiques régionales (Salvi et al., 2013).

Tableau 6 – Identique au tableau 5, mais pour la période d'évaluation.

Region	DJF			MAM			JJA			SON		
	Eva	Ls	Va	Eva	LS	Va	Eva	LS	Va	Eva	LS	Va
AC	3,75	1,79	1,87	5,26	1,96	1,82	3,75	2,42	2,14	4,66	2,35	2,03
Zone 1	0,24	0,11	0,71	4,66	1,78	1,96	6,21	3,45	2,02	4,21	1,99	2,07
Zone 2	3,34	1,74	2,06	3,84	1,30	1,49	2,04	1,11	1,28	4,57	1,14	1,03

3.5.2 Cycles annuels des moyennes mensuelles des précipitations

Les cycles annuels de précipitations du modèle RegCM4.4 (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période de contrôle sont présentées dans la figure 36. Cette figure montre également le cycle annuel des biais correspondants. Sur l'ensemble de l'AC, le modèle général est bien représenté à la fois par la méthode Va et la simulation non corrigée. La méthode LS ne parvient pas à reproduire les précipitations d'août. Pour ce mois, cette méthode augmente le biais d'environ 25 % (figure 36b). Comme août est le deuxième mois de l'année qui a enregistré une grande quantité de précipitations, nous pouvons en déduire que la méthode LS est plus sensible aux valeurs extrêmes. Cet inconvénient a déjà été constaté par Pierce et al. (2015) qui ont souligné que certaines méthodes de CB ne parviennent pas à corriger efficacement les extrêmes météorologiques qui peuvent survenir à n'importe quel moment au cours d'un mois. L'un des résultats marquants sur l'ensemble de l'AC est que les biais humides trouvés avec les précipitations du RegCM4 sont bien corrigés par la méthode Va, à la fois en termes de modèle et d'ampleur. L'analyse des différentes sous-régions indique que les précipitations issues de la méthode LS présentent le biais sec le plus important dans les zones suivantes Zone 1 (-3,5 mm/jour) en août (figure 36d) tandis que le biais humide maximal est trouvé dans la Zone 1 (2,8 mm/jour) mais pour les mois de juin et septembre (Figure 36d). Aucune méthode n'est en mesure de corriger le biais du RegCM sur la zone 1 pour les mois de décembre, janvier et février. Comme nous l'avons dit dans la section précédente, ces résultats indiquent que les deux

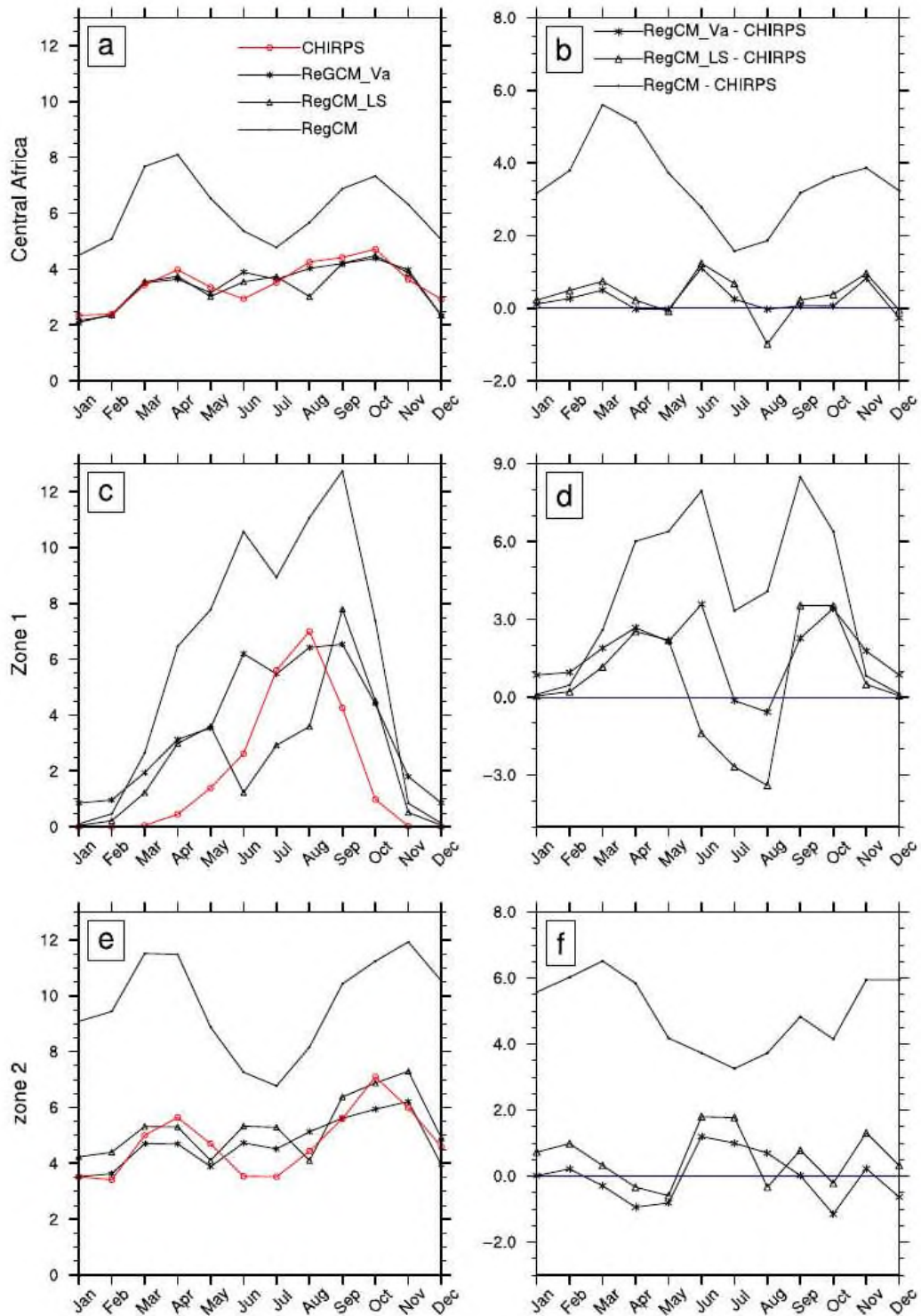


FIGURE 36 – Cycle annuel des (a, c, e) précipitations et (b, d, f) biais des précipitations moyennes mensuelles (mm/j) du modèle (non corrigé et corrigé) sur l’AC et les deux zones pour la période de contrôle 1991-2001 avec 1 an de spin up. LS, Linear Scaling (mise à l’échelle linéaire) ; Va, Variance (variance). Pour les données de référence : CHIRPS (rouge) et les données du modèle : RegCM-Va, RegCM-LS et RegCM (noir) ; puis RegCM-Va/CHIRPS, RegCM-LS/CHIRPS et RegCM-CHIRPS (b-d-f en noir).

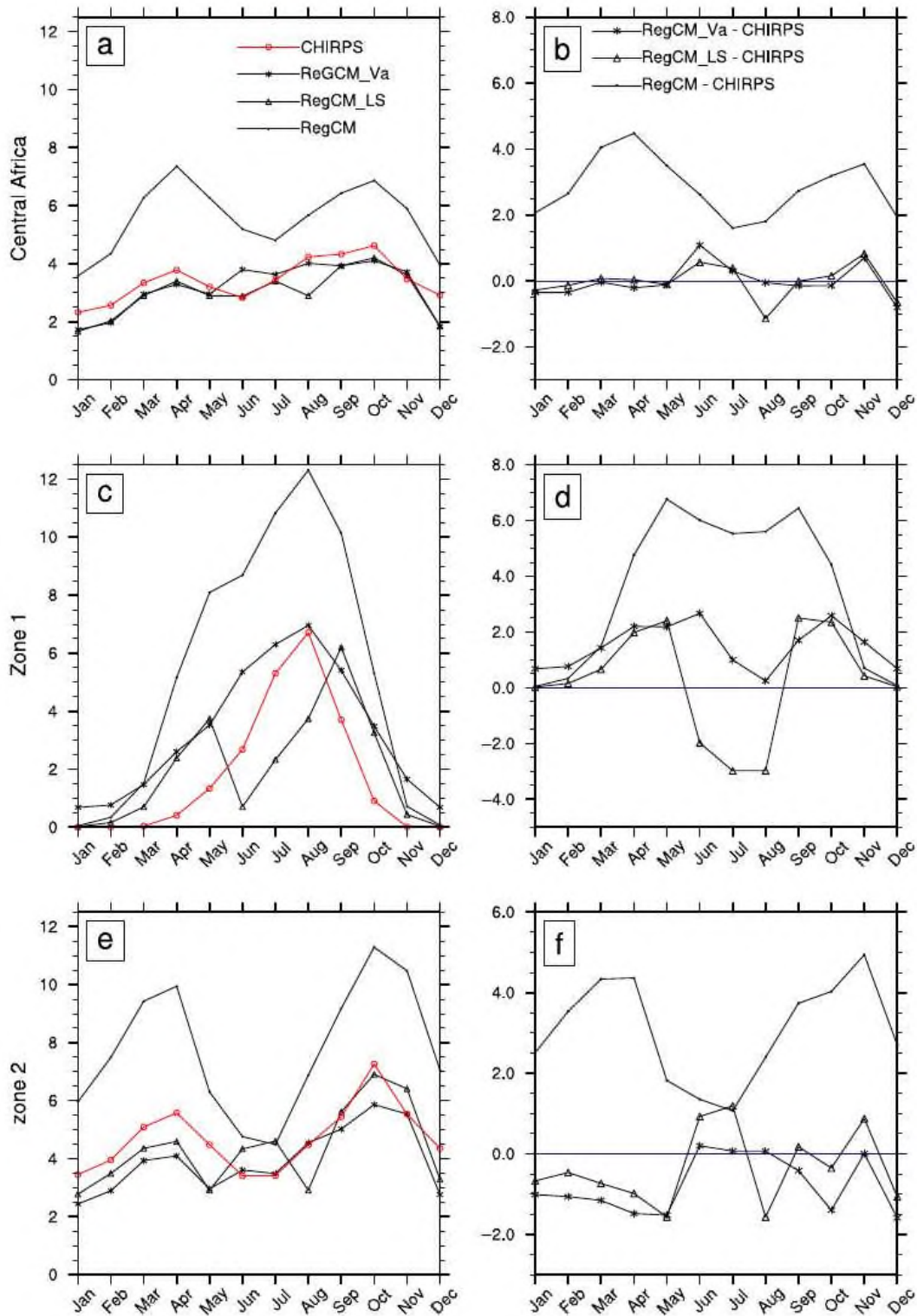


FIGURE 37 – Cycle annuel des (a, c, e) précipitations et (b, d, f) biais de précipitations moyennes en mm/jour du modèle (non corrigé et corrigé) sur l’AC et les deux zones pour la période d’évaluation 2002-2012 avec 1 an de spin up. LS, Linear Scaling (mise à l’échelle linéaire); Va, Variance (variance). Pour les données de référence : CHIRPS (rouge) et les données du modèle : RegCM-Va, RegCM-LS et RegCM (noir); puis RegCM-Va/CHIRPS, RegCM-LS/CHIRPS et RegCM-CHIRPS (b-d-f en noir).

méthodes ne sont pas en mesure d'améliorer le biais dans la région du Sahel (zone 1) pour les mois de décembre, janvier et février (DJF) que dans le Bassin du Congo (zone 2), ce qui suggère que l'occupation du sol est un facteur important qui peut influencer le choix d'une méthode de CB.

La figure 37 présente les cycles annuels des précipitations du modèle RegCM4.4 (non corrigé et corrigé) et les observations pour la période d'évaluation. Il est intéressant de noter que pour cette période, les facteurs de correction basés sur la moyenne saisonnière sont les mêmes que ceux utilisés pour la période de contrôle. La compétence des deux méthodes de CB pour cette période est assez similaire, en termes de forme et d'ampleur, à celle obtenue pour la période de contrôle. Par rapport aux précipitations issues des données d'observation de CHIRPS, les quantités de chaque mois sont raisonnablement bien corrigées par la méthode Va sur l'AC, notamment pour les mois d'avril et de septembre, correspondant aux deux mois les plus pluvieux (figure 37a) avec des biais proches de 0,1 mm/jour (figure 37b). La méthode LS fournit un pic de mois pluvieux sur la zone 1 qui est en avance d'un mois. Ceci indique clairement les limites de cette méthode pour capturer les précipitations intenses. Dans la zone 2, les précipitations mensuelles corrigées par la méthode Va ont une bonne performance même si des biais secs ou humides sont signalés. Cependant, ces biais sont très faibles par rapport à ceux obtenus par la simulation non corrigée et la méthode LS. Cette dernière méthode réduit également les biais du RegCM, mais avec des biais secs pour tous les mois sauf en juin et juillet, où les précipitations atteignent leurs valeurs les plus faibles (figure 37e). Ceci indique à nouveau les limites de cette méthode CB.

3.6 Discussion et conclusion

La correction des biais a été effectuée sur les précipitations simulées par le MCR en complétant les travaux de Hamatan et al. (2004) en appliquant une technique de correction de biais à un ensemble de simulations climatiques à haute résolution en Afrique Centrale. Il est bien établi que les modèles climatiques régionaux (MCR) sont capables d'apporter une valeur ajoutée (comprise comme une climatologie améliorée) par rapport à leurs MCG moteurs. Une telle amélioration conduit à des simulations plus précises à l'échelle locale et peut, dans une certaine mesure, également réduire les biais des MCG à grande échelle (Caron et al., 2011 ; Diaconescu et Laprise, 2013 ; Sorland et al., 2018). Le comportement du modèle dans la simulation des variables climatiques dépend naturellement des zones et des saisons ; nous constatons que les méthodes de correction de biais

corrigeant comme prévu les biais issus du modèle climatique. Bien que toutes ces méthodes corrigent effectivement les biais, elles ne les corrigent pas tous dans les mêmes proportions. Comme l'a aussi suggéré N'Tcha M'po et al. (2017), la méthode de la variance est beaucoup plus pratique et plus rentable par rapport à la méthode linéaire. Et de plus, la méthode de la variance est plus performante car elle corrige presque toutes les saisons de l'Afrique Centrale pour les précipitations. Cela permet de cibler des processus spécifiques à la région pour laquelle il est exécuté ce qui pourrait lui conférer un avantage local. En général, les MCR peuvent soit réduire, soit amplifier les biais des MCG, et parfois même en changer le signe (Chan et al., 2013). On note bien que ces méthodes ne se contentent pas juste de corriger mais elles intensifient plutôt le biais au niveau du Sahel. Et malgré tout, la méthode de la variance est toujours mieux car elle intensifie moins le biais au niveau du Sahel. La comparaison des performances des méthodes de correction dépend très clairement des zones et des saisons et en exploitant les cycles annuels, nous confirmons bien cela. Mais de manière globale la méthode de la variance est beaucoup plus performante car elle corrige beaucoup plus de zones et beaucoup plus de saisons.

Ainsi, en ce qui concerne les précipitations, pour la période de contrôle, la méthode de la variance corrige mieux les saisons MAM, JJA et SON pour la zone 2 alors que pour la zone 1, la méthode linéaire corrige mieux les saisons telles que DJF, MAM et SON. Ainsi, dans toute l'Afrique Centrale pour la période de contrôle, la méthode de la variance corrige toutes les saisons (DJF, MAM, JJA et SON).

En ce qui concerne la période d'évaluation toujours pour les précipitations, on remarque que la méthode de la variance corrige nettement mieux les saisons DJF, JJA et SON pour la zone 2; et en ce qui concerne la zone 1 la méthode linéaire est beaucoup plus efficace car elle corrige mieux les saisons DJF, MAM et SON. Et dans toute l'Afrique Centrale, la méthode de la variance est meilleure car elle corrige toutes les quatre saisons. On en déduit que dans toute l'Afrique Centrale, en ce qui concerne les précipitations, la méthode de la variance est la plus performante car elle corrige toutes les saisons.

Pour l'Afrique Centrale, la bimodalité du cycle annuel est bien reproduite par toutes les données satellitaires à savoir TRMM, PERSIANN et CHIRPS même comme durant tout le cycle PERSIANN, elle surestime les précipitations (Fig. 31-a). Pour les quatre sous-régions, PERSIANN et TRMM conservent le comportement similaire à celui de l'AC sur les hauts plateaux même si la différence des précipitations est grande entre les deux alors que CHIRPS est unimodal (Fig. 31-c). Dans le Bassin du Congo, toutes les trois ont un comportement similaire à celui de l'AC néanmoins, c'est PERSIANN qui surestime (Fig. 31-d). Le comportement unimodal est bien représenté dans le Sahel avec un pic détecté

au mois d'août par toutes les trois ; bien que la différence de précipitation soit faible entre PERSIANN et CHIRPS, seul comme à chaque fois PERSIANN surestime encore (Fig. 31-b). Dans l'Océan Atlantique, seul CHIRPS a une variation régulière durant toute l'année avec des valeurs plus élevées que toutes les autres à l'exception des mois de janvier à mars (Fig. 31-e). Toutefois, TRMM et PERSIANN ont des coupures manifestant l'absence des précipitations durant avril-mai puis août-septembre pour ce qui est de TRMM, ensuite de mai-octobre pour ce qui est de PERSIANN (Fig. 31-e).

CHIRPS, en général, présente des caractéristiques similaires aux configurations de TRMM (Fig. 31-a,b,d), bien qu'il y'ait plus de similitudes avec TRMM (Fig. 31-b). Le début trop précoce de la saison des pluies est un problème commun à de nombreux MCR signalé par Nikulin et al. (2012). Nos résultats montrent que cela dépend de la méthode de correction des biais pour le modèle. Une meilleure méthode de correction des biais réduit le biais humide pendant le début de la saison des pluies pour RegCM4.4, et peut n'avoir aucun impact pour d'autres modèles de même type mais de versions différentes et peut même amplifier le biais humide dans ceux-là. Néanmoins, l'impact d'une sous-région plus élevée par rapport aux autres sous-régions et à l'ensemble du grand domaine (AC) est plus cohérent pendant la saison des pluies. L'augmentation d'altitude tend à augmenter les précipitations de ZCIT pour les MCR, ce qui entraîne des biais secs plus faibles et un modèle plus proche de l'unimodal des observations. L'Afrique Centrale a un cycle annuel bimodal de précipitations avec deux pics autour de mai et octobre (Fig. 31-a). CHIRPS et TRMM (tous deux représentés) s'accordent bien sur la phase et l'ampleur du cycle annuel en AC (Fig. 31-a) pour les deux sous-régions (Fig. 31-c,d). CHIRPS a une bimodalité plus faible surestimant les précipitations en avril-mai et sous-estimant en juillet-août sur les hautes terres camerounaises et PERSIANN surestime les précipitations toute l'année sur le Bassin du Congo, au Sahel et en AC avec le biais humide le plus important pendant la période octobre-avril.

Pour ce qui est de la caractérisation spatiale de la quantité, intensité et fréquence des précipitations journalières, ces résultats suggèrent que dans RegCM, la quantité de précipitations est plus systématiquement dépendante de la topographie et que l'intensité des précipitations n'est pas bien simulée. Comme l'ont également souligné Zhou et al. (2008), ces deux produits satellites montrent que l'utilisation des données de référence mentionnées ci-dessus pour améliorer l'échantillonnage ne modifie pas significativement l'intensité et la fréquence moyennes et que les variations spatiales de la quantité moyenne des précipitations proviennent généralement de la fréquence des précipitations plutôt que de leur intensité. Ce résultat suggère que l'intensité des précipitations simulées peut être

liée à des précipitations à grande échelle qui à leur tour ne sont pas bien prises en compte par RegCM4 comme souligné par Komkoua Mbienda et al. (2017a). De plus, en regardant la carte topographique de la zone d'étude présentée au chapitre 2 (figure 17), ainsi que (Fig. 23-g), on peut en déduire qu'une amélioration du schéma de surface dans le modèle peut induire une meilleure représentation de la simulation des précipitations. Nos résultats indiquent qu'en augmentant la résolution, l'impact de la résolution sera uniquement visible dans l'amplitude du cycle diurne. Cependant, cet impact n'est pas homogène entre les sous-régions et les MCRs. Donc, l'augmentation de la résolution conduit à une augmentation de l'intensité des précipitations dans toutes les régions, à l'exception de l'OC. De nombreuses études montrent une amélioration similaire en fonction de la résolution sur des terrains complexes et des régions plates (par exemple Chan et al., 2013 ; Huang et al., 2016 ; Lindstedt et al., 2015 ; Olsson et al., 2015 ; Prein et al. et al., 2016 ; Torma et al., 2015 ; Walther et al., 2013). Nos résultats sont en accord avec les études susmentionnées et confirment une fidélité croissante des intensités de pluie quotidiennes simulées avec une résolution croissante.

L'ensemble des distributions de la fréquence des précipitations est également similaire aux produits satellitaires tout comme les sorties des RegCM et il est comparable à ceux de la quantité moyenne de précipitations principalement sur les trois sous-régions de la zone continentale, bien que PERSIANN présente une quantité supérieure que les deux autres produits. La fréquence des précipitations la plus élevée (plus de 50%) et la quantité (supérieure à 600 mm) sont observées dans la zone de haute altitude (en particulier sur la sous-région CH), suggérant que la topographie joue un rôle majeur dans la fréquence et la quantité qu'en intensité. De plus, les précipitations du modèle RegCM en terme d'intensité sont moins comparables à celles de la quantité et de la fréquence des précipitations. Cela implique que la quantité des précipitations est définie par la fréquence à laquelle il pleut à différentes régions de la zone d'étude. Ce constat est assez différent de celui obtenu dans les travaux de Dai et al. (2007) menés sur l'est de la Chine. En effet, ils ont constaté que la fréquence et l'intensité contribuent à la variation diurne de la quantité de précipitations.

Le cycle diurne des précipitations de TRMM et PERSIANN montre généralement une augmentation des précipitations à partir de midi environ, avec un maximum atteint vers 15h00, heure solaire locale (LST) (Fig. 24-a,c,d) et vers 18h00, LST (Fig. 24-b), à l'exception de l'OC (Fig. 24-e) où l'augmentation commence aux environs des premières heures matinales pour atteindre le pic vers 09h00 (LST). Le cycle diurne des simulations de RegCM est complètement sous-estimé sur toutes les sous-régions par rapport à PER-

SIANN, sans grande différence avec TRMM et en phase avec l'occurrence du maximum de précipitations autour de 15h00, LST (Fig. 24-a,c,d) et autour de 18h00, LST (Fig. 24-b). Une caractéristique commune entre TRMM et les simulations de RegCM est une surestimation des précipitations des premières heures matinales jusqu'au midi au Sahel (Fig. 24-b), de 18h00 à 21h00, LST (Fig. 24-d) et une sous-estimation pendant le reste de la journée (Fig. 24-b,d). TRMM et PERSIANN montrent exactement le même comportement sur les hauts plateaux du Cameroun (Fig. 24-c). Les deux configurations à savoir TRMM et PERSIANN aident à améliorer les simulations RegCM du cycle diurne des précipitations avec plus de précision sur l'AC, Sa et CB que PERSIANN cependant TRMM et PERSIANN sont en compétition sur hauts plateaux de Cameroun et sur l'OC. La phase du cycle diurne, en général, est assez bien capturée sur les quatre sous-régions. En termes d'intensité des précipitations, RegCM4 sous-estime complètement les précipitations sur toute la journée sur toutes les sous-régions de l'Afrique Centrale (Fig. 26-a,b,c,d,e) comparativement à celles des mesures satellitaires. La réduction du mélange dans la couche limite entraîne l'aplatissement du cycle diurne de l'intensité sur l'Afrique Centrale (Fig. 26-a,b,c,e), alors qu'il n'y a pratiquement aucun changement sur l'OC entre les figures 24-e, 25-e et 26-e. En termes de fréquence des précipitations, RegCM4 améliore la fréquence des précipitations (Fig. 27-d), tôt le matin. Mais en même temps, il montre une surestimation légèrement plus importante dans l'après-midi (Fig. 27-a,b,c), dans la matinée et l'après-midi il ne sur-estime que les données satellitaires (Fig. 27-e). RegCM simule très bien le cycle diurne de la fréquence sur l'Afrique Centrale dans les quatre sous-régions avec seulement une certaine surestimation tôt le matin et l'après-midi (Fig. 27-e). Sur l'Afrique Centrale, comme illustré à la figure 24, les ensembles de données du modèle et de référence représentent de grands pics autour de 18h00 LST dans la sous-région du Sahel et un pic plus prononcé vers 15h00 LST au niveau des hauts plateaux du Cameroun et du bassin du Congo. Ces caractéristiques sont également rapportées dans la quantité et la fréquence de la variabilité sur 24 heures.

Les figures 24-e, 25-e et 26-e montrent que les simulations de RegCM ont de la difficulté à reproduire le cycle diurne sur l'OC. Cet handicap du modèle à reproduire les précipitations diurnes sur l'océan est certainement dû non seulement à l'activité convective qui n'est pas bien décrite par le schéma convectif choisi, mais également à la fluctuation sur 24 heures de la température de surface de la mer (SST), puisque le cycle diurne de la fluctuation des précipitations océaniques est fortement lié à la variabilité de la SST. Dans ce dernier cas, pour améliorer la variabilité sur 24 heures des précipitations océaniques, la couche de mélange océanique schéma incorporant la variabilité sur 24 heures de la

SST (Noh et al. 2002 , Stephens et al. 2005) pourrait être utilisée dans RegCM. RegCM culmine toujours en fin d'après-midi vers 18h00, heure solaire locale (LST), tandis que les produits satellitaires culminent vers 15h00 ou 18h00 LST. Ces résultats montrent que la phase du cycle diurne des précipitations en AC ne dépend pas de la résolution mais plutôt de la formulation du modèle et est en accord avec les travaux de Wu et al. (2020).

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Dans cette étude, il est examiné la nécessité d'améliorer les simulations des précipitations en Afrique Centrale et ce à partir du modèle climatique régional RegCM4.4. Une série d'expériences ont été menées en commençant par les caractéristiques spatiales des précipitations journalières en termes de quantité, fréquence et intensité. Le cycle diurne de la quantité, fréquence et intensité des précipitations a été complété par la caractérisation diurne de la phase, amplitude et variance du cycle diurne des précipitations. En plus de ces différentes études, la correction des précipitations simulées pour la période de contrôle et d'évaluation pour les précipitations saisonnières et annuelles dans deux des quatre sous-régions d'étude, puis le cycle annuel des précipitations dans les quatre sous-régions pour détecter et corriger les biais substantiels dans différents aspects de la climatologie des précipitations en Afrique Centrale. Ces autres parties ont été développées pour faire face aux problèmes communs à tous les MCR à savoir le cycle diurne des précipitations dans sa phase et les biais dans les précipitations simulées en Afrique Centrale. Le contraste entre ces différents aspects de notre étude nous permet de séparer l'impact de la formulation (schéma de convection) et la résolution du modèle sur les précipitations simulées en Afrique Centrale ou nous permet de séparer encore les déficiences liées à la paramétrisation de la convection utilisée et de certains schémas de convection dans le cadre de l'amélioration de la simulation des précipitations en Afrique Centrale.

La version 4.4 du modèle climatique régional (RegCM4.4) est analysée en comparant les modèles temporels et spatiaux du cycle diurne des précipitations quinquennales de juin-juillet-août-septembre avec deux produits de précipitation par satellite (TRMM, PERSIANN), en mettant l'accent sur la quantité, la fréquence et l'intensité des précipitations. Les résultats ont été présentés pour quatre sous-régions (Sahel (Sa), hautes terres du Cameroun / Cameroon Highlands (CH), le Bassin du Congo (CB) et l'Océan Atlantique (OC) intégrées dans l'Afrique Centrale (AC)) en utilisant l'analyse harmonique.

En ce qui concerne les caractéristiques spatiales des précipitations, RegCM4.4 reproduit de façon satisfaisante le modèle spatial observé de la quantité et de la fréquence des précipitations en AC par rapport aux produits TRMM et PERSIANN, respectivement, bien que l'indice d'accord diffère dans les sous-régions. Les modèles des cartes de fréquence des précipitations sont similaires aux produits satellitaires ainsi qu'aux sorties du RegCM et ils sont comparables à ceux de la quantité moyenne des précipitations principalement sur les trois sous-régions de la zone continentale, bien que PERSIANN montre une quantité plus élevée que les deux autres produits. La fréquence (supérieure à 50 %) et la quantité (supérieure à 600 mm) des précipitations sont les plus élevées dans les zones de haute altitude (en particulier dans la sous-région CH), ce qui suggère que la topographie joue un rôle plus important dans la fréquence et la quantité que dans l'intensité. De plus, les schémas d'intensité des précipitations du RegCM ressemblent moins à ceux de la quantité et de la fréquence des précipitations. Ceci implique que les schémas spatiaux de la quantité de précipitations sont déterminés par la fréquence des pluies dans les différentes régions de la zone d'étude.

On constate également que les précipitations diurnes du RegCM4 présentent un profil temporel comparable à celui du TRMM et du PERSIANN, avec quelques biais humides systématiques sur les hautes terres du Cameroun. Pour l'ensemble de la région d'étude et les autres sous-régions, la différence entre TRMM et PERSIANN n'est pas du tout minime. Les variations sur vingt-quatre heures de la quantité et de la fréquence des précipitations sont correctement représentées par le modèle avec un pic de l'après-midi autour de 18h00 LST dans tout le domaine sauf dans la sous-région de l'Océan Atlantique. Le modèle ne représente pas correctement les caractéristiques observées en termes de variation sur 24 heures de l'intensité des précipitations sur la zone d'étude. Le modèle RegCM a beaucoup de mal à représenter les véritables configurations et heures des pics maximums d'intensité des précipitations dans toutes les sous-régions, bien qu'il représente bien les configurations et les heures de pointe du cycle de 24 heures de la quantité et de la fréquence des précipitations. Ceci est strictement lié à la déficience intrinsèque du RegCM à représenter un modèle réaliste de l'intensité des précipitations. De plus, Llopart et al. (2020) ont constaté que le bilan hydrique atmosphérique et l'évapotranspiration ne sont pas bien pris en compte dans le RegCM.

L'un des principaux résultats concernant les schémas spatiaux de caractéristiques des précipitations est que la distribution spatiale de la fréquence des précipitations est assez similaire à celle de la quantité de précipitations, plus que l'intensité des précipitations. Le RegCM ne représente pas bien le moment réel des pics maximums de la quantité et

de la fréquence des précipitations bien qu'il semble être capable de capturer les modèles d'amplitude de la quantité de précipitations comparé à TRMM.

Des deux méthodes de correction des biais ajustés aux sorties de RegCM4.4 pour améliorer les précipitation en AC, il ressort de cette étude préliminaire que ces méthodes de correction sont performantes suivant les zones et les saisons. Il est aussi à remarquer que le modèle sous-estime ou surestime les précipitations selon les zones. En effet, la distribution spatiale des précipitations (DJF, JJA, MAM et JJA) nous montre qu'en corrigeant les données du modèle avec la méthode linéaire, on se rend compte que cette méthode corrige bien et on constate un rapprochement des données corrigées aux observations et par conséquent une intensification énorme du biais au niveau du Sahel, mais ce même biais corrigé avec la méthode de la variance. On se rend compte qu'elle corrige encore mieux le biais au niveau du Bassin du Congo et intensifie moins ce dernier au niveau du Sahel par rapport à la méthode linéaire. À ce niveau, la méthode de la variance est beaucoup plus performante que la méthode linéaire pendant la période de contrôle. En allant un peu plus loin pour la période d'évaluation, on constate toujours que la méthode de la variance est beaucoup plus pratique et corrige mieux le biais par rapport à la méthode linéaire. L'impact de la méthode de correction des biais sur le cycle annuel des précipitations est mitigé et dépend encore fortement de la région et de la saison. Par exemple, la méthode de la variance bien qu'elle augmente le biais dans le Sahel, corrige beaucoup mieux les biais dans le Bassin du Congo et intensifie moins les biais dans le Sahel. Donc en ce qui concerne les précipitations en Afrique Centrale, la méthode la plus performante est la méthode de la variance. La méthode de la variance est donc la plus appropriée pour corriger les biais des paramètres simulés par le modèle RegCM4. Les résultats obtenus pour la période de contrôle sont cohérents avec ceux obtenus pour la période d'évaluation.

Ces résultats sont très intéressants dans le domaine d'étude de la variabilité climatique et ils fournissent aussi des preuves que le modèle climatique RegCM4 après correction des biais peut être utilisé dans les études climatiques en Afrique Centrale. La méthode Va ajustée tend à fournir une meilleure performance que celle trouvée dans les études précédentes comme celles de Delei et al. (2018), qui utilisaient des facteurs sur d'autres échelles de temps. Par conséquent, l'adoption de facteurs de CB saisonniers semble fournir une bonne amélioration de la correction des paramètres utilisés des MCR. Dans le but de rendre notre travail plus intéressant, nous pourrions faire des améliorations complémentaires sur : la correction des biais dans les deux zones de manière simultanée c'est-à-dire dans le Bassin du Congo et dans le Sahel au lieu d'une intensification des biais dans ces zones, on cherchera plutôt à avoir une réduction de biais dans les deux zones.

L'analyse suggère que RegCM4.4 est capable de saisir la quantité et la fréquence des précipitations, et que la fréquence et la quantité les plus élevées sont enregistrées dans les zones de haute altitude, ce qui suggère que la topographie joue un rôle majeur dans ces caractéristiques des précipitations. Pour que le modèle puisse simuler correctement le cycle diurne des précipitations de juin-juillet-août-septembre, il doit représenter correctement les précipitations à grande échelle ainsi que l'état de la surface terrestre. Plusieurs indications de l'insuffisance de la variation sur 24 heures au-dessus des océans peuvent être attribuées au schéma convectif ainsi qu'au cycle sur 24 heures de la température de surface de la mer. Les conclusions de cette étude devraient être utiles pour évaluer l'importance du cycle de 24 heures des précipitations sur l'AC et ses mécanismes directeurs. D'un point de vue pratique, puisque la connaissance de l'intensité, de la quantité et de la fréquence des précipitations est cruciale pour la croissance des cultures, nous pouvons en déduire que la présente étude peut avoir une grande importance dans le secteur agricole.

Bibliographie

- Akinsanola, A.A., and K.O. Ogunjobi**, (2017) : Evaluation of present day rainfall simulations over West Africa in CORDEX regional climate models. *Environ. Earth Sci.*, **76**, 366.
- Aloysius, N.R., J. Sheffield, J.E. Sainers, H. Li, and E.F. Wood**, (2016) : Evaluation of historical and future simulations of precipitation and temperature in central Africa from CMIP5 climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **121**(1), 130–152.
- Argüeso, D., J.P. Evans, and L. Fita**, (2013) : Precipitation bias correction of very high resolution regional climate models. *Hydrology and Earth System Sciences*, **17**(11), 4379–4388.
- Balas, N., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, (2007) : The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. *International Journal of Climatology*, **27**(10), 1335–1349.
- Bergman, J.W., and M.L. Salby**, (1997) : The Role of Cloud Diurnal Variations in the Time-Mean Energy Budget. *J. Climate*, **10**, 1114–1124.
- Bony, S., and K.A. Emanuel**, (2005) : On the Role of Moist Processes in Tropical Intraseasonal Variability : Cloud–Radiation and Moisture–Convection Feedbacks. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2770–2789.
- Bright, D., and S. Mullen**, (2002) : The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5. *Weather Forecast*, **17**, 99–114.
- Camara, I., M. Noblet, Q. Lejeune, and Y. Sane**, (2019) : Evaluation de la variabilité climatique et des tendances climatiques futures dans la region de Fatick-Sénégal. PAS-PNA.
- Castro, C.L., R.A. Pielke Sr, and G. Leoncini**, (2005) : Dynamical downscaling : Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research*, **110**.

- Charney, J.G.**, (1975) : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101(428)**, 193–202.
- Charney, J.G.**, and **A. Eliassen**, (1964) : On the growth of the hurricane depression. *Journal of Atmospheric Sciences*, **21(1)**, 68–75.
- Chen, F.**, **K. Mitchell**, **J. Schaake**, **Y. Xue**, **H.L. Pan**, **V. Koren**, **Q.Y. Duan**, **M. Ek**, and **A. Betts**, (1996) : Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 7251–7268.
- Chen, J.**, **P. Francois**, **Brissette**, and **R. Leconte**, (2011) : Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *Journal of hydrology*, **401**, 190–202.
- Chen, Y.**, **W. Moufouma-Okia**, **V. Masson-Delmotte**, **P. Zhai**, and **A. Pirani**, (2018) : Recent progress and emerging topics on weather and climate extremes since the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Annual Review of Environment and Resources*, **43**, 35–59.
- Christian, H.J.**, **R. Blakeslee**, **D.J. Boccippio**, **W.L. Boeck**, **D.E. Buechler**, and **K.T. Driscoll**, (2003) : Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **108(D1)**.
- Collewet, G.**, and **J. Idier**, (2008) : Débruitage et correction du biais non multiplicatif en IRM pondérée T1. *16ième congrès francophone AFRIF-AFIA reconnaissance des formes et intelligence artificielle*, **14**, 286–294.
- Comer, R.E.**, **A. Slingo**, and **R.P. Allan**, (2007) : Observations of the diurnal cycle of outgoing longwave radiation from the Geostationary Earth Radiation Budget instrument. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02823.
- Dai, A.**, (2006) : Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of climate*, **19(18)**, 4605–4630.
- Dai, A.**, **F. Giorgi**, and **K.E. Trenberth**, (1999) : Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **104(D6)**, 6377–6402.
- Dai, A.**, **X. Lin**, and **K. Hsu**, (2007) : The frequency, intensity, and diurnal cycle of precipitation in surface and satellite observations over low- and mid-latitudes. *Clim Dyn*, **29**, 727–744.
- Davies, H.C.**, (1976) : A lateral boundary formulation for multi-level prediction mo-

- dels. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 405–418.
- De Elia, R., R. Laprise, and B. Denis**, (2002) : Forecasting skill limits of nested limited-area models : a perfect-model approach. *Monthly Weather Review*, **130**, 2006–2023.
- Delei, L., F. Jianlong, X. Zhenhua, Y. Baoshu, S. Hongyuan, and J. Qi**, (2018) : Statistical bias correction for simulated wind speeds over CORDEX-East Asia. *Earth and Space Science*, **10**, 200–211.
- Denis, B., C. J., and R. Laprise**, (2002) : Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using discrete cosine transform (DCT). *Monthly Weather Review*, **130**, 1812–1829.
- Dessler, A.E.**, (2002) : The effect of deep tropical convection on the tropical tropopause layer. *J. Geophys. Res.*, **107(D3)**.
- Dezfuli, A.**, (2017) : Climate of western and central equatorial Africa. In *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*.
- Dezfuli, A.K., and S.E. Nicholson**, (2013) : The relationship of rainfall variability in western equatorial Africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. Part II : The boreal autumn. *Journal of Climate*, **26(1)**, 66–84.
- Dezfuli, A.K., B.F. Zaitchik, and A. Gnanadesikan**, (2015) : Regional atmospheric circulation and rainfall variability in south equatorial Africa. *Journal of Climate*, **28(2)**, pp.809–818.
- Dhonneur, G.**, (1981) : Les amas nuageux mobiles : principale composante de la météorologie du Sahel. *La météorologie, VI^e série*, **27**, 75–82.
- Dhonneur, G.**, (1985) : L'équateur météorologique : une structure planétaire. *25^{ème} congrès du CIG, Dijon*, 27–41.
- Dhonneur, G.**, (1988) : Traité de météorologie tropicale n°1. *Direction de la Météorologie, Trappes*, 151p.
- Dhuria, H.L., and H.L. Kyle**, (1990) : Cloud types and the tropical earth radiation budget. *J. Climate*, **3**, 1409–1434.
- Dickinson, R.E., R. Errico, F. Giorgi, and G.T. Bates**, (1989) : A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15** :, 383–422.
- Dimitrijevic, M., and R. Laprise**, (2005) : Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dynamics*, **25**, 555–580.

- Elguimdi, N., X. Bi, F. Giorgi, B. Nagarajan, J. Pal, F. Solmon, S. Raucher, A. Zakey, and G. Giuliani, (2011) : Regional Climatic Model RegCM User Manual Version4.1. Tieste.
- Elguimdi, N., X. Bi, F. Giorgi, B. Nagarajan, J. Pal, F. Solmon, S. Raucher, A. Zakey, and G. Giuliani, (2014) : Regional Climate Model :REGCM4. Earth System Physics.
- Emanuel, K.A., (1994) : Atmospheric convection. *Oxford University Press on Demand*.
- Endris, H.S., P. Omondi, S. Jain, C. Lennard, B. Hewitson, L. Chang'a, J.L. Awange, A. Dosio, P. Ketiem, G. Nikulin, H.J. Panitz, M. Büchner, F. Stordal, and L. Tazalika, (2013) : Assessment of the Performance of CORDEX Regional Climate Models in Simulating East African Rainfall. *J. Climate*, **26**, 8453–8475.
- Favre, A., N. Philippon, B. Pohl, E.A. Kalognomou, C. Lennard, B. Hewitson, G. Nikulin, A. Dosio, H.J. Panitz, and R. CerezoMota, (2016) : Spatial distribution of precipitation annual cycles over South Africa in 10 CORDEX regional climate model present-day simulations. *Clim. Dynam*, **46**, 1799–1818.
- Fernandez-Diaz, J., R. Laprise, L. Sushama, A. Martynov, K. Winger, and B. Digas, (2013) : Climate simulation over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian regional climate model (CRCM5). *Climate Dynamics*, **40**, 1415–1433.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, and M. Rummukainen, (2013) : Evaluation of Climate Models, Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Folland, C.K., T.N. Palmer, and D.E. Parker, (1986) : Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, **320(6063)**, 602–607.
- Fontaine, B., S. Janicot, V. Moron, P. Roucou, and S. Trazaska, (1998) : Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nord-Est. *La Météorologie, VIIIème, série*, **23**, 14–35.
- Fontaine, B., N. Philippon, and 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*, **26(14)**, 2041–2044.
- Gamache, J.F., and R.A. Houze Jr**, (1983) : Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *Journal of Atmospheric Sciences*, **40(7)**, 1835–1850.
- Gbobaniyi, E., A. Sarr, M.B. Sylla, I. Diallo, C. Lennard, A. Dosio, A. Dhiédiou, A. Kanga, N.A.B. Klutse, B. Hewitson, G. Nikulin, and B. Lamp-
tey**, (2014) : Climatology, annual cycle and interannual variability of precipitation and temperature in CORDEX simulations over West Africa. *Int. J. Climatol.*, **34**, 2241–2257.
- Geerts, B., and T. Dejene**, (2005) : Regional and diurnal variability of the vertical structure of precipitation systems in Africa based on spaceborne radar data. *Journal of Climate*, **18(7)**, 893–916.
- GIEC**, (2007) : Summary for policymakers. In : Solomon et al (eds) Climate change 2007 : The Physical science Basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge Univ. Press, New York, pp 1-18.
- Giorgi, F., and X. Bi**, (2000) : A study of internal variability of a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 29,503–29,521.
- Giorgi, F., E. Coppola, F. Solomon, L. Mariotti, M.B. Sylla, and X.e.a. Bill**, (2012) : RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, **52**, 7–29.
- Giorgi, F., N. Elguindi, S. Cozzini, F. Solmon, and G. Giuliani**, (2015) : Regional climatic model RegCM user’s guide version 4.4. *Tech. rep., ICTP, Trieste, Italy.*, pp. 579.
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, and G. Bates**, (1993) : Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I : boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, **121**, 2794–2813.
- Giorgi, F., and L. Mearns**, (1999) : Introduction to special section : regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6335–6352.
- Guichard, F., J.C. Petch, J.L. Redelsperger, P. Bechtold, J.P. Chaboureau, S. Cheinet, H. Grenier, W. Grabowski, C.J. Jones, M. Köhler, J. Piriou, R. Tailleux, and M. Tomasini**, (2004) : Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column

- models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3139–3172.
- Haensler, A., F. Saeed, and D. Jacob**, (2013) : Assessing the robustness of projected precipitation changes over central Africa on the basis of a multitude of global and regional climate projections. *Climatic Change*, **121(2)**, 349–363.
- Hamatan, M., G. Mahe, E. Servat, J. Paturel, and A. Amani**, (2004) : Synthèse et évaluation des prévisions saisonnière en Afrique de l’Ouest. *Sécheresse*, **15**, 279–286.
- Hartmann, D.L.**, (1994) : Global Physical Climatology. *Academic Press INC.*, 411 pp.
- Hastenrath, S.**, (1988) : *Climate and circulation of the tropics*. Atmospheric Science Library, 455 p. pp.
- Hodges, K.I., and C.D. Thorncroft**, (1997) : Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. *Monthly Weather Review*, **125(11)**, 2821–2837.
- Holton, J., R.**, (1992) : *An Introduction to dynamic meteorology*. Academic press, 3rd edition, 573 p. pp.
- Houze Jr, R.A.**, (1997) : Stratiform precipitation in regions of convection : A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78(10)**, 2179–2196.
- Houze Jr, R.A.**, (2004) : Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, **42(4)**.
- Jackson, B., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, (2009) : Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, **137(4)**, 1272–1294.
- Janicot, S.**, (1992) : Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II : Associated surface and air mass characteristics. *Journal of Climate*, **5(5)**, 499–511.
- Janicot, S., and B. Fontaine**, (1993) : L’évolution des idées sur la variabilité inter annuelle récente du cycle de l’eau atmosphérique en Afrique de l’Ouest. *La météorologie*, **VIII° série, n°1**, 28–52.
- Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine, and V. Moron**, (1998) : West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970–88). *Journal of climate*, **11(8)**, 1874–1882.
- Jones, R.G.**, (2002) : Atmospheric regional climate model (RCMs) : A multiple purpose tool? *Report of the Joint WGNE/WGCM ad hoc Panel on Regional Climate Modelling*, 19.

- Jury, M.R., E. Matari, and M. Matitu**, (2009) : Equatorial African climate teleconnections. *Theoretical and applied climatology*, **95(3)**, 407–416.
- Kalognomou, E.A., C. Lennard, M. Shongwe, I. Pinto, A. Favre, M. Kent, B. Hewitson, A. Dosio, G. Nikulin, H.J. Panitz, and M. Büchner**, (2013) : A Diagnostic Evaluation of Precipitation in CORDEX Models over Southern Africa. *J. Climate*, **26**, 9477– 9506.
- Kataoka, A., and T. Satomura**, (2005) : Numerical simulation on the diurnal variation of precipitation over northeastern Bangladesh : a case study of an active period 14–21 June 1995. *Monthly Weather Review*, **1**, 205–208.
- Kidson, J.W., and R.E. Newell**, (1977) : African rainfall and its relation to the upper air circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **103(437)**, 441–456.
- Kim, J., D.E. Waliser, C.A. Mattmann, C.E. Goodale, A.F. Hart, P.A. Zimdars, D.J. Crichton, C. Jones, G. Nikulin, J.C. Hewitson, B., C. Lennard, and A. Favre**, (2014) : Evaluation of the CORDEX-Africa multi-RCM hindcast : systematic model errors. *Clim. Dynam.*, **42**, 1189–1202.
- King, A.D., and L.J. Harrington**, (2018) : The inequality of climate change from 1.5 to 2 °C of global warming. *Geophys. Res. Letters*, **45(10)**, 5030–5033.
- Kisembe, J., F.A.D.A.L.C.S.G., and A. Nimusima**, (2019) : Evaluation of rainfall simulations over Uganda in CORDEX regional climate models. *Theor. Appl. Climatol.*, **137**, 1117–1134.
- Klutse, N.A.B., M.B. Sylla, I. Diallo, A. Sarr, A. Dosio, A. Diedhiou, A. Kamga, B. Lamptey, A. Ali, E.O. Gbobaniyi, K. Owusu, C. Lennard, B. Hewitson, G. Nikulin, H.J. Panitz, and M. Büchner**, (2016) : Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **123**, 369–386.
- Komkoua Mbienda, A.J., G. Guenang, R. Tanessong, S. Ashu Ngono, S. Zebaze, and D.A. Vondou**, (2021) : Possible influence of the convection schemes on RegCM4.6 for climate services over Central Africa. *Meteorological Applications*, **28**.
- Komkoua Mbienda, A.J., G. Guenang, R.S. Tanessong, and A. Tchakoutio Sandjon**, (2019) : Potential effects of aerosols on the diurnal cycle of precipitation over Central Africa by RegCM4.4. *SN Applied Sciences*, **1**, 141.
- Komkoua Mbienda, A.J., C. Tchawoua, D.A. Vondou, P. Choumbou, C. Kenfack Sadem, and S. Dey**, (2017)a : Impact of anthropogenic aerosols

- on climate variability over Central Africa by using a regional climate model. *International Journal of Climatology*, **37**, 249–267.
- Komkoua Mbienda, A.J., C. Tchawoua, D.A. Vondou, P. Choumbou, C. Kenfack Sadem, and S. Dey**, (2017)b : Sensitivity experiments of the RegCM4 simulations to different convective schemes over Central Africa. *International Journal of Climatology*, **37**, 328–342.
- Lafore, J.P., and M.W. Moncrieff**, (1989) : A numerical investigating of organization and interaction of convective and mesoscale region of a tropical squall line. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**(4), 521–544.
- Laing, A.G., R.E. Carbone, and V. Levizzani**, (2011) : Cycles and propagation of deep convection over equatorial Africa. *Monthly Weather Review*, **139**(9), 2832–2853.
- Laprise, R., R. De Elia, D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, E. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru, and L. Separovic**, (2008) : Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100**, 3–22.
- Leduc, M., and R. Laprise**, (2009) : Regional climate model sensibility to domain size. *Climate Dynamics*, **32**, 833–854.
- Lee, M.I., S.D. Schubert, M.J. Suarez, I. Held, N.C. Lau, and J.e.a. Ploshay**, (2007) : An analysis of the warm-season diurnal cycle over the continental United States and northern Mexico in general circulation models. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 344–366.
- Lenderink, G., A. Buishand, and V. Deursen**, (2007) : Estimate of future discharge of the river Rhine using two scenario methodologies :direct versus delta approach. *Hydrology Earth and System Science*, **11**, 1145–1159.
- Liang, X.Z., K. Kunkel, and A.N. Samel**, (2001) : Development of a regional climate model for U.S. midwest applications. Part 1 : Sensitivity to buffer zone treatment. *Journal of Climate*, **14**, 4363–4378.
- Liu, C., and E.J. Zipser**, (2005) : Global distribution of convection penetrating the tropical tropopause. *Journal of Geophysical Research :Atmospheres*, **110**(D23).
- Liu, Z., D. Ostrenga, W. Teng, and S. Kempler**, (2012) : Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation data and services for research and applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**(9), 1317–1325.
- Lorenz, P., and D. Jacob**, (2005) : Influence of regional scale information on the global circulation : A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research*

Letter, **32**.

- Malardel, S.**, (2009) : *Fondamentaux de météorologie : À l'école du temps*. Cépadeus-2e Edition.
- McCollum, J. R., G.A., and M.B. Ba**, (2000) : Discrepancy between gauges and satellite estimates of rainfall in equatorial Africa. *Journal of Applied Meteorology*, **39(5)**, 666–679.
- Miao, J.F., D. Chen, K. Wyser, K. Borne, L. J., K.S. Strandevall M, S. Thorsson, C. Achberger, and E. Almkvist**, (2008) : Evaluation of MM5 mesoscale model at local scale for air quality applications over the Swedish west coast : Influence of PBL and LSM parameterizations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **99**, 77–103.
- Mohr, K.I.**, (2007) : Interannual, monthly, and regional variability in the wet season diurnal cycle of precipitation in sub-Saharan Africa. *Journal of Climate*, **17(12)**, 2441–2453.
- Mohr, K.I., J.S. Famiglietti, and E.J. Zipser**, (1999) : The contribution to tropical rainfall with respect to convective system type, size, and intensity estimated from the 85-GHz ice-scattering signature. *Journal of Applied Meteorology*, **38(5)**, 596–606.
- Mohr, K.I., and E.J. Zipser**, (1996)a : Defining mesoscale convective systems by their 85-GHz ice-scattering signatures. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77(6)**, 1179–1189.
- Mohr, K.I., and E.J. Zipser**, (1996)b : Mesoscale convective systems defined by their 85-GHz ice scattering signature : Size and intensity comparison over tropical oceans and continents. *Monthly Weather Review*, **124(11)**, 2417–2437.
- Moron, V.**, (1994) : *Variabilité des précipitations en Afrique au nord de l'équateur (1933-1990) et relation avec les températures de surface océanique et dynamique de l'atmosphère*. (Doctoral dissertation, Thèse de doctorat.
- Mounier, F.**, (2005) : *La variabilité intersaisonnière de la mousson d'Afrique de l'Ouest et Centrale*. Ph. D. thesis, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Nesbitt, S.W., and E.J. Zipser**, (2007) : The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *Journal of Climate*, **16(10)**, 1456–1475.
- Nguyen, H., and J.P. Duvel**, (2008) : Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial Africa. *Journal of Climate*, **21(23)**, 6372–6388.
- Nicholson, S., K. Jeeyoung, and J. Hoopingarner**, (1988) : *Atlas of African*

- rainfall and its interannual variability*. Dept. of Met.
- Nicholson, S.E.**, (1980) : The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly Weather Review*, **108(4)**, 473–487.
- Nicholson, S.E.**, (1986) : The spatial coherence of African rainfall anomalies : Interhemispheric teleconnections. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **25(10)**, 1365–1381.
- Nicholson, S.E.**, (2009) : A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Climate Dynamics*, **32(7–8)**, 1155–1171.
- Nicholson, S.E., and A. Dezfuli**, (2013) : The relationship of rainfall variability in Western Equatorial Africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. Part I : The boreal spring. *Journal of Climate*, **26**, 45–65.
- Nicholson, S.E., and M.D. Entekhabi**, (1986) : The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Series A,* **34(3–4)**, 311–348.
- Nicholson, S.E., and J.P. Grist**, (2003) : The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *Journal of Climate*, **16(7)**, 1013–1030.
- Nikulin, G., C. Jones, F. Giorgi, G. Asrar, M. Buchner, and R. Cerezo-Mota**, (2012) : Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. *Climate Dynamics*, **25**, 6057–6078.
- Noh, Y., C.J. Jang, T. Yamagata, P.C. Chu, and C.H. Kim**, (2002) : Simulation of more realistic upper-ocean processes from an OGCM with a new ocean mixed layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 1274–1307.
- Nomenjanahary, A.**, (2012) : Contribution à l'étude du changement climatique : «Etude de la sécheresse dans le sud de Madagascar et utilisation du modèle climatique régionale RegCM4. Université d'Antananarivo.
- N'Tcha M'po, Y., A. Lawin, B. Kouassi, and G. Oyerinde**, (2017) : comparaison des methodes de correction du biais des precipitations quotidiennes sur la base de quatres sortie de modeles climatique regionaux dans le bassin de l'Ouémé au Benin. *Hydrology*, **4**, 58–71.
- Okoola, R.E., and P.G. Ambenje**, (2003) : Transition from the Southern to the Northern Hemisphere summer of zones of active convection over the Congo Basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **84(3–4)**, 255–265.
- Pal, J.S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X.J. Gao, M. Ashfaq**,

- R. Francisco, J. Bell, N. Diffenbaugh, L. Sloan, A. Steiner, J. Winter, and A. Zakey**, (2007) : The ICTP RegCM3 and RegCNET : regional climate modeling for the developing world. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1395–1409.
- Palmer, T.N.**, (1986) : Influence of the Atlantic, Pacific and Indian oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322(6076)**, 251–253.
- Panitz, H.J., A. Dosio, M. Büchner, D. Lüthi, and K. Keuler**, (2014) : COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain : analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44° and 0.22° resolution. *Climate dynamics*, **42(11)**, 3015–3038.
- Paradis, D., J.P. Lafore, J.L. Redelsperger, and V. Balaji**, (1995) : African easterly waves and convection. Part I : Linear simulations. *Journal of the atmospheric sciences*, **52(10)**, 1657–1679.
- Parker, D.J., C. Thorncroft, R. Burton, and A. Diongue-Niang**, (2004) : Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1461–1482.
- Pohl, B., J. Crétat, and P. Camberlin**, (2011) : Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. *Climate Dynamics*.
- Pokam, W.M., C.L. Bain, R.S. Chadwick, R. Graham, D.J. Sonwa, and F.M. Kamga**, (2014) : Identification of processes driving low-level westerlies in west equatorial Africa. *Journal of Climate*, **27(11)**, 4245–4262.
- Prein, A.F., A. Gobiet, H. Truhetz, K. Keuler, K. Goergen, C.F. Teichmann, C. and Maule, E. Van Meijgaard, M. Déqué, V.R. Nikulin, G., A. Colette, E. Kjellström, and D. Jacob**, (2016) : Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations : high resolution, high benefits? *Climate dynamics*, **46(1)**, 383–412.
- Qian, J.H., A. Seth, and S. Zebiak**, (2003) : Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. *Monthly Weather Review*, **131**, 2857–2874.
- Ratnam, J.V., S. Behera, Y. Masumoto, K. Takahashi, and Y. T.**, (2011) : A simple regional coupled model experiment for summer-time climate simulation over southern Africa. *Climate Dynamics*.
- Ratnam, J.V., F. Giorgi, A. Kaginalkar, and S. Cozzini**, (2009) : Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3–ROMS regional coupled model . *Climate Dynamics*, **33**, 119–139.

- Rio, C., F. Hourdin, J.Y. Grandpeix, and J.P. Lafore**, (2009) : Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Letters*, **36**, L07809, doi :10.1029/2008GL036779.
- Risi, C., S. Bony, F. Vimeux, and J. Jouzel**, (2010) : Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model : Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **115(D12)**.
- Robin, Y.**, (2018) : transport optimal pour quantifier l'évolution d'un attracteur climatique et corriger ses biais. *Sorbonne université*, **11**, 62–70.
- Saeidizand, R., S. Samaneh, E. Tarnavsky, and A. Pierleoni**, (2018) : Evaluation of CHIRPS rainfall estimate over iran. *QJR Meteorol Soc.*, **144**, 282–291.
- Salameh, T., P. Drobinski, and T. Dubos**, (2010) : The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modeling : Application to the Mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 170–182.
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, and M. Ziese**, (2015). : *GPCC full data reanalysis at 0.58 : Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data, version 7.0*. GPCC. Deutscher Wetterdienst/.
- Shin, D.W., S. Cocke, and T.E. LaRow**, (2007) : Diurnal cycle of precipitation in a climate model. *J. Geophys. Res. D : Atmos*, **112**, D13109, doi :10.1029/2006JD008333.
- Shongwe, M.E., C. Lennard, B. Liebmann, E.A. Kalognomou, L. Ntsangwane, and I. Pinto**, (2015) : An evaluation of CORDEX regional climate models in simulating precipitation over Southern Africa : CORDEX simulation of rainfall over Southern Africa. *Atmos. Sci. Lett.*, **16**, 199–207.
- Sonkoué, D., D. Monkam, Y.Z.D. Fotso-Nguemo, T. C., and D.A. Vondou**, (2019) : Evaluation and projected changes in daily rainfall characteristics over Central Africa based on a multi-model ensemble mean of CMIP5 simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, **137(3)**, 2167–2186.
- Soula, S., J.K. Kasereka, J.F. Georgis, and C. Barthe**, (2016) : Lightning climatology in the Congo Basin. *Atmospheric Research*, **178**, 304–319.
- Stephens, G.L., C. Campbell, and T.H. Vonder Haar**, (1981) : Earth radiation budget. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9739–9760.

- Stephens, M.Y., R.J. Oglesby, and M. Maxey**, (2005) : A one-dimensional mixed layer ocean model for use in three-dimensional climate simulations : Control simulation compared to observations. *Clim. Dynam.*, **18**, 2199–2221.
- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou**, (2003) : The West African monsoon dynamics. Part I : Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate*, **16(21)**, 3389–3406.
- Tamoffo, A.T., W. Moufouma-Okia, A. Dosio, R. James, V.D.A.F.N.T.C. Pokam, W. M., G.M. Guenang, P.H. Kamsu-Tamo, G. Nikulin, G.N. Longandjo, C.J. Lennard, J.P. Bell, R.R. Takong, A. Haensler, L.A.D. Tchotchou, and R. Nouayou**, (2019) : Process-oriented assessment of RCA4 regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5°C and 2°C global warming levels : influence of regional moisture fluxes. *Climate Dynamics*, **53(3)**, 1911–1935.
- Tamoffo, A.T., W. Moufouma-Okia, A. Dosio, R. James, W.M. Pokam, D.A. Vondou, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, P.H. Kamsu-Tamo, G. Nikulin, G.N. Longandjo, C.J. Lennard, J.P. Bell, R.R. Takong, A. Haensler, L.A.D. Tchotchou, and R. Nouayou**, (2019) : Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model. *Theoretical and Applied Climatology*, **137(3)**, 2351–2368.
- Tanaka, M., B.C. Weare, A.R. Navato, and R.E. Newell**, (1975) : Recent African rainfall patterns. *Nature*, **255(5505)**, 201–203.
- Taylor, C.M.**, (2008) : Intraseasonal Land–Atmosphere Coupling in the West African Monsoon. *J. Climate*, **21**, 6636–6648.
- Teutschbein, C., and Seibert**, (2012) : Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies :review and evaluation of different methods. *Journal of hydrology*, **456-457**, 12–29.
- Tian, B., B.J. Soden, and X. Wu**, (2004) : Diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere : Satellites versus a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D10101.
- Todd, M.C., and R. Washington**, (2004) : Climate variability in central equatorial Africa : influence from the Atlantic sector. *Geophysical Research Letters*, **31(23)**.
- Toracinta, E.R., and E.J. Zipser**, (2001) : Lightning and SSM/I-ice-scattering mesoscale convective systems in the global tropics. *Journal of Applied Meteorology*, **40(6)**, 983–1002.

- Vigaud, N., P. Roucou, B. Fontaine, S. Sijikumar, and S. Tyteca**, (2010) : WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Climate Dynamics*.
- Von Storch, H.**, (1995) : Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorological Zentrum für Naturwissenschaft und Friedensforschung*, **4**, 72–82.
- Vondou, D.A., and A. Haensler**, (2017) : Evaluation of simulations with the regional climate model REMO over Central Africa and the effect of increased spatial resolution. *International Journal of Climatology*, **37**, 741–760.
- Vondou, D.A., Z. Yepdo, R.S. Tanessong, A. Tchakoutio Sandjon, and L.A. Djiotang Tchatchou**, (2017) : Diurnal cycle of rainfall over Central Africa simulated by RegCM model. *Earth Systems and Environment*, **1055–1064**.
- Wang, Y., L. Zhou, and K. Hamilton**, (2007) : Effect of convective entrainment/detrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. *Monthly Weather Review*, **135**, 567–585.
- Williams, E.R., and G. Sători**, (2004) : Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **66(13)**, 1213–1231.
- Wu, M.G., D. Belusic, C. Jones, and D. Lindstedt**, (2020) : The impact of regional climate model formulation and resolution on simulated precipitation in Africa. *Earth System Dynamics*, **11**, 377–394.
- Xie, S.P., and G.H. Philander S**, (1994) : A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus A*, **46(4)**, 340–350.
- Yang, G.Y., and J. Slingo**, (2001) : The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, **129(4)**, 784–801.
- Zhang, N., Q.L. Williams, and H. Liu**, (2010) : Effects of land-surface heterogeneity on numerical simulations of mesoscale atmospheric boundary layer processes. *Theoretical and Applied Climatology*, **102**, 307–317.
- Zhong, Z., X. Wang, W. Lu, and Y. Hu**, (2010) : Further study on the effect of buffer zone size on regional climate modeling. *Climate Dynamics*, **35**, 1027–1038.
- Zhou, T., R. Yu, H. Chen, A. Dai, and Y. Pan**, (2008) : Summer precipitation frequency, intensity, and diurnal cycle over China : a comparison of satellite data with rain gauge observations. *Journal of Climate*, **21**, 3997–4010.

Liste des publications

- **Publications dans les revues scientifiques**

1. Choumbou, P.C., Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Monkam, D., Mkankam Kanga, F. (2021) : Investigating the diurnal cycle of precipitation over Central Africa. *Meteorological Applications*, 28(4), DOI : 10.1002/met.2014. (*Impact Factor : 2,451*);
2. Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Kaissassou, S., Tanessong, R. S., Choumbou, P. C., Giorgi, F. (2023). Enhancement of RegCM4.7-CLM precipitation and temperature by improved bias correction method over Central Africa. *Meteorological Applications*, 30(1), DOI : 10.1002/met.2116. (*Impact Factor : 2,451*);
3. Kenfack, S. C., Mkankam, K. F., Alory, G. Hounkonnou, N. M., Komkoua Mbienda, A. J., Choumbou, P. C., Vondou, D. A. (2018). Sensitivity studies of the RegCM4 simulation in West and Central Africa during strong and weak years of Atlantic cold tongue. *International Journal of Climatology*, 38(1), 3513-3533. DOI : 10.1002/joc.5513. (*Impact Factor : 3,651*);
4. Komkoua Mbienda, A. J., Tchawoua, C., Vondou, D. A., Choumbou, P. C., Kenfack Sadem, C., Dey, S. (2017). Impact of anthropogenic aerosols on climate model. *International Journal of Climatology*, 37(1), 249-267. DOI : 10.1002/joc.4701. (*Impact Factor : 3,651*);
5. Komkoua Mbienda, A. J., Tchawoua, C., Vondou, D. A., Choumbou, P. C., Kenfack Sadem, C., Dey, S. (2017). Sensitivity experiments of RegCM4 simulation to different convective schemes over Central Africa. *International Journal of Climatology*, 37(1), 328-342. DOI : 10.1002/joc.4707. (*Impact Factor : 3,651*);

- Sessions posters

1. Choumbou, P.C., Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Monkam, D., Mkankam Kamga, F. : Investigating the diurnal cycle of precipitation over Central Africa. Poster présenté à la **Conférence AMMA-CATCH**, organisée par **AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine-Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique)**, sur le thème : **Enjeux et actualités des observations de la zone critique en Afrique**, du 12 au 14 Novembre 2018 au centre régional Agrhumet à Niamey, Niger.
2. Choumbou, P.C., Monkam, D., Tchawoua, C. : Modelisation of precipitation by exponential and poisson composite law. Poster présenté à la **4ème Conférence Internationale**, organisée par **AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine)**, sur les thèmes : **(A) Interactions Société-Environnement-Climat, (B) Prévisibilité et prévision de la Mousson Ouest Africaine et de ses Impacts, (C) Le Système de Mousson Ouest Africain et (D) Les thèmes Transversaux (aspects Multidisciplinaires de la MOA, le développement et l'amélioration d'outils et produits adaptés au soutien d'activités de développement, les futurs initiatives de recherche d'AMMA incluant CMIP5 et CORDEX Afrique avec l'intégration des réseaux d'observation)**, du 2 au 6 Juillet 2012, Toulouse, France.

- Présentation orale

1. Choumbou, P.C., Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Monkam, D., Mkankam Kamga, F. : **Investigating the diurnal cycle of precipitation over Central Africa**. Oral presentation to the **Fifth Workshop on Water Resources in developing Countries**, on the subject of : **Hydroclimate Modeling and Analysis Tools**, From May 26 to June 7 2019 at ICTP, Trieste, Italy.
2. Choumbou, P.C., Bandji, D., Esoh Elamè. **Proposition d'un modèle fréquentiel adéquat à l'estimation des valeurs extrêmes des crues et cas d'application à la ville de Douala**. Communauté Urbaine de Douala (CUD), **DEPPID**, 26 Septembre 2018 à la Salle de fêtes d'Akwa, Douala, Cameroun.

Symposium, ateliers et école d'été

- **Symposium et ateliers**

1. Participation au 5ème atelier sur la gestion des ressources en eau dans les pays en développement : application du modèle hydrologique CHyM, organisé par, **ICTP**, thème : Outils de modélisation et d'analyse hydroclimatique, du 27 Mai au 07 juin 2019 à Adriatico Guest-Laboratory, Trieste, Italie.
2. Participation à la 9ème formation ODC (Ocean Dynamics and Climate), organisé par, **UNESCO/IOC-ODC**, thème : Dynamique du Climat et interaction air-mer, du 17 au 28 juin 2019 à First Institute of Oceanography (FIO) Laboratory, Qingdao, China.
3. Participation au Symposium des scientifiques en début de carrière (ECS), organisé par, **CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment)**, thème : Les données **CORDEX** à l'information et à l'interaction des utilisateurs, du 14 au 18 Octobre 2019 à Beijing, China.

- **École d'été**

1. Participation à l'école d'été sur l'utilisation du modèle climatique régional RegCM développé au Centre Abdus Salam pour étudier et investiguer sur la variabilité climatique organisé par **ICTP**, thème : PWF Cameroun : l'École de la Science de modélisation du Climat, du 05 au 09 juin 2023 au Laboratoire de Physique Environnementale, Université de Dschang, Dschang, Cameroun.
2. Participation à l'école d'été sur la simulation du débit à l'aide du modèle hydrologique CHyM. organisé par, **ICTP**, thème : Outils de modélisation et d'analyse hydroclimatique, du 27 Mai au 07 juin 2019 à Adriatico Guest House-Laboratory, Trieste, Italie.

3. Participation à l'école d'été sur le jeu de l'adaptation climatique, organisé par, **CORDEX**, thème : Processus biogéochimiques, du 14 au 18 Octobre 2019 à Beijing, China.

Received: 17 March 2021 | Revised: 16 June 2021 | Accepted: 22 June 2021
DOI: 10.1002/met.2014

RESEARCH ARTICLE



Investigating the diurnal cycle of precipitation over Central Africa

P. C. Choumbou¹ | A. J. Komkoua Mbienda^{1,2,3} | G. M. Guenang^{1,2} |
D. Monkam⁴ | F. Mkankam Kamga¹

¹LEMAP, Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde 1, Yaounde, Cameroon

²L2MPS, Department of Physics, Faculty of Science, University of Dschang, Dschang, Cameroon

³Earth System Physics Section, The Abdus salam ICTP, Trieste, Italy

⁴Department of Physics, Faculty of Science, University of Douala, Douala, Cameroon

Correspondence

P. C. Choumbou, LEMAP, Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde 1, P.O. Box 812, Yaounde, Cameroon.
Email: paulchoumbou@gmail.com

Funding information

DST-FIST, Grant/Award Number: SR/FST/ESII-016/2014

Abstract

The present study investigated the reliability of downscaling tool RegCM4.4 to simulate 2002–2006 June–September diurnal cycle precipitation characteristics. Besides their diurnal cycles, the spatial and temporal patterns in precipitation intensity, amount and frequency over Central Africa (CA) are investigated. Diurnal variance, phase and amplitude based on 3-hourly model simulations are obtained by diurnal harmonics from each 24-h period. Two statistical measures are used to evaluate model performance: the root mean square error and the index of agreement. The result shows that the RegCM outputs are well simulated compared with reference data in revealing the temporal and spatial patterns of precipitation amount and frequency over the continental area with some systematic wet biases over Cameroon highlands area. Diurnal variability of precipitation frequency and amount are properly well reproduced by the model with an afternoon peak around 1800 LST over entire domain except Atlantic Ocean sub-region. The model does not properly describe the observed diurnal variation of precipitation intensity over the study area. One of the prominent results is that the pattern of precipitation frequency is quite similar to that of precipitation amount. This strong relationship between these two precipitation characteristics over the entire region of interest suggests that the diurnal precipitation variability is generally determined by how often it rains.

KEYWORDS

Central Africa, diurnal cycle, Fourier analysis, precipitation, RegCM4.4

1 | INTRODUCTION

Regional climate models (RCMs) are dynamical downscaling tools, which give information from global climate models. Their better representation of fine-scale physical processes (IPCC, 2007) makes them widely used for

regional climate study in various part of the world. Central Africa (CA) is one of such regions having a complex climate with many factors influencing its variability (S. E. Nicholson & Dezfuli, 2013). Furthermore, rainfall modelling is one of the most arduous tasks in an RCM. So far, precipitation analyses over this region have

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

© 2021 The Authors. Meteorological Applications published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of the Royal Meteorological Society.

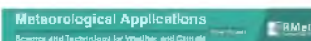
Meteorol Appl. 2021;28:e2014.
<https://doi.org/10.1002/met.2014>

wileyonlinelibrary.com/journal/met | 1 of 16

Received: 2 June 2022 | Revised: 1 September 2022 | Accepted: 10 January 2023

DOI: 10.1002/met.2116

RESEARCH ARTICLE



Enhancement of RegCM4.7-CLM precipitation and temperature by improved bias correction methods over Central Africa

A. J. Komkoua Mbienda^{1,2,3} | G. M. Guenang^{1,2} | S. Kaissassou^{2,4} |
R. S. Tanessong^{2,5} | P. C. Choumbou² | F. Giorgi³

¹Laboratory for Environmental Physics, Department of Physics, Faculty of Science, University of Dschang, Dschang, Cameroon

²Laboratory for Environmental Modeling and Atmospheric Physics, Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

³Earth System Physics Section, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy

⁴Laboratory of Electric Mechatronic and Signal Processing, Department of Electric and Telecommunication Engineering, National Advanced School of Engineering, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

⁵Department of Meteorology and Climatology, Advanced School of Agriculture, Forestry, Water Resources and Environment, University of Ebolowa, Ebolowa, Cameroon

Correspondence

A. J. Komkoua Mbienda, Laboratory for Environmental Physics, Department of Physics, Faculty of Science, University of Dschang, Dschang, Cameroon.
Email: kombiend@gmail.com

Abstract

Precipitation and temperature projections from Regional Climate Models (RCMs) over Central Africa (CA) are of great importance. However, several studies have already shown that the data from RCMs cannot be directly used for climate impact studies on a local scale because of systematic biases that characterize them. Therefore, RCM simulations must be preprocessed in order to make them more representative of climate at a local scale. The present study focuses on improving temperature and precipitation simulations from the RegCM4.7 RCM over CA. For this purpose, two correction methods are used: The adjusted Linear Scaling and Variance (Va) methods. Corrected and uncorrected precipitation and near-surface temperature are compared with Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations (CHIRPS) and the fifth generation of ECMWF reanalysis data (ERA5), respectively. Comparison of the performances of both methods was made during various seasons not only over the whole CA region but also over two sub-domains (Zones 1 and 2) having different characteristics. This was done on the basis of the mean bias and Root Mean Square Error. Results show that the precipitation from RegCM4 is tainted with huge wet biases compared to CHIRPS. Overall, the analysis suggests that the Va method is the most suitable for reducing the biases of RegCM4.7 simulations, particularly for precipitation irrespective of regions or seasons. However, it has been found that both methods fail to improve temperature biases in the Inter-Tropical Convergence Zone.

KEYWORDS

bias, Central Africa, CLM4.5, Linear Scaling, RegCM4.7, variance

1 | INTRODUCTION

Climate change is one of the major problems of our century. It has several negative effects on human beings

and ecosystems. Due to the challenge posed by this problem, it is important to treat the threat as a priority and find innovative solutions. Thereby, to simulate the present as well as future climate change at a global scale,

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/) License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

© 2023 The Authors. *Meteorological Applications* published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of Royal Meteorological Society.

Meteorol Appl. 2023;30:e2116.
<https://doi.org/10.1002/met.2116>

wileyonlinelibrary.com/journal/met | 1 of 21

