

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

BP : 812 Yaoundé

Email : crfd@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS
AND APPLICATIONS

P.O. Box : 812 Yaounde

Web Site : www.uy1researchstg.cm

Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre

Laboratory of Earth's Environment Physics

Étude de l'influence des niveaux du réchauffement global sur les événements extrêmes de pluie et de température en Afrique Centrale à partir du modèle COSMO-CLM

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

Option : Sciences de l'Atmosphère

par

Gabriel FOTSO KAMGA

Matricule : 13T2165

Master of Sciences en Physique

Co-directeurs

YEPDO DJOMOU Zéphirin

Maître de Recherche

Institut National de Cartographie

LENOUO André

Professeur

Université de Douala



Année 2022



DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE
DOCTORAT/PhD

Nous, Professeurs **VONDOU Derbetini Appolinaire** et Professeur **NOUAYOU Robert**, respectivement Examineur et Président du Jury de la thèse de Doctorat/PhD de Monsieur **FOTSO KAMGA Gabriel** Matricule 13T2165, préparée sous la Co-direction du Professeur **LENOUO André** et du Maître de Recherche **YEPDO DJOMOU Zéphirin**, intitulée : « **Étude de l'influence des niveaux du réchauffement global sur les évènements extrêmes de pluie et de température en Afrique Centrale à partir du modèle COSMO-CLM** », soutenue le **Vendredi, 07 Janvier 2022**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/PhD en Physique, Spécialité **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.

Fait à Yaoundé le **25 JAN 2022**

Examineur

Pr. VONDOU Derbetini Appolinaire

Président du Jury

Pr. NOUAYOU Robert



Le Chef de Département de Physique

Nijako Jean Marie Biemvenu
Professeur

Étude de l'influence des niveaux du réchauffement
global sur les évènements extrêmes de pluie et de
température en Afrique Centrale à partir du modèle
COSMO-CLM

Gabriel FOTSO KAMGA

(2022)

Dédicace

*A mes parents MAFONGANG Martine et Feu KAMGA Etienne.
Trouvez ici l'expression de ma gratitude et de toute mon affection pour les
efforts que vous n'avez cessé de déployer pour m'inculquer cet esprit de
persévérance qui réside en vous.*

Remerciements

Une thèse est un travail de longue haleine, un défi que l'on se lance. Mais c'est surtout une formidable histoire de relations humaines. Comme il est d'adage chez nous "Il faut toujours remercier l'arbre à karité sous lequel on a ramassé de bons fruits pendant la bonne saison".

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma reconnaissance à mes directeurs de thèse, Professeur LENOUE Andre et Docteur YEPDO DJOMOU Zéphirin, pour m'avoir proposé ce sujet de thèse et encadré durant ces années de thèse. J'ai apprécié en outre leur disponibilité constante, leur rigueur dans le travail et leur enthousiasme qui auront été très encourageants au cours de ces années de recherches.

Je remercie également l'ensemble des membres du jury pour leurs disponibilités d'avoir accepté de faire partie du comité d'accompagnement de cette thèse. Merci pour leurs remarques constructives (nécessaires et nombreuses), pour m'avoir transmis une partie de leurs connaissances et de leur savoir-faire.

Je tiens à remercier tous les membres du Laboratoire de Modélisation Environnementale et de Physique de l'Atmosphère (LAMEPA), pour m'avoir accueilli et fait confiance. Grâce à vous, j'ai pu réaliser mes travaux de M2 et ensuite de doctorat dans d'excellentes conditions. Merci d'avoir toujours favorisé mon travail au laboratoire et su trouver les ressources indispensables à cette recherche.

J'ai une pensée particulière à l'endroit du Professeur Appolinaire VONDOU et du Docteur FOTSO NGUEMO Thierry, qui ont toujours su me conseiller, m'orienter et m'encourager à travailler dès mes débuts avec le modèle CCLM.

Je pense également à remercier l'ensemble des chercheurs de l'Université de Yaoundé 1 avec qui j'ai pu discuter de sciences ou d'autres choses au cours de ces années, ainsi que les enseignants du Département de Physique pour tous les enseignements reçus.

Le projet CORDEX dans lequel s'inscrit ma thèse a été l'occasion de nombreux échanges scientifiques avec des chercheurs d'autres laboratoires. Je pense particulièrement au Dr. Is-

maïla DIALLO de “l’University of California Los Angeles (UCLA)” à Los Angeles (USA), que je tiens à remercier. Ces échanges m’ont permis de mieux comprendre le fonctionnement des modèles climatiques, améliorant ainsi l’analyse que nous avons faite des résultats obtenus.

Je remercie également le Service Météorologique Allemand (DWD), qui dans le cadre du projet CORDEX a permis d’effectuer les simulations du modèle climatique régional CCLM utilisé dans cette thèse.

J’exprime ma gratitude à ceux qui ont veillé sur moi depuis toujours, ceux qui m’ont fait confiance, qui m’ont soutenu sans faille dans tous mes projets et qui ont accepté mes choix sans pour autant toujours forcément les comprendre, merci à toute ma famille au sens large et mes ami.e.s pour leurs encouragements et soutiens.

Je la remercie de tout mon cœur ma femme, BAKAM Belynda lauréate, et à nos enfants, MOOGUE Gisèle et KAMGA Leopold, pour leur soutien inlassable et leur présence à mes côtés pendant les moments les plus difficiles.

Mes dernières pensées vont à mon père sans qui rien de tout ceci n’aurait été possible.

Table des matières

Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xiii
Liste des symboles	xiv
Principaux sigles et acronymes	xv
Abstract	xviii
Résumé	xix
Introduction générale	1
Chapitre 1 Revue de la littérature : Généralités sur les modèles climatiques	5
1.1 Principes généraux de la modélisation du climat	6
1.1.1 Bref historique de la modélisation climatique	6
1.1.2 Équations fondamentales des modèles climatiques	7
1.1.2.1 La dynamique des modèles de climat	10
1.1.2.2 La physique des modèles de climat	10
1.1.3 Approximations physiques et résolution numérique des équations primitives	10
1.1.3.1 Approximations physiques	11
1.1.3.2 Résolution numérique des équations primitives	14
1.2 Les différents types de modèles de climat et les méthodes de descente d'échelle	16

1.2.1	Les principaux types de modèles climatiques	16
1.2.1.1	Les MCG	16
1.2.1.2	Les MCR	18
1.2.2	Les méthodes de descente d'échelle dans les modèles climatiques régionaux	20
1.2.2.1	Les méthodes statistiques de descente d'échelle	22
1.2.2.2	Les méthodes dynamiques de descente d'échelle	22
1.3	Origines des incertitudes dans les modèles climatiques	24
1.4	Les projections climatiques	27
1.4.1	Le renforcement anthropique de l'effet de serre et attribution au changement climatique	27
1.4.2	Les scénarios d'émission	30
1.4.2.1	Les scénarios SRES	30
1.4.2.1	Les scénarios RCP	32
Chapitre 2 Cadre géographique, données utilisées et méthodologie		34
2.1	Cadre géographique	34
2.1.1	Localisation	34
2.1.2	Topographie	34
2.1.3	Climatologie	36
2.2	Données utilisées	38
2.2.1	Description du modèle climatique régional COSMO-CLM	39
2.2.1.1	État de base du modèle	40
2.2.1.2	Structures verticale et horizontale du modèle	41
2.2.1.3	Le schéma d'intégration numérique	43
2.2.1.4	Le schéma des nuages et des précipitations	43
2.2.1.5	Le schéma de transfert radiatif	45
2.2.1.6	Le schémas de convection	46
2.2.1.7	Le schéma de diffusion de la turbulence verticale	47
2.2.1.8	Le schéma des flux de surface	47
2.2.1.9	Le schéma des processus du sol	47
2.2.2	Données de forçage et expériences	49
2.2.2.1	Les données de forçage	49
2.2.2.1.1	Les réanalyses ERAINT	49
2.2.2.1.2	Les sorties de EC-Earth	50

	2.2.2.1.3 Les sorties de MPI-ESM	50
	2.2.2.1.4 Les sorties de HadGEM2	50
	2.2.2.1.5 Les sorties de CNRM-CM5	51
	2.2.2.2 Les expériences	51
2.2.3	Les données d'observation	52
	2.2.3.1 Climate Hazards center InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS)	53
	2.2.3.2 Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)	53
	2.2.3.3 Precipitation Estimation from Remotely Sensed In- formation using Artificial Neural Networks (PERSIANN)	53
	2.2.3.4 Global Precipitation Climatology Project (GPCP)	53
	2.2.3.5 Fifth generation of ERA (ERA5)	54
	2.2.3.6 MERRA2	54
	2.2.3.7 Climate Research Unit (CRU)	54
	2.2.3.8 University of Delaware (UDel)	54
2.3	Méthodes d'analyse	55
2.3.1	Les indices d'extrêmes hydro-climatiques	56
	2.3.1.1 Les indices de précipitation	56
	2.3.1.2 Les indices de température	57
2.3.2	Définition des niveaux du réchauffement global	57
2.3.3	Outils statistiques d'évaluation pour les variables continues	59
	2.3.3.1 Le coefficient de corrélation de Pearson	60
	2.3.3.2 L'écart moyen ou Biais	60
	2.3.3.3 L'écart quadratique moyen	60
	2.3.3.4 Les diagrammes de Taylor	61
2.3.4	Évaluation des changements climatiques, significativité et robustesse	63
	2.3.4.1 Évaluation des changements climatiques	63
	2.3.4.2 Évaluation de la significativité : le test de Student	63
	2.3.4.3 Évaluation de la robustesse	64
2.3.5	Analyse de la valeur ajoutée	64
Chapitre 3 Résultats et discussions		66

3.1	Évaluation de CCLM à représenter la climatologie des précipitations et des températures en AC	66
3.1.1	Distribution spatiale des précipitations	67
3.1.2	Distribution spatiale de la température	69
3.1.3	Cycles saisonniers à moyennes mensuelles des précipitations et des températures	72
	3.1.3.1 Cycles saisonniers des précipitations	72
	3.1.3.2 Cycles saisonniers des températures de surface	74
3.1.4	Variabilité intra-saisonnière des précipitations	75
3.1.5	Moyenne saisonnière de la circulation à basse altitude	77
3.2	Indices journaliers de précipitation et de température	79
3.2.1	Indices de précipitation	79
	3.2.1.1 Distribution spatiale des PRCPTOT	82
	3.2.1.2 Distribution spatiale des R95PTOT	83
	3.2.1.3 Distribution spatiale des SDII	84
	3.2.1.4 Distribution spatiale des RR1	85
	3.2.1.5 Distribution spatiale des CWD	86
	3.2.1.6 Distribution spatiale des CDD	87
3.2.2	Indices de température	88
	3.2.2.1 Distribution spatiale des T10	90
	3.2.2.2 Distribution spatiale des T90	91
	3.2.2.3 Distribution spatiale des Tex	92
3.3	Projection du climat de l’Afrique Centrale	93
3.3.1	Changement dans la distribution spatiale des précipitations et des températures	93
	3.3.1.1 Changements sur les précipitations	94
	3.3.1.2 Changements sur les températures	95
3.3.2	Changements sur le cycle annuel des précipitations et des températures	96
	3.3.2.1 Changements sur le cycle annuel des précipitations	96
	3.3.2.2 Changement sur le cycle annuel des températures	98
3.3.3	Changements sur la Variabilité intra-saisonnière des précipitations	99
3.3.4	Changements sur les indices journaliers des précipitations	100

3.3.4.1	Changements sur les PRCPTOT	101
3.3.4.2	Changements sur les R95PTOT	102
3.3.4.3	Changements sur les SDII	103
3.3.4.4	Changements sur les RR1	104
3.3.4.5	Changements sur les CWD	105
3.3.4.6	Changements sur les CDD	106
3.3.5	Changements sur les indices journaliers des températures	107
3.3.5.1	Changements sur les T10	107
3.3.5.2	Changements sur les T90	108
3.3.5.1	Changements sur les Tex	109
	Conclusion générale et perspectives	112
	Références bibliographiques	115
	Liste des publications	131

Liste des figures

Figure 1	Chronologie du développement de la modélisation climatique . . .	7
Figure 2	Schéma des interactions entre les processus résolus et non résolus d'un modèle	8
Figure 3	Processus itératif de simulation dans les modèles climatiques . .	16
Figure 4	Modèle du système climatique de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL)	17
Figure 5	Modèle climatique régional à haute résolution	18
Figure 6	Nombre de publications internationales comprenant les termes "re- gional climate model" sur la période 1991-2010	19
Figure 7	Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dyna- mique	21
Figure 8	Schéma de principe d'un MCR à aire limitée et forçage par un MCG	23
Figure 9	Synthèse des différentes sources d'incertitudes dans les simulations climatiques	25
Figure 10	Schéma du principe de la notion de cascade d'incertitudes dans les modèles d'impact	26
Figure 11	Comparaison entre les moyennes annuelles globales des change- ments de la température de surface et le forçage solaire ajusté depuis la période industrielle	29
Figure 12	Schéma illustré des différents scénarios SRES	31
Figure 13	Comparaison du forçage radiatif en $W.m^{-2}$ entre les scénarios RCP et SRES	33
Figure 14	Carte présentant la topographie de l'Afrique Centrale	35
Figure 15	Carte présentant les différentes zones d'analyses	37
Figure 16	Le domaine CORDEX-Africa, tel que défini dans le projet COR- DEX	38
Figure 17	System des coordonnées du modèle CCLM	39

Figure 18	Schéma représentant un volume élémentaire d'une grille Arakawa-C	41
Figure 19	Schéma de la structure verticale du modèle CCLM	42
Figure 20	Schéma de la structure horizontale du modèle CCLM	43
Figure 21	Schéma de nuages et des précipitations dans la représentation du cycle hydrologique du modèle CCLM	44
Figure 22	Représentation schématique de la première phase du dispositif expérimental CORDEX	51
Figure 23	Relation géométrique entre les paramètres statistiques considérés pour la construction des diagrammes de Taylor	62
Figure 24	Exemple de diagramme de Taylor montrant les champs des statistiques considérées	62
Figure 25	Distribution spatiale et saisonnière des précipitations (en mm/jour) et des biais des précipitations (en mm/jour) pour la période 1989-2008	67
Figure 26	Distribution spatiale et saisonnière des températures à 2 m du sol (en °C) et des biais des températures (en °C), pour la période 1989-2008	70
Figure 27	Cycles saisonniers moyens des pluies (en mm/jour) sur la période 1989-2008, à partir des OBSs, ERAINT et CCLM_era sur l'AC et les cinq sous-régions	73
Figure 28	Moyenne (1998-2008) du cycle saisonnier de la température (en °C), à partir des OBSs, ERAINT et CCLM_era pour le domaine de l'AC et les cinq sous-régions	74
Figure 29	Diagramme de Hovmöller des précipitations, moyennées entre les longitudes 10°E-30°E pour la période 1989-2008	76
Figure 30	Convergence moyenne (1989-2008) de l'humidité saisonnière à 850 hPa superposée au transport d'humidité à 850 hPa	77
Figure 31	Bias de la convergence moyenne (1989-2008) de l'humidité saisonnière à 850 hPa, superposé au biais du transport de l'humidité à 850 hPa	78
Figure 32	Diagrammes de Taylor des moyennes saisonnières des indices de précipitation, calculées pour la période 1989-2008, sur l'Afrique Centrale et les cinq zones	80

Figure 32	Suite Figure 32, pour les zones 3, 4 et 5	81
Figure 33	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la quantité totale de précipitations des jours humides (PRCPTOT ; en mm)	82
Figure 34	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la quantité totale de précipitations supérieure au 95 ^{ème} percentile les jours humides (R95PTOT ; en mm)	83
Figure 35	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de l'intensité des jours de pluie (SDII ; en mm/jour)	84
Figure 36	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la fréquence des jours de pluie (RR1 ; en jour)	85
Figure 37	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du nombre de jours humides consécutifs (CWD ; en jour)	86
Figure 38	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du nombre de jours secs consécutifs (CDD ; en jour)	87
Figure 39	Diagrammes de Taylor des moyennes saisonnières des indices de température, calculées pour la période 1989-2008, sur l'Afrique Centrale et les cinq zones	89
Figure 39	Suite Figure 39, pour le zones 3, 4 et 5	90
Figure 40	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du 10 ^{ème} percentile des températures (T10 ; en °C)	91
Figure 41	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du 90 ^{ème} percentile des températures (T90 ; en °C)	92
Figure 42	Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de l'écart entre les températures extrêmes (Tex ; en °C)	93
Figure 43	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les précipitations (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	94
Figure 44	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les températures à 2m du sol (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	96
Figure 45	Projection des changements sur le cycle annuel à moyenne mensuelle des précipitations (en %), en fonction des NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	97

Figure 46	Projection des changements sur le cycle annuel à moyenne mensuelle des températures à 2m du sol (en %), en fonction des NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	98
Figure 47	Projection des changements sur la variabilité intra-saisonnière des précipitations (en %), en fonction des NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C)	100
Figure 48	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les PRCP-TOT (en %), en fonction des NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	101
Figure 49	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les R95PTOT (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	102
Figure 50	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les SDII (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	103
Figure 51	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les RR1 (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	104
Figure 52	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les CWD (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	105
Figure 53	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les CDD (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	106
Figure 54	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les T10 (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	108
Figure 55	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les T90 (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	109
Figure 56	Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les Tex (en %), pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C	110

Liste des tableaux

Tableau 1	Concentration des principaux GES anthropogéniques mélangés de façon homogène à la troposphère évaluation de leur contribution respective au forçage radiatif (d'après GIEC, 2001)	28
Tableau 2	Les principales caractéristiques des scénarios RCP	32
Tableau 3	Détails des coordonnées géographiques des cinq zones utilisées pour les analyses	38
Tableau 4	Récapitulatif des caractéristiques du modèle CCLM	49
Tableau 5	Récapitulatif des données d'observation utilisées	55
Tableau 6	Récapitulatif des indices de précipitation (★) et de température(●)	57
Tableau 7	Calendrier des périodes de 30 ans ciblant les NRG (1,5 °C, 2 °C, 2,5 °C et 3 °C) dans les sorties du modèle CCLM, suivant le scénario RCP8,5	59
Tableau 8	Synthèse de l'évaluation statistique des précipitations du CCLM_era/ERAINT avec les données d'observation (OBSs) pour la période de 20 ans (1989-2008) sur l'Afrique Centrale et pour chacune de ses cinq régions.	69
Tableau 9	Synthèse de l'évaluation statistique des températures de surface de CCLM_era/ERAINT avec les données d'observation (OBSs) pour la période de 20 ans (1989-2008) sur l'Afrique Centrale et pour chacune de ses cinq régions	72

Liste des symboles

\vec{V} :	Vitesse du vent
v :	Composante méridionale du vent
u :	Composante zonale du vent
U :	Facteur de diffusion
w :	Composante verticale du vent
W :	Accélération verticale d'une parcelle d'air
\tilde{w} :	Albédo de diffusion
p :	Pression
ρ :	Densité de l'air
$\vec{\Omega}$:	Vitesse de rotation de la terre
\vec{g} :	Force gravitationnelle
\vec{F} :	Sources et puits du moment aux échelles inférieures à la grille
F_1 :	Flux de diffusion ascendants
F_2 :	Flux de diffusion descendants
Q :	Sources et puits de chaleur interne des processus de sous-maille
T :	Température
t :	Temps
R :	Constante spécifique des gaz
Rd :	Constante de gaz de l'air sec
C_p :	Chaleur spécifique à pression constante
θ :	Température potentielle
Π :	Fonction d'Exner
$\vec{\nabla}$:	Opérateur gradient
H :	Hauteur de la troposphère
Δ :	Opérateur laplacien
λ :	Coordonnée suivant les latitudes : Latitudes
φ :	Coordonnée suivant les longitudes : Longitude
ζ :	Coordonnée de hauteur généralisée : Altitude
N_ζ :	Nombre des couches dans le modèle
$\sqrt{\gamma}$:	Changement de pression
ψ :	Variable pronostique du modèle
S_ψ :	Termes de forçage dûs aux modes lents
S_ψ :	Termes de forçage liés aux modes des ondes acoustiques et gravitationnelles
S :	Flux solaire
β :	Coefficient fractionnaire de diffusion
B :	Rayonnement du corps noir

Principaux sigles et acronymes

AC :	Afrique Centrale
ARCMIP :	Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project
ARPEGE :	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
AV :	Added Value
CDD :	Consecutive Dry Day
CECILIA :	Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment
CERFACS :	Centre de recherche et de formation avancée en calcul scientifique
CFC :	Chlorofluorocarbones
CHIRPS :	Climate Hazards center InfraRed Precipitation with Station data
CLARIS :	Climate Change Assessment and Impact Studies
CM :	Climate Model
CMIP :	Coupled Model Intercomparison Project
COP :	Conference of the Parties
CORDEX :	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
COSMO-CLM/CCLM :	COnsortium for Small-scale MOdeling regional CLimate Model
CNRM :	Centre National de Recherches Météorologiques
CWD :	Consecutive Wet Day
CRU :	Climate Research Unit
DIPJ :	Distribution des Intensités des Pluies Journalière
DJF :	Décembre-Janvier-Février
DWD :	Deutscher WetterDienst ou Service Météorologique Allemand
ECMWF :	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EC-Earth :	Eurome-wide Consortium-Earth system model
ENSO :	El Niño Southern Oscillation
ERAINT :	ERA-Interim
ERA5 :	Fifth generation of ERA
FLAKE :	Fresh-water Lake
GES :	Gaz à Effet de Serre
GFDL :	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GHG :	greenhouse gas
GIEC :	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GCMs :	General Circulation Models
GIZ :	Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit
GPCP :	Global Precipitation Climatology Project
GWLs :	Global Warming Levels
HadGEM :	Hadley Centre Global Environment Model
IFS :	Integrated Forecast System
IPCC :	International Panel on Climate Change
IPSL :	Institut Pierre Simon Laplace
JEA :	Jet d'Est Africain
JJA :	Juin-Juillet-Août
LAM :	Limited Area Model
LAMEPA :	Laboratoire de Modélisation Environnementale et de Physique de l'Atmosphère
LBCs :	Lateral Boundary Conditions
LLW :	Low Level Westerly
LMD :	Laboratoire de Météorologie Dynamique
MAC :	Mousson d'Afrique Centrale
MAM :	Mars-Avril-Mai
MCG :	Modèle de Circulation Générale
MCGA :	Modèle de Circulation Générale Atmosphère
MCGAO :	Modèle de Circulation Générale Atmosphère-Océan
MCGO :	Modèle de Circulation Générale Océan
MCR :	Modèle climatique régionale
MCS :	Meso-scale Convective Systems
MERRA2 :	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2
MPI-ESM :	Max Planck Institute-Earth System Model
MSWEP :	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation
NAO :	North Atlantic Oscillation
NARCCAP :	North American Regional Climate Change Assessment Program
NEMO :	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NASA :	National Aeronautics and Space Administration
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
NOAA :	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRG :	Niveaux de Réchauffement Global
OASIS :	Ocean, Atmosphere, Sea-Ice and Soils
ORCHIDEE :	Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems
PCC :	Pearson Correlation Coefficient
PERSIANN :	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
PIRCS :	Project to Intercompare Regional Climate Simulations
PRCPTOT :	Total precipitation index
PRG :	Le potentiel de réchauffement global

PRUDENCE :	Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects
RCA :	République Centrafricaine
RCMs :	Regional Climate Models
RDC :	République Démocratique du Congo
RegCM :	Regional Climate Model
REMO :	REgional MOdel
RCPs :	Representative Concentration Pathways
RMIP :	Regional Climate Model Intercomparison Project
RMSE :	Root Mean Square Error
RR1 :	Wet-day frequency
R95PTOT :	Total precipitation 95th percentile
SDII :	Wet-day intensity
SON :	Septembre-Octobre-Novembre
SRES :	Special Report on Emissions Scenario
SST :	Sea Surface Temperature
Tex :	Intra period extreme temperature range
T10 :	10th percentile of temperatures
T90 :	90th percentile of temperatures
UCLA :	University of California Los Angeles
UDel :	University of Delaware
WCRP :	World Climate Research Program
WRF :	Weather Research Forecasting
ZCIT :	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Abstract

This study assesses the performance of the regional climate model Consortium for Small-scale MOdelling in CLimate Mode (COSMO-CLM/CCLM) by simulating the spatio-temporal characteristics of rainfall and temperature in Central Africa, and then makes a projection on the changes of these two climate parameters based on the global warming levels (GWLs) predicted over the XXI^e century according to the greenhouse gas (GHG) emission scenario RCP8.5. CCLM was forced respectively by four GCMs (EC-Earth, MPI-ESM, HadGEM2 and CNRM-CM5, for the period 1950-2100) and ERA-Interim reanalysis data (ERA-INT, for the period 1989-2008), at 50 km horizontal resolution grid. During the validation period (1989-2008), we first evaluated the ability of CCLM (forced by ERA-INT) to represent the climatology of precipitation and temperature in CA, before estimating the ability of CCLM (forced by GCMs) to reproduce nine (09) hydro-climatic indices based on daily precipitation (06) and temperature (03). An emphasis was placed on the added value at the local scale. We found that, on the CA, CCLM model reasonably reproduces the mean spatial distributions and mean seasonal cycles of precipitation and temperature, as well as the associated low-level circulation characteristics. The results also show that the precipitation and temperature indices are satisfactorily represented, although good performance depends largely on indices and seasons considered. In addition, CCLM provides notable improvements to the ERA-INT reanalyses and GCMs, highlighting the added value of the downscaling exercise. Analysis of climate change signals for the 21st century has shown that a gradual increase in GWLs (from 1.5-3.0 °C) will create over the CA, a generalized decrease in precipitation (up to 50 %), and an increase in surface temperatures (up to 18 %). We found that the future decrease in precipitation is likely due to a decrease in the number of wet days with wet spells, combined to an increase in dry spells. On the other hand, the increase in future temperatures is associated with the increase in extreme temperatures.

Key words : Central Africa, regional climate model, CCLM, climate change, hydro-climatic indices, GWLs.

Résumé

Cette étude évalue la performance du modèle climatique régional "COnsortium for Small-scale MOdelling in CLimate Mode (CCLM)" en simulant les caractéristiques spatio-temporelles des précipitations et des températures en Afrique Centrale, puis fait une projection sur les changements de ces deux paramètres climatiques sur la base des niveaux du réchauffement global (NRG) prévus au cours du XXI^e siècle suivant le scénario d'émissions de gaz à effet de serre (GES) RCP8,5. CCLM a été forcé respectivement par quatre MCG (EC-Earth, MPI-ESM, HadGEM2 et CNRM-CM5, pour la période de 1950 à 2100) et les données de réanalyse ERA-Interim (ERA-INT, pour la période de 1989 à 2008), à une résolution horizontale de 50 km. Au cours de la période de validation (1989-2008), nous avons dans un premier temps évalué la capacité de CCLM (forcé par ERA-INT) à représenter la climatologie des précipitations et des températures en AC, avant d'estimer la capacité de CCLM (forcé par les MCG) à reproduire neuf (09) indices hydro-climatiques basés sur les précipitations (06) et sur les températures (03) quotidiennes. Un accent fut mis sur la valeur ajoutée à l'échelle locale. Nous avons trouvé que, sur l'AC, le modèle CCLM réussit à reproduire raisonnablement les distributions spatiales moyennes et les cycles saisonniers moyens des précipitations et des températures, ainsi que les caractéristiques de la circulation à basse altitude associés. Les résultats montrent également que les indices des précipitations et températures sont représentés de manière satisfaisante, bien que les bonnes performances dépendent largement des indices et des saisons considérés. De plus, CCLM améliore remarquablement les réanalyses ERA-INT et les MCG, mettant ainsi en évidence la valeur ajoutée de l'exercice de réduction d'échelle. L'analyse des signaux des changements climatiques pour le XXI^e siècle a montré qu'une évolution graduelle du NRG (de 1,5-3,0 °C) créera sur l'AC, une baisse généralisée des précipitations (allant jusqu'à 50%), et une hausse des températures de surface (allant jusqu'à 18%). Nous avons trouvé que la baisse des précipitations futures est probablement due à la diminution des jours et des périodes humides, combinée à l'augmentation des périodes sèches. La hausse des températures futures quant à elle est associée à la hausse des températures extrêmes.

Mots clés : Afrique Centrale, modèle climatique régional, CCLM, changement climatique, indices hydro-climatiques, NRG.

Introduction générale

Les effets néfastes des changements du climat et de sa variabilité sont largement observés en Afrique Centrale (AC) alors que c'est l'une des régions les moins étudiées au monde (Conway, 2009 ; Longandjo, 2017). La diversification de la classification des zones climatiques dans les études menées sur cette région (Balas et al., 2007 ; Dezfuli et Nicholson, 2013 ; Haensler et al., 2013 ; Djomou et al., 2015 ; Fotso-Nguemo et al., 2016), montre qu'elle est très complexe et présente une grande variété en termes de couverture végétale, de ressources en eau et de topographie. Ces diverses caractéristiques influencent aussi bien la distribution des précipitations (Jury et al., 2009) que celle des températures (Kamga, 2000), et ont donc un impact sur le développement des activités humaines et de l'économie de la région, qui repose principalement sur l'agriculture pluviale, les ressources en eau et l'élevage (IPCC, 2013).

Sur l'AC, la distribution des précipitations est caractérisée par deux phases distinctes : la première, associée aux vents d'Est subtropicaux sur la Zambie (Jury, 1999), qui commence de Janvier à Mars avec des intenses précipitations de mousson, puis s'affaiblit progressivement jusqu'en Juin. Entre Mai et Juillet, une forte discontinuité se produit dans la ceinture de pluie, mais elle est moins prononcée que celles observées dans la dynamique de la mousson Ouest Africaine (Gbobaniyi et al., 2014 ; Panitz et al., 2014 ; Dosio et al., 2015). Ce déplacement latitudinal déplace les précipitations vers le Nord autour de 9° N, amène de fortes quantités de précipitations dans la région sahélienne, et marque ainsi le début de la deuxième phase de la distribution des précipitations sur la région (Nicholson et Grist, 2003). La deuxième phase est singulièrement marquée par des précipitations plus intenses de Juillet à Novembre, et par la ceinture de pluie, qui se déplace progressivement vers le Sud avec une diminution et une augmentation de l'intensité des précipitations respectivement sur les régions sahéliennes et équatoriales. Cette phase est également associée à l'augmentation de la convergence totale du flux d'humidité sur l'AC équatoriale de Septembre à Novembre (Pokam et al., 2012). Il convient de mentionner que le vent d'ouest de basse altitude (LLW) est l'un des éléments fondamentaux sur le Sahara de la distribution des précipitations par le transport de l'humidité de l'Océan Atlantique vers le continent (Nicholson et Grist, 2003 ; Pokam et al., 2012, 2014).

Les modèles climatiques sont nés du besoin des scientifiques à comprendre le fonctionnement

du système climatique de la Terre. Ces modèles permettent d'appréhender et d'étudier les futurs changements climatiques. L'Afrique, en raison du manque de stations météorologiques, a été choisie comme première région cible du Programme mondial de recherche sur le climat (WCRP ; <http://www.wcrpclimate.org/>), dans le cadre de l'expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle du climat (CORDEX ; <http://www.cordex.org/> ; Giorgi et al., 2009). L'objectif principal du projet CORDEX est de développer la collaboration internationale afin de générer un ensemble de projections climatiques à haute résolution des modèles climatiques régionaux (RCMs ; Nikulin et al., 2012), en réduisant l'échelle de différents modèles climatiques globaux (GCMs ; Taylor et al., 2012) sur des domaines continentaux sélectionnés. Par exemple, des études utilisant les GCMs ont été réalisées pour étudier différentes caractéristiques du climat africain (Kamga, 2000 ; Dai, 2006 ; Washington et al., 2013 ; Aloysius et al., 2016 ; Fotso-Nguemo et al., 2018 ; Nkiaka et al., 2018 ; Sonkoué et al., 2018 ; Zebaze et al., 2019). Dans ces études, malgré la grande capacité démontrée par les GCMs à reproduire raisonnablement les principales caractéristiques de base du climat africain, elles ont néanmoins montré des faiblesses considérables. Par exemple, la plupart des GCMs surestiment la quantité de précipitations, en particulier autour de l'équateur, mais sous-estiment l'ampleur des fortes précipitations (Dai, 2006 ; Sonkoué et al., 2018). Parmi les raisons de cette surestimation, figurent des déclenchements trop fréquents de convection (Dai, 2006) et une moins bonne simulation des processus comme les cellules de convection isolées ou les systèmes convectifs à méso-échelle qui interagissent avec les schémas de circulation régionaux et globaux (Pearson et al., 2014). Par rapport aux GCMs, les RCMs fournissent des informations plus détaillées grâce à leurs résolutions plus élevées, qui tiennent compte des caractéristiques de la surface ainsi que des processus météorologiques (Giorgi et al., 2009 ; Nikulin et al., 2012). Les études de modélisation avec les RCMs réalisées sur l'Afrique se sont principalement concentrées soit sur l'Afrique de l'Ouest (Sijikumar et al., 2006 ; Diallo et al., 2013 ; Gbobaniyi et al., 2014 ; Klutse et al., 2016 ; Dieng et al., 2017), l'Afrique de l'Est (Anyah et Semazzi, 2007 ; Endris et al., 2013) ou l'Afrique du Sud (Vigaud et al., 2012 ; Diallo et al., 2015 ; Abiodun et al., 2016 ; Pinto et al., 2016), où ils ont contribué à améliorer les simulations des GCMs. Parallèlement, certaines études ont montré que sur l'AC, les RCM présentent des lacunes importantes liées soit au mauvais paramétrage du processus interne, soit à la topographie très complexe et hétérogène de la région qui reste un défi majeur pour la communauté des modélisateurs climatiques (Tchotchou et Kamga, 2010 ; Mbienda et al., 2016 ; Fotso-Nguemo et al., 2017 ; Vondou et Haensler, 2017 ; Tamoffo et al., 2019).

Ces dernières années, le RCM nommé COnsortium for Small-scale MOdelling in CLimate Mode (CCLM, par la suite), qui s'avère être un outil important pour les études d'impact sur les autres domaines CORDEX (Lenz et al., 2017), a suscité un intérêt particulier pour plusieurs auteurs sur le domaine CORDEX-Africa (Panitz et al., 2014 ; Dosio et al., 2015), ainsi que sur le domaine de l'Afrique du Sud (Pinto et al., 2016) et de l'Afrique de l'Ouest (Dieng et al.,

2017). Par exemple, Panitz et al. (2014) étudient de manière critique la capacité du CCLM forcé par la réanalyse ERA-Interim (ERA-Interim ensuite) à simuler la distribution spatiale et temporelle des précipitations, le bilan radiatif et les flux d'énergie de surface à partir de deux résolutions horizontales différentes (de $0,44^\circ$ à $0,22^\circ$). Ils concluent que le modèle est généralement capable de reproduire les caractéristiques globales du climat africain, bien que certaines lacunes soient encore évidentes. De même, afin de déterminer si le CCLM est capable d'apporter une valeur ajoutée à l'échelle locale, Dosio et al. (2015) ont comparé les résultats du RCM à ceux des quatre GCMs de forçage sur l'Afrique. Ils ont constaté que les profils simulés par le RCM et les caractéristiques saisonnières sont très sensibles au GCMs de forçage. Ils ont également indiqué que le CCLM est généralement capable de reproduire le cycle saisonnier des précipitations observées, mais ne parvient pas à corriger les biais secs sur l'AC et le Golfe de Guinée. En suivant les pas de Panitz et al. (2014) et en se concentrant sur le domaine ouest-africain pour une analyse plus détaillée, Dieng et al. (2017) ont montré que, bien que le CCLM forcé par la réanalyse d'ERA-Interim réussisse à reproduire les principales caractéristiques climatiques du système de la mousson Ouest Africaine, une augmentation de la résolution spatiale, par exemple de $0,44^\circ$ à $0,11^\circ$ ne montre pas une nette amélioration de la performance du modèle. Ceci est en accord avec les conclusions de Panitz et al. (2014) avec le CCLM sur l'ensemble du domaine Africain, ainsi qu'avec celles de Crétat et al. (2015) et Vondou et Haensler (2017) avec WRF et REMO, respectivement, sur leurs différentes régions d'intérêt. En outre, ils ont mentionné que le modèle CCLM ne parvient pas à transporter entièrement l'humidité atmosphérique de l'océan vers les régions intérieures, en particulier sur le Golfe de Guinée. Toutes les études susmentionnées ont porté leur attention soit sur l'impact de la résolution horizontale élevée soit sur la valeur ajoutée de la réduction d'échelle dynamique des GCMs par le CCLM et/ou d'autres RCMs. En outre, par l'usage des RCMs, il existe très peu d'analyses documentées dédiées à la région AC, axées d'une part sur les caractéristiques journalières des précipitations et des températures, et d'autre part sur l'influence d'une hausse du niveau de réchauffement globale sur le climat local de la région.

Tebaldi et al. (2015) ont montré que des différences d'environ $0,3^\circ\text{C}$ de la température mondiale entraînent des changements statistiquement significatifs de la température moyenne annuelle régionale sur plus de la moitié des terres émergées, bien qu'il faille atteindre $2,5^\circ\text{C}$ à 3°C pour que le changement statistiquement significatif des précipitations moyennes annuelles régionales soit tout aussi généralisé. De plus, Fischer et Knutti (2015) ont constaté qu'une augmentation de température globale de $0,5^\circ\text{C}$ a des effets négatifs plus importants sur les événements extrêmes. Suite à l'accord de Paris de la COP21 (Rhodes, 2016), l'objectif est de maintenir l'augmentation de la température moyenne mondiale bien en dessous de 2°C par rapport aux niveaux préindustriels et de poursuivre les efforts pour limiter l'augmentation de la température à $1,5^\circ\text{C}$

Dans ce contexte, pour apporter notre contribution au projet CORDEX, nous avons utilisé

les simulations du modèle CCLM (Panitz et al., 2014; Fotso-Kamga et al., 2020), dans le but d'évaluer son habilité à simuler les précipitations et les températures actuelles, afin de projeter les possibles changements de ceux-ci suivant différents niveaux du réchauffement global (1,5°C, 2°C, 2,5°C et 3°C). Les informations issues de cette thèse pourront être très utiles pour les études d'impacts et les politiques d'adaptation et d'atténuation des changements climatiques. En fait, CCLM est utilisé pour désagréger quatre GCMs (appartenant au projet CMIP5) sur la période allant de 1950 à 2100, à 50 km de résolution, suivant le scénario d'émission des gaz à effet de serre RCP8.5 (van Vuuren et al., 2011). Les objectifs spécifiques de ce travail sont donc :

- Évaluer la capacité de CCLM à représenter la climatologie des précipitations et des températures en AC ;
- Étudier la capacité des simulations de CCLM à apporter une valeur ajoutée par la désagrégation dynamique des GCMs ;
- Examiner l'aptitude de CCLM à simuler les indices journaliers des précipitations et des températures ;
- Évaluer l'impact de la hausse du niveau du réchauffement global dans la distribution des précipitations et des températures futurs de la région ;
- Quantifier la contribution des indices journaliers de précipitation et de température aux signaux du changement climatique de CCLM.

Ce travail est principalement constitué de trois chapitres et évidemment d'une introduction et d'une conclusion générale tout en terminant sur quelques pistes de perspectives. Le chapitre 1 est consacré à la revue de la littérature sur les principes généraux de la modélisation du climat, les différents types de modèles climatiques, l'origine des incertitudes dans les modèles climatiques et les projections climatiques. Dans le chapitre 2, les données utilisées sont présentées ainsi que les différentes méthodes employées pour obtenir les résultats. Le chapitre 3 présente, commente et discute les principaux résultats obtenus.

Chapitre 1

Revue de la littérature : Généralités sur les modèles climatiques

Introduction

Diemer et al. (2017) définissent le système climatique terrestre comme étant un ensemble complexe d'interactions entre les différents éléments du climat que sont : l'atmosphère (interactions entre les vents, la composition de l'atmosphère), la lithosphère (position des continents, Albédo, etc.), l'hydrosphère (courants océaniques, températures et composition des mers, lacs, etc.), la cryosphère (création de courants océaniques froids profonds, Albédo, etc.) et la biosphère (influence sur la composition de l'atmosphère et des océans). Les interactions entre ses composantes du système climatique terrestre déterminent la redistribution et la circulation de l'énergie, principalement reçue du Soleil, autour du globe. Ainsi, réaliser une étude expérimentale ou analytique du système climatique terrestre dans sa globalité est difficile voir impossible du fait de la complexité du système, des dimensions et des échelles du temps. L'ouverture à l'utilisation de modèles climatiques vient à point nommé, compléter de manière considérable l'étude des processus physiques mis en jeu dans le système climatique terrestre. Ces modèles climatiques sont des formulations mathématiques, plus particulièrement des simulations informatisées des processus physiques régissant le système climatique. Ce chapitre a pour but de restituer de façon non exhaustive l'histoire sur la modélisation du climat à l'échelle globale et à l'échelle régionale. Nous présenterons dans un premier temps les principes de base de la modélisation climatique ainsi qu'une synthèse des débuts de la modélisation du climat. La seconde partie de ce chapitre sera dédiée à la présentation des différents types de modèles climatiques, leurs caractéristiques et les incertitudes dans les modèles climatiques. Enfin, nous ferons un bref rappel sur la notion de changement climatique ainsi qu'une présentation des scénarios d'émission du futur.

1.1 Principes généraux de la modélisation du climat

1.1.1 Bref historique de la modélisation climatique

Les modèles conceptuels furent les premiers dans la modélisation du climat. Dès le I^{er} siècle, Ptolémée a élaboré une description reliant les zones climatiques à l'inclinaison par rapport aux positions relatives du Soleil (Edwards, 2011). A la fin du XVII^e siècle cette description connaît une amélioration avec la prise en compte de la circulation atmosphérique dominante caractérisée par les cellules de Hadley, de Ferrel et polaire (Hadley, 1735 ; Ferrel, 1856).

Les premiers modèles mathématiques, basés sur des bilans d'énergie vont voir le jour au début du XIX^e siècle et reposent sur le principe d'équilibre radiatif tel que décrit par Fourier (1822). Parallèlement, d'autres travaux ont porté sur la variation d'énergie solaire incidente reçue par la Terre du fait de la variation de paramètres astronomiques ou de l'albédo de surface (Adhémar, 1860 ; Milanković, 1920).

Au début du XX^e siècle, le physicien norvégien Vilhelm Bjerknes propose dans un article intitulé « The problem of Weather Prediction, as Seen From the Standpoints of Mechanics and Physics », de rattacher l'atmosphère à un ensemble de variables que l'on pourrait relier sous forme d'équations (Bjerknes, 1904) : les équations primitives, regroupant les équations de conservation de la quantité de mouvement, de la masse et de l'énergie ainsi que l'équation d'état des gaz parfaits. Ces équations ne pouvaient être résolues de manière analytique et aucune méthode numérique capable de fournir une solution approchée n'existait. Quelques années plus tard (1916 – 1918), le britannique Lewis Fry Richardson envisagea le premier de résoudre de façon numérique les équations différentielles appropriées afin de produire une prévision météorologique de six heures. Le dénouement fut une déception à cause du manque de moyen de calcul mais son expérience fut bénéfique aux futures générations.

Dès que les premiers ordinateurs voient le jour dans les années 1960, l'Américain Jule Grégory Charney reprends les travaux de Richardson, et réalise la première prévision numérique du temps avec un modèle d'atmosphère simplifié. Par la suite, deux équipes abordèrent l'étude de l'écoulement atmosphérique dans sa dimension climatique. L'équipe du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) avec J. Smagorinski et S. Manabe, et celle de l'UCLA (University of California à Los Angeles) avec Y. Mintz et A. Arakawa travaillent sur des paramétrisations physiques plus sophistiquées et suppriment certaines approximations afin d'utiliser les modèles atmosphériques à toutes les latitudes. Mais ce n'est qu'au cours des années 1970-1990, que les modèles de circulation générale de première génération incorporent la plupart des processus essentiels au maintien de la circulation générale de l'atmosphère connaissent un réel essor.

À la suite d'études évaluant la sensibilité climatique et les risques de réchauffement climatique

lié aux émissions de CO₂ (Charney et al., 1979), les Nations Unies ont réunis en 1988 un groupe international (le GIEC) pour expertiser les résultats scientifiques à destination des décideurs. Pour répondre aux besoins du GIEC en termes de modélisation climatique, les centres de modélisation internationaux se coordonnent pour comparer les différentes projections climatiques. Le premier projet d'inter-comparaison des modèles de circulation générale est lancé en 1995 (CMIP1, Coupled Model Intercomparison Project).

La Figure 1 illustre l'évolution chronologique du développement de la modélisation climatique depuis l'amélioration des modèles conceptuels au XVII^e siècle jusqu'au développement et la complexification des modèles de circulation générale à la fin du XX^e siècle.

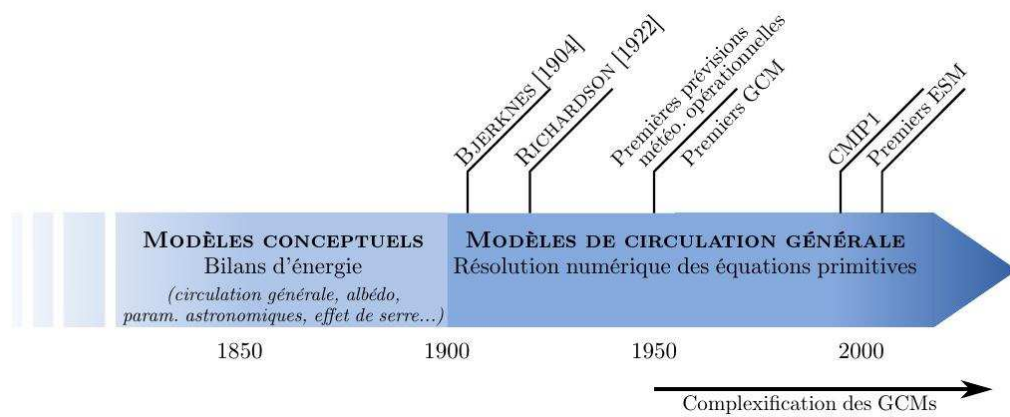


Figure 1 – Chronologie du développement de la modélisation climatique. Figure provenant de Froidurot (2015)

1.1.2 Équations fondamentales des modèles climatiques

Les modèles climatiques sont des représentations numériques des équations fondamentales qui décrivent le comportement du système climatique et les interactions entre ses différentes composantes. Ils reposent sur des équations mathématiques qui permettent de décrire d'une part les processus dynamiques et d'autre part les processus physiques, constituant ainsi les deux cœurs de calculs dans les modèles climatiques.

- **Le cœur dynamique** résout 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 sur l'intégralité ou sur une partie du globe. Ce cœur permet de simuler les variables dites pronostiques telles que la température, la pression, le vent, et l'humidité.
- **Le cœur physique** quant à lui décrit les échanges de masse, d'énergie et de quantité de mouvement dans l'atmosphère et à l'interface atmosphère/océan, atmosphère/glace marine et atmosphère/biosphère. Il permet de représenter les processus sous-mailles, c'est-à-dire

d'échelle inférieure à la résolution du modèle, au moyen de paramétrisations empiriques. Ce cœur permet de calculer l'évolution des variables dites diagnostiques telles que l'évaporation, les nuages ou encore la convection atmosphérique. En effet certaines caractéristiques des processus physiques sont sous-maïlles (dans les nuages par exemple, la condensation des gouttes d'eau est de l'ordre d'un micron) et sont représentées par des jeux de paramètres à l'échelle de la maille.

Les influences mutuelles entre le cœur dynamique et cœur physique du modèle sont résumées sur la Figure 2. Les paramétrisations physiques empiriques décrivent les processus sous-maïlles à partir des relations physiques simplifiées avec les variables pronostiques de grande échelle (contrôle sur la Figure 2). Les processus d'échelles non-résolues par le modèle, notamment une partie des processus convectifs, garantissent les échanges et la redistribution de l'énergie et de la vapeur d'eau. La partie physique vise à représenter les effets de ces processus non résolus sur les variables de grande échelle sous la forme de rétroactions.

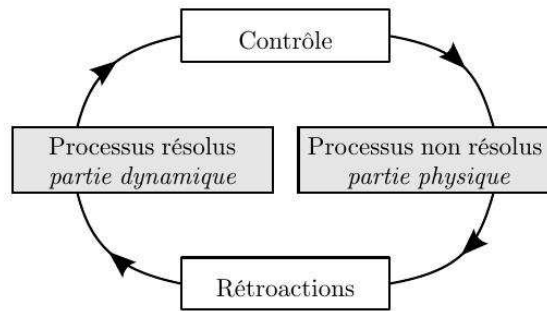


Figure 2 – Schéma des interactions entre les processus résolus et non résolus d'un modèle. Figure adaptée de Arakawa (2004)

En considérant que les particules d'air atmosphérique se comportent comme un fluide compressible, les équations fondamentales qui gouvernent leur mouvement sont les équations primitives de Navier-Stokes pour les fluides compressibles. Ces équations sont suffisamment généralisées pour que soient appliquées les lois de la circulation générale de l'atmosphère, celles des échelles synoptiques ainsi qu'une grande gamme des MCS. Pour les fluides compressibles, les équations de Navier-Stokes en coordonnées cartésiennes peuvent être traduites comme suit :

i) L'équation de conservation des quantités du mouvement :

$$\boxed{\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} = -\frac{\vec{\nabla} p}{\rho} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g}} + \vec{F} \quad (1.1)$$

ii) L'équation de conservation de la masse ou de continuité :

$$\boxed{\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \rho = -\rho \nabla \cdot \vec{V}} \quad (1.2)$$

iii) L'équation de conservation de l'énergie ou thermodynamique :

$$\boxed{C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q} \quad (1.3)$$

iv) L'équation d'état des gaz :

$$\boxed{p = \rho R T} \quad (1.4)$$

Dans ces expressions,

- $\vec{V} = u \vec{i} + v \vec{j} + w \vec{k}$ représente la vitesse du vent, avec (u, v) sa composante horizontale (zonale et méridionale) et w sa composante verticale ;
- p est la pression ;
- ρ est la densité de la masse d'air ;
- $\vec{\Omega}$ est la vitesse de rotation de la Terre ;
- \vec{g} est la gravité contenant le terme de la force centrifuge déviant alors légèrement la direction du vecteur de gravité par rapport à la verticale ;
- $\vec{F} = F_x \vec{i} + F_y \vec{j} + F_z \vec{k}$ décrit les sources et les puits du moment aux échelles plus petites que la grille (force de friction) ;
- T est la température ;
- R est la constante spécifique des gaz ;
- C_p est la chaleur spécifique à pression constante ;
- Q représente les sources et les puits de chaleur interne des processus de sous-maille.

Les termes $-\frac{\vec{\nabla} p}{\rho}$, $-2\vec{\Omega} \times \vec{V}$, $C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T \right)$, $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}$ et $-\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$ correspondent respectivement à la force du gradient de pression qui est dirigée vers les basses pressions, la force de Coriolis qui agit sur une particule en mouvement, l'énergie interne du système considéré, le travail et le terme de compressibilité.

Et les termes $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \vec{V}$, $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T$ et $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho$ sont les termes d'advection, introduisant la non-linéarité du système. En effet, la non-linéarité cause la sensibilité des résultats aux conditions initiales et, limite la prédictibilité du climat.

Ces équations aux dérivées partielles n'ayant pas de solution analytique, elles sont résolues numériquement. Il est alors nécessaire de discrétiser le temps et l'espace.

1.1.2.1 La dynamique des modèles de climat

La dynamique des modèles de climat correspond aux processus de la dynamique des fluides et traite les équations primitives régissant l'évolution de l'état du système climatique en général et la pluie en particulier. Le noyau dynamique des modèles climatiques correspond à la partie des équations **encadrées**. Il résout explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides, et de la loi d'état des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique ou non-hydrostatique. Le noyau dynamique est la partie résoluble du modèle. L'équation (1.1) est une équation vectorielle qui sera projetée sur les trois axes (zonale, méridienne et verticale).

1.1.2.2 La physique des modèles de climat

Elle représente tous les processus qui ne sont pas explicitement représentés par les variables de bases thermodynamiques et dynamiques, ayant une échelle plus fine que la résolution du modèle et, regroupées dans les termes sources (ou puits) des équations de conservation. C'est dans le noyau physique du modèle, où les processus de sous-mailles sont paramétrisés. Les termes intervenant dans la paramétrisation sont **non encadrés**, dans les équations (1.1) et (1.3) : il s'agit respectivement de \vec{F} et Q .

1.1.3 Approximations physiques et résolution numérique des équations primitives

De nos jours, plusieurs modèles (hydrostatique ou non-hydrostatique) utilisent les équations (1.1) à (1.4) pour évaluer les variables des phénomènes météorologiques. Il est usuel de remplacer la température par la température potentielle θ , et la pression par la fonction de Exner Π , qui sont définies comme suit :

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.5)$$

$$\Pi = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.6)$$

Le plus grand avantage du fait de remplacer la température et la pression respectivement par la température potentielle et la fonction de Exner est que, la densité est une variable non observable, et par conséquent n'apparaît pas explicitement dans les équations qui régissent le modèle. Il est important de noter que ce remplacement s'opère seulement pour faciliter le calcul numérique (Tapp et White, 1976). Dans les années 90, Tanguay et al. (1990) ont utilisé une autre variable sans dimension $q = \ln(p/p_0)$ dans leur modèle. L'utilisation de cette nouvelle variable q , permet d'éliminer la densité de telle sorte que le terme du gradient de pression devient $RT\nabla q$.

Avec ces modifications, les équations (1.1) à (1.4) du modèle deviennent (Tapp et White, 1976) :

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \vec{V} + f \vec{k} \times \vec{V} + g \vec{k} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p = \vec{F} \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta = \frac{Q\theta}{C_p T} \quad (1.9)$$

où \vec{k} est le vecteur unité dans la direction des z ; $f = 2\Omega \sin \phi$ est le paramètre de Coriolis et représente la norme de la composante verticale de la vorticité planétaire. Dans ces équation, certains effets de la rotation de la Terre ont été négligés. Le plus important étant probablement la composante verticale de la force de Coriolis qui, est supposée très grande pour contribuer aux effets non-hydrostatiques des régions à fort écoulement zonal.

1.1.3.1 Approximations physiques

Généralement dans les modèles climatiques, trois approximations physiques sont couramment opérées pour résoudre les mouvements verticaux et pour éliminer les ondes acoustiques qui existent dans l'atmosphère.

a) L'approximation hydrostatique

Dans l'approximation hydrostatique, on 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 ($\sim 9.81 \text{ m.s}^{-1}$).   échelle large, un mouvement vertical violent concerne la hauteur totale de la troposphère (H), de la surface à la tropopause. Soit V_{max} la vitesse verticale maximale atteinte par une particule d'air. Le temps minimal T_{min} qu'elle mettra à parcourir l'épaisseur de la troposphère est donc $T_{min} = \frac{H}{V_{max}}$. L'ordre de grandeur de son accélération verticale peut alors être estimé par $W \approx \frac{V_{max}}{T} = \frac{V_{max}^2}{H}$, car W est nulle en surface et maximale au milieu de la troposphère. En effet, à des échelles de 10-20 km, V_{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 g . 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 par la relation suivante :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (1.10)$$

b) L'approximation non-hydrostatique

Bien que approximation hydrostatique permet des gains considérables en temps de calcul, elle 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 on fait recours à l'approximation non-hydrostatique. 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 et l'équation du mouvement pour la composante verticale devient :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g - W \quad (1.11)$$

c) L'approximation inélastique

L'autre approximation est celle nommée approximation inélastique, proposée par Ogura et Philips (1962). Ici, on sépare les variables de l'atmosphère en deux parties : les variables des états stables et celles des états perturbés. Deux considérations basiques ont été faites dans leur étude : i) Les températures potentielles des états stables sont considérées constantes et la température potentielle initiale est supposée petite. ii) Le pas de temps du mouvement est choisie de telle sorte qu'elle soit l'inverse de la fréquence de Brunt-Väisälä ($\Delta t = 1/N$), ce qui permet de séparer les ondes de gravité des ondes acoustiques dans une atmosphère isotherme au repos.

La première considération implique que les variations de densité dans le plan horizontal, sont suffisamment petites pour être ignorées, à l'exception des densités qui seront multipliées par le terme de buoyancy (g). Sous l'approximation inélastique, l'équation de continuité peut s'écrire (Xu et al., 1991) :

$$\frac{\partial u \rho(z)}{\partial x} + \frac{\partial v \rho(z)}{\partial y} + \frac{\partial w \rho(z)}{\partial z} = 0 \quad (1.12)$$

où la densité ρ de l'atmosphère stable est fonction de z seulement.

Le cas particulier de l'approximation inélastique est l'approximation incompressible de Boussinesq, dans laquelle la variabilité de la densité est supposée petite et peut être ignorée partout dans le domaine, excepté le terme de buoyancy dans l'équation du moment vertical. Sous l'approximation incompressible de Boussinesq, l'équation de continuité peut être écrite sous la forme (Xu et al., 1991) :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.13)$$

L'approximation incompressible de Boussinesq est régulièrement utilisée dans la modélisation de la convection peu profonde dans l'atmosphère. Puisque l'approximation inélastique permet d'éliminer la nature prognostique de l'équation de continuité, nous pouvons à présent résoudre une équation elliptique provenant de la combinaison de l'équation du moment et de l'équation de continuité. Dans cette méthode, on sépare la température potentielle θ , la fonction de Exner Π ainsi que les vitesses verticale w et horizontale \vec{V} en états stables (θ_0 , Π_0 , w_0 et \vec{V}_0) et en des

états instables $(\theta_1, \Pi_1, w_1$ et $\vec{V}_1)$ telle que suit :

$$\Pi = \Pi_0 + \varepsilon\Pi_1 \quad (1.14)$$

$$\theta = \theta_0 + \varepsilon\theta_1 \quad (1.15)$$

$$w = w_0 + \varepsilon w_1 \quad (1.16)$$

$$\vec{V} = \vec{V}_0 + \varepsilon\vec{V}_1 \quad (1.17)$$

où ε est un nombre très petit qui représente les faibles variations des variables sans dimension considérées sur toute la région.

Dans l'approximation inélastique proposée par Ogura et Philips (1962), l'équation de continuité (1.13) prend la forme :

$$\rho_0 \vec{\nabla} \cdot \vec{V}_0 + \rho_0 \frac{\partial w_0}{\partial z} = 0 \quad (1.18)$$

À laquelle s'ajoutent les les équations suivantes pour compléter le système d'équations inélastique (Ogura et Philips, 1962) :

$$\beta \frac{d\vec{V}_0}{dt} = -\vec{\nabla} \Pi_1 \quad (1.19)$$

$$\beta \frac{dw_0}{dt} = -\frac{\partial \Pi_1}{\partial z} + \beta\theta_1 \quad (1.20)$$

$$\frac{d\theta_1}{dt} = 0 \quad (1.21)$$

avec :

$$\beta = \frac{d}{H}$$

Ici, on a considéré que $\Pi_0 = 1 - \beta z$; $\theta_0 = 1$ et $\Pi = 1$ à $z = 0$. d et H sont respectivement la hauteur et la profondeur isentropique de l'atmosphère (en Km). Il est important de noter que dans l'approximation inélastique, les variables sans dimension \vec{V}_0, w_0, Π_1 et θ_1 ne sont pas complètement indépendantes. La pression sans dimension Π_1 doit toujours être de telle sorte que les termes du forçage dans l'équation du moment doivent continuer de satisfaire l'équation de continuité. Ces contraintes impliquent que Π_1 doit être déterminé par la solution d'une équation elliptique telle que proposée par Ogura et Philips (1962) :

$$\vec{\nabla} \cdot \rho_0 \vec{\nabla} \Pi_1 + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial z} \right) = \beta \frac{\partial \rho_0 \theta_1}{\partial z} - \beta \vec{\nabla} \cdot \left[\rho_0 \left(\vec{V}_0 \cdot \vec{\nabla} \vec{V}_0 + w_0 \frac{\partial \vec{V}_0}{\partial z} \right) \right] - \beta \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_0 \left(\vec{V}_0 \cdot \vec{\nabla} w_0 + w_0 \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) \right] \quad (1.22)$$

Plus de détails sur les techniques d'approximations des équations primitives qui gouvernent les mouvements des particules d'air atmosphérique dans les modèles climatiques, ainsi que les méthodes de résolution numérique de ces équations, peuvent être trouvés dans Ogura et Philips (1962) ; Tapp et White (1976) ; Tanguay et al. (1990) et Xu et al. (1991).

1.1.3.2 Résolution numérique des équations primitives

Nous allons donner un bref résumé de l'utilisation de la méthode semi-implicite développée par Tapp et White (1976). Elle permet d'avoir un pas de temps beaucoup plus petit comparé à ce qui était possible jusque là en utilisant la méthode implicite d'intégration des équations primitives du modèle. En utilisant les variables définies dans les équations (1.14) et (1.15), les équations (1.7) à (1.9) peuvent être écrites telle que suit :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + C_p \theta_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial x} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} u + f v - C_p \theta_1 \frac{\partial \Pi_1}{\partial x} + F_1 \quad (1.23)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + C_p \theta_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial y} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} v - f u - C_p \theta_1 \frac{\partial \Pi_1}{\partial y} + F_2 \quad (1.24)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + C_p \theta_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial z} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} w + g \frac{\theta_1}{\theta_0} - C_p \theta_1 \frac{\partial \Pi_1}{\partial z} + F_3 \quad (1.25)$$

$$C_p \theta_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial t} - g w + C_0^2 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = C_p \theta_0 \left[\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \Pi_1 + (\gamma - 1) \Pi_1 \vec{\nabla} \cdot \vec{V} - \frac{(\gamma - 1) Q}{C_p (\Pi_0 + \Pi_1)} \right] \quad (1.26)$$

$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta_1 + \frac{Q}{C_p (\Pi_0 + \Pi_1)} \quad (1.27)$$

avec $C_0(z) = \sqrt{\gamma R \theta_0 \Pi_0}$ est la vitesse de phase des ondes acoustiques dans l'atmosphère stables. Ici, tous les termes dominants qui gouvernent les modes acoustiques apparaissent du côté gauche et tous les autres termes sur la droite.

Généralement, après avoir appliqué les approximations nécessaires, les équations qui régissent le modèle sont discrétisées et intégrées numériquement sur les grilles du modèle à l'aide de différentes méthodes telles que, les méthodes spectrales, des différences finies, des éléments finies ou semi-lagrangienne (Xu et al., 1991) .

En appliquant la méthode des différences finies sur les équations (1.23) à (1.27), tous les termes à gauche des égalités seront traités implicitement comme une moyenne entre les temps $n + 1$ et $n - 1$. Par exemple le terme du gradient de pression $C_p \theta_0 \vec{\nabla} \Pi_1$ sera représenté par $C_p \theta_0 \vec{\nabla} \frac{1}{2} (\Pi_1^{n+1} + \Pi_1^{n-1})$ et les termes acoustiques $-g w + C_0^2 \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$ dans l'équation de continuité seront remplacés par $-g \frac{1}{2} (w^{n+1} + w^{n-1}) + C_0^2 \vec{\nabla} \cdot \frac{1}{2} (\vec{V}^{n+1} + \vec{V}^{n-1})$. Les termes du côté droit quant à eux sont évalués soit au temps n ou à $n - 1$ en fonction de la stabilité requise. Après quelques remplacements, les équations (1.23) à (1.27) peuvent être écrites sous la forme des différences finies comme suit (Tapp et White, 1976; Xu et al., 1991) :

$$u^{n+1} = u^{n-1} + X - \delta t \frac{\partial \pi}{\partial x} \quad (1.28)$$

$$v^{n+1} = v^{n-1} + Y - \delta t \frac{\partial \pi}{\partial y} \quad (1.29)$$

$$w^{n+1} = w^{n-1} + Z - \delta t \frac{\partial \pi}{\partial z y} \quad (1.30)$$

$$C_p \theta_0 \Pi_1^{n+1} = \Pi_1^{n-1} + C_p \theta_0 \Phi - \delta t [g \Delta^2 w - C_0^2 \vec{\nabla} \cdot \Delta^2 \vec{V}] \quad (1.31)$$

$$\theta_1^{n+1} = \theta_1^{n-1} + \Theta \quad (1.32)$$

avec

$$\begin{aligned} \pi &= C_p \theta_0 \Delta^2 \Pi_1 \\ &= C_p \theta_0 [\Pi_1^{n+1} - 2\Pi_1^n + \Pi_1^{n-1}] \\ X &= -2\delta t [\vec{V}^n \cdot \vec{\nabla} u^n - f v^n + C_p (\theta_0 + \theta_1^n) \frac{\partial \Pi_1^n}{\partial x} - F_1] \\ Y &= -2\delta t [\vec{V}^n \cdot \vec{\nabla} v^n - f u^n + C_p (\theta_0 + \theta_1^n) \frac{\partial \Pi_1^n}{\partial y} - F_2] \\ Z &= -2\delta t [\vec{V}^n \cdot \vec{\nabla} w^n - g \frac{\theta_1^n}{\theta_0} + C_p (\theta_0 + \theta_1^n) \frac{\partial \Pi_1^n}{\partial z} - F_3] \\ \Phi &= -2\delta t [\vec{V}^n \cdot \vec{\nabla} \Pi_1^n - \frac{w^n}{H} + (\gamma - 1)(\Pi_0 + \Pi_1^n) \vec{\nabla} \cdot \vec{V}^n - (\gamma - 1) \frac{Q}{C_p} (\theta_0 + \theta_1^n)] \\ \Delta^2 \vec{V} &= \vec{V}^{n+1} - 2\vec{V}^n + \vec{V}^{n-1} \\ \Theta &= -2\delta t [\vec{V}^n \cdot \vec{\nabla} \theta_1^n - \frac{Q}{C_p} (\Pi_0 + \Pi_1^n)] \end{aligned}$$

où δt est le pas d'itération et doit être choisi tel que $\delta t < \delta z / C_0$

En éliminant u^{n+1}, v^{n+1} et w^{n+1} , on obtient l'équation elliptique à trois dimensions :

$$\nabla_H^2 \pi + \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{g \partial}{C_0^2 \partial z} - \frac{1}{C_0^2 \delta t^2} \right) \pi = F \quad (1.33)$$

Dans laquelle ∇_H^2 est l'opérateur de Laplace horizontal et F est une fonction qui dépend seulement des variables n et $n - 1$.

$$\begin{aligned} F &= \frac{2}{C_0^2 \delta t} \left[\frac{C_p \theta_0}{\delta t} (\Pi_1^n - \Pi_1^{n-1}) + g (w^n - w^{n-1}) - C_0^2 \vec{\nabla} \cdot (\vec{V}^n - \vec{V}^{n-1}) \right] \\ &\quad - \frac{1}{C_0^2 \delta t} \left[\frac{C_p \theta_0}{\delta t} \Phi + g Z - C_0^2 \left(\frac{\partial X}{\partial x} + \frac{\partial Y}{\partial y} + \frac{\partial Z}{\partial z} \right) \right] \end{aligned}$$

Si les conditions aux limites sont connues, l'équation (1.33) peut être résolue directement sur un ordinateur.

En pratique, la production de simulations numériques dans un modèle climatique nécessite d'abord de l'initialiser au premier pas de l'intégration (t_0). L'initialisation consiste à documenter l'état de base des conditions surfaciques et atmosphériques dans chaque maille du modèle. Pour la partie atmosphérique, cet état de base est fourni par les variables pronostiques du modèle. Il en est de même pour la partie surfacique avec les températures de surface océaniques, l'humidité et la température. Cependant, les états de surface continentale (type de sol, occupation du sol, topographie) sont fournis par des données à haute résolution spatiale. Une fois l'état de base

renseigné, le cœur physique procède au calcul des variables diagnostiques du pas de temps t_0 tel que illustré sur la Figure 3. Puis, le cœur dynamique va prévoir les variables pronostiques au pas de temps $t_0 + \delta t$, δt étant le pas de temps du modèle (par exemple, un calcul toutes les trois minutes). Ces variables pronostiques permettent au cœur physique de prévoir les variables diagnostiques à ce même pas de temps. Ce processus itératif se poursuit jusqu'au terme de l'intégration.

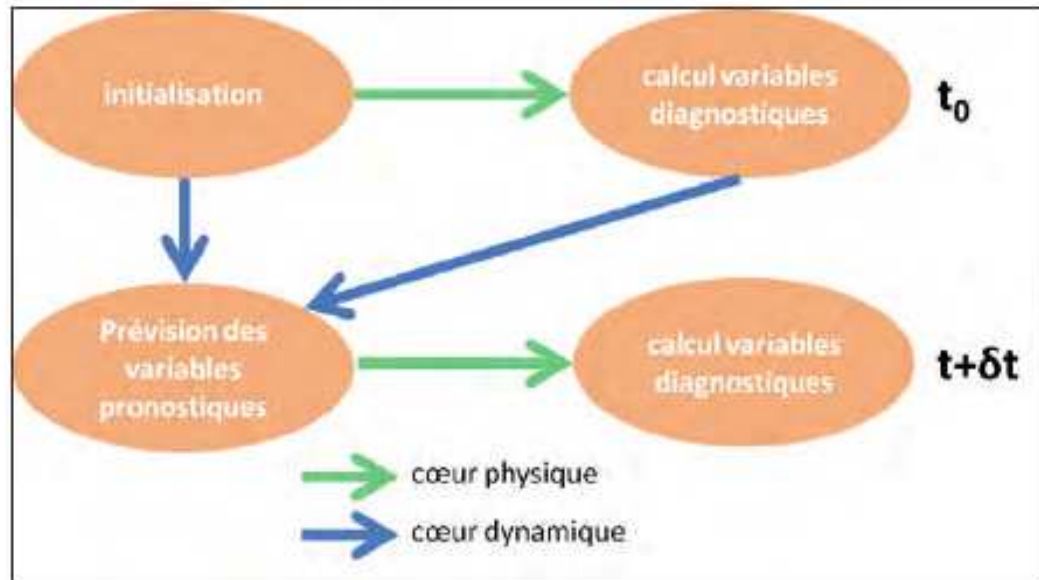


Figure 3 – Processus itératif de simulation dans les modèles climatiques. (Source : <http://thema.univ-fcomte.fr/>)

1.2 Les différents types de modèles de climat et les méthodes de descente d'échelle

1.2.1 Les principaux types de modèles climatiques

Il existe actuellement deux grandes catégories de modèles climatiques : les modèles de circulation générale (MCG) et les modèles climatique régionale (MCR).

1.2.1.1 Les MCG

Un MCG est une représentation du climat à l'échelle du globe Terrestre, basée sur des équations mathématiques. Il permet de façon conjointe de simuler la circulation atmosphérique et circulation océanique. Les principaux avantages des MCG sont la couverture mondiale et la capacité de simuler les processus de téléconnexion survenant dans des régions éloignées. En revanche, les MCG sont les outils les plus coûteux et ils doivent être exécutés par de gros systèmes informatiques afin d'obtenir une résolution élevée.

Phillips (1956) fut le premier à développer un modèle climatique qui décrit de manière convaincante la circulation troposphérique. Cependant, le premier modèle de circulation générale atmosphère-océan (MCGAO) qui combine à la fois les processus atmosphériques et océaniques sera développé dans les années 60 par la «NOAA». Présentement, de nombreux modèles de circulation générale ont déjà été élaborés et n'ont cessé de se complexifier à la faveur des ressources de calcul. La Figure 4 illustre un exemple de MCG de dernière génération dans lequel le couplage entre les modèles atmosphérique et océanique est réalisé à l'aide du coupleur OASIS, développé au CERFACS. Dans ce modèle intégré du système climatique de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), les principales composante sont : un modèle d'atmosphère «LMDZ», un modèle d'océan, de glace de mer et de biogéochimie marine «NEMO», et un modèle de surfaces continentales «ORCHIDEE».

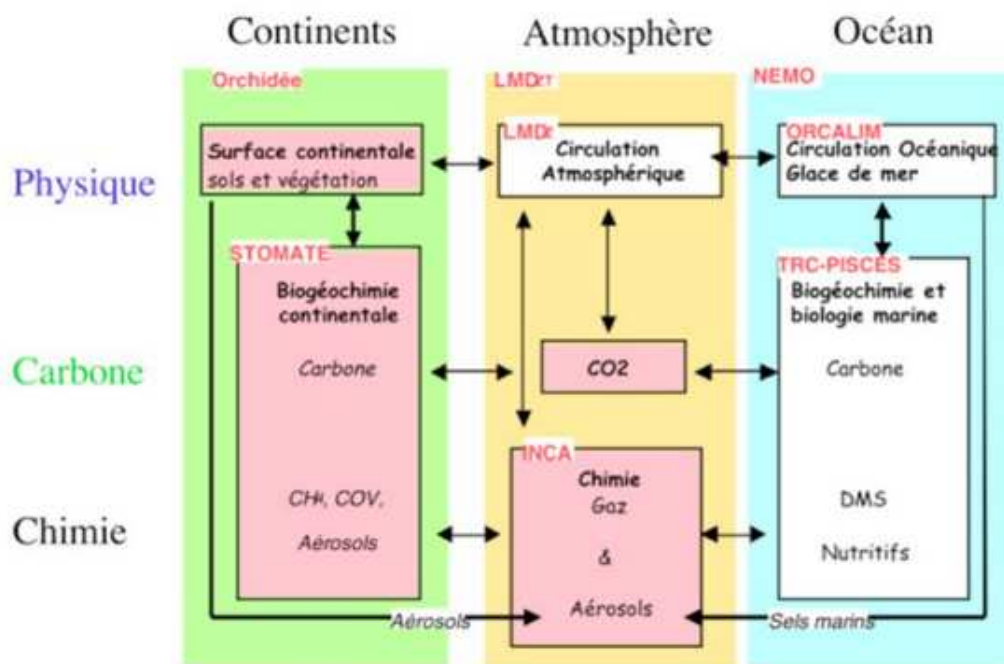


Figure 4 – Modèle du système climatique de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Source : Dufresne (2017).

En résumé on distingue en terme des MCG :

- Les modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) ;
- Les modèles de circulation générale océanique (MCGO) ;
- Les modèles de circulation générale couplés qui prennent en compte l'Océan et l'Atmosphère (MCGAO) ;
- Les MCG couplés à un plus grand nombre de systèmes climatiques et de processus physique, en l'occurrence les surfaces continentales, la cryosphère, la végétation, la biogéochimie marine, la chimie atmosphérique, etc. On parle de plus en plus de «modèles du système Terre».

1.2.1.2 Les MCR

Un MCR peut de manière simplifier se définir comme une région virtuelle alimentée aux bornes par une planète virtuelle (Figure 5). En effet, les MCR couvrent seulement une partie du globe (l'Afrique par exemple), et sont forcés aux bords par des modèles de plus faible résolution (MCG, réanalyses, ...). Ils offrent une haute résolution spatiale (allant jusqu'à 10 km) qui permet une meilleure représentation du climat local (reliefs, contrastes terre-mer, traits de côte complexes).

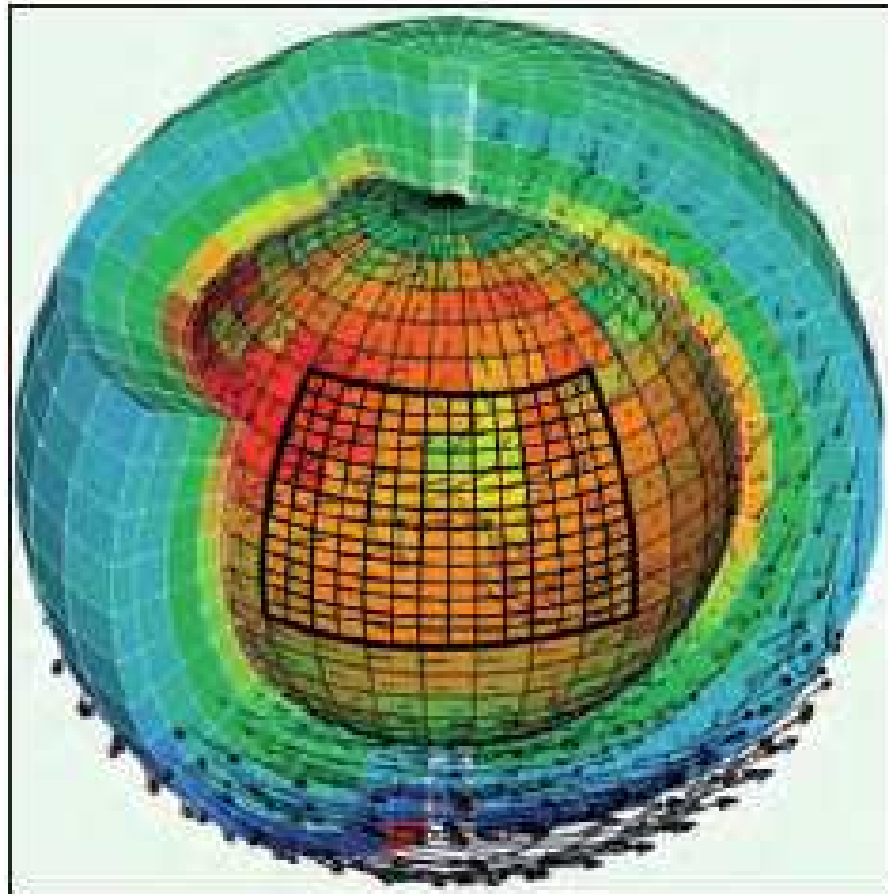


Figure 5 – Modèle climatique régional (grille noire en gras) à haute résolution, encadré dans un modèle de circulation générale à résolution grossière . Source : Laurent Fairhead (LMD/CNRS).

Une différence majeure entre les MCG et certains MCR est la manière dont sont résolus les mouvements verticaux. Alors que les MCG les résolvent implicitement (approximation hydrostatique), certains MCR dits non-hydrostatiques (à l'instar du CCLM) les résolvent explicitement, autorisant de descendre à des échelles fines.

Les premières publications internationales utilisant des MCR remontent à la fin des années 1980 (Dickinson et al., 1989 ; Giorgi et T., 1989). Depuis, leur nombre a littéralement explosé, surtout dès les années 2000 (Figure 6). Le constat fait avec ces derniers est identique pour les projets internationaux basés sur des simulations numériques régionales, avec notamment les projets :

- CLARIS : «Europe-South America Network for Climate Change Assessment and Impact Studies», pour la région de l’Amérique du Sud (<http://www.claris-eu.org/>);
- NARCCAP : «North American Regional Climate Change Assessment Program», pour la région de l’Amérique du Sud (<http://www.narccap.ucar.edu/about/index.html>);
- ARCMIP : «Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project», pour la région de l’Arctique (<http://curry.eas.gatech.edu/ARCMIP/>);
- PIRCS : «Project to Intercompare Regional Climate Simulations», pour la région des Etats-Unis (<http://www.pircs.iastate.edu/>);
- PRUDENCE : «Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects», pour la région de l’Europe (<http://prudence.dmi.dk/>);
- CECILIA : «Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment», pour les régions d’Europe centrale et de l’Est (<http://www.cecilia-eu.org/index.htm>);
- RMIP : «Regional Climate Model Intercomparison Project», pour la région de l’Asie (<http://gaim.unh.edu/Structure/Future/MIPs/RMIP.html>);
- CORDEX : «Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment», pour plusieurs régions du globe y compris l’Afrique (<http://www.meteo.unican.es/en/projects/CORDEX>).

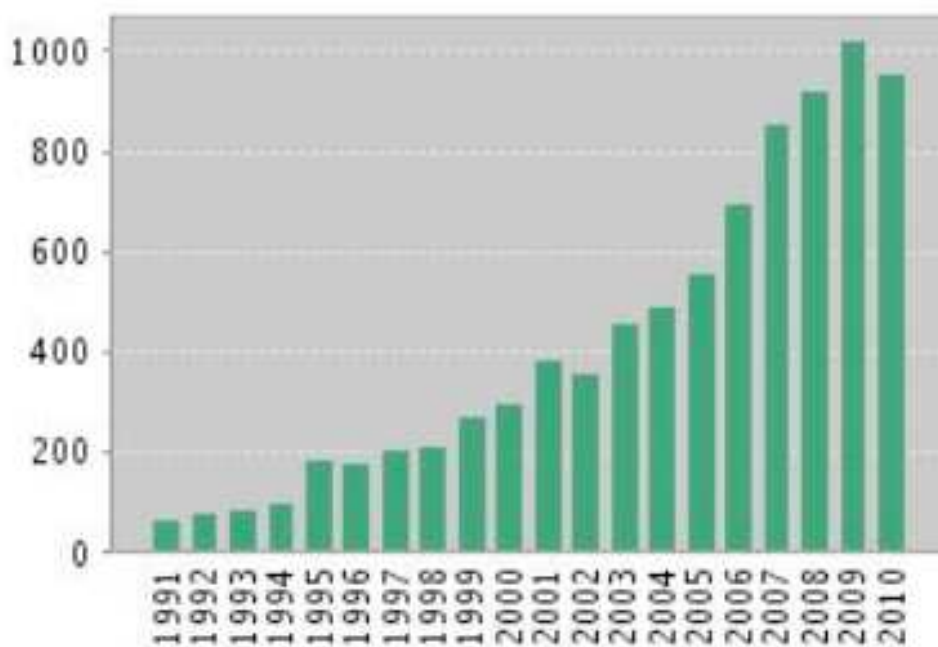


Figure 6 – Nombre de publications internationales comprenant les termes “regional climate model” recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science. Source : <http://apps.isiknowledge.com>

L'évolution croissante 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 tant pour la communauté des modélisateurs que pour les politiques.

1.2.2 Les méthodes de descente d'échelle dans les modèles climatiques régionaux

Les MCG jusqu'ici sont des outils essentiels pour la compréhension du système climatique, de son comportement au cours des siècles passés et pour la projection de ses évolutions futures possibles. Toutefois, la réalisation de simulation sur de très longues périodes (de l'ordre de plusieurs décennies) nécessite à la fois d'une très grande capacité de calcul et d'importants coûts de financement. Les résolutions spatiales utilisées dans les simulations globales sont alors limitées à quelques centaines de kilomètres. C'est le cas des MCG utilisés dans le cadre des CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5), avec des résolutions horizontales de l'ordre de 100 à 400 km de latitude/longitude (Sonkoué et al., 2018). Ces résolutions n'empêchent pas les MCG de représenter correctement les principales caractéristiques de la circulation générale (Randall et al., 2007 ; Flato et al., 2013). Cependant l'utilisation des MCG pèchent encore à représenter régionalement les processus physiques qui régissent l'information du climat local (à des échelles inférieures à celles des MCG). En particulier, la topographie ne peut pas être représentée finement et donc tous les processus locaux qui y sont liés sont mal représentés : Par exemple, un modèle possédant une maille de 300 km dans l'horizontale ne peut pas représenter correctement les chaînes de montagnes et donc les processus locaux tels que le relief, les vents locaux, la convection, les interactions avec les conditions de surface qui sont liés à la topographie.

Le grand public et les politiques en général appréhendent plus facilement les échelles locales et donc l'utilisation des MCR. En effet, dans les débats concernant le changement climatique, notamment les questions liées à la vulnérabilité et à l'adaptation, il est nécessaire de disposer d'informations aux échelles régionales à locales. De telles informations sont indispensables pour apprécier les impacts des changements climatiques sur les systèmes naturels et les sociétés en vue de développer des stratégies d'adaptation et de mitigation aux échelles nationales et locales .

les MCR constituent ainsi un outil complémentaire aux MCG en vue de proposer une représentation plus appropriée du climat présent et des scénarios de changement climatique pour le future. Toutefois, la performance de ces modèles à plus haute résolution est également conditionnelle à la capacité des MCG à reproduire la circulation générale de l'atmosphère et le climat global en accord avec les observations, car dans les MCR les conditions aux limites proviennent des simulations des MCG. Par conséquent, l'amélioration de ces deux outils numériques doit se faire en parallèle afin de combiner efficacement et judicieusement une approche globale et régionale, visant à mettre

au point des outils de décisions et de recherche sur le devenir de notre climat. Quoi qu'il en soit, l'utilisation des MCG en général et des MCR en particulier constituent les meilleures alternatives pour l'étude des changements climatiques avenir.

Ainsi, la régionalisation se présente comme une nécessité, d'autant plus que les études d'impacts nécessitent généralement de disposer des données climatiques simulées à une échelle plus fine que celle des MCG. Pour effectuer la régionalisation dans les modèle climatiques on fait recours à des outils (méthodes) de descente d'échelle. Les méthodes de descentes d'échelle permettent de descendre à des résolutions plus fines de l'ordre de la dizaine de kilomètre, et par conséquence de considérer l'échelle des territoires marquées par une occupation du sol et une topographie hétérogènes et anisotropes (Figure 7).

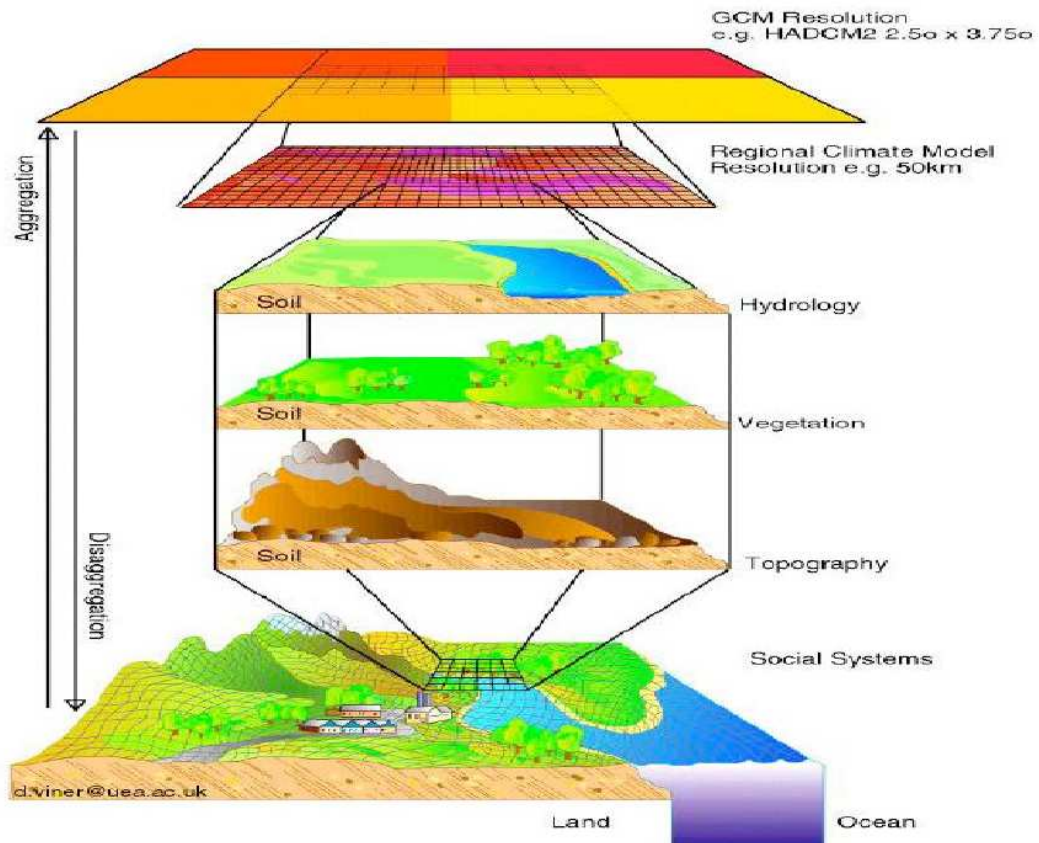


Figure 7 – Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par la prise en compte des échelles large à fines. (Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/scalediag.jpg>)

Face à ce problème d'échelle, deux grandes familles de méthodes de descente d'échelle combinables permettent de désagréger l'information (Hewitson et Crane, 1996 ; Froidurot, 2015) : les méthodes statistiques et les méthodes dynamiques.

1.2.2.1 Les méthodes statistiques de descente d'échelle

Les méthodes statistiques de descente d'échelle relient les variables de grande échelle (prédicteurs) aux variables d'échelles régionale à locale (prédicteurs) au moyen de modèles statistiques plus ou moins complexes ou de fonctions ajustées sur les observations (Ailliot et al., 2015 ; Hewitson et Crane, 1996 ; Wilby et Wigley, 1997 ; Zorita et Storch, 1999). Etant donné que les méthodes statistiques ne sont pas utilisées dans cette thèse, nous présenterons juste le principe général.

Wilby et Wigley (1997) ont proposé de classer ces méthodes statistiques en trois groupes : les méthodes de régressions, les méthodes analogiques et les générateurs de temps stochastiques. Les méthodes de régression consistent à identifier et exploiter un lien statistique entre des prédicteurs de grande échelle et un prédicteur (Hewitson et Crane, 1996). Les méthodes analogiques se basent sur l'hypothèse que deux situations atmosphériques similaires donnent lieu à des situations météorologiques locales proches (Zorita et Storch, 1999). Enfin, les générateurs de temps produisent des séquences temporelles aléatoires du prédicteur semblables à celles observées à partir de l'estimation de leurs caractéristiques statistiques (Ailliot et al., 2015).

Ces méthodes présentent l'avantage de tirer parti des observations existantes à l'échelle régionale ou locale et d'être peu coûteuse en temps de calcul. Toutefois, elles présupposent l'existence d'une base d'observations fiable couvrant une longue période pour assurer la robustesse et la fiabilité des relations statistiques dérivées, et se basent sur l'hypothèse non garantie de la stabilité future des relations statistiques actuelles et passées entre des paramètres d'échelles différentes..

1.2.2.2 Les méthodes dynamiques de descente d'échelle

Cette seconde famille d'outils permet de simuler dynamiquement les variables climatiques via l'utilisation de modèles climatiques à haute résolution. Les méthodes dynamiques ont l'avantage de résoudre certains mécanismes en se basant sur les lois de la thermodynamique et dynamique atmosphérique et de prendre en compte les interactions avec la surface terrestre. En revanche, ils demandent nettement plus de ressources (de calcul et de finance), ce qui rend difficile la production de grands ensemble de simulations. De plus, les modèles numériques de climat sont imparfaits : ils ne résolvent pas explicitement certains processus physiques, notamment ceux d'échelle inférieure à la taille de leur maille, ce qui contraint à les paramétrer empiriquement, générant ainsi des incertitudes non négligeable.

Les méthodes dynamiques de descente d'échelle consistent à utiliser un modèle atmosphérique à maille variable, ou un modèle à aire limitée forcé par un modèle de grande échelle. Il existe 3 méthodes distinctes pour faire de la descente d'échelle dans les modèles climatiques par une approche dynamique :

- (i) La première méthode consiste à utiliser les MCG de haute résolution, et couvrant l'ensemble du globe (Duffy et al., 2003 ; Coppola et Giorgi, 2005). les MCG de haute résolution ont l'avantage de fermer les bilans d'énergie et de matière à l'échelle du globe, mais sont les outils de régionalisation les plus coûteux et ils doivent être exécutés par de gros systèmes informatiques.
- (ii) La deuxième méthode est l'utilisation de modèles globaux à résolution variable (modèles zoomés). Les modèles zoomés ont la particularité d'avoir une grille qui peut être basculée et étirée pour renforcer la résolution spatiale dans la zone que l'on veut étudier. Cette configuration permet des simulations plus longues, de l'ordre de la centaine d'années. De nos jours, on dispose d'un choix de plusieurs modèles zoomés pour la simulation du climat à des résolutions régionales fines atteignant quelques dizaines de kilomètres (Fox-Rabinovitz et al., 2008).
- (iii) La troisième méthode est l'utilisation de modèles à aire limitée («LAM : Limited Area Model» en anglais). La technique LAM consiste à procéder au même type d'expérience qu'avec les modèles zoomés, mais en ayant recours à un MCR à domaine limité et grilles emboîtées dans la région visée (Giorgi et Mearns, 1999). les LAM permettent des simulations plus rapides qu'avec les modèles zoomés, et comme ils couvrent un secteur précis, on peut obtenir une résolution horizontale très élevée (quelques dizaines de kilomètres ou moins).

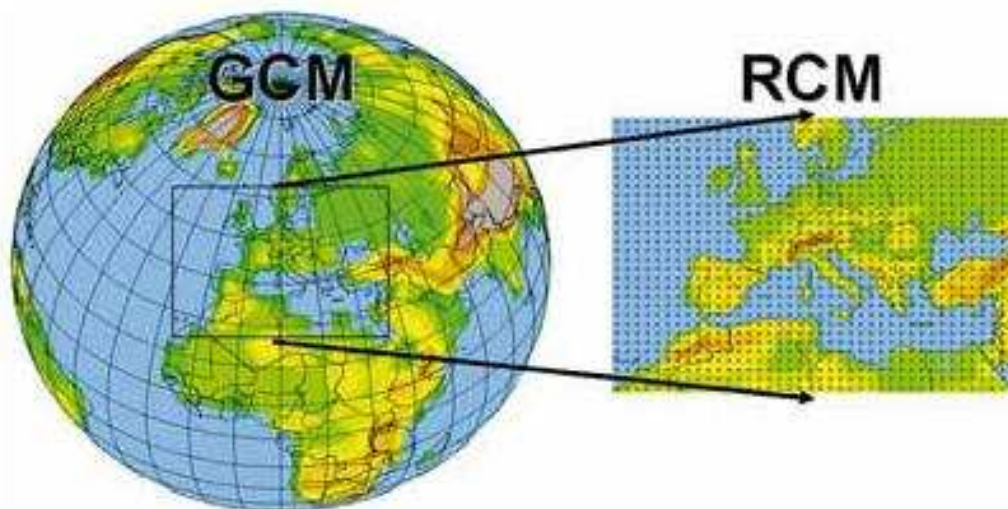


Figure 8 – Schéma de principe d'un MCR à aire limitée et forçage par un MCG. source : https://www.wmo.int/pages/themes/climate/climate_models.php

Le principe de fonctionnement des LAM est représenté sur la Figure 8. Pour exécuter un LAM, on a besoin de conditions météorologiques aux limites latérales. Dans les simulations dites

de contrôle, les conditions aux bords sont fournies par des réanalyses. Ce type de simulation permet d'étudier et d'évaluer le fonctionnement du LAM seul avec des conditions aux bords idéalisées. Dans les autres simulations, le LAM est forcé par un MCG. Ces simulations permettent d'évaluer l'ensemble «MCG forceur-LAM forcé» en travaillant sur la période passée, ou de produire des projections climatiques pour les périodes futures. La plupart des études des MCR effectuées jusqu'ici ont procédé selon le mode unidirectionnel, c'est-à-dire que le MCG forceur fournit l'information au LAM sans rétroaction du LAM vers le MCG. Toutefois, certaines expériences bidirectionnelles ont été réalisées avec des résultats très encourageants (Lorenz et Jacob, 2005). Il existe un certain nombre d'articles de synthèse sur l'élaboration et l'utilisation des LAM (Giorgi et Mearns, 1999 ; McGregor, 1997).

1.3 Origines des incertitudes dans les modèles climatiques

Les origines des incertitudes présentent dans tout exercice de modélisation sont multiples, et il est essentiel de toujours bien avoir en tête les limitations inhérentes à chaque exercice de modélisation et tout particulièrement pour les projections climatiques dans le futur. La Figure 9 illustre en résumé les différentes sources d'incertitudes telles que décrites dans la revue de Foley (2010) et détaillées ci-après. Ces sources d'incertitudes diffèrent selon que l'on s'intéresse à un MCR forcé aux bords par des réanalyses ou par un MCG, et selon que l'on modélise le climat passé ou le climat futur.

Lors des simulations de contrôle des MCR, les conditions aux limites sont prescrites par des réanalyses. Les conditions climatiques rencontrées sont donc connues. Dans cette situation, les sources d'incertitude sont liées à la modélisation. La connaissance de certains processus physiques reste encore imparfaite, et quoique potentiellement importants, sont mal (voire pas du tout) pris en considération dans les modèles climatiques. Cette connaissance s'accroît au fil des années, complexifiant petit à petit les modèles. Cette complexification requiert une capacité de calcul de plus en plus grande. Or, les ressources de calcul, bien que de plus en plus importantes, ne sont pas illimitées. Ainsi, des arbitrages doivent être faits sur la façon d'utiliser cette ressource. En pratique, la diminution de la résolution spatiale permet de produire des simulations de longue durée. Un certain nombre de processus se produisent alors à des échelles inférieures à la taille du maillage et ne peuvent plus être résolus numériquement. Ils sont soit négligés soit paramétrés, les effets des processus sous-maille sur l'atmosphère sont alors approximés en fonction des variables résolues de grande échelle, introduisant du même fait une nouvelle source d'incertitude.

De plus, Lorenz (1963) définit le système climatique comme un système chaotique non-linéaire.

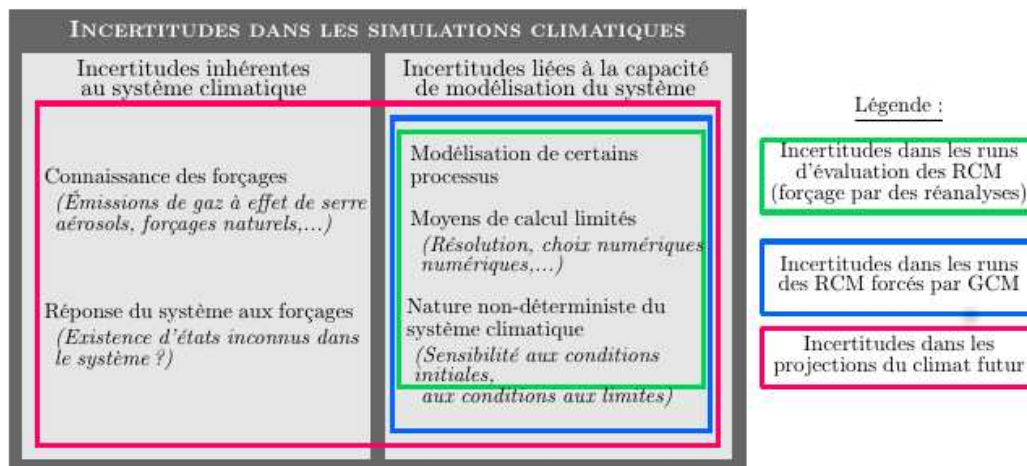


Figure 9 – Synthèse des différentes sources d'incertitudes dans les simulations climatiques. Source : Froidurot (2015).

Ainsi, il est très sensible aux conditions initiales et aux limites qui lui sont fournies : à partir d'une gamme de conditions initiales légèrement différentes, des évolutions du système climatique très différentes peuvent être obtenues. Dans une moindre mesure, il existe également une sensibilité du système climatique aux conditions aux limites. Cette sensibilité aux conditions initiales et aux limites peut être explorée grâce à des simulations d'ensemble, c'est-à-dire des simulations réalisées en modifiant légèrement les conditions initiales ou aux limites.

Lorsqu'il s'agit de simuler le climat futur, les conditions basses résolutions sont fournies par un MCG. La modélisation du MCG implique globalement les mêmes incertitudes que celles décrites pour le MCR. De plus, des incertitudes inhérentes au système climatique s'ajoutent aux incertitudes décrites précédemment. Ainsi, l'évolution des forçages anthropiques (gaz à effet de serre, aérosols), qui relèvent principalement de facteurs socio-économiques, sont difficiles à prévoir. Les forçages naturels (éruptions volcaniques, activité solaire) connus dans le présent pourraient subir des variations aussi importantes et soudaines qu'inattendues. De plus, certains états du système climatique, un système dynamique, non-linéaire et complexe, pourraient être inconnus. Ainsi, par exemple, des mécanismes de rétroaction peuvent amplifier ou diminuer les effets de changement de forçage. L'existence de points critiques dans le système climatique est envisagée, entraînant des transitions brutales vers des états du système non envisagés jusqu'à présent. À l'heure actuelle il n'est pas possible de dire avec certitude si les estimations des incertitudes associées aux projections climatiques représentent une fourchette haute ou basse (Laprise et al., 2013 ; Diallo et al., 2016 ; Fotso-Nguemo et al., 2017).

En outre, les simulations de modèles climatiques basées sur des modèles d'impact (e.g. modèle hydrologique, modèle de rendement agricole) sont conditionnés par des hypothèses de développement socio-économiques, formant ainsi une chaîne de modélisation (Figure 10 , d'après Boé,

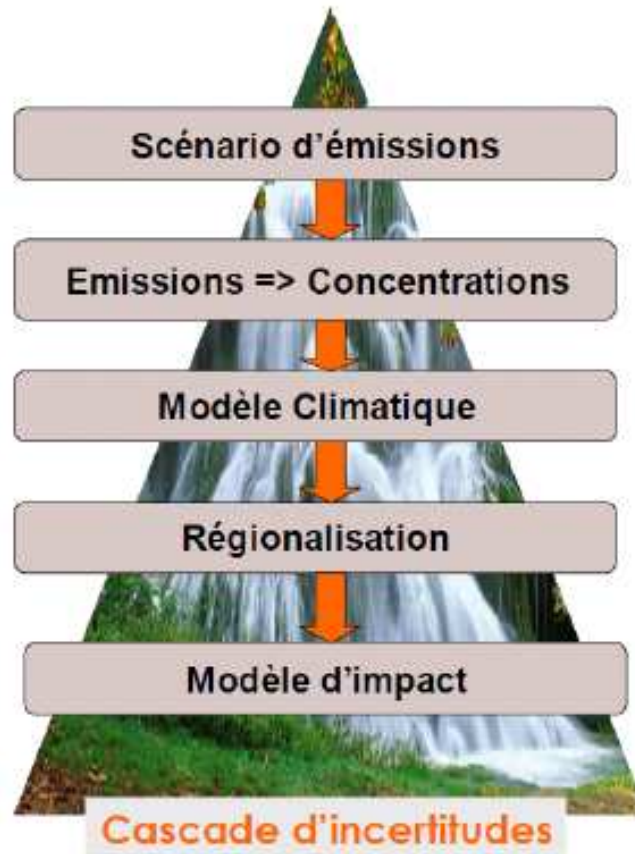


Figure 10 – Schéma du principe de la notion de cascade d'incertitudes dans les modèles d'impact.
Source : Boé (2007).

2007). Chaque maille de cette chaîne introduit une source d'incertitude, de sorte que cette dernière augmente au fur et à mesure que l'on descend dans la chaîne de modélisation. On parle alors de cascade d'incertitudes. Il est donc important de garder à l'esprit que l'augmentation de la résolution spatiale des simulations, ou le calcul d'indices plus intégrés que des paramètres atmosphériques se fait au détriment d'une incertitude plus grande.

En synthèse, il en ressort 4 principales sources d'incertitudes dans les modèles climatiques :

- Les incertitudes scientifiques et techniques (l'incertitude épistémique), liées à une connaissance imparfaite des phénomènes et à leur représentation approximative dans les modèles ;
- Les incertitudes dus à la variabilité naturelle du climat (l'incertitude stochastique), liées à la variabilité climatique intrinsèque et chaotique et qui comprend également la problématique des conditions initiales du système climatique modélisé ;
- Les incertitudes spécifiques au problème de descente d'échelle, dépendant des méthodes de désagrégation ;
- Les incertitudes socio-économiques (l'incertitude réflexive), liées aux scénarios futurs d'émission des gaz à effet de serre (la société fait partie à la fois du problème et de la solution).

1.4 Les projections climatiques

Une partie de ce mémoire porte sur la représentation du climat futur de l'AC et ses possibles impacts sur le régime pluviométrique de la région. Un accent est porté sur les changements climatiques putatifs dus aux activités humaines et principalement liés aux émissions de gaz à effet de serre (GES), qui par définition diffère des variations climatiques d'origine naturelle (les phénomènes ENSO, El Niño et NAO) moins prévisibles. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques (GIEC) dans son quatrième rapport nous apprend que la réponse à l'équilibre de la température globale moyenne à la surface de la planète (sous-entendu : à un doublement de la concentration atmosphérique du CO₂) est probablement comprise entre 2 et 4,5 °C et qu'il est tout à fait improbable que cette sensibilité soit inférieure à 1,5 °C (IPCC, 2007). Pas d'équivoque, le devenir climatique dépend des taux d'émissions de GES puis de la concentration ou teneur qui en découle dans l'atmosphère. Les modifications de la concentration des GES et leurs conséquences climatiques sur le climat actuel et futur sont étudiées avec des modèles intégrant les nouvelles concentrations et leurs évolutions. L'un des objectifs du GIEC est de considérer plusieurs scénarios d'évolution en fonction des divers contextes socio-économiques, démographiques technologiques, environnementaux et politiques d'un futur possible.

1.4.1 Le renforcement anthropique de l'effet de serre et attribution au changement climatique

La différence entre le rayonnement reçu à la surface terrestre et le rayonnement émis par la Terre vers l'espace représente le forçage radiatif terrestre. Ce dernier est lié à l'effet de serre de l'atmosphère. Fondamentalement, l'effet de serre est un phénomène naturel, qui résulte de la présence dans l'atmosphère de gaz absorbant (GES) le rayonnement infrarouge thermique émis par les surfaces terrestres, et sans lequel la température moyenne du globe s'établirait aux alentours de -18° C au lieu de +15° C. Bien que l'effet de serre soit un phénomène naturel, il est renforcé par l'accroissement des concentrations en GES provoqué par les activités humaines.

Les principaux GES qui s'accumulent dans l'atmosphère sont le gaz carbonique (CO₂), le méthane (CH₄) et le monoxyde de diazote (N₂O). Au début du XXI^e siècle, on peut estimer que le dioxyde de carbone contribue (hors déforestation) pour 60 % à l'effet de serre anthropique, le méthane pour 20 % et l'oxyde nitreux pour 6 % (Tableau 1). Enfin, les chlorofluorocarbones (CFC) et d'autres gaz traces d'origine industrielle interviennent pour 14 %. Les capacités de réchauffement de l'atmosphère par ces gaz sont caractérisées par deux indicateurs :

i) le coefficient de forçage radiatif additionnel (en W.m⁻²), qui traduit la relation entre l'énergie reçue et l'augmentation de température qu'elle engendre dans le système surface terrestre-

troposphère, selon la définition spécifique qui en a été donnée par l'IPCC (Tegart et al., 1990; Houghton et al., 1992).

ii) le potentiel de réchauffement global (PRG), un indicateur qui intègre à la fois les propriétés de forçage radiatif des composés actifs et leur durée de vie dans l'atmosphère. Cet indicateur permet ainsi d'établir des équivalences entre les gaz impliqués sur une période de temps donnée et de les convertir en équivalents CO_2 .

Tableau 1 – Concentration des principaux GES anthropogéniques mélangés de façon homogène à la troposphère évaluation de leur contribution respective au forçage radiatif (d'après GIEC, 2001)

Gaz trace	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	CFC-12	HCFC-22	CF ₄
Concentration pré-industrielle	280 ppmv	700 ppbv	275 ppbv	0	0	0	40 pptv
Concentration en 1998	365 ppmv	1745 ppbv	314 ppbv	268 pptv	533 pptv	132 pptv	80 pptv
Augmentation annuelle	1,5ppmv/an 1,4%/an	7ppbv/an 0,6%/an	0,8ppbv/an 0,25%/an	-1,4pptv/an 0%/an	4.4pptv/an 1,4%/an	5pptv/an 5%/an	1pptv/an 2%/an
Durée de vie (années)	50 à 200	8,4 à 12	114 à 120	45	100	1	>50000
Contribution au forçage radiatif(W.m⁻²)	1,46	0,48	0,15	0,07	0,17	0,03	0,003
Contribution au forçage radiatif(%)	60	20	6,2	2,9	7,0	1,2	0,1
Potentiel de réchauffement global	1	62	275	6300	10200	4800	3900

ppmv : partie par million en volume (10^{-6}); ppbv : partie en milliard en volume (10^{-9}); pptv : partie en trillion en volume (10^{-12}). La contribution au forçage radiatif est calculée depuis l'ère préindustrielle (1750) jusqu'à l'époque actuelle (fin des années 1990). Le potentiel de réchauffement global (PRG) est calculé pour un horizon de 20 ans en équivalents massiques CO_2 . Par exemple, une tonne de CH_4 aura, à cet horizon, 62 fois le PRG d'un tonne CO_2 .

Le tableau 1 illustre clairement que l'augmentation de la concentration des GES mélangés de façon homogène à la troposphère est la première cause du réchauffement. Par ailleurs, la répartition des influences respectives actuelles des différents GES est un peu différente de l'analyse historique (du tableau 1), puisque le poids total du dioxyde de carbone passe à près de 80 % (en tenant compte des 19,4 % dus à la déforestation), le méthane à 14,3 % (au lieu de 20 %) et l'oxyde nitreux à 7,9 % (au lieu de 6,2 %), alors que les autres composés sont à environ 1 % seulement maintenant au lieu de 10 % dans le passé.

Comme le confirme le nouveau rapport de synthèse du GIEC (IPCC, 2013), notre planète se réchauffe depuis le début de l'ère industrielle. La Figure 11 montre l'évolution des températures observées depuis la période préindustrielle et celle des simulations du CMIP5 prenant en compte à la fois les forçages anthropogéniques (HistoricalGHG), naturels (HistoricalNat) et non anthropogéniques (Historical_{NonGHG}). La courbe en noire montre l'augmentation des températures de surface, donc le changement climatique.

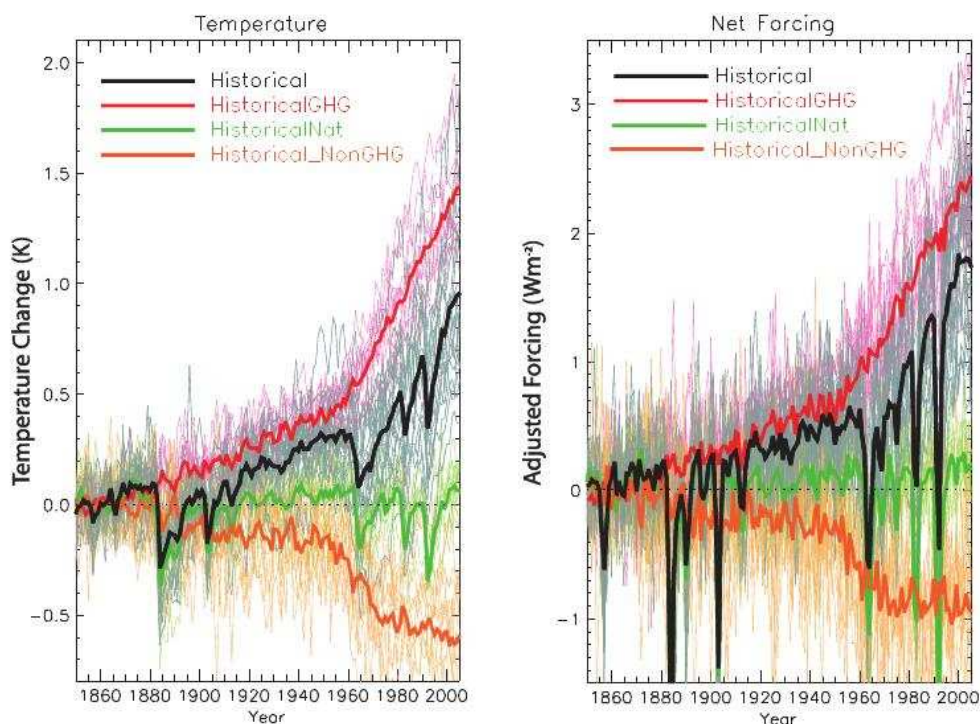


Figure 11 – (À gauche) Comparaison entre les moyennes annuelles globales des changements de la température de surface depuis la période industrielle, pour les données d'observation et les données du CMIP5 prenant en compte des forçages différents. (À droite) Comparaison entre le forçage ajusté net pour le même jeu de données. Figure adaptée de Forster et al. (2013)

Sur la Figure 11, quand les effets naturels uniquement (courbe en vert) sont pris en compte dans les simulations du CMIP5, on constate que dès 1910 la dispersion des températures suit la même tendance que celle des observations mais avec un réchauffement moins prononcé. En revanche, les simulations ne prenant pas en compte les forçages anthropogéniques (courbe en orange) ne reproduisent pas ce changement climatique. Les simulations incluant uniquement les forçages anthropogéniques (courbe en rouge) montrent un réchauffement supérieur à celui des observations. Cela signifie d'une part que les GES liés à l'activité humaine sont responsables du réchauffement pendant la seconde moitié du XXe siècle et d'autre part que les modèles du CMIP5 sont capables de reproduire la tendance des températures de surface contemporaines (Forster et al., 2013). En résumé, la Figure 11 met en exergue deux aspects essentiels :

- La nature anthropique du changement climatique, et nous verrons qu'en tenant compte

des conditions socio-économiques et des trajectoires que pourrait suivre l'activité humaine dans les années à venir, plusieurs types de scénarios de réchauffement ont été mis en place. Ces scénarios sont aussi probables les uns que les autres.

- La nécessité de recourir aux modèles climatiques pour une amélioration de notre compréhension du système climatique. Ces outils sont indispensables pour l'étude de l'évolution du climat dans le futur selon différents scénarios.

1.4.2 Les scénarios d'émission

Les scénarios socio-économiques et d'émissions fournissent des descriptions plausibles sur la façon dont l'avenir peut évoluer en ce qui concerne les changements socio-économiques, les changements technologiques, l'utilisation de l'énergie et des terres, et les émissions de GES et de polluants atmosphériques (van Vuuren et al., 2011). Ces scénarios futurs des agents de forçage (GES et aérosols) sont introduits dans les modèles climatiques comme données d'entrer, et les résultats de ces modèles climatiques sont ensuite utilisés dans l'analyse des changements climatiques et, par conséquent, dans l'évaluation des impacts, de l'adaptation et de l'atténuation. Dans la recherche sur le climat, plusieurs séries de scénarios sont utilisées. Dans la section suivante, nous décrirons brièvement les scénarios du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES) (Nakičeno vič et Swart, 2000) et les scénarios « Representative Concentration Pathways » (RCP) (van Vuuren et al., 2011), plus récents.

1.4.2.1 Les scénarios SRES

Les scénarios SRES sont des scénarios socio-économiques. Ils consistent à faire diverses hypothèses sur le développement économique futur et ses conséquences sur l'environnement. Sur ce, on a des familles de scénarios contenant des scénarios individuels ayant des thèmes communs. Voici une brève description de chaque famille.

★ La famille de scénarios A1

Cette famille de scénarios décrit un monde futur homogène avec une croissance économique rapide. Elle suppose que la population mondiale atteindra un sommet au milieu du siècle et qu'elle diminuera par la suite. D'autres grands thèmes sous-jacents sont la convergence mondiale, le renforcement des capacités, l'accroissement des interactions culturelles et sociales et une réduction substantielle des différences régionales dans le revenu par habitant. Il existe trois sous-ensembles de la famille A1 qui se distinguent par leur importance technologique : les sources d'énergie fossiles (A1F1), les sources d'énergie non fossiles (A1T) ou un équilibre dans toutes les sources (A1B).

★ La famille de scénarios A2

Cette famille de scénarios décrit un monde plus hétérogène. Les principaux thèmes sous-jacents

sont les suivants : des nations autonomes fonctionnant de façon indépendante ; une population en constante croissance et un développement économique à orientation régionale avec une croissance économique par habitant et des changements technologiques plus fragmentés et plus lents.

★ La famille de scénarios B1

La famille de scénarios B1 décrit un monde futur similaire à A1, avec la population mondiale culminant au milieu du siècle et déclinant ensuite, mais avec des changements rapides dans les structures économiques vers une économie de services et d'informations accompagnés d'une réduction dans l'intensité des matériaux et l'introduction des technologies propres et utilisant les ressources de manière efficace. L'accent est mis sur les solutions mondiales orientées vers une stabilité économique, sociale et environnementale.

★ La famille de scénarios B2

La famille de scénarios B2 quant à elle décrit un monde où l'accent est placé sur des solutions locales dans le sens de la viabilité économique, sociale et environnementale. La population mondiale s'accroît de manière continue mais à un rythme plus faible que dans A2, il y a des niveaux intermédiaires de développement économique et l'évolution technologique est moins rapide et plus diverse que dans les familles de scénarios B1 et A1. Les scénarios sont également orientés vers la protection de l'environnement et l'équité sociale, mais ils sont axés sur des niveaux locaux et régionaux.

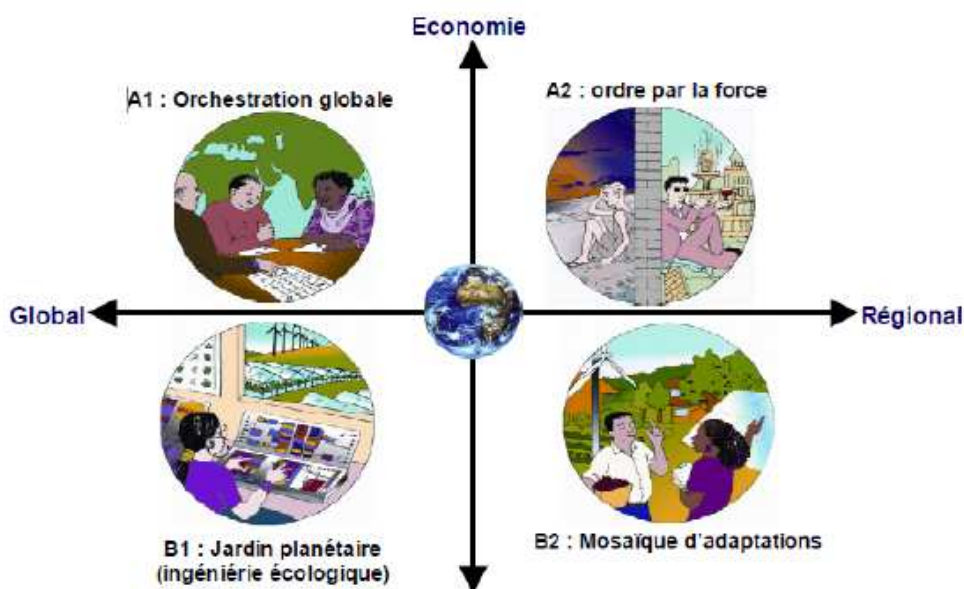


Figure 12 – Schéma illustré des différents scénarios SRES. Source : livre blanc ESCRIME (RETIC Météo-France)

La Figure 12 illustre les différents scénarios SRES en combinant les approches du GIEC et celle du projet Millennium. Dans cette configuration, la famille A1 décrit un monde avec la réduction des inégalités Nord-Sud et un développement économique sur le schéma actuel, la famille

B1 décrit un monde avec la réduction des inégalités Nord-Sud et un développement soucieux de l'environnement et du, la famille A2 décrit un monde avec un développement hétérogène et un développement économique sur le schéma actuel, et la famille B2 décrit un monde avec un développement hétérogène, un développement soucieux de l'environnement et du développement durable.

1.4.2.1 Les scénarios RCP

Contrairement aux scénarios SRES créés par le GIEC, les nouveaux scénarios RCP sont fournis par la communauté scientifique pour les besoins du GIEC. La communauté scientifique a opéré un véritable virage méthodologique avec les scénarios RCP. Alors que la précédente génération de scénarios à l'exemple des scénarios SRES s'appuyait sur une approche séquentielle, les scénarios RCP appliquent désormais une approche en parallèle avec à priori quatre scénarios d'émission de gaz à effet de serre.

Le Tableau 2 résume les détails sur les caractéristiques des scénarios RCP (forçage radiatif, concentration des GES et trajectoires) sélectionnés sur la base de 300 scénarios publiés. Ces quatre scénarios décrivent un large éventail d'évolution en terme de forçage radiatif. Ainsi, les RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 correspondent à un forçage radiatif global à la fin du siècle (2100) respectivement de : 2,6 ; 4,5 ; 6,0 et 8,5 $W.m^{-2}$.

Tableau 2 – Les principales caractéristiques des scénarios RCP

Nom	Changement du bilan radiatif (forçage Radiatif)	Concentration des GES (en partie par million)	Trajectoire
RCP 8.5	>8,5 $W.m^{-2}$ en 2100	>1370 equiv.- CO_2 en 2100	Croissance
RCP 6.0	~6 $W.m^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100	~850 equiv.- CO_2 au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 4.5	~4,5 $W.m^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100	~660 equiv.- CO_2 au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 2.6	Pic à ~3 $W.m^{-2}$ avant 2100 puis déclin	Pic à ~490 equiv.- CO_2 avant 2100 puis déclin	Pic puis déclin

Exprimé en W/m^{-2} , un forçage radiatif est un changement du bilan radiatif (différence entre le rayonnement entrant et le rayonnement sortant) au sommet de la troposphère (10 à 16 km d'altitude), dû à un changement d'un des facteurs d'évolution du climat comme la concentration des GES. La Figure 13 montre une comparaison entre le forçage radiatif des anciens scénarios SRES et ceux des RCP. Le RCP8.5, scénario extrême, est un peu plus fort que le SRES A2. Le RCP6.0 est proche du scénario SRES A1B, tandis que le RCP4.5 est proche du SRES B1. Le RCP2.6, qui intègre les effets de politiques de réduction des émissions susceptibles de limiter le

réchauffement planétaire à 2 °C, est l'unique profil d'évolution, n'ayant pas d'équivalent avec les anciennes propositions du GIEC.

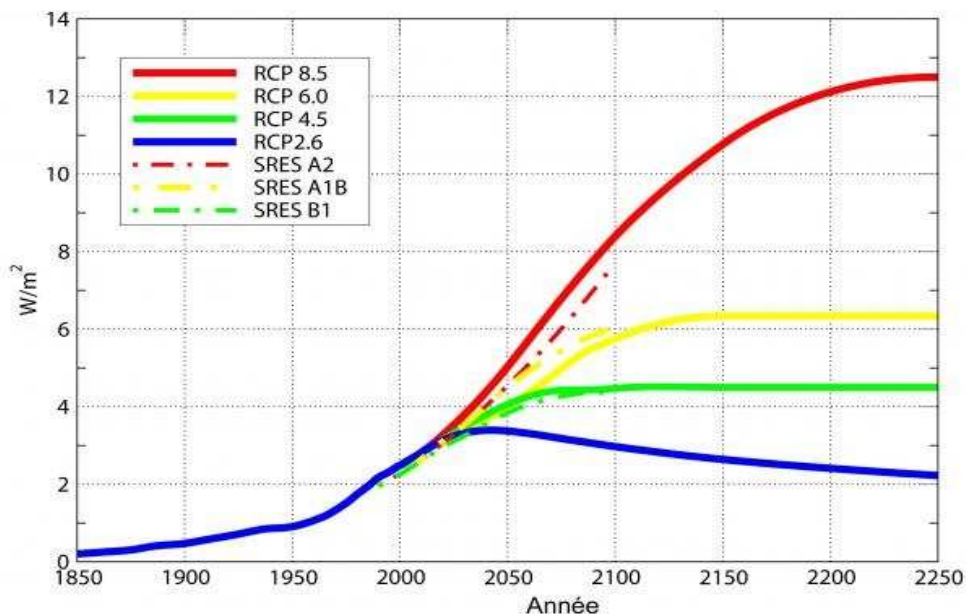


Figure 13 – Comparaison du forçage radiatif en $W.m^{-2}$ entre les scénarios RCP et SRES. (source : <http://www.insu.cnrs.fr/environnement/climat-changement-climatique/une-nouvelle-approche-pour-les-simulations-du-climat-futu>)

Dans le cadre de cette thèse, nous utiliserons le scénario RCP8.5. Ce choix est justifié à trois niveaux : (i) les scénarios RCP sont plus récents et tiennent compte des Scénarios SRES, (ii) le scénario RCP8.5 est le plus pessimiste, et (iii) la disponibilité des données.

Conclusion

Ce Chapitre nous a permis d'avoir une vue globale sur la philosophie et les progrès de la modélisation du climat. Nous l'avons amorcé par les principes généraux de la modélisation du climat en faisant un bref historique sur les modèles climatiques et en présentant les équations fondamentales des modèles climatiques. Par la suite, nous avons fait ressortir les différents types de modèles climatiques, leurs caractéristiques, les méthodes de descente d'échelle (statistique ou dynamique) et les sources d'incertitudes dans les modèles climatiques. Enfin, nous avons introduit la notion de changement climatique tout en définissant les scénarios SRES et RCP. Une attention particulière fut portée sur les nouveaux scénarios d'émission des GES (RCP), utilisés dans le cas de cette thèse.

Chapitre 2

Cadre géographique, données utilisées et méthodologie

Introduction

Nous consacrons le présent chapitre à la présentation du cadre géographique de notre étude, des différents jeux de données utilisés, ainsi que les méthodes d'analyses et outils de calcul appliqués dans cette thèse. En fait, les données sont rangées en trois groupes : i) les données d'observations, ii) les données de réanalyses, iii) et les sorties des simulations numériques globales et régionales. Ce chapitre fournit en premier lieu, la description de la topographie et de la climatologie du domaine de travail. A la suite, il présente de façon détaillée les différents modèles utilisés dans ce travail. Enfin, il présente les méthodes de calcul et les techniques statistiques utilisées dans cette thèse.

2.1 Cadre géographique

2.1.1 Localisation

Notre domaine d'étude est localisé en Afrique Centrale (AC) et se situe entre 15°S-15°N de latitude, et 5-35°E de longitude. La Figure 14 illustre de manière précise l'étendue spatiale de notre domaine d'étude.

2.1.2 Topographie

La topographie de l'AC se distingue par un relief suffisamment diversifié. On retrouve les basses terres (avec une altitude ≤ 300 m) principalement le long des côtes océaniques, dans la vallée du Niger, dans la vallée de la Benoué et dans le bassin du Lac Tchad. On retrouve un relief peu élevé (avec une altitude comprise entre 300 et 1000 m) qui s'étend du sud Soudan jusqu'au Bassin du Congo, et au nord du Nigéria.

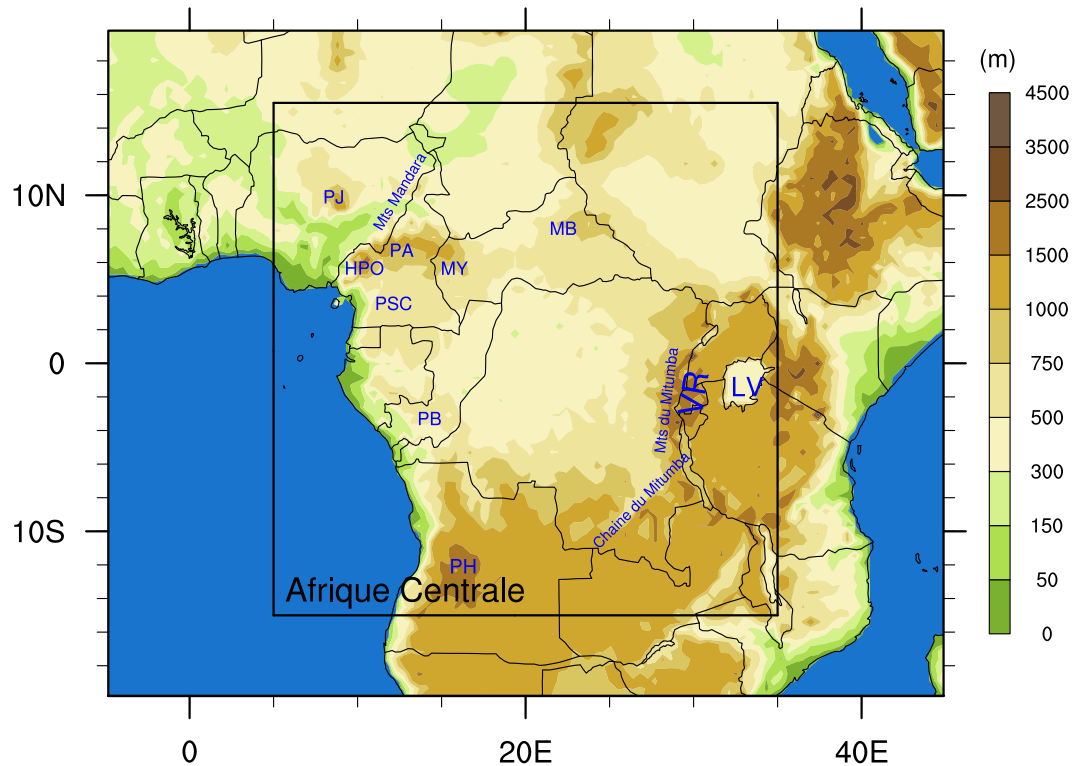


Figure 14 – Carte présentant la topographie de l’Afrique Centrale (cadre en noir ; 15°S-15°N, 5-35°E). Quelques principaux éléments de relief sont indiqués en bleu (PJ : Plateau Joss, HPO : Hauts Plateaux de l’Ouest Cameroun, PA : Plateau de l’Adamaoua, PSC : Plateau Sud Camerounais, MY : Massif du Yadé, MB : Massif du Bongo, PB : Plateau Batéké, PH : Plateau Huila, VR : Vallée du Rift et LV : Lac Victoria)

Les hautes terres (altitude > 1000 m) sont constituées des montagnes plus ou moins élevées et des plateaux qui ont un impact sur la distribution des pluies. Nous pouvons citer entre autres :

- **Le plateau de Jos (PJ)** (appelé auparavant plateau de Bauchi) est une région de plateaux couvrant 7770 km², située à une altitude moyenne de 1280 m et culminant à 1829 m aux collines de Shere, ce qui en fait la seule région au climat tempéré du Nigeria.
- **Le plateau de l’Adamaoua (PA)** est la région de plateaux d’AC dont les hauteurs se situent entre 1000 et 2000 m, d’altitude. Son massif montagneux s’étend du sud-est du Nigeria au travers du centre-nord du Cameroun (région de l’Adamaoua et région du Nord) jusqu’à la RCA. Le Tchabal Mbabo, dans les monts Gotel, est le sommet le plus élevée à 2460 m. Le plateau Adamaoua est la source de nombreux cours d’eau dont la Bénoué et la Sanaga.
- **Les hauts plateaux de l’Ouest Cameroun (HPO)** constituant un ensemble de plateaux étagés et de hauts reliefs volcaniques, couvrent une superficie de 31272 km². Ils sont composés de trois plateaux principaux séparés par de grands escarpements : le plateau

Bamiléké (1400-1800 m), le plateau Bamoun (1100-1200 m) et les Grassfields (1500-2000 m). Ils sont dominés par une succession des plateaux étagés surplombant les basses terres peu étendues comme la plaine de Mbo, la plaine Tikar et celle de Ndop. On y trouve des massifs volcaniques dont les plus importants sont incontestablement les Monts Bamboutos (2740 m), Oku (3008 m) et Manengouba (2396 m). 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.

- **La vallée du rift (VR)** est un ensemble géologique constitué d'une série de failles, de dorsales et de rifts s'étirant sur environ 6000 km de longueur du nord au sud, et 40 à 60 km de largeur depuis le Levant jusqu'à l'Afrique Australe en passant par la mer Rouge et les Grands Lacs africains.

2.1.3 Climatologie

De par sa situation géographique, l'AC présente une diversité de climats qui peuvent être regroupés en deux principaux types : le climat de type équatorial et le climat de type tropical (Tsalefac et al., 2015). Certaines régions d'étendue limitée, sont aussi soumises à des micro climats dus à des facteurs locaux à l'instar des montagnes, des cours d'eau et du couvert végétal.

Le climat de type équatorial à quatre saisons s'étend au sud du Cameroun et de la RCA, au centre de la RDC, au Congo, au Gabon, en Guinée Équatoriale et à Sao Tomé-et-Principe (Mpounza et Samba-Kimbata, 1990). La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 1500 à 1800 mm, avec des maxima supérieurs à 10000 mm à Debundsha, au sud-ouest du mont Cameroun, et au sud de l'île de Bioko, en Guinée Équatoriale. Le climat y est chaud et humide avec des températures oscillant entre 22 °C et 30 °C.

Le climat de type tropical à deux saisons présente quant à lui plusieurs variantes : soudaniennes, sahéliennes et sahariennes. Les types soudanien, soudano-sahélien et sahélien couvrent le nord du Cameroun, le sud du Tchad, le centre et le nord de la RCA. Le sud de la RDC bénéficie d'un climat plus tempéré du fait d'une altitude moyenne supérieure aux autres zones. La pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 300 et 1500 mm. Les types sahélo-sahariens et sahariens comprennent uniquement le nord du Tchad. Ici, la pluviométrie annuelle moyenne est inférieure à 300 mm et les températures maximales peuvent atteindre 50 °C.

En nous basant sur la classification climatique de Köppen Geiger (Peel et al., 2007), nous avons défini de façon indépendante cinq zones que, nous avons par la suite considérées comme les zones d'analyse régionale pour mener des investigations quantitatives sur les performances des modèles utilisés (voire sur la Figure 15).

- **La Zone 1**, couvre le sud du Tchad, le nord Cameroun et représente la zone semi-aride à

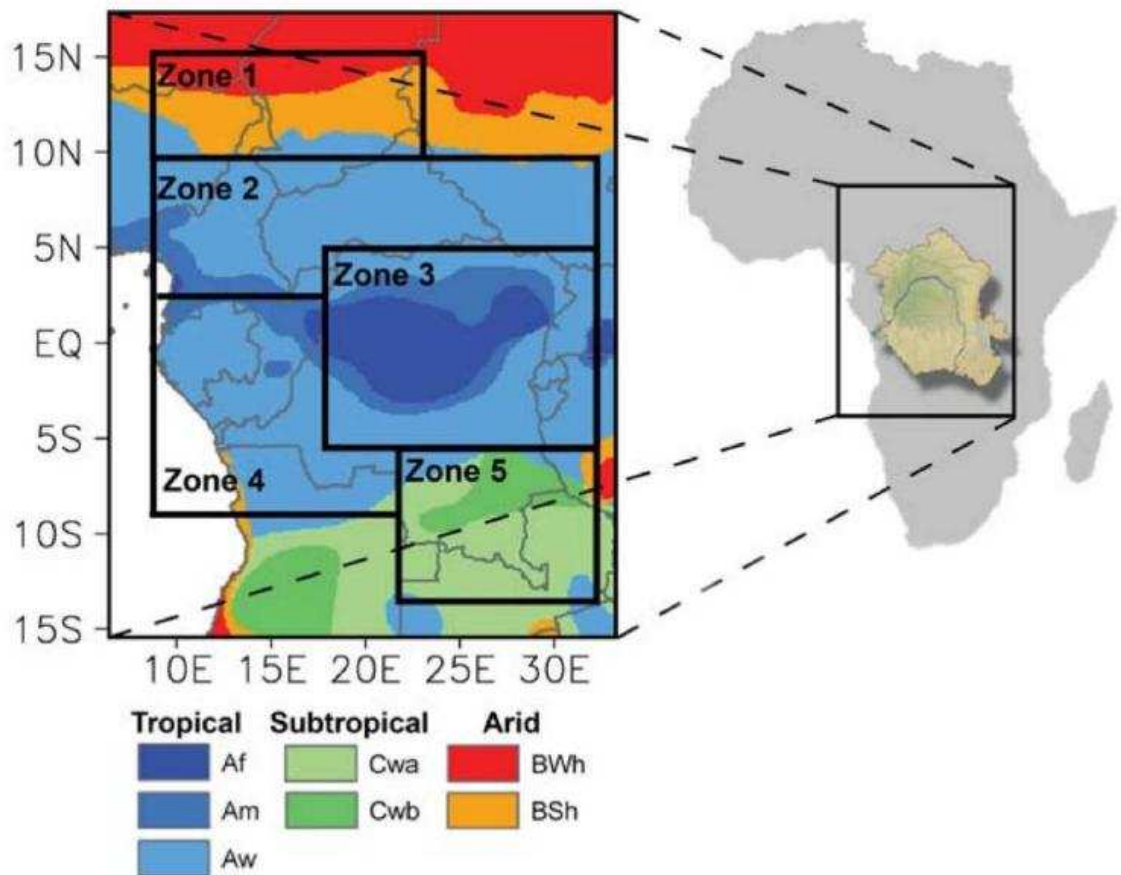


Figure 15 – Carte présentant les différentes zones d’analyses. Sur cette carte les différents types de climats existant dans la région sont mis en évidence, allant du climat de type tropical (bleu marine) au centre de la Zone 3 jusqu’aux zones arides (orange) au nord du domaine. Figure tirée de Haensler et al. (2013)

climat de type soudanien, soudano-sahélien et sahélien. Cette zone a un régime pluviométrique uni-modal dont le pic est observé en Août.

- **Les Zones 2 et 4** qui couvrent le sud Cameroun, la RCA, la Guinée Équatoriale, le Gabon, le Congo, le sud-ouest de la RDC et le nord de l’Angola, ont une prédominance à climat tropical humide et sec avec une longue saison de pluie. Cette saison de pluie est d’une durée d’environ 9 mois dans la zone 2.
- **La Zone 3**, est la zone centrale qui couvre la RDC. Elle est entièrement traversée par la forêt du Bassin du Congo et a un climat tropical humide avec un régime pluviométrique bimodal.
- **La Zone 5**, couvre le sud-est de la RDC et le nord de la Zambie. Le climat de type subtropical y est dominant.

Les détails sur les coordonnées géographiques des zones sont indiqués sur le Tableau 3.

Tableau 3 – Détails des coordonnées géographiques des cinq zones utilisées pour les analyses

Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Zone 5
9.5°N-15.0°N 8.0°E-23.5°E	2.0°N-9.5°N (Ouest) 5.0°N-9.5°N (Est) 8.0°E-32.0°E (Nord) 8.0°E-18.5°E (Sud)	6.0°S-5.0°N 18.5°E-32.0°E	9.0°S-2.0°N (Ouest) 9.0°S-6.0°S (Est) 8.0°E-18.5°E (Nord) 8.0°E-21.5°E (Sud)	14.0°S-6.0°S 21.5°E-32.0°E

2.2 Données utilisées

Les modèles utilisés dans le cadre du projet CORDEX, sont les modèles du système climatique régional intégrant les différentes composantes du système Terre (océan, atmosphère, surfaces continentales).

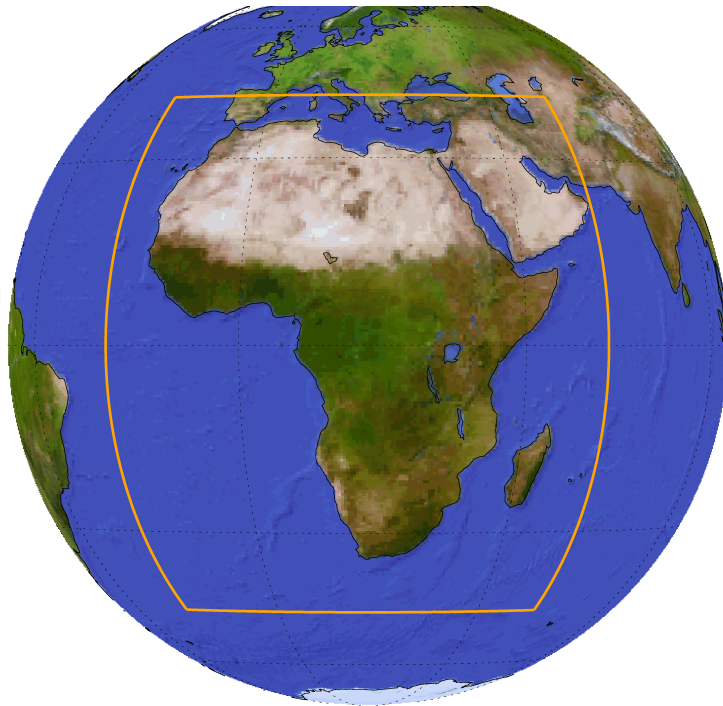


Figure 16 – Le domaine CORDEX-Africa, tel que défini dans le projet CORDEX. (source : http://www.cordex.org/index.php?option=com_content&view=article&id=103&Itemid=489)

Le domaine africain représenté sur la Figure 16 est commun à l'ensemble des simulations réalisées dans le cadre du projet CORDEX-Africa. Ainsi, toutes les simulations utilisées dans cette thèse seront réalisées dans ce domaine.

2.2.1 Description du modèle climatique régional COSMO-CLM

Le COSMO-CLM (CCLM) est un modèle climatique développé à partir du Modèle Local (ML) du service météorologique allemand (Deutscher WetterDienst (DWD)) par le consortium de modélisation à petite échelle (COSMO, <http://www.cosmo-model.org/>) et la communauté de modélisation du climat à aire limitée (CLM-Community, <http://www.clm-community.eu>). Au début de l'élaboration du modèle CCLM, les principales exigences de conception étaient les suivantes : i) utiliser des équations dynamiques compressibles non hydrostatiques pour éviter les restrictions sur les échelles spatiales et la taille du domaine, et appliquer une méthode numérique de résolution efficace ; ii) fournir un ensemble complet des données physiques pour couvrir de manière adéquate les échelles spatiales d'application, et des ensembles des données à haute résolution pour tous les paramètres externes requis par les schémas de paramétrisation ; iii) la flexibilité du choix des conditions initiales et des conditions aux limites pour tenir compte des deux cas de données réelles et des états initiaux idéalisés, et utiliser une technique de raffinement des mailles pour se concentrer sur les régions d'intérêt et pour traiter des phénomènes multi-échelles ; iv) utiliser une méthode d'analyse à haute résolution capable d'assimiler des données asynoptiques à haute fréquence et des données de télédétection.

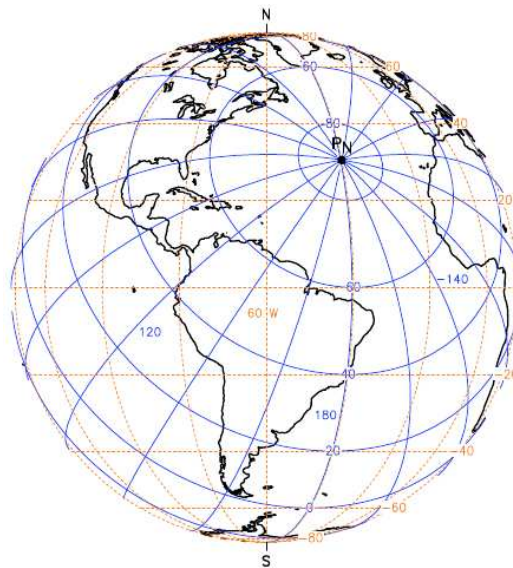


Figure 17 – System des coordonnées du modèle CCLM. Longitude et latitude sont rotées (lignes continues) pour un système de coordonnées sphériques avec le pôle Nord déplacé au point P_N avec les coordonnées géographiques $\lambda = 40^\circ W$ et $\varphi = 30^\circ N$. Les lignes interrompues indiquent les longitudes et latitudes du système géographique. Les méridiens rotés $0^\circ/180^\circ$ sont conformes aux méridiens géographiques $140^\circ E/40^\circ W$. Tous les sous-domaines centrés le long de l'équateur pivoté auront un minimum d'effets de courbure dus à la convergence des méridiens. (source : <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoDynNumcs.pdf>)

En synthèse, le modèle CCLM est un modèle de prévision atmosphérique non hydrostatique à aire limitée. Il est basé sur les équations thermo-hydrodynamiques primitives décrivant l'écoulement compressible dans une atmosphère humide. Les équations du modèle sont formulées en coordonnées sphérique avec un terrain suivant les coordonnées de hauteur (Schär et al., 2002). Les variables pronostiques du modèle CCLM sont : les composantes cartésiennes horizontales et verticales du vent, la pression de surface, la température, l'humidité spécifique et la teneur en eau des nuages. Quant aux variables diagnostiques du modèle CCLM, nous avons : la densité totale de l'air et les précipitations (pluies et neige principalement). En outre, une variété de processus physiques sont pris en compte par les schémas de paramétrage du modèle CCLM.

2.2.1.1 État de base du modèle

L'état de base représente une atmosphère sèche au repos, indépendante du temps, qui est prescrite pour être horizontalement homogène, verticalement stratifiée et en équilibre hydrostatique. En introduisant l'état de base, les variables thermodynamiques que sont la température (T), la pression (p) et la densité (ρ) peuvent être formellement écrites en fonction de la hauteur (z) et la perturbation (T', p', ρ'), comme :

$$T = T_0(z) + T', \quad p = p_0(z) + p', \quad \rho = \rho_0(z) + \rho' \quad (2.1)$$

où $T_0(z)$, $p_0(z)$ et $\rho_0(z)$ sont reliés par l'équation hydrostatique

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\rho_0 = -\frac{gp_0}{R_d T_0} \quad (2.2)$$

et l'équation d'état, $p_0 = \rho_0 R_d T_0$. R_d est la constante de gaz de l'air sec. En principe, le profil vertical de la température $T_0(z)$ peut être spécifié arbitrairement puisque nous ne linéarisons pas les équations du modèle par rapport à l'état de référence. Pour des raisons pratiques, il est prescrit un taux constant β pour l'augmentation de la température avec le logarithme de la pression (comme proposé par Dudhia (1993)), $\partial T_0 / \partial \ln p_0 = \beta$. L'intégration de l'équation hydrostatique (2.2) avec les valeurs limites $p_{SL} = p_0(z = 0)$ et $T_{SL} = T_0(z = 0)$ (pour la pression et la température au niveau moyen de la mer $z = 0$) donne alors les profils verticaux de l'état de référence :

$$p_0(z) = \begin{cases} p_{SL} \exp\left\{-\frac{T_{SL}}{\beta} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{2\beta g z}{R_d T_{SL}^2}}\right)\right\} & \text{si } \beta \neq 0 \\ p_{SL} \exp\left\{\frac{g z}{R_d T_{SL}}\right\} & \text{si } \beta = 0 \end{cases} \quad (2.3)$$

$$\text{et, } T_0(z) = T_{SL} \sqrt{1 - \frac{2\beta g z}{R_d T_{SL}^2}} \quad (2.4)$$

Pour les trois paramètres p_{SL} , T_{SL} et β , qui définissent l'état de base, les valeurs utilisées par défaut sont $p_{SL} = 1000hPa$, $T_{SL} = 288,15K$ et $\beta = 42K$.

2.2.1.2 Structures verticale et horizontale du modèle

Les équations du modèle CCLM sont formulées par rapport à une grille latitude/longitude rotative avec les coordonnées (λ, φ) . Dans la verticale, une coordonnée de hauteur généralisée (ζ) suivant le terrain est utilisée. Puisque ζ ne dépend pas du temps, le système $(\lambda, \varphi, \zeta)$ représente un système de coordonnées indéformable, où les surfaces de la constante ζ sont fixes dans l'espace. Les variables du modèle sont échelonnées sur une grille Arakawa-C avec les variables scalaires

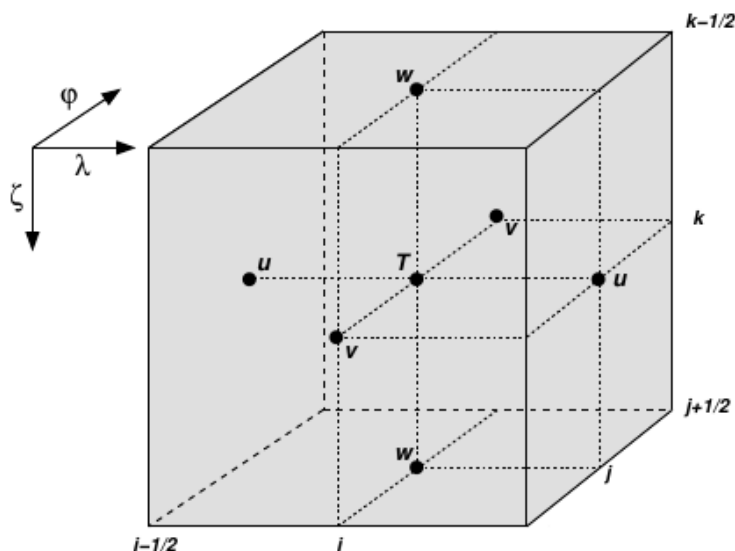


Figure 18 – Schéma représentant un volume élémentaire d'une grille Arakawa-C, montrant des variables dépendantes du modèle. (source : http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmo_userguide_5.06a.pdf)

(température, pression et humidité) définis au centre de la boîte dans la grille et les composantes de vitesse normale du vent sont définies sur les faces correspondantes de la boîte (voir Figure 18). La discrétisation de l'espace $(\lambda, \varphi, \zeta)$ est représentée par un nombre fini de points de grille (i, j, k) , où i correspond à la direction λ , j à la direction φ et k à la direction ζ . Ainsi, chaque point de grille (i, j, k) représente le centre d'un volume élémentaire d'une grille rectangulaire avec des longueurs de côté $\Delta\lambda$, $\Delta\varphi$ et $\Delta\zeta$.

La structure verticale de CCLM (Figure 19) est surtout marquée par la présence des demi-niveaux sur les faces de grille. Ces niveaux inter-faciaux séparent les couches du modèle les unes des autres. Les couches du modèle étiquetées par des entiers k sont également désignées comme des niveaux principaux. Ainsi, pour une configuration de modèle avec $N\zeta$ couches, nous avons $N\zeta + 1$ demi-niveaux. La limite supérieure du domaine du modèle est définie comme étant le demi-niveau ($\zeta = 1/2$) au-dessus de la couche supérieure du modèle ($\zeta = 1$). A la limite inférieure, la surface de la coordonnée ζ devient conforme à la hauteur du terrain. Le demi-niveau ($\zeta = N\zeta + 1/2$) sous la première couche du modèle au-dessus du sol ($\zeta = N\zeta$) définit la limite inférieure du modèle. Sous

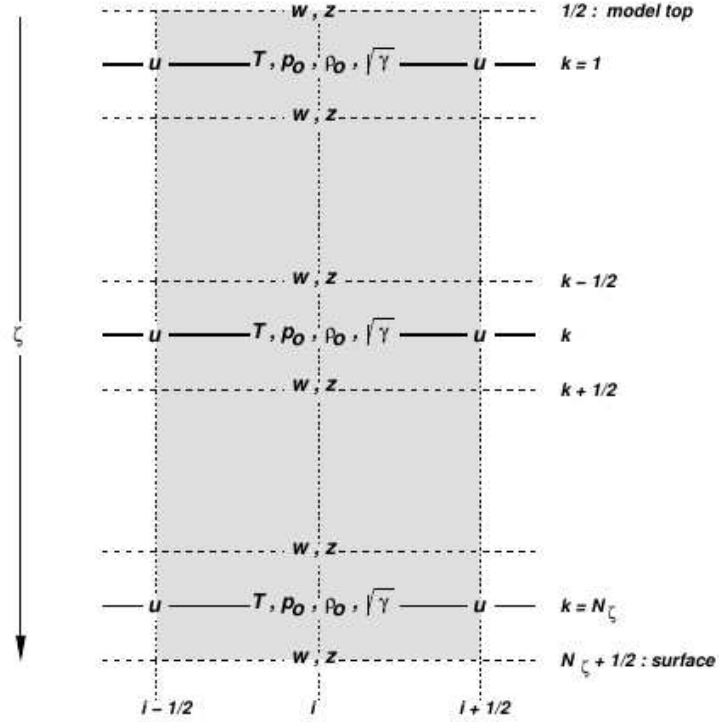


Figure 19 – Schéma de la structure verticale du modèle CCLM. Les lignes en pointillées sont les demi-niveaux du modèle séparant les niveaux principaux (lignes pleines). (source : http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmo_userguide_5.06a.pdf)

forme discrétisée, le changement de pression $\sqrt{\gamma}$ de l'état de base P_0 sur les niveaux par rapport à la vertical ζ est donné par :

$$\begin{aligned} \sqrt{\gamma}_k &= (\Delta P_0)_k = (P_0)_{k+1/2} - (P_0)_{k-1/2} \quad \text{et} \\ (P_0)_k &= \frac{1}{2} \{ (P_0)_{k+1/2} + (P_0)_{k-1/2} \} \quad \text{avec } k = 0; 1; 2 \dots N_\zeta \end{aligned} \quad (2.5)$$

Quant à la densité de niveaux ρ , elle est fonction de l'éloignement à la surface, de manière à mieux renseigner les basses couches soumises à une dynamique plus bruitée que les hautes couches, d'avantage impactées par la circulation large échelle. La densité de l'état de base sur les niveaux principaux résulte alors de la relation discrétisée suivante :

$$(\rho_0)_k = \frac{1}{g} \frac{\sqrt{\gamma}_k}{(Z_{k-1/2} - Z_{k+1/2})} \quad (2.6)$$

Extraite de la grille Arakawa-C, la structure horizontale du modèle CCLM est représentée à la Figure 20. Les champs dynamiques tels que les composantes zonale et méridienne du vent (U et V respectivement) sont représentées sur la jonction des mailles. Toutes les autres variables (variables thermodynamiques, scalaires et de masse) sont représentées au centre de chaque maille.

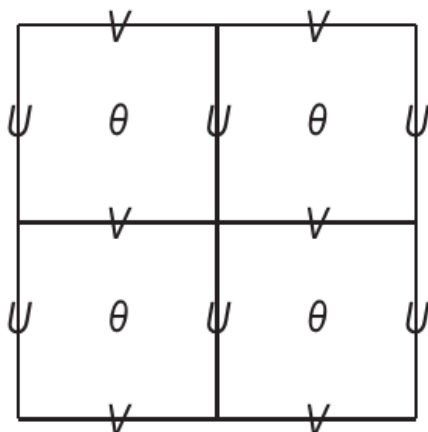


Figure 20 – Schéma de la structure horizontale du modèle CCLM. U et V représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent. θ représente toutes les autres variables. (source : Crétat (2011))

2.2.1.3 Le schéma d'intégration numérique

Comme les équations non hydrostatiques décrivent un modèle de l'atmosphère compressible, des ondes sonores sans importance sur le plan météorologique font également partie de la solution. Etant donné que les ondes acoustiques sont très rapides, leur présence limite considérablement le pas de temps des schémas d'intégration temporelle explicites. Afin d'améliorer l'efficacité numérique, les équations pronostiques sont séparées en termes qui sont directement liés aux modes des ondes acoustiques et de gravité et en termes qui se réfèrent à des modes de mouvement variant comparativement plus lentement. Cette séparation des modes peut être formellement écrite sous la forme de symboles.

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = S_\psi + f_\psi \quad (2.7)$$

Où ψ désigne une variable pronostique du modèle, f_ψ les termes de forçage dus aux modes lents et S_ψ les termes sources liés aux modes des ondes acoustiques et gravitationnelles. S_ψ est composé des termes de gradient de pression dans les équations de la quantité de mouvement, et au terme de divergence dans l'équation de pression et de température. Le sous-ensemble d'équations contenant les termes S_ψ est ensuite intégré avec un schéma numérique spécial à l'instar de Runge-Kutta d'ordre 3 (la première variante étant le schéma normal (Wicker et Skamarock, 2002), et la seconde le schéma à variation totale décroissante (Liu et al., 1994)).

2.2.1.4 Le schéma des nuages et des précipitations

Le schéma de paramétrisation de base du modèle CCLM, pour la formation des nuages et des précipitations à l'échelle de la grille est basé sur une formulation de type Kessler (Kessler, 1969). Ce schéma calcule les effets de la formation des précipitations sur la température et les variables pronostiques d'humidité dans l'atmosphère (vapeur d'eau, eau des nuages, éventuellement glace

des nuages, pluie et neige) ainsi que les flux de précipitations de pluie et de neige à l'échelle de la grille au sol. La Figure 21 illustre clairement les processus microphysiques pris en compte par ce schéma de paramétrisation.

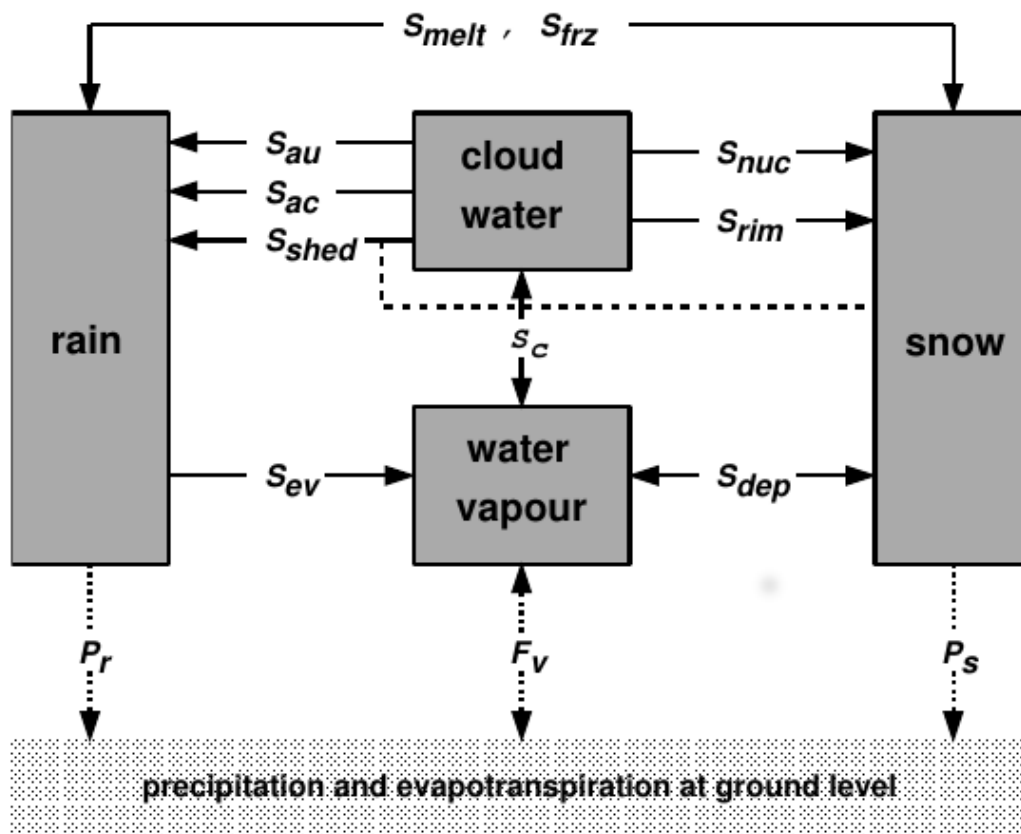


Figure 21 – Schéma de nuages et des précipitations dans la représentation du cycle hydrologique du modèle CCLM. (source : http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmo_userguide_5.06a.pdf)

Outre la vapeur d'eau dans la phase gazeuse, trois catégories d'eau sont considérées dans le schéma par défaut :

- **L'eau des nuages**, qui se présente sous la forme des petites gouttes en phase liquide en suspension. Les gouttelettes des nuages sont plus petites qu'environ $50 \mu m$ de rayon et n'ont donc pas de vitesse terminale de chute importante par rapport au flux d'air.
- **L'eau de pluie**, se présente sous la forme de gouttes sphériques en phase liquide qui sont suffisamment grosses pour avoir une vitesse de chute non négligeable.
- **La neige**, qui est constituée des grandes particules de glace et d'agrégats qui sont traités comme des plaques minces avec une relation spécifique entre la taille et la masse. Les particules de cette catégorie ont une vitesse terminale non négligeable qui ne dépend que de la taille des particules.

L'équation bilan pour les teneurs en eau spécifiques des différentes catégories (vapeur d'eau, eau

des nuages et glace des nuages) tient compte du transport advectif et turbulent et contient les termes de source et de puits dus aux processus microphysiques de formation des nuages et des précipitations. Pour l'eau de pluie et la neige, seul le transport par advection est pris en compte. Les taux de transfert de masse suivants sont pris en compte par le schéma : (a) la condensation et l'évaporation de l'eau des nuages, (b) la formation initiale d'eau de pluie par auto-conversion et de neige par nucléation à partir de la phase aqueuse des nuages, (c) la croissance ultérieure des phases de précipitation : pluie et neige par accréation, déposition et perte, (d) l'évaporation de l'eau de pluie et la sublimation de la neige dans les couches sous-nuageuses et (e) la fonte de la neige pour former de la pluie et le gel de la pluie pour former de la neige.

L'impact du mouvement vertical de la pluie et de la neige par rapport au flux d'air dû à la sédimentation des particules avec leurs vitesses terminales est également pris en compte par la divergence verticale des flux de précipitation correspondants P_r (pour la pluie) et P_s (pour la neige).

2.2.1.5 Le schéma de transfert radiatif

Pour calculer le taux de réchauffement dû au rayonnement, nous utilisons le schéma de paramétrisation de Ritter et Geleyn (1992). Ce schéma est basé sur une version à deux flux de l'équation générale du transfert radiatif et prend en compte trois intervalles spectraux d'ondes courtes (solaire) et cinq d'ondes longues (thermique). Les nuages, les aérosols, la vapeur d'eau et d'autres traceurs gazeux sont traités comme des constituants optiquement actifs de l'atmosphère, qui modifient les flux radiatifs par absorption, émission et diffusion.

Les équations du flux pour une méthode δ à deux courants sont écrites pour décrire soit le transfert radiatif du rayonnement solaire monochromatique, soit le rayonnement infrarouge dans une atmosphère où il y a diffusion et absorption. En nous référant à Zdunkowski et al. (1982), nous rappelons l'ensemble des équations de base :

$$\begin{cases} \frac{dF_1}{d\delta} = \alpha_1 F_1 - \alpha_2 F_2 - \alpha_3 J \\ \frac{dF_2}{d\delta} = \alpha_2 F_1 - \alpha_1 F_2 + \alpha_4 J \\ \frac{dS}{d\delta} = -(1 - \tilde{\omega} f) \frac{S}{\mu_0} \end{cases} \quad (2.8)$$

où F_1 et F_2 représentent les flux de diffusion ascendants et descendants, S le flux solaire parallèle par rapport à un plan horizontal, $\tilde{\omega}$ l'albédo de diffusion, f la fraction du rayonnement contenue dans le pic de diffraction de la fonction de phase, et μ_0 le cosinus de l'angle zénithal solaire. En considérant U le facteur de diffusion, β_0 le coefficient fractionnaire de rétrodiffusion de la lumière diffuse, $\beta(\mu_0)$ le coefficient fractionnaire de diffusion ascendante pour le rayonnement solaire primaire diffusé et B le rayonnement du corps noir, les coefficients α_1 , α_2 , α_3 , α_4 et J sont

définis comme suit :

$$\begin{aligned}
 \alpha_1 &= U\{1 - \tilde{\omega}[1 - \beta_0(1 - f)]\} \quad \text{solaire/infrarouge;} \\
 \alpha_2 &= U\beta_0\tilde{\omega}(1 - f) \quad \text{solaire/infrarouge;} \\
 \alpha_3 &= \begin{cases} \beta(\mu_0)\tilde{\omega}(1 - f) & \text{solaire} \\ U(1 - \tilde{\omega}) = \alpha_1 - \alpha_2 & \text{infrarouge;} \end{cases} \\
 \alpha_4 &= \begin{cases} [1 - \beta(\mu_0)]\tilde{\omega}(1 - f) & \text{solaire} \\ \alpha_3 & \text{infrarouge;} \end{cases} \\
 J &= \begin{cases} S/\mu_0 & \text{solaire} \\ \pi B & \text{infrarouge.} \end{cases}
 \end{aligned} \tag{2.9}$$

Tel que explicitement présenté dans les travaux de Ritter et Geleyn (1992), la résolution de l'équation (2.8) et la détermination des conditions aux limites permettent la paramétrisation du transfert radiatif du modèle.

Mentionnons que dans le prolongement du schéma initial, un traitement des propriétés optiques des particules de glace est introduit, permettant ainsi une rétroaction radiative directe des nuages avec la teneur en eau sous forme de glace prévue lors de l'utilisation du schéma de la glace nuageuse pour la paramétrisation des nuages et des précipitations.

2.2.1.6 Le schémas de convection

Pour les applications de modèles sur les échelles *meso* - α et *meso* - β (avec des distances de grille respectives de 20-200 km et 200-2000 km (Orlanski, 1975), la convection des cumulus est un processus à échelle inférieure à la taille de la grille qui requiert une représentation paramétrée. Et même à l'échelle *meso* - γ (distances de grille 2-20 km), il s'est avéré qu'une paramétrisation de la convection peu profonde est encore nécessaire. Le modèle CCLM offre trois options :

(a) Le schéma de flux de masse

Le schéma des flux de masse de Tiedtke (1989), qui est utilisé ici a été mis en œuvre pour les échelles *meso* - α et *meso* - β . Cette paramétrisation distingue trois types de convection humide : la convection peu profonde, la convection profonde et la convection de niveau moyen, qui sont traitées par des conditions aux limites différentes. La convection peu profonde et la convection profonde ont toutes deux leurs racines dans la couche limite atmosphérique, mais elles diffèrent par leur étendue verticale. La convection moyenne, en revanche, n'a pas ses racines dans la couche limite mais prend naissance aux niveaux de l'atmosphère libre.

Comme condition aux limites, le schéma de Tiedtke exige une formulation du flux de masse vertical à la base du nuage convectif en termes de variables à l'échelle de la grille. Pour les convec-

tions peu profonde et profonde, le flux de masse est proportionnel à la convergence d'humidité intégrée verticalement entre la surface et la base du nuage. Dans le cas de la convection moyenne, le flux de masse est simplement réglé proportionnellement à la vitesse verticale à l'échelle de la grille.

(b) Le schéma de Kain-Fritsch

Ce schéma a été mis en place pour les tests. Jusqu'à présent, aucune évaluation détaillée n'est disponible avec ce schéma.

(c) Le schéma de la convection peu profonde

Ce schéma a été extrait du schéma Tiedtke et peut être utilisé pour les échelles permettant la convection. Par exemple, il est appliqué pour un système de prévision d'ensemble basé sur le modèle numérique de prévision météorologique à haute résolution COSMO-DE (Bouallegue et al., 2013).

2.2.1.7 Le schéma de diffusion de la turbulence verticale

La diffusion verticale due au transport turbulent dans l'atmosphère est paramétrée au moyen d'un schéma diagnostique unidimensionnel de second ordre (Mellor et Yamada, 1974; Müller, 1981). Dans ce schéma, les coefficients de diffusion turbulente sont calculés en termes de stabilité de la stratification thermique et du cisaillement vertical du vent. Ainsi, l'impact des effets d'échelles inférieures à la grille sur les flux de chaleur et d'humidité dus à la condensation et à l'évaporation de l'eau des nuages n'est pas pris en compte.

2.2.1.8 Le schéma des flux de surface

La modélisation numérique à méso-échelle est souvent très sensible aux flux de surface de la quantité de mouvement, de la chaleur et de l'humidité. Ces flux assurent un couplage entre la partie atmosphérique du modèle et le sol du modèle. Dans le modèle CCLM, la formulation des flux de surface dépendant de la stabilité et de la longueur de viscosité, basée sur Louis (1979), est utilisée.

2.2.1.9 Le schéma des processus du sol

La principale tâche de la modélisation des processus du sol est de prédire la température et l'humidité spécifique du sol en résolvant simultanément un ensemble distinct d'équations qui décrivent divers processus thermiques et hydrologiques dans le sol. Dans CCLM, le Schéma des processus du sol est constitué de trois modèles :

(a) Le modèle de sol TERRA

Pour les surfaces terrestres, le modèle de sol TERRA fournit la température de surface et l'humidité spécifique au sol. La température du sol est calculée par l'équation de la conduction thermique qui est résolue dans un modèle optimisé à deux couches utilisant la méthode de rétablissement de la force étendue (Jacobsen et Heise, 1982). La teneur en eau du sol est prédite pour deux ou trois couches par l'équation de Richards. L'évaporation des surfaces terrestres nues ainsi que la transpiration des plantes sont dérivées en fonction de la teneur en eau, et uniquement pour la transpiration due au rayonnement et à la température ambiante.

La plupart des paramètres du modèle de sol (capacité thermique, capacité de stockage de l'eau, etc.) dépendent fortement de la texture du sol. Pour le CCLM, on distingue principalement cinq types différents de sols : sableux, sablo-limoneux, limoneux, argilo-limoneux et argileux. Trois autres types de sols particuliers sont également pris en compte : la glace, la roche et la tourbe. Les processus hydrologiques dans le sol ne sont pas pris en compte pour la glace et la roche. Toutefois, on suppose qu'il y a évaporation potentielle sur la glace, où la teneur en eau du sol reste inchangée.

(b) Le modèle des lacs FLAKE

FLake (Fresh-water Lake), est un modèle de lac (schéma de paramétrisation) capable de prédire la température de surface dans des lacs de différentes profondeurs sur des échelles de temps allant de quelques heures à plusieurs années (voir <http://lakemodel.net> pour les références et autres informations sur FLake). Il est basé sur une représentation paramétrique à deux couches (forme supposée) du profil de température en évolution et sur les bilans intégraux de chaleur et d'énergie cinétique pour les couches en question (Mironov, 2008).

(c) Le modèle de la glace marine

La présence de glace marine à la surface des océans a un impact important sur les interactions air-mer. Par rapport à une surface d'eau libre, la glace marine modifie complètement les caractéristiques de la surface en termes d'albédo et de rugosité, et modifie donc considérablement l'équilibre radiatif de la surface et l'échange turbulent de la quantité de mouvement, de la chaleur et de l'humidité entre l'air et la mer. Afin de traiter ces processus, le modèle CCLM comprend un schéma de la glace de mer (Mironov et Ritter, 2004).

Plus de détails sur les caractéristiques et la paramétrisation du modèle CCLM peuvent être trouvés dans la documentation du modèle (Doms et al., 2011).

Quelques caractéristiques principales du modèle CCLM sont résumées dans le Tableau 4.

Tableau 4 – Récapitulatif des caractéristiques du modèle CCLM

Modèle	CCLM
Type	Non hydrostatique
System de coordonnée	(Schär et al., 2002)
Coordonnée verticale	Type Zeta (ζ)
Couches (Niveaux)	35
Schéma des nuages et précipitations	Kessler (1969)
Pas de temps	240 s
Temps d'ingrations	Wicker et Skamarock (2002)
Schéma de convection	Tiedtke (1989)
Schéma de radiation	Ritter et Geleyn (1992)
Diffusion turbulente verticale	Mellor et Yamada (1974) ; Müller (1981)
Schéma des flux de surface	Louis (1979)
Schéma des processus du sol	Jacobsen et Heise (1982) ; Mironov et Ritter (2004) ; Mironov (2008)

2.2.2 Données de forçage et expériences

2.2.2.1 Les données de forçage

Les différentes données utilisées pour initialiser le modèle CCLM dans cette thèse sont les réanalyses ERAINT pour la période 1989-2008 et les sorties des MCGs (EC-Earth, MPI-ESM, HadGEM2 et CNRM-CM5) pour la période de référence (1950-2005) et la période future (2006-2100) sous les scénarios d'émissions des GES RCP4.5 et RCP8.5.

2.2.2.1.1 Les réanalyses ERAINT

Les réanalyses ERAINT sont les résultats de simulation d'un modèle numérique de prévision du temps à court terme (à un pas de temps six-horaire par exemple) à partir de données assimilées d'origines satellitaire et in situ (station, radiosondage, etc.). ERAINT est une version récente de réanalyses produite par l'ECMWF (Dee et al., 2011) et couvre la période partant de janvier 1979 à nos jours. Le projet de la mise sur pied de ERAINT avait pour premier objectif de remplacer les anciennes réanalyses de l'ECMWF (ERA-15 et ERA-40). Le deuxième objectif était d'améliorer divers aspects techniques de la réanalyse, tels que la sélection des données, le contrôle de la qualité, la correction des biais et le suivi des performances. ERAINT est produit par le cycle 31r1/2 d'IFS, qui est opérationnel depuis 2006. En effet, ERAINT utilise un système d'assimilation 4D-Var (ERA-40 par contre utilisait un système d'assimilation 3D-Var) et sa résolution a été accrue à une troncature triangulaire au nombre d'onde 255 (T255).

Les données ERAINT, avec 60 niveaux verticaux (dont le sommet se trouve à ~ 40 km), ont une résolution horizontale de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (~ 75 km). Les données utilisées dans cette thèse comme étant les conditions aux limites parfaites s'étendent sur la période 1989-2008 et, ont une résolution temporelle de 3heure avec 37 niveaux de pression de 1000 hPa à 0.1 hPa et une résolution

horizontale de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ (~ 75 km).

2.2.2.1.2 Les sorties de EC-Earth

Le EC-Earth version 2.3 est un MCG basé sur le cycle 31r1 d'IFS du ECMWF. Les données EC-Earth comportent généralement 20 niveaux, la distance entre ces niveaux augmente graduellement avec la hauteur jusqu'à la couche limite. Plus d'information peuvent être trouvées sur le site : <http://eearth.knmi.nl>.

Dans ce modèle, les nuages sont décrites par les équations pronostiques pour le contenu en eau des nuages et sont distinguées en nuages convectifs et stratiformes (Tiedtke, 1993). La paramétrisation de leur formation est basée sur l'approche des flux de masse proposée par Tiedtke (1989). Sa résolution spectrale est T159 (environ $1.125^\circ \times 1.125^\circ$), avec 62 niveaux verticaux.

2.2.2.1.3 Les sorties de MPI-ESM

La basse résolution du MPI-ESM est un MCG développé au MPIM et qui est dérivé du modèle spectral de prévision du ECMWF. MPI-ESM est un modèle complexe dont la dynamique est basée sur les équations primitives. Comparé à la version précédente (ECHAM5/MPIOM), MPI-ESM est mis à jours grâce à plusieurs nouveaux développements que l'on peut consulter sur le site : <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models/mpi-esm/>.

Le modèle MPI-ESM utilise une résolution horizontale fine de manière précise aussi bien pour l'atmosphère que pour l'océan, avec respectivement des pas de temps de 450 et 3600s. En effet, il utilise une résolution horizontale spectrale de T63 (environ $1.89^\circ \times 1.89^\circ$) pour l'atmosphère alors que pour l'océan, elle est de l'ordre de 0.4° . Le nombre de niveaux sur la verticale de l'atmosphère est 47, avec le sommet atteint à 0.01 hPa.

2.2.2.1.4 Les sorties de HadGEM2

Le modèle HadGEM2 est la deuxième étape de développement du MCG HadGEM (Hadley Centre Global Environment Model), représentant des améliorations du modèle physique et intégrant les composants du système terrestre et des couplages. Par rapport à la version précédente HadGEM1, HadGEM2 a considérablement amélioré les températures moyennes de surface de la mer (TSM) et la variabilité des TSM dans les tropiques. Plus d'information peuvent être trouvées sur le site : <https://www.metoffice.gov.uk/research/approach/modelling-systems/unified-model/climate-models/hadgem2/>.

Dans ce modèle HadGEM2, la composante atmosphérique standard comporte 38 niveaux s'étendant à 40 km de hauteur, avec une résolution horizontale de $1.25^\circ \times 1.875^\circ$, ce qui produit une grille globale de 192 x 145 cellules. Cela équivaut à une résolution de surface d'environ 208 km x 139 km à l'équateur, qui se réduit à 120 km x 139 km à 55° de latitude.

2.2.2.1.5 Les sorties de CNRM-CM5

Le modèle CNRM-CM5 est un MCG du Centre National de Recherches Météorologiques, dans sa version 5, basé sur le modèle atmosphérique spectral global ARPEGE-Climat est dérivé du modèle numérique de prévision météorologique ARPEGE/IFS développé conjointement par Météo-France et ECMWF. ARPEGE est un modèle spectral qui utilise une troncature triangulaire T127 au sein du CNRM-CM5, et qui correspond à une résolution horizontale d'environ 1,4° en longitude et en latitude.

Le modèle CNRM-CM5 utilise une coordonnée verticale hybride de pression sigma discrétisée sur 31 niveaux verticaux. Neuf et quatre couches se situent respectivement au-dessus de 200 et 100 hPa ; le niveau le plus élevé est fixé à 10 hPa. Aux niveaux inférieurs, il y a 6 couches en dessous de 850 hPa, sauf dans les régions de haute orographie. plusieurs informations supplémentaires sur le modèle sont disponibles sur le site : <http://www.cnrn.meteo.fr/cmip5/>

2.2.2.2 Les expériences

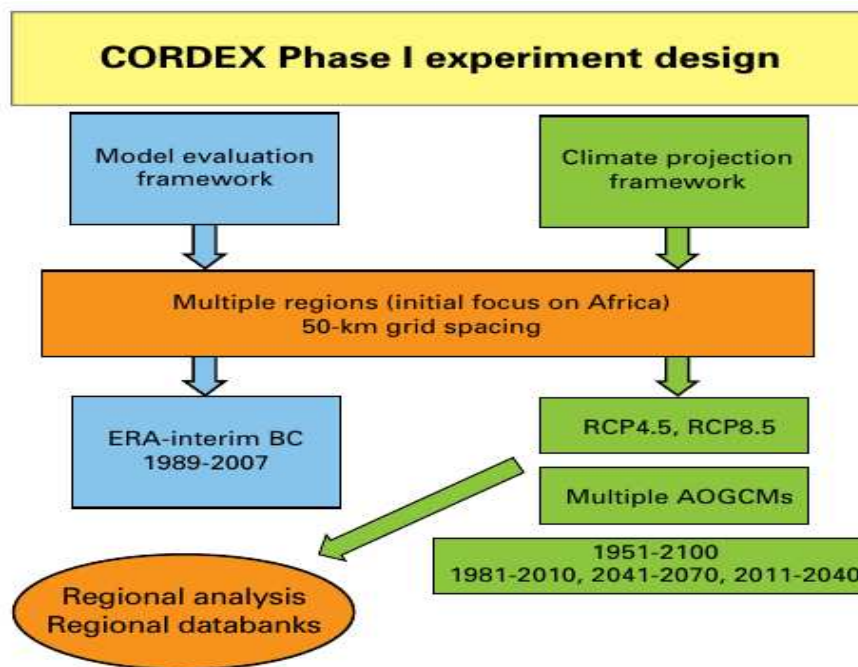


Figure 22 – Représentation schématique de la première phase du dispositif expérimental CORDEX. (source : Giorgi et al. (2009))

Nous avons réalisé des expériences qui utilisent un protocole expérimental identique à celui établi dans le cadre du projet CORDEX (Giorgi et al., 2009). CORDEX a essentiellement un double objectifs : fournir un cadre pour évaluer et étalonner la performance des modèles (cadre d'évaluation des modèles) ; et concevoir un ensemble d'expériences pour produire des projections climatiques à utiliser dans les études d'impact et d'adaptation (cadre de projection climatique). Il est schématiquement représenté dans la Figure 22.

Le domaine de simulation couvre tout le continent africain (Fig. 16), avec une résolution horizontale de 50 km. Ce domaine est choisi pour inclure les facteurs climatiques à l'échelle locale, mais aussi pour tenir compte de la diversité des régimes climatiques à travers l'Afrique. Dans ces simulations, les bords du domaine sont placés loin de la zone d'intérêt pour réduire l'influence des conditions aux bords et pour que CCLM puisse capter les circulations de grande échelle qui influencent le climat africain.

Des simulations continues utilisant cinq forçages latéraux différents comme LBCs sont réalisées avec CCLM. Les LBCs, ainsi que les SST nécessaires pour réaliser les simulations avec CCLM, sont fournis par les sorties des MCGs, notamment les CMIP5 (EC-Earth, MPI-ESM, HadGEM2 et CNRM-CM5) ainsi que celles des réanalyses ERAINT. Ces sorties sont injectées dans CCLM avec un pas de temps de 6-heures. Dans les quatre expériences avec les sorties des MCGs, CCLM est intégré sur une période continue de 151 ans, de Janvier 1950 à Décembre 2100 avec 31 niveaux verticaux et une résolution horizontale de 50 km ($\sim 0.44^\circ$). La période 1950-2005 correspond à la période historique (dite de référence), alors que la période de janvier 2006 à Décembre 2100 sous les scénarios d'émissions des GES RCP4.5 et RCP8.5 est la période future. Cependant il faut noter que pour le climat présent, nous avons réalisé une cinquième simulation, utilisant les réanalyses ERAINT comme LBCs. Ce dernier est intégré pour 20 ans de janvier 1989 à décembre 2008 avec une résolution de 50 km et 35 niveaux verticaux.

Pour analyser les simulations issues des expériences avec CCLM, la période qui s'étend de 1979 à 2008, a été choisie pour représenter le climat actuel (ou encore le passé récent), c'est-à-dire la période d'évaluation. Les simulations sont évaluées par rapport à des observations de station (in situ), des estimations et des réanalyses d'observations (décrites dans la prochaine section). Les projections du climat futur sous le scénario d'émission RCP8,5 et suivant quatre niveaux du réchauffement global (allant de $1,5^\circ$ à $3,0^\circ$ par pas de $0,5^\circ$) sont réalisées en prenant pour temps de référence la période 1971 à 2000 (soit 30ans).

2.2.3 Les données d'observation

L'évaluation des modèles est primordiale pour établir le niveau de fiabilité des projections climatiques, ainsi que pour leur développement. L'utilisation de différentes sources des données d'observations (in situ et satellitaire) et de réanalyses pour la pluie et la température de surface permettent de prendre en compte les incertitudes qui leurs sont associées en Afrique (Nikulin et al., 2012). Ainsi, pour estimer les incertitudes dans les données d'observations, nous utiliserons différents types des données d'observations (stations et satellites) et de réanalyses d'observation pour évaluer nos simulations.

2.2.3.1 Climate Hazards center InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS)

CHIRPS version 2.0 (Funk et al., 2014), est un ensemble de données pluviométriques quasi mondiales. S'étendant sur 50°S-50°N (et toutes les longitudes), de 1981 à aujourd'hui, CHIRPS intègre des images satellites de résolution horizontale $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ avec des données de stations in situ pour créer des séries chronologiques de précipitations quadrillées pour l'analyse des tendances et le suivi des sécheresses saisonnières.

2.2.3.2 Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)

La version 1.1 de MSWEP (Beck et al., 2017), est un jeu de données de précipitation global pour la période 1979-2015 avec une résolution temporelle de 3 heures et spatiale de $0,25^\circ$, conçue pour la modélisation climatique. La conception du MSWEP consiste à fusionner de manière optimale les sources de données de précipitation de la plus haute qualité disponibles en fonction de l'échelle de temps et de la localisation.

2.2.3.3 Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN)

PERSIANN version 1 (Ashouri et al., 2015), estime les précipitations à partir d'informations télédéteectées à l'aide de réseaux neuronaux artificiels. Il fournit des estimations des précipitations quotidiennes à une résolution spatiale de $0,25^\circ$ dans la bande de latitude 60S- 60N de 1983 à aujourd'hui. Concrètement, l'estimation des précipitations est produite à l'aide de l'algorithme PERSIANN sur les données satellitaires infrarouges GridSat-B1, et la formation du réseau neuronal artificiel se fait à l'aide des données sur les précipitations horaires de la phase IV du National Centers for Environmental Prediction (NCEP). L'enregistrement de données climatiques de PERSIANN est ajusté en utilisant la version 2.1 du produit mensuel du Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (GPCPv2.1).

2.2.3.4 Global Precipitation Climatology Project (GPCP)

GPCP Version 2.1 (Huffman et al., 1997), fusionne les données des stations pluviométriques, des satellites et des observations de sondage pour estimer les précipitations mensuelles, sur une grille globale de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ à partir de 1979 à nos jours. La combinaison minutieuse des estimations des précipitations par satellite fournit une analyse plus complète des précipitations disponibles à ce jour sur les océans de la planète et ajoute nécessairement plus de détails spatiaux aux analyses des précipitations sur les continents. En plus de la combinaison de ces ensembles de données, les estimations des incertitudes dans l'analyse des précipitations sont fournies en tant que partie des produits de GPCP.

2.2.3.5 Fifth generation of ERA (ERA5)

ERA5 représente la cinquième génération des données de réanalyse européenne, régie à une résolution horizontale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ et couvrant la période 1979-2018 au pas horaire. ERA5 est une amélioration de ERA-Interim (Dee et al., 2011) par rapport aux observations et autres produits de réanalyse. De plus, il est prouvé que la réanalyse ERA5 est celle qui offre la meilleure représentation des divers produits météorologiques proches de la surface, y compris l'humidité et la vitesse du vent (Ramon et al., 2019).

2.2.3.6 MERRA2

Développée par le service de modélisation et d'assimilation globale de la NASA, la version 2 de MERRA (MERRA-2), fournit sur le globe des paramètres du climat (à l'instar des précipitations, des températures, de l'humidité et des vents) en assimilant les observations à travers un modèle numérique. Les données de MERRA-2 sont disponibles depuis janvier 1980 jusqu'à aujourd'hui à une résolution spatiale de $0,5^\circ$ de latitude sur $0,625^\circ$ de longitude et avec un pas de temps horaire. MERRA-2 améliore sa première version en assimilant des observations supplémentaires, et en utilisant des contraintes de masse globale qui étaient jusqu'à présent négligées (Takacs et al., 2016). Une amélioration supplémentaire de MERRA2 est l'assimilation de la profondeur optique des aérosols.

2.2.3.7 Climate Research Unit (CRU)

Produits à l'Université de «East Anglia» au Royaume Unis, CRU version TS3.22 (Harris et al., 2014), contient les données mensuelles de précipitations et les températures pour la période allant de 1901 à 2013. L'ensemble des données sont quadrillées sur une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, basée sur l'analyse des relevés de plus de 4000 stations météorologique.

2.2.3.8 University of Delaware (UDel)

UDel version 3.02 (Willmott et Matsuura, 2001), est une série de données mensuelles de température et de précipitations, maillées sur une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ et couvrant la période allant de 1901 à 2010. Comme les CRU, pour leur production, les enregistrements des stations ont servi de bases et ont par la suite créer de nouvelles climatologies mensuelles maillées de température et des précipitations.

Tableau 5 – Récapitulatif des données d'observation utilisées

	CHIRPS	MSEWP	PERSIANN	GPCP
Variables	Précipitation	Précipitation	Précipitation	Précipitation
Résolution	0,25°×0,25°	0,25°×0,25°	0,25°×0,25°	2,5°×2,5°
Couverture spatiale	Surface continentale et océanique	Surface continentale et océanique	Surface continentale et océanique	Surface continentale et océanique
Période	1981-présent	1979-2015	1983-présent	1979-2009
Origine des données	Stations et satellites	Stations et satellites	Stations et satellites	Stations et satellites
Références	Funk et al., (2014)	Beck et al., (2017)	Ashouri et al., (2015)	Huffman et al., (1997); Rudolf et al., (2010)

	MERRA2	ERA5	CRU	UDeI
Variables	Température, Humidité, Vents	Température, Humidité, Vents	Température Précipitation	Température Précipitation
Résolution	0,5°×0,625°	0,5°×0,5°	0,5°×0,5°	0,5°×0,5°
Couverture spatiale	Surface continentale et océanique	Surface continentale et océanique	Surface continentale	Surface continentale
Période	1980-présent	1979-2018	1901-2013	1901-2010
Origine des données	Stations et satellites	Modèle et stations	Stations et satellites	Stations et satellites
Références	Takacs et al., (2016)	Ramon et al., (2019)	Harris et al., (2014)	Willmott et Matsuura (2001)

2.3 Méthodes d'analyse

Pour l'évaluation du modèle CCLM, la climatologie de la température de surface, celle de la pluie, la représentation de la circulation atmosphérique ainsi que la distribution des intensités des pluies journalière (DIPJ) sera analysée sur toutes les saisons de l'année, c'est-à-dire : Décembre-Janvier-Février (DJF), Mars-Avril-Mai (MAM), Juin-Juillet-Août (JJA) et septembre-October-Novembre (SON). Pour faciliter la comparaison entre les données dans le présent, les données de validation sont interpolées sur une même grille de résolution que celle de CCLM (0,44°) de la manière suivante : les données CHIRPS, MSEWP et PERSIANN qui ont une résolution de 0,25°, seront interpolés sur la grille de référence en utilisant la méthode d'interpolation conservative de premier ordre, tandis que toutes les autres données dont les résolutions sont proches ou plus faibles que 0,44° seront interpolées par la méthode d'interpolation bilinéaire.

2.3.1 Les indices d'extrêmes hydro-climatiques

Un des enjeux de notre travail est l'analyse des événements extrêmes de pluie et de température. Il s'agit d'accorder une attention particulière aux événements les plus marqués soit en intensité soit en fréquence dans la distribution des précipitations et des températures. Seneviratne et al. (2012) ont montré que certains des effets les plus graves du réchauffement climatique seront liés à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes. De nombreux indices hydro-climatiques sont proposés et utilisés pour la détection des événements extrêmes sur températures et des précipitations quotidiennes dans la littérature (Frich et al., 2002; Tebaldi et al., 2006). Dans cette thèse, neuf indices pertinents des extrêmes hydro-climatiques sont évalués, six pour les précipitations et trois pour les températures, suggérés par Frich et al. (2002) et l'équipe des experts sur la détection du changement climatique et des indices (ETCCDI; <http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/>). Ces indices hydro-climatiques ont déjà fait l'objet des études sur le globe (Sillmann et al., 2013; Giorgi et al., 2019), en Europe (Dosio et Fischer, 2018) et sur plusieurs régions en Afrique (Diallo et al., 2016; Klutse et al., 2016; Pinto et al., 2016; Pokam et al., 2018; Sonkoué et al., 2018; Fotso-Nguemo et al., 2019; Fotso-Kamga et al., 2020; Mboka et al., 2020).

2.3.1.1 Les indices de précipitation

1. PRCPTOT

PRCPTOT représente l'indice des précipitations totales des jours humides. Soit P_{nj} la quantité des précipitations le jour humide n ($P \geq 1$ mm) sur la période j .

$$\text{PRCPTOT}_j = \sum P_{nj}.$$

2. R95PTOT

R95PTOT représente la quantité totale de précipitations supérieure au 95^{ème} percentile (valeur au dessus de laquelle on retrouve 5 % des événements pluvieux les plus forts) durant les jours humides.

3. SDII

SDII est l'indice de l'intensité journalière moyenne des précipitations les jours humides. Si P_{nj} la quantité des précipitations le jour humide n sur la période j , et W le nombre de jour humide sur la même période j , alors : $\text{SDII}_j = (\sum_{n=1}^W P_{nj})/W$

4. RR1

L'indice RR1 correspond à la fréquence des jours humides. Soit P_{ij} la quantité des précipitations le jour i sur la période j . RR1 est le nombre de jour où $P_{ij} \geq 1$ mm.

5. CWD

CWD est l'indice représentant le nombre de Jours humides consécutifs. Si P_{ij} la quantité des

précipitations le jour i sur la période j , alors CWD correspond à la plus longue séquence des jours consécutifs où on a $P_{ij} \geq 1$ mm .

6. CDD

CDD représente le nombre de Jours sec consécutifs. Si P_{ij} la quantité des précipitations le jour i sur la période j , alors CDD correspond à la plus longue séquence des jours consécutifs où on a $P_{ij} < 1$ mm .

2.3.1.2 Les indices de température

1. T10

T10 est l'indice représentant le 10^{ème} percentile des températures, correspondant à la valeur en dessous de laquelle on retrouve 10 % des Températures les plus faibles.

2. T90

T90 est l'indice représentant le 90^{ème} percentile des températures, correspondant à la valeur en dessus de laquelle on retrouve 10 % des Températures les plus fortes.

3. Tex

Tex est l'indice des écart entre les températures extrêmes. Soit T_{min} la température la plus basse et T_{max} la température la plus haute au cours d'une période j . $Tex = T_{max} - T_{min}$.

Tableau 6 – Récapitulatif des indices de précipitation (★) et de température(●)

Indice	Nom	Unité
★ PRCPTOT	Précipitations totales des jours humides	mm
★ R95PTOT	Précipitations totales supérieure au 95 ^{ème} percentile	mm
★ SDII	Intensité journalière moyenne des précipitations les jours humide	mm/jour
★ RR1	Fréquence de jours humide	jour
★ CWD	Séquence des jours humide consécutifs	jour
★ CDD	Séquence des jours sec consécutifs	jour
● T10	10 ^{ème} percentile des températures	°C
● T90	90 ^{ème} percentile des températures	°C
● Tex	Ecart entre les températures extrêmes	°C

2.3.2 Définition des niveaux du réchauffement global

On entend ici par réchauffement global, l'augmentation de la moyenne des températures à l'échelle de la planète terre. Quant aux niveaux du réchauffement global (NRG), il s'agit des seuils de cette moyenne des températures planétaire (par exemple 1,5°C ; 2°C ; 2,5°C ; 3°C ; 4°C). Lors des différentes réunions de la «COP» certains de ces NRG à l'instar de 1,5 °C et 2 °C ont été fixés comme les seuils en dessous desquels les conséquences aux changements climatiques

seraient moindre. L'une des étapes importantes lorsqu'on étudie le réchauffement global est la détermination des périodes de réalisation de chaque NRG. Le temps de réalisation de chaque NRG est généralement défini comme l'année centrale d'une période suffisamment longue au cours de laquelle la température moyenne mondiale atteint les valeurs prédéfinies (1,5°C; 2°C; 2,5°C etc.) par rapport au NRG de la période préindustriel. Plusieurs définitions et termes liés aux NRG existent dans la littérature (Wei et al., 2015; James et al., 2017; Dosio et al., 2018), mais tous partent d'une base de référence de la période préindustrielle (1850-1900), utilisent une période de fenêtre moyenne généralement comprise entre 10 et 30 ans, calculent les écarts par rapport à la base de référence et arrivent au moment où le NRG en question est atteint.

De façon détaillée, la détermination des NRG passe par plusieurs calculs préalable et représenté ici en 4 étapes :

Etape 1 : Trouver à partir des observations, la valeur moyenne du réchauffement global entre la PPI et la PR.

Pour la faire les opérations suivantes sont exécutées :

- Choisir de deux périodes de 30 ans correspondant respectivement aux périodes pré-industrielle (PPI) et de référence (PR).
- Extraire à partir des observations, les températures sur la période allant de 1850 à 2005.
- Réaliser des moyennes mobiles sur des périodes de 30 ans.
- Obtenir la valeur de l'année central à chacune des périodes PPI et PR.
- Faire leurs différences pour obtenir le réchauffement global entre la PPI et la PR.

Etape 2 : Trouver la PR de chaque MCG.

La PR de chaque GCM, correspond à la période où le MCG atteint un réchauffement équivalent au réchauffement global enregistré entre la PPI et la PR des observations. Pour cela, les différentes étapes suivantes sont réalisées :

- Extraire les températures simulées par chaque MCG la période allant de 1850 à 2005.
- Effectuer des moyennes mobiles sur des périodes de 30 ans.
- Calculer les anomalies par rapport à la valeur de l'année centrale de la PPI (inchangée pour tous les MCG).
- Dans chaque MCG, choisissez l'année où la série chronologique des anomalies dépasse la valeur du réchauffement global entre la PPI et la PR des observation. Ce sera l'année centrale pour la période de référence de 30 ans de ce MCG en particulier.

Etape 3 : Trouver pour chaque MCG une période future du réchauffement global égal à X (en °C).

En prenant $X = 1,5^\circ$ pour le cas d'exemple (c'est-à-dire lorsque le MCG atteint un réchauffement de $1,5^\circ\text{C}$ par rapport à sa PPI), les différentes opérations ci-dessous sont réalisées :

- Pour chaque MCG, extraire les températures simulées de 1900 à 2100 en tenant compte du scénario RCP utilisé (RCP8,5 dans notre cas)
- Entreprendre des moyennes mobiles sur des périodes de 30 ans.
- Dans chaque MCG, choisissez l'année où la série chronologique des anomalies dépasse $1,5^\circ\text{C}$. Ce sera l'année centrale pour la période future (PF) de 30 ans de ce MCG particulier.

Etape 4 : Trouver pour chaque MCR la PR et les PF

- Pour chaque MCR forcé par un MCG (MCR-MCG), les périodes correspondantes du MCG sont prises en compte pour la PR et la PF.
- L'ensemble moyen de toutes les expériences du MCR est réalisé pour la PR et la PF respectivement.

Dans cette thèse, les NRG ($1,5^\circ\text{C}$; 2°C ; $2,5^\circ\text{C}$ et 3°C) sont extraites d'expériences transitoires en sélectionnant des échantillons de 30 ans aux dates où ces NRG sont atteints. Pour l'observation, la période préindustrielle (PI) est fixée à 1861-1890 et la période de référence (RP) est fixée à 1976-2005 tel que dans IPCC (2013), et donc le réchauffement global entre ces deux périodes est estimé à environ $0,5^\circ\text{C}$. La PR pour notre modèle CCLM est prise de 1971-2000, correspondant également à la PR fréquemment choisie pour les études d'impact (Nikulin et al., 2018). Suivant le scénario RCP8,5, les combinaisons des sorties du modèle CCLM forcé par les CMIP5 sont établies comme décrit dans Nikulin et al. (2018) et rangé dans un calendrier des périodes de 30 ans ciblant nos quatre NRG (voir Tableau 7).

Tableau 7 – Calendrier des périodes de 30 ans ciblant les NRG ($1,5^\circ\text{C}$, 2°C , $2,5^\circ\text{C}$ et 3°C) dans les sorties du modèle CCLM, suivant le scénario RCP8,5

CMIP5 de forçage	Membre	Version	NRG			
			$1,5^\circ\text{C}$	$2,0^\circ\text{C}$	$2,5^\circ\text{C}$	$3,0^\circ\text{C}$
CNRM-CM5	r1i1p1	v1	2015-2044	2029-2058	2041-2070	2052-2081
EC-EARTH	r12i1p1	v1	2005-2034	2021-2050	2034-2063	2047-2076
HADGEM2-ES	r1i1p1	v2	2010-2039	2023-2052	2033-2062	2042-2071
MPI-ESM-LR	r1i1p1	v1	2004-2033	2021-2050	2034-2063	2046-2075

2.3.3 Outils statistiques d'évaluation pour les variables continues

Pour quantifier le niveau de différence entre les différents jeux de données, certaines grandeurs statistiques classiques non paramétriques sont utilisées.

2.3.3.1 Le coefficient de corrélation de Pearson

Le coefficient de corrélation de Pearson (PCC) est le rapport de la covariance entre deux variables (x et y par exemple) sur le produit de leur écart type. Ce coefficient permet de mesurer l'intensité de la liaison linéaire entre deux variables (Wilks, 2011). Le coefficient de corrélation entre les variables x et y est donné par la formule :

$$PCC_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.10)$$

avec,

$$Cov(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (2.11)$$

et,

$$\sigma_x = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (2.12)$$

$$\sigma_y = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2} \quad (2.13)$$

N est le nombre de points de grilles. x_i est la valeur de la variable considérée à la $i^{\text{ième}}$ grille du modèle et y_i est la valeur de la variable à la $i^{\text{ième}}$ grille de l'observation. \bar{x} et \bar{y} sont les valeurs moyennes de la variable x et y respectivement, σ_x et σ_y sont leurs écart-types et $Cov(x, y)$ représente leur covariance. Plus la valeur de PCC entre simulations et observations est proche des extrêmes (-1 ou 1), plus la corrélation est bonne.

2.3.3.2 L'écart moyen ou Biais

L'écart moyen ou Biais est la différence de la moyenne entre les données des deux séries prises deux à deux. Soit x_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) la série des simulations et y_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) la série des observations avec N le nombre de données, posons $(x_i - y_i)$ l'écart entre les deux données au rang i . Le Biais sera alors :

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i) \quad (2.14)$$

Le Biais est d'autant plus proche de zéro que les deux séries de données sont similaires

2.3.3.3 L'écart quadratique moyen

L'écart quadratique moyen (RMSE) représente la distance entre les moyennes des deux séries. Identiquement au Biais, le RMSE est d'autant plus proche de zéro que deux séries sont similaires.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (2.15)$$

Le Biais et RMSE sont deux scores qui permettent de voir si les modèles surestiment ou sous-estiment la variable considérée (pluie dans notre cas). À partir d'une analyse de la pertinence des deux indicateurs d'écart, Biais et RMSE, Chai et Draxler (2014) ont montré que pour une analyse de données climatiques, le RMSE est plus robuste que le Biais, en particulier pour une distribution Gaussienne des écarts. De plus, le RMSE est fonction de trois caractéristiques d'un ensemble d'écart (le Biais, la distribution des $(x_i - y_i)^2$ et $\left[\frac{1}{N}\right]^{1/2}$), plutôt que le Biais seul. Il est donc plus sensible aux grands écarts que le Biais, ainsi qu'aux valeurs aberrantes.

Les données de GPCP, CHIRPS, PERSIANN et MSEWP sont utilisées comme références pour les précipitations. L'ensemble moyen des observations(OBSs) est utilisés pour quantifier les Biais, les RMSE et les PCC des sorties de CCLM, ainsi que celles MCGs de forçage. Ces différents calculs statistiques sont effectués dans les zones définies sur la Figure 15.

2.3.3.4 Les diagrammes de Taylor

Les diagrammes de Taylor (Taylor, 2001) proposent une façon assez simple de récapituler les ressemblances d'un champ de variables (ou un ensemble de plusieurs variables) par rapport à une observation. Comme nous l'avons déjà vu plus haut, les similarités entre deux champs de variable est mesurée en terme de leur PCC et leur RMSE. L'amplitude de leurs variations est représenté par leur écart type. Les diagrammes de Taylor sont très utiles pour l'évaluation de plusieurs aspects des modèles complexes ou pour jauger les performances relatives de plusieurs modèles différents. De façon générale, le diagramme de Taylor caractérise les relations statistiques entre deux champs : le champ testé et le champ de référence (généralement représente la «réalité», puisque basé sur les observations).

Le fait que chaque point d'un champ situé dans le plan du diagramme, peut-être représenté simultanément par trois statistiques différentes (i.e., RMSE, PCC et écarts types), est basé sur la loi des cosinus appliquée à un triangle quelconque, qui est donnée par la relation suivante :

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \phi \quad (2.16)$$

où a, b et c sont les distances des côtés du triangle et ϕ est l'angle opposé au côté c .

Toutes ces statistiques ($RMSE$, PCC et écarts types) sont utiles pour comparer les champs de plusieurs variables, et il est possible de toutes les représenter dans un seul diagramme facilement interprétable. L'astuce pour construire un tel diagramme est de trouver la relation qui existe entre elles. La Figure 23 présente une schématisation de la relation géométrique qui existe entre PCC , $RMSE'$, σ_x et σ_y .

Par analogie à l'équation (2.16), on obtient la relation suivante pour les quatre paramètres

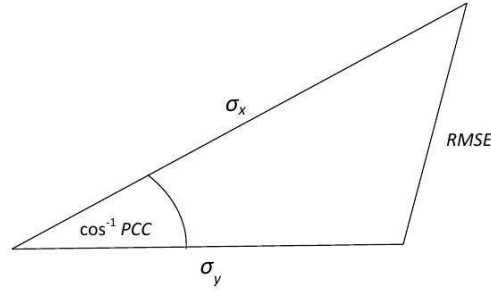


Figure 23 – Relation géométrique entre le coefficient de corrélation PCC, l'erreur quadratique moyenne centrée $RMSE'$, et les écarts types σ_x et σ_y des champs testés et de référence respectivement. Figure adaptée de Taylor (2001)

statistiques considérés :

$$RMSE'^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2 - 2\sigma_x\sigma_y PCC_{xy} \quad (2.17)$$

Dans cette expression, les grandeurs PCC_{xy} , σ_x et σ_y sont telles que données par les équations (2.10), (2.12) et (2.13) respectivement. $RMSE'$ est l'erreur quadratique moyenne centrée et prend la forme suivante (Taylor, 2001) :

$$RMSE' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{x}_i) - (y_i - \bar{y}_i)]^2 \right\}^{1/2} \quad (2.18)$$

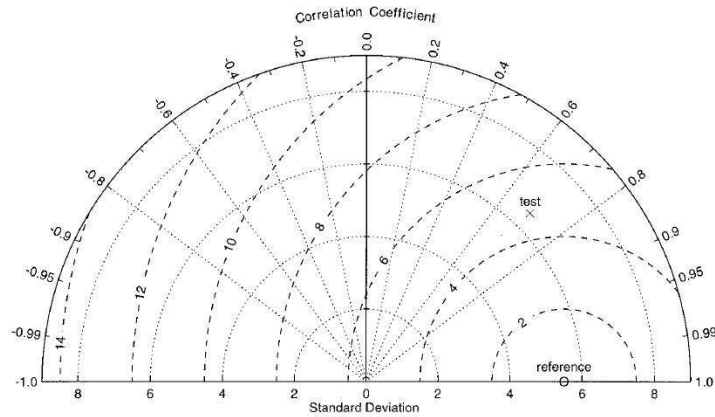


Figure 24 – Exemple de diagramme de Taylor montrant les champs des statistiques considérées. Figure tirée de Taylor (2001)

Sur la Figure 24, la distance radiale de l'origine à l'extrémité est proportionnelle à l'écart type (σ) des champs des variables étudiées et la position de l'angle azimutale est donnée par le PCC entre les deux champs considérés. Les lignes radiales traduisent les cosinus de l'angle formé avec l'axe des abscisses. Les lignes interrompues mesurent la distance du point de référence, et indiquent les valeurs de $RMSE'$.

2.3.4 Évaluation des changements climatiques, significativité et robustesse

2.3.4.1 Évaluation des changements climatiques

Le signal du changement climatique peut être défini comme la différence entre les valeurs moyennes climatologiques du futur et de la période de référence. Ainsi, pour une précipitation P donnée et une température T , le changement climatique (CC) peut être calculé comme suit (Kamga, 2000) :

$$CC(T) = T_{future} - T_{présent} \quad (2.19)$$

$$CC(P) = \frac{P_{future} - P_{présent}}{\overline{P}_{présent}} \times 100 \quad (2.20)$$

où $\overline{P}_{présent}$ est la moyenne des précipitations dans le présent. La normalisation par la moyenne des précipitations du présent est introduite pour prendre en compte leur forte variabilité à travers la région.

2.3.4.2 Évaluation de la significativité : le test de Student

Afin d'interpréter la structure composite d'un type d'événement pour un champ donné, il est essentiel de s'assurer que cette structure n'est pas seulement un résultat de l'échantillonnage et de quelques individus utilisés. Il est donc indispensable d'évaluer la significativité du composite.

La première étape consiste à poser l'hypothèse que l'on souhaite tester (et rejeter). Celle-ci est généralement dite hypothèse nulle (H_0), et s'écrit :

$$H_0 : \overline{X}_D = \mu \quad (2.21)$$

Dans cette égalité, \overline{X}_D est l'espérance de la population D et μ est généralement pris égal à l'espérance \overline{X} de la population initiale. Si on suppose que H_0 est vraie, et que la population D suit une loi normale robuste du signal de changement, alors la variable :

$$\hat{t}(x, \tau) = \frac{\hat{X}_D(x, \tau) - \mu}{\hat{\sigma}(x, \tau) / \sqrt{n_D}} \quad (2.22)$$

suit une loi de Student à $n_D - 1$ degrés de liberté. \hat{X}_D est l'estimation de la moyenne sur l'échantillon, et $\hat{\sigma}_D^2$ celle non biaisée de sa variance. Selon le niveau de confiance α (0,05 ; 0,01 par exemple) que l'on fixe, on détermine la valeur critique t_α pour laquelle :

$$H_0 \text{ est vraie implique } P(|t| \geq t_\alpha \leq \alpha)$$

Donc si $|t(x, \tau)| \geq t_\alpha$, on peut rejeter H_0 au point (x, τ) , avec une confiance de $(1 - \alpha) \times 100\%$. La valeur t_α peut à priori dépendre du point (x, τ) , notamment en présence de valeurs manquantes dans le jeu de données.

2.3.4.3 Évaluation de la robustesse

Pour mesurer la consistance des changements projetés et donc réduire l'incertitude de ces changements (Nikulin et al., 2018), il est essentiel d'évaluer la robustesse du signal de changement. Concernant les projections climatiques faites sur la base du modèle d'ensemble formé de plusieurs sorties de MCR forcé par les MCG, la robustesse du signal de changement climatique peut être définie en faisant une comparaison entre le signe du signal d'ensemble et celui de chacun de membres individuels (Sonkoué et al., 2018 ; Fotso-Nguemo et al., 2019). Ainsi, dans le présent travail, le signal de changement climatique est robuste si le modèle d'ensemble et au moins 75 % de ces membres (c'est-à-dire au moins 3 membres sur 4 pour notre modèle CCLM) s'accordent sur son signe à la hausse ou à la baisse, quel que soit le paramètre analysé.

2.3.5 Analyse de la valeur ajoutée

Pour illustrer le concept des valeurs ajoutées dans la période de référence (AV_P), considérons que nous cherchons à savoir si le MCR est capable d'améliorer les sorties des MCGs dans la représentation d'une statistique quelconque X (e.g., les précipitations saisonnière). Supposons que le paramètre statistique choisi pour étudier les performances du modèle soit le carré de l'erreur (SE), alors la grandeur AV_P est définie par la relation proposée par Di Luca et al. (2013).

$$\begin{aligned} AV_P &= (X_{MCG} - X_{OBS})^2 - (X_{MCR} - X_{OBS})^2 \\ &= SE_{MCG} - SE_{MCR} \end{aligned} \quad (2.23)$$

où X désigne la distribution spatiale de la série de donnée considérée. Définie ainsi, le MCR génère une valeur ajoutée si son SE est plus petit que celui du MCG, c'est-à-dire si AV_P est positif. Récemment, Dosio et al. (2015) ont adapté l'équation (2.23) dans leurs travaux en introduisant une normalisations telle que suit :

$$AV_{PN} = \frac{(X_{MCG} - X_{OBS})^2 - (X_{MCR} - X_{OBS})^2}{\text{Max} [(X_{MCG} - X_{OBS})^2, (X_{MCR} - X_{OBS})^2]} \quad (2.24)$$

Définie de cette façon, $AV_{PN} > 0$ dans les régions où l'erreur quadratique du modèle CCLM est plus petite que celle du MCG, c'est-à-dire dans les régions où CCLM améliore les résultats des MCGs. La normalisation est introduite de telle sorte que $-1 \leq AV_{PN} \leq 1$.

Conclusion

Nous avons débuté ce chapitre, par une description détaillée du domaine d'étude. Ensuite, nous avons présenté les caractéristiques de CCLM, des données de validation, ainsi que ceux des modèles de forçage utilisés (ERAINT, EC-Earth, MPI-ESM, HadGEM2 et CNRM-CM5) pour

conduire les expériences numériques à une résolution horizontale de 50 km. Compte tenu du fait que l'Afrique Centrale dispose d'un faible réseau de mesure (peu de stations météorologiques), nous avons utilisé plusieurs sources d'observation (GPCP, CHIRPS, MSEWP, PERSIANN, CRU, UDel, MERRA2, ERA5), non seulement pour la validation des sorties de CCLM, mais aussi pour prendre en compte les incertitudes qui peuvent exister entre ces derniers. A la fin de ce chapitre, les méthodes d'analyse utilisées pour obtenir les résultats ont été présentées.

Chapitre 3

Résultats et discussions

Introduction

Le présent Chapitre se propose de présenter les résultats obtenus avec les simulations du modèle CCLM. Dans un premier temps, les résultats des sorties du modèle CCLM forcé aux limites latérales par ERAINT «perfect boundary» et représentés par CCLM_era, sont utilisés pour explorer la capacité de CCLM à représenter la climatologie des précipitations et des températures en AC d'une part, et investiguer sur sa valeur ajoutée par rapport à ERAINT d'autre part. Dans la deuxième partie, nous allons mener des investigations sur l'aptitude de CCLM à simuler les indices journaliers des précipitations et des températures, à partir des sorties du modèle d'ensemble CCLM (représentés par CCLM_ens) forcé par l'ensemble des CMIP5 (représentés par CMIP5_ens). Dans la troisième partie, en se référant aux niveaux du réchauffement global (1,5 °C ; 2,0 °C ; 2,5 °C et 3,0 °C) nous avons utilisé les projections futurs du modèle CCLM suivant le scénario RCP8.5 pour documenter le climat de l'AC au cours du XXI^e siècle et par la même occasion, dégager d'une part les conséquences des changements climatiques sur le régime pluviométrique de l'AC, et, présenter d'autre part les risques auxquels sont exposés les habitants de la région.

3.1 Évaluation de CCLM à représenter la climatologie des précipitations et des températures en AC

Dans cette partie, l'accent est mis en particulier sur la climatologie moyenne des précipitations et des températures pour toutes les saisons de l'année. En effet, elle vise à évaluer l'aptitude du modèle CCLM à restituer l'état moyen de la climatologie saisonnière de la pluviométrie, de la température, ainsi que de la circulation atmosphérique associée.

3.1.1 Distribution spatiale des précipitations

Pour la période 1989-2008, la Figure 25 représente la distribution spatiale des précipitations à partir la moyenne d'ensemble de toutes les données d'observation (OBSs, Fig 25a-d), les biais des précipitations pour ERAINT (Fig 25e-h) et CCLM_era (Fig 25i-l), ainsi que la différence entre CCLM_era et ERAINT (Fig 25m-p).

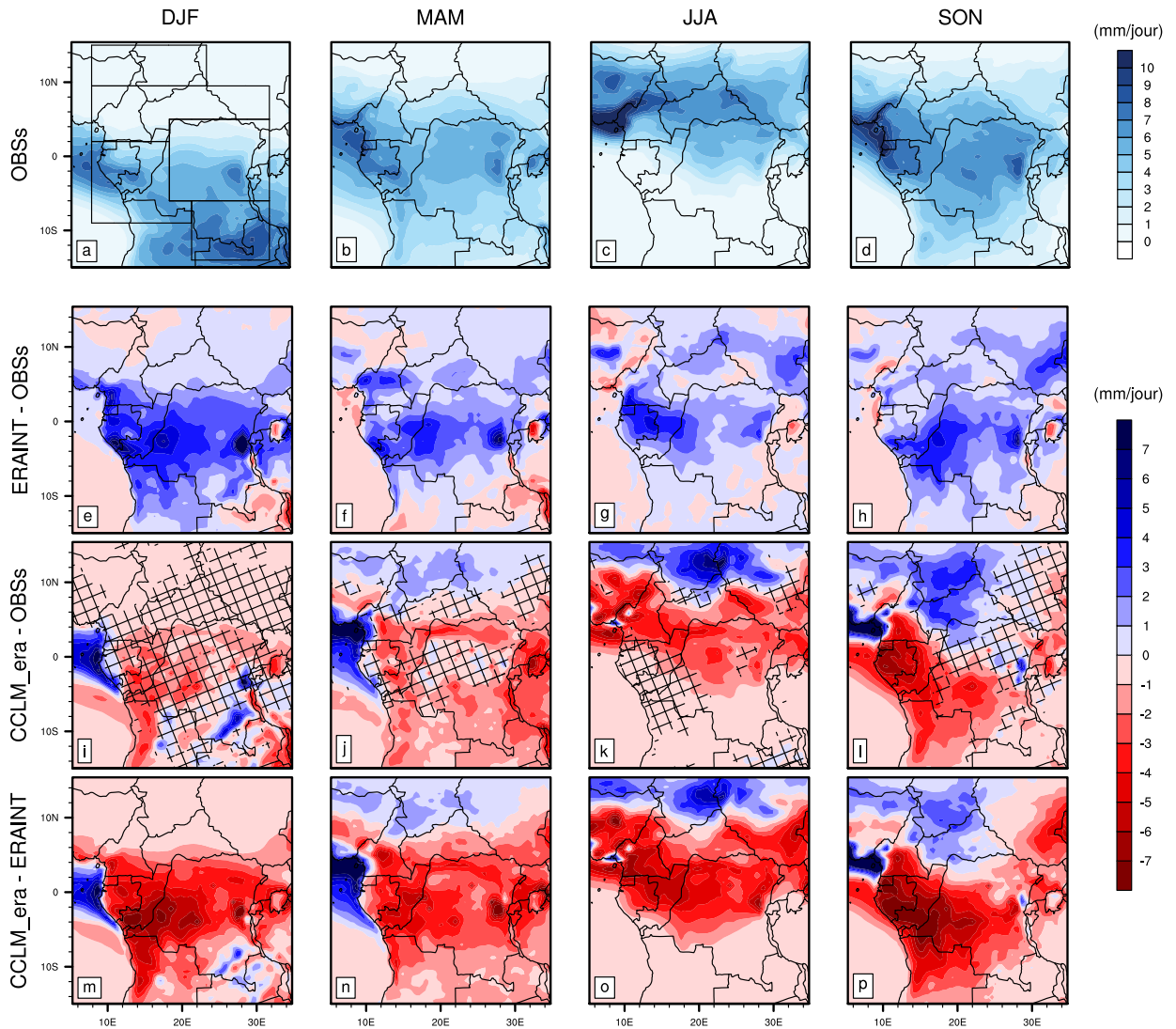


Figure 25 – Distribution spatiale et saisonnière des précipitations pour des données d’observations en mm/jour (OBSs, **a-d**), et distribution spatiale saisonnière des biais des précipitations en mm/jour : ERAINT moins OBSs (**e-h**), CCLM_era moins OBSs (**i-l**) et CCLM_era moins ERAINT (**m-p**). La moyenne est réalisée sur la période 1989-2008. Les hachures indiquent les lieux où CCLM_era apporte une valeur ajoutée à ERAINT, en utilisant pour référence OBSs.

Pendant la DJF, la ceinture de pluie tropicale des OBSs (Fig 25a) est située au sud de l’Equateur, ce qui correspond à l’emplacement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) à cette saison de l’année. En particulier, pendant cette saison, les précipitations sont principalement cir-

conscrites au sud de l'équateur avec des pics d'environ 9 mm/jour relevés en Zambie. Pendant MAM et SON (Fig 25b,d), l'OBSs illustre la bande de précipitations maximales entre 5°S et 6°N, tandis que pendant JJA (Fig 25c), la ceinture de pluie tropicale se déplace vers sa position la plus septentrionale et atteint son pic qui se situe autour de 8°N. En fait, cette ceinture de pluie tropicale est produite par une grande ascension du noyau de convection située entre le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet Est Tropical, qui sont des caractéristiques importantes contrôlant la variabilité de la mousson Africaine (Lenouo et Kamga, 2008 ; Nicholson, 2009 ; Sylla et al., 2013).

Par rapport à l'ensemble des données d'observation OBSs, les réanalyses ERAINT montrent un biais humide prépondérant pendant toutes les saisons, particulièrement marqué sur les régions équatoriales (Zone2, Zone3, Zone4 ; Fig 25e-h), avec un maximum supérieure à 4 mm/jour généralement situé entre les zones 3 et 4. Par contre, CCLM_era (Fig 25i-l) montre une structure de biais des précipitations beaucoup plus contrastée au cours de l'année.

En fait, sur la plus grande partie du domaine, CCLM_era sous-estime les précipitations, avec un biais sec significatif. Par exemple, d'importants biais secs de l'ordre de 1 à 4 mm/jour (correspondant à environ 40 à 60 % des précipitations totales) sont observés sur la zone4 durant la saison SON (Fig 25l) et sur les zones 2 et 3 dans la saison JJA (Fig 25k). Pendant la saison MAM, CCLM_era représente relativement bien la position de la ceinture de pluie et son intensité, mais peine à représenter l'intensité des faibles précipitations observées en dessous de 5°S (voir Fig 25j). Dans la saison JJA, le modèle présente également un biais humide robuste situé dans le nord de l'AC (Fig 25k). Néanmoins, en général CCLM_era montre qu'il pourrait apporter des corrections ou des améliorations à ERAINT sur certaines zones. Par exemple, pendant la saison DJF, CCLM_era produit de bons résultats en simulant le biais le plus faible et une valeur ajoutée cohérente sur ERAINT dans les régions tels que, zone2, zone3 et zone4. Bien que dans une moindre mesure par rapport aux indices de précipitation (Prein et al., 2016), la valeur ajoutée en termes de précipitations moyennes a également été signalée par d'autres auteurs qui ont utilisé le modèle CCLM (Panitz et al., 2014 ; Dosio et al., 2015 ; Dieng et al., 2017 ; Lenz et al., 2017). Les biais structurelles du modèle représentés sur les Figures 25m-p donnent un net aperçu sur l'amplitude des modifications apportées par le modèle CCLM aux précipitations des réanalyses ERAINT.

Sur l'AC ainsi que ses cinq zones d'analyse, le récapitulatif des Biais, RMSE et PCC obtenus avec CCLM_era et ERAINT (Tableau 8) est représentés. La référence OBS est prise sur la période 1989-2008. Les Biais (RMSE) enregistrés des différentes sources de données sont généralement inférieures à 2 mm/jour (3 mm/jour), avec les signes des Biais conformement à ceux observés sur la Figure 25. Il est bon de mentionner que statistiquement, les performances du modèle CCLM sont meilleures à l'échelle saisonnière qu'à l'échelle annuelle. En effet, CCLM_era enregistre dans l'ensemble 67% des valeurs de PCC supérieure à 0,60 à l'échelle annuelle, contre

Tableau 8 – Synthèse de l'évaluation statistique des précipitations du CCLM_era/ERAINT avec les données d'observation (OBSs) pour la période de 20 ans (1989-2008) sur l'Afrique Centrale et pour chacune de ses cinq régions. Les scores des performances du CCLM_era sont indiqués en gras s'ils sont égaux ou supérieurs à ceux d'ERAINT

Region	Evaluation	DJF	MAM	JJA	SON	Annual
		<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>
Central Africa (CA)	Biais (mm/day)	-0,57 /1,24	-0,84/0,73	-0,72/0,69	-0,54 /1,00	-0,67 /0,91
	RMSE (mm/day)	2,20 /2,52	2,67/2,18	2,84/2,10	3,39/2,25	1,52 /1,58
	PCC	0,92 /0,91	0,71/0,92	0,74/0,94	0,58/0,94	0,61/0,90
zone1	Biais (mm/day)	-0,01 /0,01	0,94/0,10	1,99/0,51	1,92/0,49	1,21/0,27
	RMSE (mm/day)	0,01 /0,03	2,32/0,67	4,57/2,91	3,52/1,58	1,61/0,87
	PCC	0,55/0,69	0,73/0,93	0,40/0,92	0,79/0,94	0,60/0,94
zone2	Biais (mm/day)	-0,25 /0,71	-0,40 /1,01	-2,24/0,89	0,49 /0,93	-0,61 /0,87
	RMSE (mm/day)	0,62 /1,26	2,51/2,12	3,53/2,53	3,73/2,39	1,34 /1,35
	PCC	0,77/0,90	0,72/0,93	0,43/0,53	0,55/0,78	0,55/0,78
zone3	Biais (mm/day)	-0,88 /2,59	-1,50 /1,63	-1,89/0,90	-0,67 /1,64	-1,23 /1,67
	RMSE (mm/day)	2,09 /3,51	2,56 /2,68	2,44/1,76	2,86/2,65	1,53 /2,08
	PCC	0,85/0,91	0,75/0,81	0,91/0,94	0,64/0,90	0,76/0,88
zone4	Biais (mm/day)	-1,07 /2,65	-0,94 /1,51	-0,95/0,85	-2,29/2,09	-1,31 /1,78
	RMSE (mm/day)	2,06 /3,40	2,10 /2,22	1,36/1,27	3,12/2,75	1,44 /1,98
	PCC	0,74 /0,10	0,67/0,87	0,85/0,96	0,77 /0,72	0,60 /0,58
zone5	Biais (mm/day)	-0,04 /0,63	-1,70/-0,18	-0,10/0,03	-1,00/0,47	-0,71/0,23
	RMSE (mm/day)	3,30/1,98	2,65/1,19	0,30/0,19	2,05/1,15	1,04/0,69
	PCC	0,31 /0,10	0,60/0,73	0,69/0,95	0,86/0,95	0,40/0,69

75% à l'échelle saisonnière. En outre, les principales améliorations produites par CCLM_era par rapport à ERAINT sont surtout observées au niveau des biais. Toutefois, il faut noter dans le Tableau 8 que CCLM_era n'améliore pas systématiquement les erreurs de ERAINT, ce qui est conforme aux observations faites à la Figure 25. De plus, comme le mentionnent de nombreux auteurs, les observations (à l'instar de l'OBS ici) reposent essentiellement sur des mesures satellitaires dans l'AC, car les données in-situ disponibles sont rares, tant sur le plan spatiale que temporelle (Nikulin et al., 2012; Panitz et al., 2014). Cela signifie qu'une partie du désaccord entre l'OBS et les simulations du modèle CCLM peut provenir des erreurs dans les mesures des satellites.

3.1.2 Distribution spatiale de la température

La Figure 26 représente d'une part la distribution spatiale de la température obtenue à partir des données d'observations (OBSs, Fig. 26a-d), et d'autre part les biais de la température (Fig. 26e-p) produit par la réanalyse ERAINT et le modèle CCLM_era, sur la période 1989-2008.

L'OBS (Fig. 26a-d) illustre bien que la distribution spatiale des températures est très influencée par le relief (Kamga, 2000). Ainsi, indépendamment des saisons, on enregistre les températures les plus élevées (> 30 °C) dans la partie nord du domaine et généralement dans la zone sahélienne (avec un maximum > 32 °C durant la saison MAM), tandis que les plus faibles températures (< 18

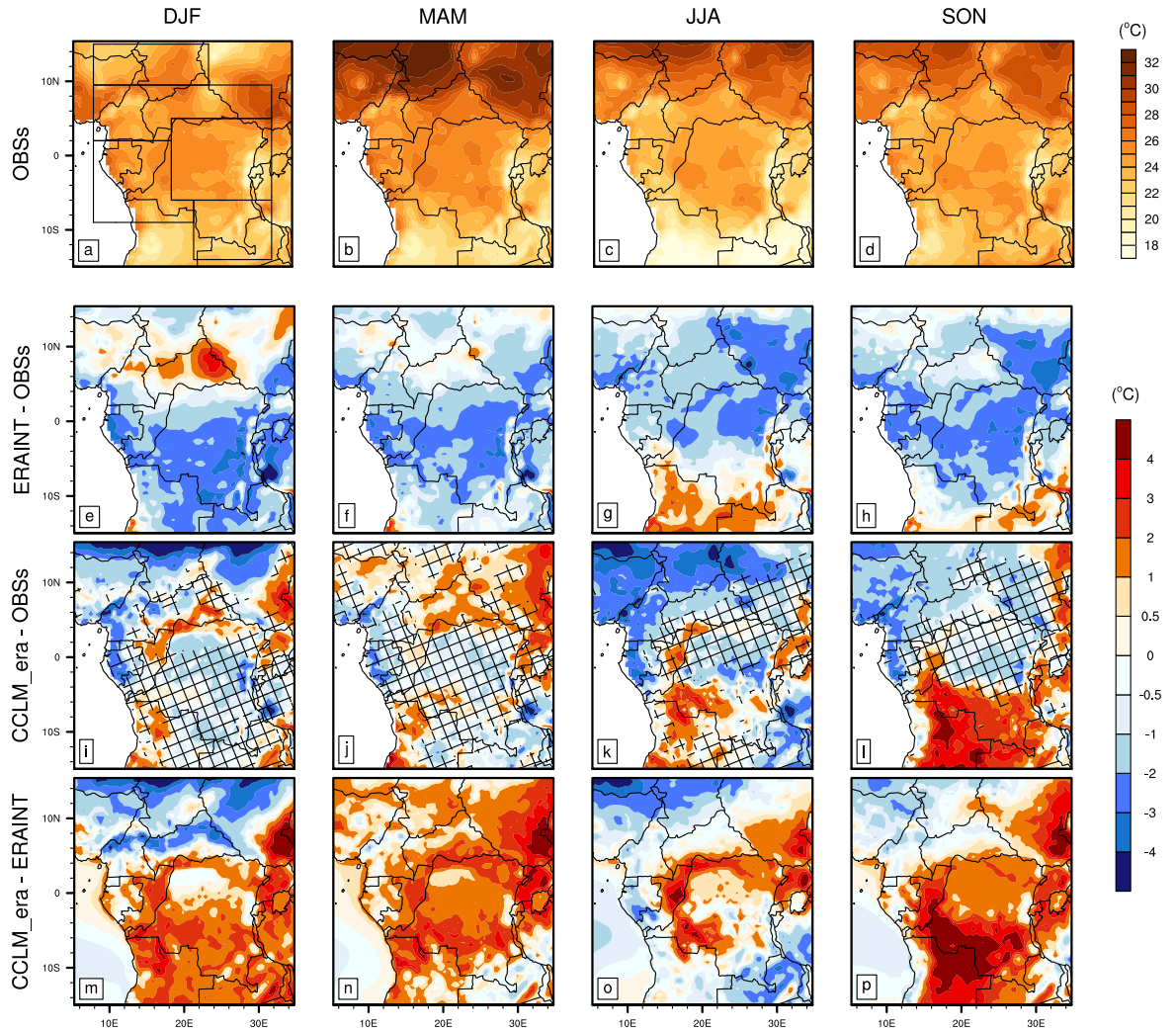


Figure 26 – Distribution spatiale et saisonnière des températures (à 2m du sol) à partir des données d’observations (**a-d** OBSs, en °C), et distribution spatiale saisonnière des biais des températures en °C : ERAINT moins OBSs (**e-h**), CCLM_era moins OBSs (**i-l**) et CCLM_era moins ERAINT (**m-p**), pour la période 1989-2008. Les hachures indiquent les lieux où CCLM_era apporte une valeur ajoutée à ERAINT en utilisant pour référence OBSs.

°C) sont principalement localisées dans la parties sud du domaine, le long de la côte Atlantique et aux alentours des régions montagneuses (Vallée du Rift, Plateau de l’Adamaoua, Hauts Plateaux de l’Ouest Cameroun). On observe alors un gradient croissant de température à mesure qu’on se déplace du sud du domaine en direction du nord, ainsi qu’un refroidissement près des côtes. D’après Cook (1999), ce gradient de température serait à l’origine de la formation et de l’évolution du JEA.

Comparé à l’OBS, les réanalyses ERAINT (Fig. 26e-h) présentent des biais plus important (environs ± 3 °C), avec dans l’ensemble une prédominance de biais froid. Malgré cela, ERAINT représente de façon satisfaisante les zones de maxima et de minima de température.

La structure des biais produit par le modèle montre que les simulations de CCLM_era (Fig. 26m-p) capturent de manière convenable les caractéristiques spatiales des températures observées, ainsi que le gradient de température sud-nord. Pendant les saisons DJF, MAM et JJA, les minimum de température qui apparaissent dans le sud du domaine d'étude sont bien représentés par CCLM_era (Fig. 26i-k) avec des biais froid et chaud relativement moindre à ceux ERAINT (environs ± 2 °C). Cependant les maximum de température dans le nord du domaine sont moins bien représentés avec des biais chaud (froid) légèrement plus importants en MAM (DJF et JJA). En SON (Fig. 26l), le modèle est capable de bien reproduire la distribution spatiale de la température dans la zone des maxima, mais dans le sud du domaine en dessous de 4°S on enregistre une surestimation des températures pouvant atteindre 4°C sur l'Angola. Il convient de noter que sur plusieurs zones du domaine, CCLM_era capturent mieux que ERAINT les température observées. Ceci s'explique par des biais plus faible témoignant de la valeur ajoutée du modèle par rapport aux données de forçage. Cette valeur ajoutée peut être dû à la résolution du modèle qui permet de mieux prendre en compte la topographie à travers la zone d'étude. Ainsi, les Figures 26m-p permettent d'avoir les différents ajustement de CCLM_era par rapport à ERAINT.

Le récapitulatif des résultats de l'évaluation statistique des performances de CCLM_era à simuler la température est présenté dans le Tableau 9. En considérant le domaine CA dans sa globalité, les performances du modèle à reproduire la distribution spatiale des températures des observations sont très satisfaisante aussi bien à échelle des saisons qu'à l'échelle annuelle. En effet, dans toutes les saisons les valeurs de PCC sont supérieures à 0.65 et les Biais relativement faible (compris entre ± 1 °C). De même, avec un PCC/RMSE/Biais annuel de 0,88/1,38°C/-0,35°C le modèle démontre sa bonne cohérence avec les observations. En ce qui concernent les sous régions du domaine CA, le modèle une fois de plus capture raisonnablement la distribution spatiale des températures avec des Biais généralement inférieur à ceux d'ERAINT et des PCC supérieurs à 0.60 excepté dans la zone4 durant la saison SON. Nous notons également que du point de vue annuel, la plus forte valeur des biais est observée dans la Zone1 (voire, Tableau 9). Ce qui pourrait suggérer une lacune des processus internes qui régulent la distribution de la température dans le modèle sur la zone1.

Il faut toutefois souligner qu'il est difficile d'isoler l'origine des biais dans les modèles, car ils peuvent être liés à plusieurs facteurs incluant l'albédo de surface, la couverture nuageuse, les flux d'énergie ou encore le bilan radiatif de surface (Sylla et al., 2012), ou encore à la rareté des stations météorologiques dans la région et l'incertitude dans les sources de données d'observations (Nikulin et al., 2012; Panitz et al., 2014). Néanmoins, les biais (froids ou chauds) relevés ici sont similaires à ceux trouvés dans plusieurs travaux effectués avec d'autres MCRs, soit en AC (Tchotchou et Kamga, 2010; Mbienda et al., 2016; Fotso-Nguemo et al., 2016; Vondou et Haensler, 2017), ou encore dans d'autres régions d'Afrique (Nikulin et al., 2012; Hernández-Díaz et al., 2013; Diallo

Tableau 9 – Synthèse de l'évaluation statistique des températures de surface de CCLM_era/ERAINT avec les données d'observation (OBSs) pour la période de 20 ans (1989-2008) sur l'Afrique Centrale et pour chacune de ses cinq régions. Les scores des performances du CCLM_era sont indiqués en gras s'ils sont égaux ou supérieurs à ceux d'ERAINT

Région	Evaluation	DJF	MAM	JJA	SON	Annuel
		<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>	<i>CCLM_era/</i> <i>ERAINT</i>
Central Africa (CA)	Biais (°C)	-0,59 /-1,10	0,16 /-1,28	-1,00/-0,98	0,10 /-1,25	-0,35 /-0,16
	RMSE (°C)	1,90 /2,00	1,67 /1,85	2,16/1,82	2,14/2,2,02	1,38 /1,55
	PCC	0,80/0,81	0,97 /0,97	0,88/0,93	0,66/0,84	0,88/0,93
zone1	Biais (mm/day)	-2,11/-0,22	0,47 /-0,49	-3,00/-0,99	-1,45/0,66	-1,53/-0,58
	RMSE (mm/day)	2,87/1,12	1,81/1,10	3,19/1,70	1,88/1,49	1,70/0,90
	PCC	0,80/0,89	0,90/0,92	0,93/0,95	0,89/0,92	0,83/0,91
zone2	Biais (mm/day)	-0,38 /0,40	0,38 /-0,91	-1,52 /1,88	-1,21 /-1,57	-0,69 /-1,00
	RMSE (mm/day)	1,79/1,72	1,69/1,63	1,88 /2,07	1,62 /2,02	1,20 /1,39
	PCC	0,75 /0,72	0,94 /0,92	0,83/0,87	0,87 /0,81	0,88 /0,86
zone3	Biais (mm/day)	-0,50 /1,77	-0,10 /-1,98	-0,54 /-1,54	-0,20 /-2,04	-0,34 /-1,84
	RMSE (mm/day)	1,44 /2,22	1,27 /2,19	1,57 /1,92	1,52 /2,33	1,15 /2,00
	PCC	0,82/0,85	0,85/0,93	0,70/0,78	0,70/0,85	0,80/0,91
zone4	Biais (mm/day)	-0,68 /-2,21	-0,10 /-1,89	0,56 /-0,70	1,94 /-1,99	0,43 /-1,69
	RMSE (mm/day)	1,05 /2,28	1,03 /2,02	2,05/1,21	3,03/2,10	1,14 /1,74
	PCC	0,90/0,95	0,84/0,96	0,60/0,72	0,30/0,95	0,65/0,96
zone5	Biais (mm/day)	-0,63 /-2,37	-0,50 /-1,31	-0,41 /0,51	2,15/-0,37	0,15 /-0,88
	RMSE (mm/day)	1,54 /2,65	1,55 /2,00	1,87/1,39	2,81/2,07	1,12 /1,41
	PCC	0,70 /0,61	0,88 /0,85	0,92 /0,92	0,61 /0,10	0,84 /0,84

et al., 2015; Dieng et al., 2017).

3.1.3 Cycles saisonniers à moyennes mensuelles des précipitations et des températures

3.1.3.1 Cycles saisonniers des précipitations

La Figure 27 présente les cycles saisonniers moyens des précipitations calculés sur la période 1989-2008, à partir des OBSs, ERAINT et CCLM_era. La moyenne est calculée sur l'AC et les cinq sous-régions sélectionnées (Fig 15). Notons que sur la Figure 27, en plus de l'estimations données par les OBS, l'écart-type entre les différentes données d'observations est représenté en gris afin de prendre en compte les incertitudes qui peuvent exister dans les données d'observation (Panitz et al., 2014). Les points des courbes qui appartiennent à la bande grise sont considérés comme étant en bon accord avec les résultats attendus.

L'OBS montre que la variation du cycle saisonnier des pluies est fonction de la fenêtre du domaine considérée. Par exemple, sur l'ensemble de l'AC, le cycle saisonnier moyen de L'OBSs est presque plat, en raison d'influences mixtes des cinq zones. En fait, les zones 1, 2 et 5 sont caractérisées par une distribution unimodale des précipitations, tandis que les zones 3 et 4 connaissent une la distribution bimodale.

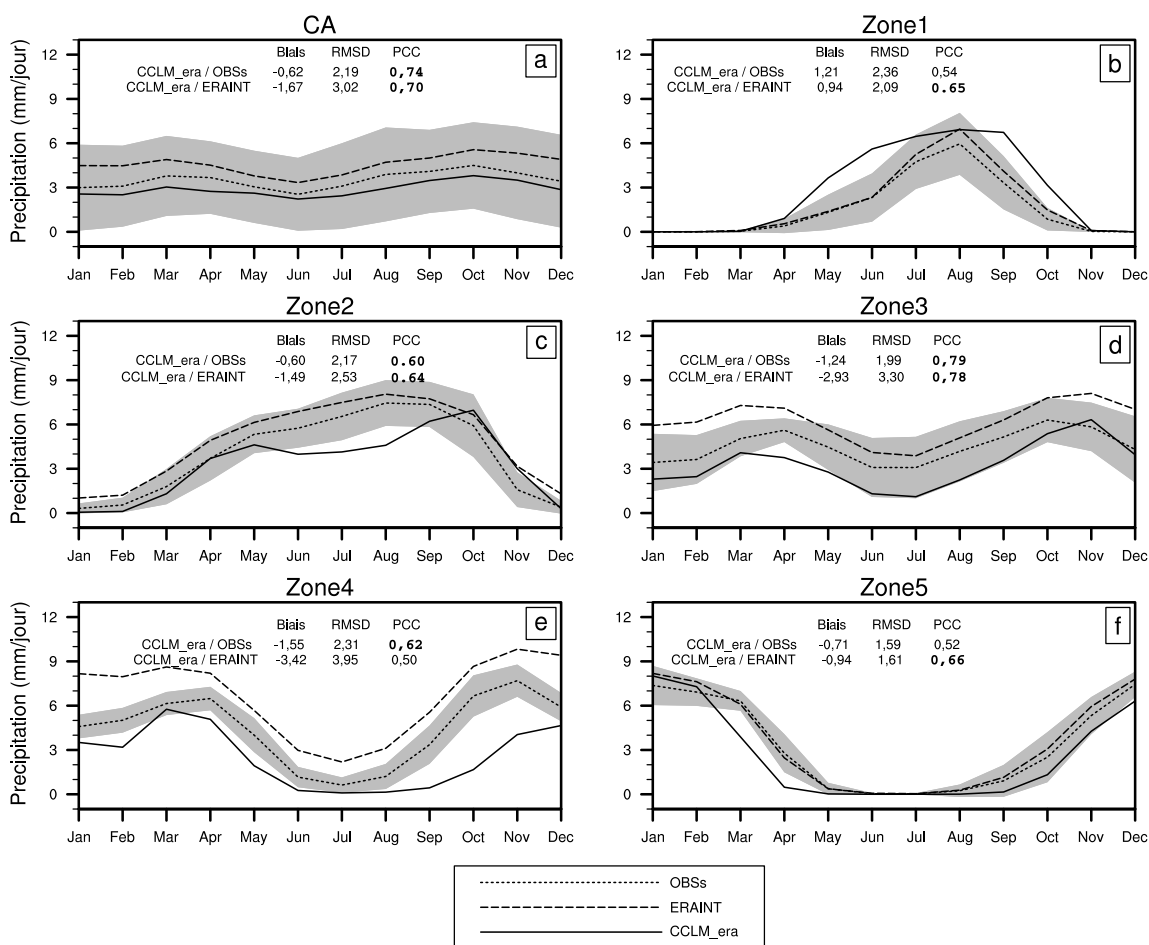


Figure 27 – Cycles saisonniers moyens des pluies (en mm/jour) sur la période 1989-2008, à partir des OBSs (en pointillés), ERAINT (en traits interrompus) et CCLM_era (en traits continus noir) sur l’AC et les cinq sous-régions. La zone d’ombre représente l’écart-type entre les différentes données d’observations utilisées, obtenu en calculant l’écart-type de la moyenne des différentes observations. Les mesures statistiques (Biais, RMSE et PCC) ont été calculées en utilisant la moyenne régionale des pluies pour chaque sous-région. Les bons scores de corrélation ($PCC \geq 0,6$) sont mis en évidence en gras.

Globalement, ERAINT et CCLM_era capturent assez bien les distributions saisonnières observées, malgré quelques erreurs en termes d’intensité et de synchronisation. En ce qui concerne les erreurs d’intensité, CCLM_era montre principalement une sous-estimation des précipitations. En fait, par rapport à l’OBS, les biais de CCLM_era et ceux d’ERAINT sont inversés tant sur l’AC que dans la majorité des zones. Par exemple, CCLM_era est beaucoup plus sec (plus humide) que ERAINT dans les zones 2, 3, 4 et 5 (1), ce qui est conforme aux résultats de la Figure 25. En ce qui concerne les erreurs de synchronisation, il faut noter que CCLM_era n’améliore pas clairement les erreurs de temps d’occurrence des maxima et minima produit par ERAINT, ce qui suggère que la dynamique à grande échelle prime sur les conditions de surface ou les processus régionaux pour déterminer le déplacement de la ceinture de pluie. Néanmoins, en se référant à l’OBSs, CCLM_era

présente de bonnes statistiques avec des valeurs de PCC généralement supérieure à 0,60 sur l'AC et la plupart de zones du domaine. De plus, en tenant compte des incertitudes qui peuvent exister entre les observations, le plus souvent causées par le biais des mesures par satellite et les stations peu nombreuses (Nikulin et al., 2012; Panitz et al., 2014), CCLM_era réussit à saisir de manière satisfaisante les différentes phases des cycles saisonniers moyens des précipitations sur l'AC.

3.1.3.2 Cycles saisonniers des températures de surface

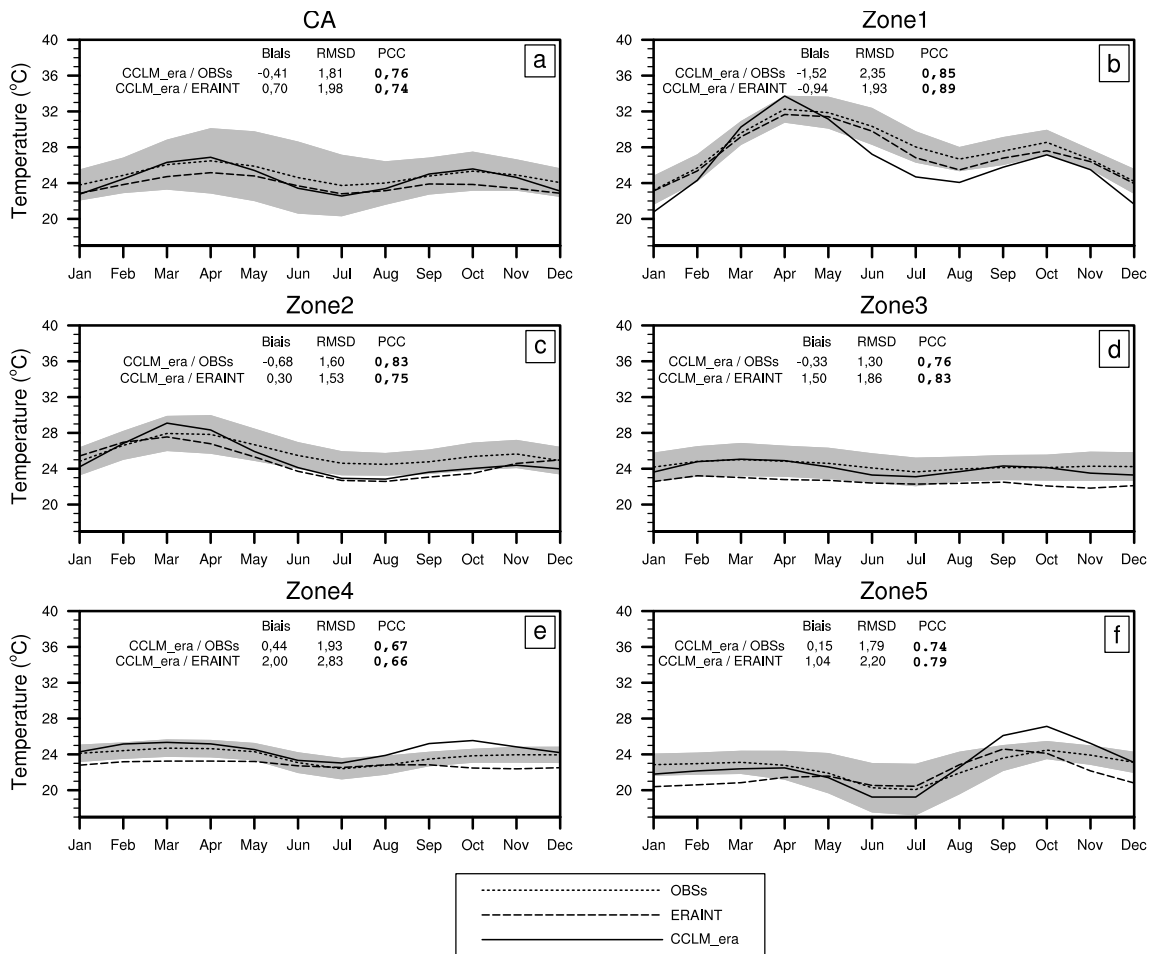


Figure 28 – Moyenne (1998-2008) du cycle saisonnier de la température (en °C), à partir des OBSs (en pointillés), ERAINT (en traits interrompus) et CCLM_era (en traits continus) pour le domaine de l'AC et les cinq sous-régions. L'ombrage représente l'écart-type entre les différentes données d'observations utilisées (enveloppe), obtenu en calculant l'écart-type de la moyenne des différentes observations. Les mesures statistiques (Biais, RMSE et PCC) ont été calculées en utilisant la moyenne régionale des températures pour chaque sous-région. Les bons scores de corrélation ($PCC \geq 0,6$) sont mis en évidence en gras.

La Figure 28 présente les cycles saisonniers des températures mensuelles (points de grille situés sur le continent uniquement), simulés par le modèle CCLM_era, les données de réanalyse

ERAINT et l'ensemble moyen des données d'observation OBSs (CRU, UDel) sur toute l'AC, ainsi que sur les cinq zones d'analyse. Dans ces cycles saisonniers des températures, nous notons que CCLM_era et ERAINT capturent tous les deux bien les variations saisonnières des températures sur toute l'AC et ses cinq zones.

En fait, Le cycle saisonnier de la température à travers l'AC et les cinq zones, indique des températures comprises entre 18°C et 32°C avec des maxima et minima relatifs. Ces maxima et minima sont simulés par CCLM_era avec quelques erreurs sur l'intensité et le temps d'occurrence. A titre d'illustration, le temps d'occurrence du minimum (des maxima) de température qui apparaît dans la grande fenêtre AC au mois Juillet (Avril et Octobre) est bien localisé par le modèle, mais on enregistre une sous-estimation de l'intensité du minimum (Fig 28a). Par ailleurs, CCLM_era reproduit le cycle saisonnier de la température dans les cinq zones du domaine avec des très bonnes corrélations (≥ 0.66) respectivement avec les OBSs et ERAINT. De plus, par rapport aux observations, le modèle indique des biais relativement plus faible que ceux d'ERAINT dans les différentes zones excepté la zone1, qui est par ailleurs la zone caractérisée par les plus fortes variations du profil des températures (Fig 28b-f). D'une manière générale, les biais de température produit par CCLM_era sont dans la gamme de ± 3 °C, ce qui est plutôt satisfaisant car en accord avec les précédentes études avec les modèles climatiques (Nikulin et al., 2012; Hernández-Díaz et al., 2013; Mbienda et al., 2016; Vondou et Haensler, 2017; Fotso-Kamga et al., 2020).

3.1.4 Variabilité intra-saisonnière des précipitations

Pour évaluer la performance de CCLM à simuler la migration latitudinale de la ZCIT et, de la pluviométrie maximale qui y est associée sur l'AC, les diagrammes d'Hovmöller des précipitations journalières de CCLM_era et d'ERAINT sont comparés à ceux des OBS (Fig 29). La moyenne est faite sur les longitudes 10-30 °E, durant la période 1989-2008.

l'OBSs (Fig 29a) montre que la ZCIT est localisée en dessous de la latitude 10 °S entre Janvier et Février, puis montre une migration vers le nord d'abord au environs de l'Equateur entre Mars-Avril, puis au environs de 9 °N entre Juillet-Août, avant d'entamer à partir de Septembre un retrait progressif vers le Sud. En fait, tel quel présenté par Nicholson et Grist (2003), le cycle saisonnier de la pluie en AC est caractérisé par deux phases distinctes d'intenses pluies; la première moins intense s'étendant de Janvier jusqu'à la fin du mois de Mai, et la seconde plus intense s'étendant progressivement vers la fin du mois de Novembre, ce qui est bien en accord avec les résultats actuels.

CCLM_era (Fig 29c) reproduit bien les différentes phases de la variabilité intra-saisonnière de la pluviométrie, en simulant des intensités précipitées et une variation temporelle presque équivalentes à celles de l'OBS d'où un biais relativement faible enregistré (voir Fig 29f). Tandis

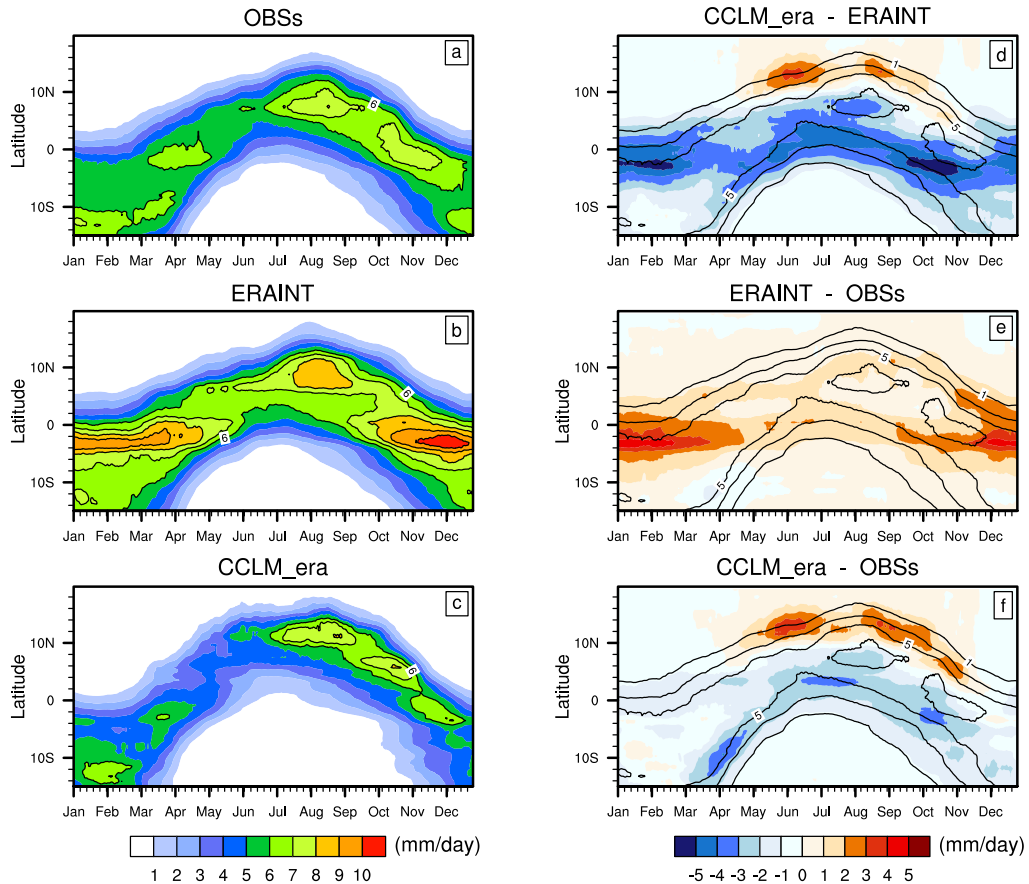


Figure 29 – Diagramme de Hovmöller du cycle saisonnier moyen (1989-2008) des précipitations (en couleur ; mm/jour), superposés aux précipitations supérieures à 6 mm/jour (en courbes de niveaux) sur l’AC à partir des données (a) OBSs, (b) ERAINT et (c) CCLM_era, moyennées entre les longitudes 10°E-30°E. Un filtre passe bas sur la moyenne des données sur 20 jours a été appliqué pour éliminer la variabilité des hautes fréquences. Sont aussi représentés, les diagrammes de Hovmöller des biais des précipitations (d) CCLM_era moins ERAINT , (e) ERAINT moins OBSs et (f) CCLM_era moins OBSs (en couleur ; mm/jour), superposés aux précipitations moyennes de l’OBSs (en courbes de niveaux).

que ERAINT (Fig 29b), bien que montrant les différentes phases de la variabilité intra-saisonnière, présente un maximum de précipitations autour de 2 °S entre la mi-septembre et la fin avril, ce qui entraîne un biais humide important (Fig 29e).

Comme la plupart des MCRs forcées par ERAINT, CCLM_era capturent bien les deux principales phases de précipitations avec quelques différences au niveau de la position et de l’intensité (Fig 29c,f). De façon illustré, CCLM_era est capable de représenter le positionnement des pics de précipitations pendant la courte saison des pluies (MAM) et la grande saison des pluies (SON). Il convient néanmoins de mentionner que le noyau des précipitations intenses qui se trouve dans les données OBSs de Juillet à Septembre (situé autour de 8 °N ; Fig 29a) est déplacé plus au nord

dans la simulation CCLM_era (situé autour de 12°N ; Fig 29f). Ce comportement du mouvement latitudinal du noyau maximum de la ceinture de pluie simulé par CCLM_era peut être associé à la surestimation des précipitations observées dans la zone1 pendant la saison JJA, comme le montre la Figure 27b. En outre, CCLM_era présente globalement une structure de biais opposée en dessous et au-dessus de 10°N (voir Fig 29f).

De manière succincte, certaines améliorations de CCLM_era par rapport à ERAINT méritent d'être soulignées : (i) le saut latitudinale des précipitations qui a lieu entre Mai et fin Juin est mieux représenté par CCLM_era que par ERAINT ; (ii) les périodes de démarrage des saisons de pluies sont mieux représentées par CCLM_era que par ERAINT ; et (iii) la structure discontinue du pic de précipitation dans ERAINT est bien représenté par le CCLM_era.

3.1.5 Moyenne saisonnière de la circulation à basse altitude

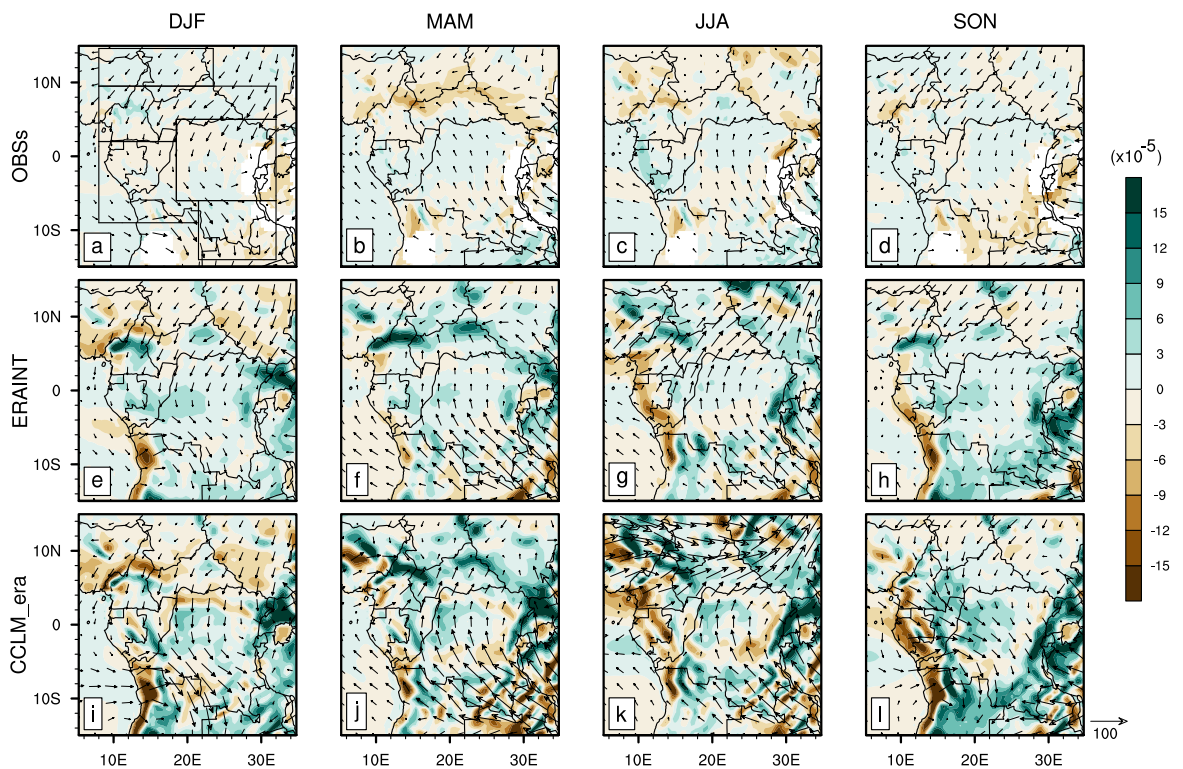


Figure 30 – Convergence moyenne (1989-2008) de l’humidité saisonnière à 850 hPa (couleur ; en $gkg^{-1}s^{-1}$), superposée au transport d’humidité à 850 hPa (vecteur ; en $gkg^{-1}ms^{-1}$) : OBSs (a-d), ERAINT (e-h) et CCLM_era (i-l).

Afin d’étudier les causes potentielles des biais dans le modèle CCLM, et en particulier le fort biais humide systématique observée dans la zone1, le transport d’humidité à basse altitude avec CCLM_era est examiné. Les figures 30 et 31 montre la configuration spatiale saisonnière de la

divergence de l'humidité à 850 hPa (en couleur), superposée au transport de l'humidité à 850 hPa (en vecteur), à partir des ensembles de données OBSs, ERAINT et CCLM_era, dont la moyenne a été calculée sur la période 1989-2008 sur la fenêtre AC. Pokam et al. (2014) ont montré que ce niveau individuel (850 hPa) contribue fortement à la distribution des précipitations sur l'AC du fait de la circulation divergente en provenance de l'océan Atlantique vers le continent (connue sous le nom de «Low Level Westerly : LLW» ; Nicholson et Grist, 2003 ; Pokam et al., 2014).

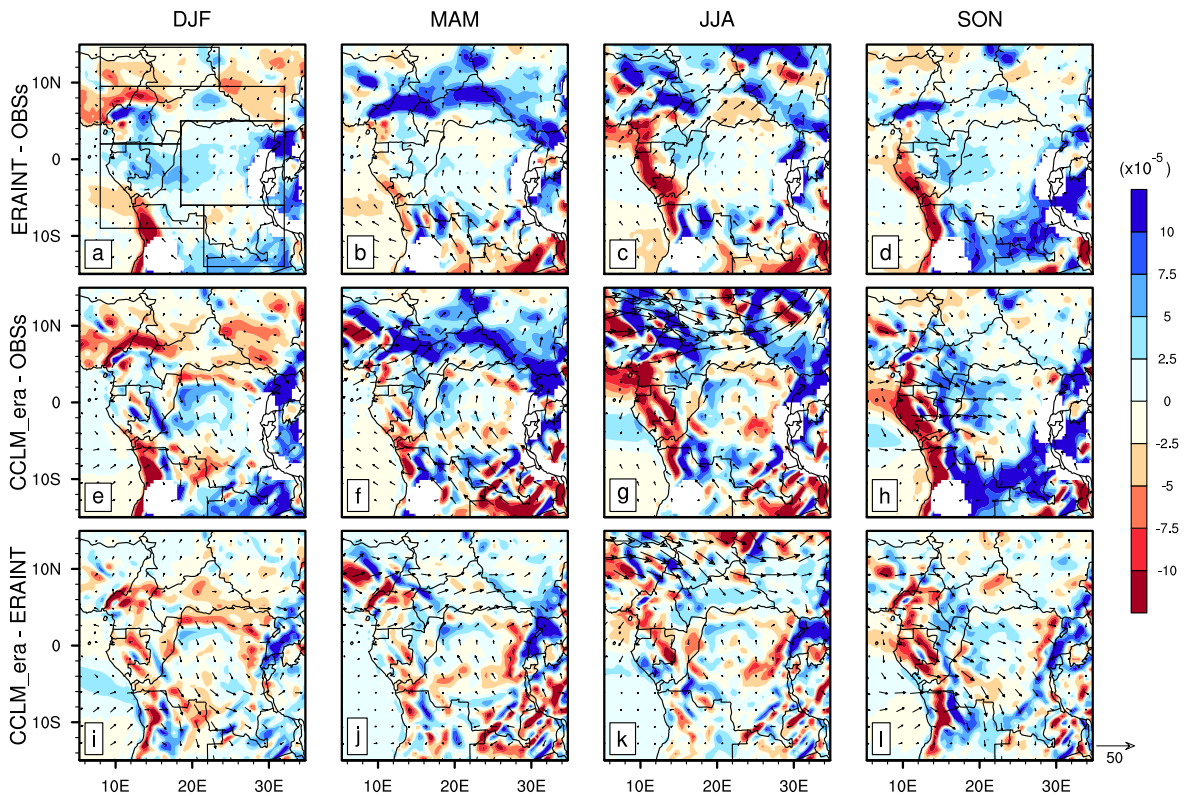


Figure 31 – Bias de la convergence moyenne (1989-2008) de l'humidité saisonnière à 850 hPa (couleur ; en $gkg^{-1}s^{-1}$), superposé au biais du transport d'humidité à 850 hPa (vecteur ; en $gkg^{-1}ms^{-1}$) : ERAINT moins OBSs (a-d), CCLM_era moins OBSs (e-h) et CCLM_era moins ERAINT (i-l).

Tout au long de l'année, CCLM_era et ERAINT capturent de manière raisonnable la structure des OBSs en reproduisant bien la climatologie de la convergence de l'humidité, ainsi que le transport de l'humidité associé (Fig 30). Toutefois à travers les saisons certains biais plus remarquable sont observés (Fig 31). Par exemple, le CCLM_era montre un certain maximum de convergence de l'humidité localisé dans la zone1 et l'est de la zone2 (saisons MAM et JJA), ajouté à une surestimation du transport de l'humidité sur la zone1. Ces occurrences de convergence de l'humidité combinées à la surestimation du transport de l'humidité sont associés à la surestimation des précipitations enregistrées sur la zone1 en JJA (voir Fig 25k, Fig 27b et Fig 29f). Cependant la cohérence (mode de distribution spatiale) entre CCLM_era et ERAINT concernant le transport

de l'humidité ainsi que la convergence/divergence de l'humidité sur le reste du domaine, suggère que les biais des précipitations de CCLM_era ne sont pas associés à la dynamique de la circulation atmosphérique à ce niveau (850 hPa). Il faut également mentionner que le flux d'humidité intégré sur plusieurs niveaux de pression n'a pas été réalisé ici faute de données pour les autres niveaux de pression. Il aurait été aussi intéressant d'analyser le profil vertical de la divergence du flux d'humidité, comme l'ont fait Tamoffo et al. (2019), pour trouver quels niveaux pourraient être responsables du caractère sec (déficit pluviométrique) dans le modèle.

3.2 Indices journaliers de précipitation et de température

Dans cette section, nous évaluons la capacité du modèle régional CCLM à reproduire à l'échelle saisonnière les caractéristiques de quelques indices journaliers pertinents, relatifs aux précipitations et aux températures (voir Section 2.3.1). Les indices de précipitation (au nombre de six) sont constitués de : la fréquence journalière des précipitations (RR1), le nombre de jours humides consécutifs (CWD), le nombre de jours secs consécutifs (CDD) ; l'intensité journalière des précipitations (SDII), la quantité totale de précipitations des jours humides (PRCPTOT) et la quantité totale de précipitations supérieure au 95^{ème} percentile pendant les jours humides (R95PTOT). Tandis que les indices de température (au nombre de trois) sont constitués de : le 10^{ème} percentile des températures (T10), le 90^{ème} percentile des températures (T90), et l'écart entre les températures extrêmes (Tex).

Ici les résultats sont présentés sous forme de modèles d'ensembles tant pour le modèle régional CCLM (représenté par CCLM_ens et constitué des quatre sorties de CCLM) que pour les MCGs utilisés pour son forçage (représenté par CMIP5_ens). En effet, plusieurs études réalisées sur l'Afrique avec les modèles (MCRs et MCGs) accordent un intérêt particulier au modèle d'ensemble, qui en général permet reproduire de façon assez satisfaisante l'état moyen du climat (Diallo et al., 2012 ; Haensler et al., 2013 ; Sonkoué et al., 2018 ; Fotso-Nguemo et al., 2019 ; Tamoffo et al., 2019 ; Zebaze et al., 2019 ; Taguela et al., 2020).

3.2.1 Indices de précipitation

Les indices de précipitation sont conçus pour fournir des informations sur la contribution des intensités et des fréquences des événements pluvieux aux précipitations totales. Ainsi les indices PRCPTOT, SDII et R95PTOT nous renseignent sur les intensités des événements pluvieux, tandis que les indices RR1, CDD et CWD nous renseignent sur leurs fréquences.

A partir des moyennes saisonnières sur la période 1989-2008, les diagrammes de Taylor pour les

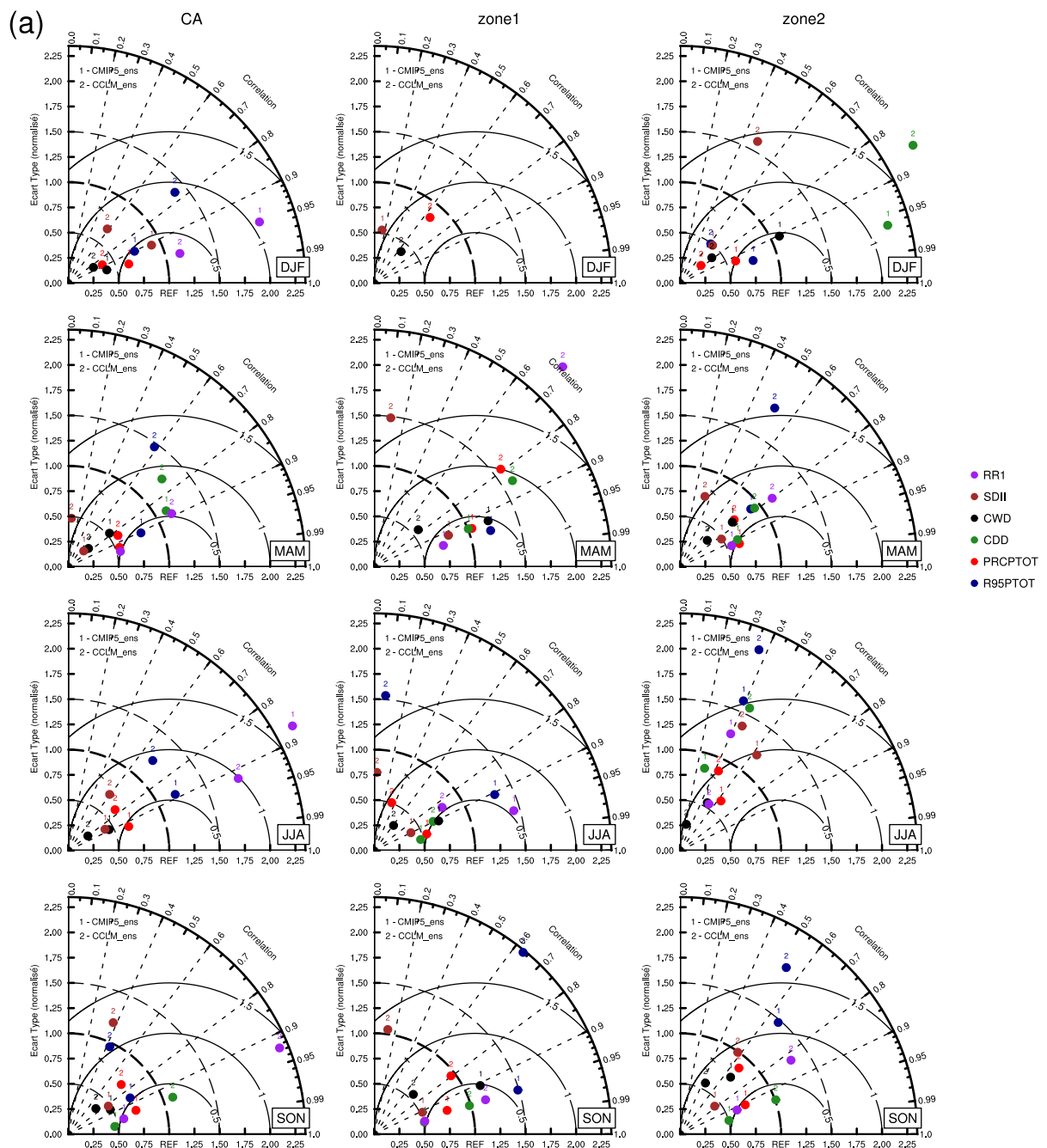


Figure 32 – Diagrammes de Taylor des moyennes saisonnières des indices de précipitation, calculés pour la période 1989-2008, sur l’Afrique Centrale et les cinq zones. A partir des simulations CMIP5_ens (1) et CCLM_ens (2), sont présentées sur ces diagrammes les : RR1 (couleur violette), SDII (couleur marronne), CWD (couleur noire), CDD (couleur verte), PRCPTOT (couleur rouge) et R95PTOT (couleur bleue). L’ensemble moyen des données observations OBSs à été utilisé comme référence.

indices de précipitation (Fig 32) sont établi et donnent un récapitulatif des résultats quantitatifs des performances de CCLM_ens (2) et CMIP5_ens (1) par rapport à ensemble moyen des données

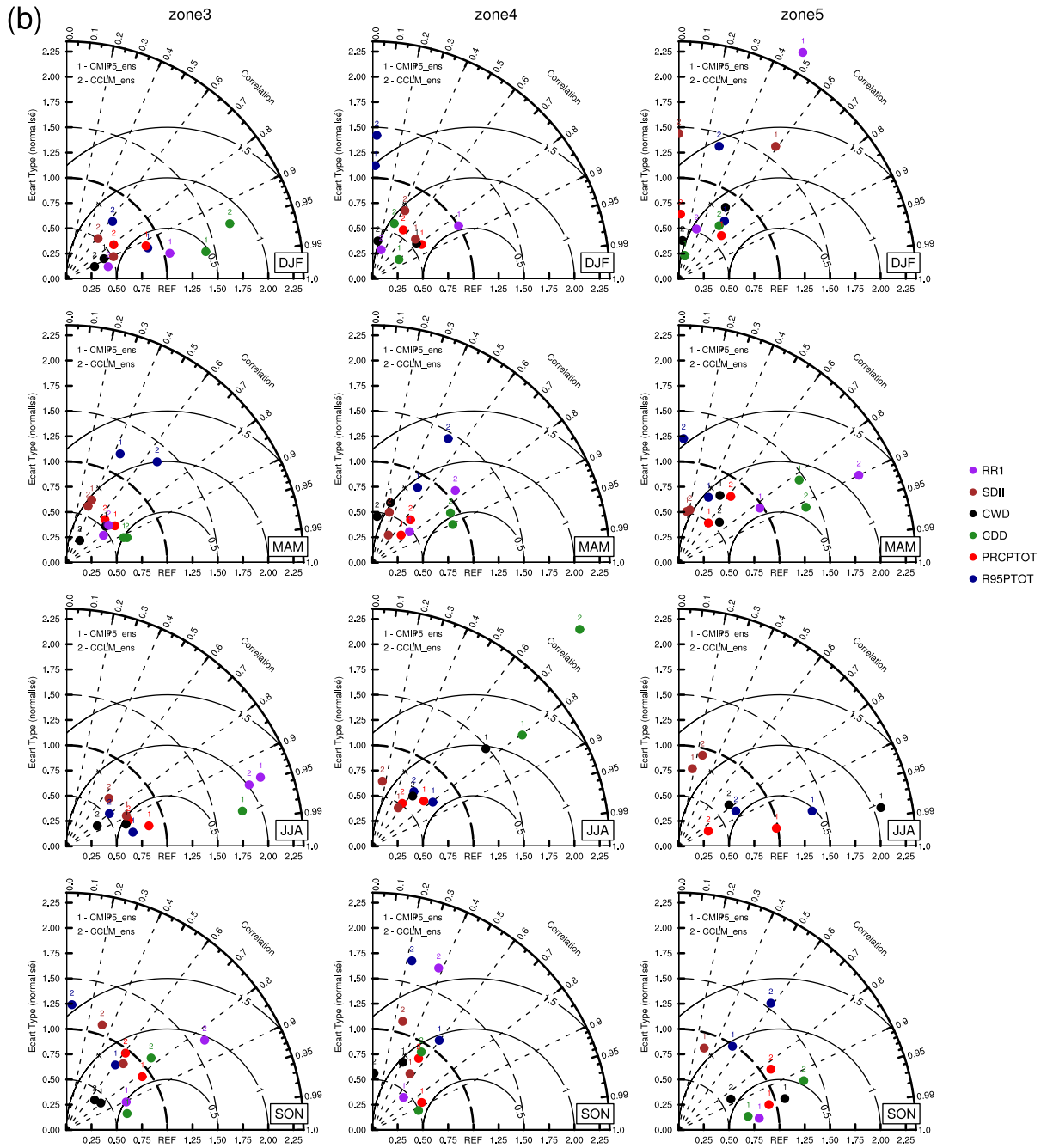


Figure 32 – Suite Figure 32, pour les zones 3, 4 et 5

d’observations (OBS). Sur le grand domaine de l’AC ainsi que dans les cinq sous zones d’analyse, CCLM_ens et CMIP5_ens produisent des résultats globalement satisfaisant (avec généralement des valeurs de PCC supérieures à 0.60 et de valeurs de RMSE inférieures à 1,5). Toutefois, ces résultats restent très contrastées avec des performances dépendant à la fois de l’indice considéré, de la saison et de la zone d’analyse. En outre, avec des valeurs d’écart types des modèles généralement éloignés de la ligne de référence (de plus de 0.25 en valeur absolue) au cours des saisons, il y a lieu de souligner la forte variation de l’amplitude des différents indices de précipitation simulés à la fois

par CCLM_ens et CMIP5_ens. Cette dernière suggère une forte variabilité spatiale des indices de précipitation simulés respectivement par le modèle régional CCLM et les modèles globaux CMIP5.

3.2.1.1 Distribution spatiale des PRCPTOT

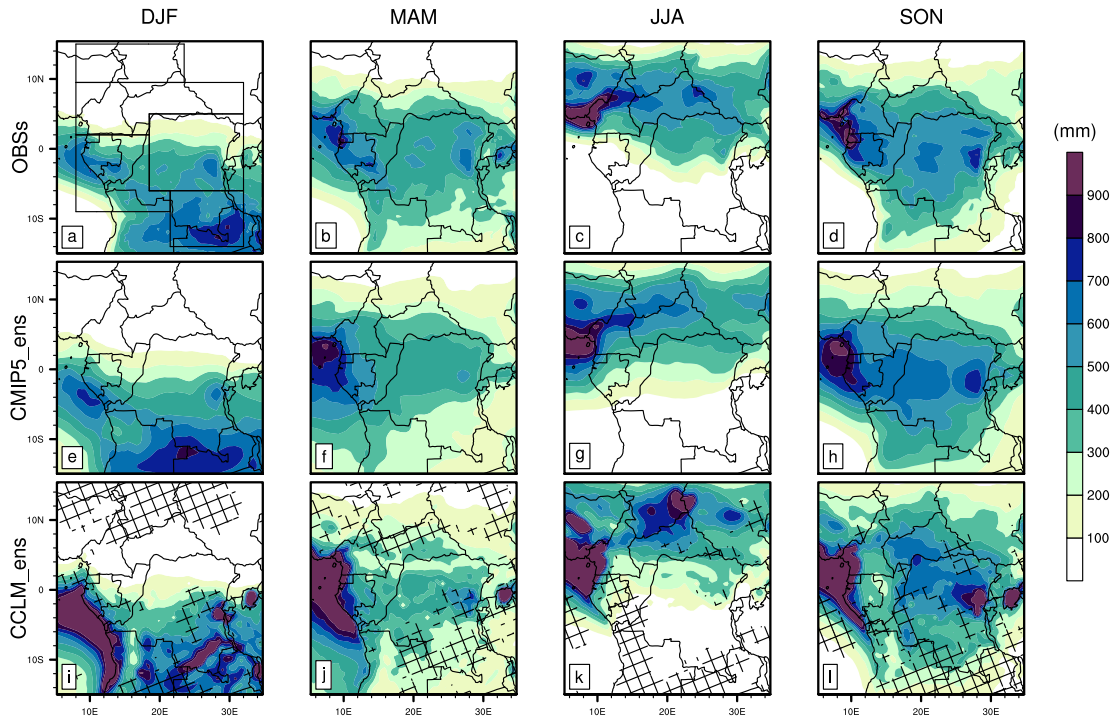


Figure 33 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la quantité totale de précipitations des jours humides (PRCPTOT ; en mm), à partir de l’OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d’échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

La Figure 33 représente les distributions spatiales à moyenne saisonnière de PRCPTOT. La structure de PRCPTOT produite par l’OBS (Fig 33a-d) est quasi similaire à celle des précipitations moyenne (Fig 25), avec des maxima localisés sur la Zambie en DJF, sur les côtes Guinéennes en MAM et sur les côtes Camerounaises en JJA et SON. Dans toutes les saisons, les maxima de PRCPTOT enregistrés sont supérieures à 700 mm.

Par rapport à l’OBS, CCLM_ens (Fig 33i-l) et CMIP5_ens (Fig 33e-h) capturent raisonnablement les principales caractéristiques de PRCPTOT. En particulier, la migration de la bande des totaux des précipitations est relativement bien reproduite par CCLM_ens et CMIP5_ens. La plupart de corrections/améliorations apportées par CCLM_ens à CMIP5_ens durant les saisons, à lieu sur la représentation des minima de PRCPTOT. Cependant, il convient de mentionner que dans l’ensemble CCLM_ens sous-estime légèrement l’amplitude de PRCPTOT, bien que des pics localisés des valeurs qui surestiment celles de l’OBS soient observés près de la Chaîne des mon-

tagnes du Mitumba en DJF et SON, et près des hautes terres à la frontière Sud entre la Tchad et le Soudan en JJA. Ces biais notables peuvent être liés à la représentation de la topographie par le modèle CCLM. En fait, Kotlarski et al. (2014) ont soutenu que la surestimation des modèles pourrait être liée aux effets d'une topographie non lissée des modèles, entraînant de forts gradients entre les mailles voisines et la génération de vagues à petite échelle. Cela peut entraîner une condensation prématurée de la vapeur d'eau avec des précipitations précoces lorsque l'air humide est soulevé au-dessus d'une zone montagneuse (Bucchignani et al., 2017).

3.2.1.2 Distribution spatiale des R95PTOT

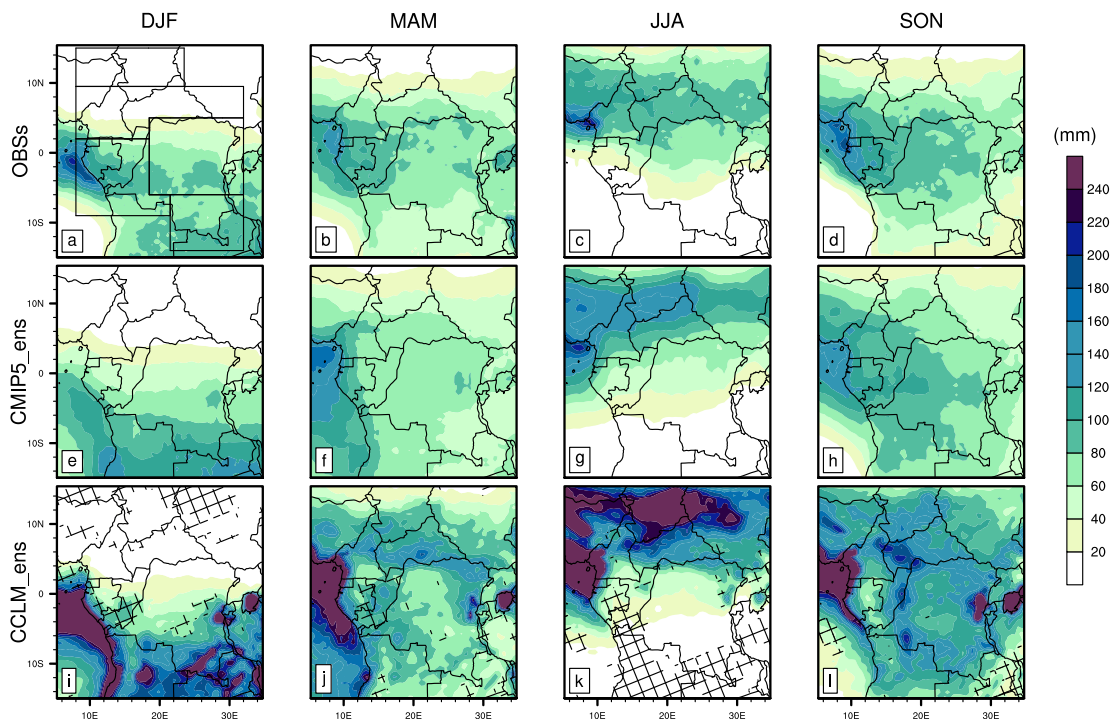


Figure 34 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la quantité totale de précipitations supérieure au 95^{ème} percentile les jours humides (R95PTOT ; en mm), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

Comme pour les PRCPTOT, à la Figure 34 on obtient une structure similaire dans la distribution spatiale des précipitations supérieure au 95^{ème} percentile R95PTOT produit à partir de l'OBSs (Fig 34a-d).

Une fois de plus, CMIP5_ens (Fig 34e-h) et CCLM_ens (Fig 34i-l) capturent de manière satisfaisante les configurations de R95PTOT, mais globalement, les résultats simulés par CMIP5_ens sont plus proches des observations. Durant l'année, CCLM_ens surestime l'OBSs, et en particulier

dans la zone 1 où on a enregistré les valeurs des RMSE de R95PTOT très grandes se retrouvent hors du diagramme et parfois impossible à visualiser (Fig 32 ; Zone 1). Signalons aussi que, ces surestimations de R95PTOT par CCLM_ens seraient aussi à l'origine des pics de PRCPTOT enregistrés à la figure 33i-l. Néanmoins, sur la base de l'analyse de la valeur ajoutée, on observe quelques améliorations que CCLM_ens apporte à CMIP5_ens sur le domaine de l'AC, notamment au nord du domaine en DJF et au sud du domaine en JJA. Ces résultats renforcent l'idée présentée par Di Luca et al. (2012), qui ont rapporté que les MCRs peuvent résoudre de manière adéquate les processus et les rétroactions qui s'opèrent à une résolution inférieure à celle de la grille des MCGs.

3.2.1.3 Distribution spatiale des SDII

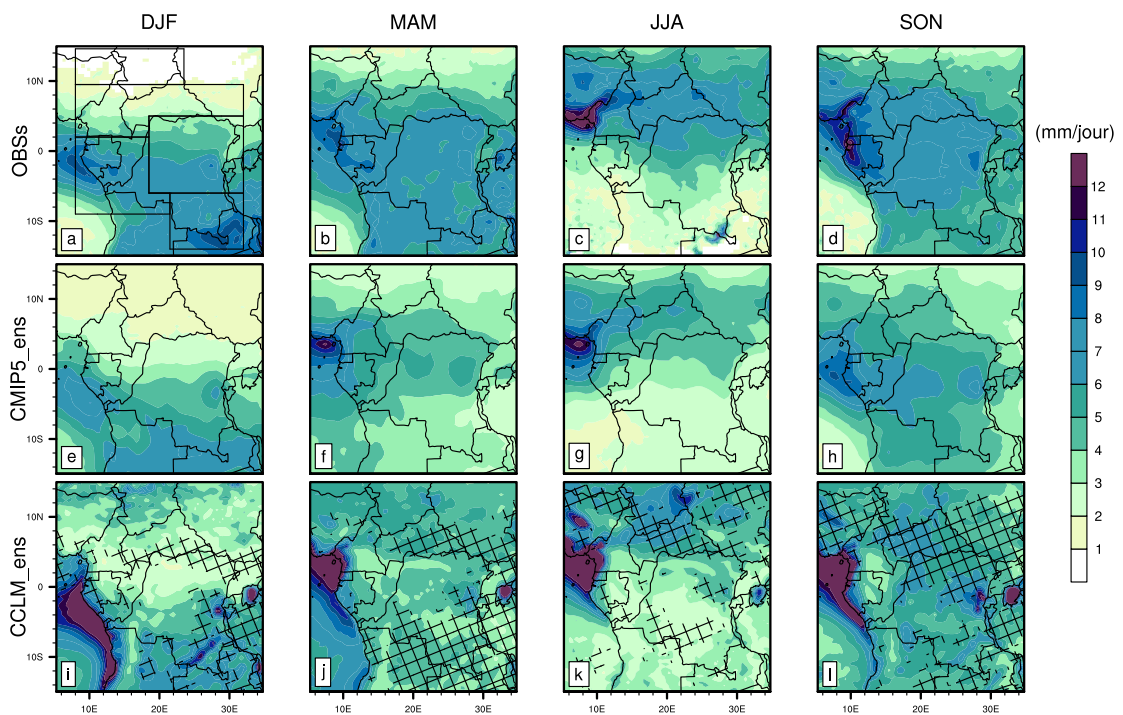


Figure 35 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de l'intensité des jours de pluie (SDII; en mm/jour), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

Concernant les SDII, l'OBSs (Fig 35a-d) présente les précipitations les plus intenses situées tout au long de l'extension de la ZCIT au cours des saisons, à l'instar des distributions spatiales de PRCPTOT et de R95PTOT.

Par rapport à l'OBSs, CMIP5_ens sous-estime l'amplitude des SDII tout au long de l'année, avec des réductions (biais secs) de l'ordre de 1 à 2 mm/jour dans la région de maximum (Fig

35e-h). CCLM_ens quant à lui, simule dans l'ensemble une sous-estimation (surestimation) des SDII dans les zones 2, 3, 4 et 5 (zone 1 et sur l'océan) au cours des saisons (Fig 35i-l). On remarque une grande coïncidence entre les régions où les SDII sont sous-estimées (sur-estimées) et celles où les précipitations totales PRCPTOT sont sous-estimées (sur-estimées) par CCLM_ens (Fig 33i-l). Étant donné que l'intensité des jours de pluie est l'une des sources majeures qui contribuent fortement aux précipitations totales (Camberlin et al., 2009), et qu'elle est sur-estimée/sous-estimée par le modèle aux cours des saisons, il y a lieu de mentionner que les biais humides/secs signalés au niveau de PRCPTOT pourraient être liés aux événements plus ou moins intenses simulés par CCLM_ens. Bien que globalement CCLM_ens n'améliore pas systématiquement les biais générés par CMIP5_ens pour les indices SDII, des corrections plutôt conséquentes sont observées dans chacune des saisons, traduisant une fois de plus de la valeur ajoutée à CMIP5_ens par CCLM_ens.

3.2.1.4 Distribution spatiale des RR1

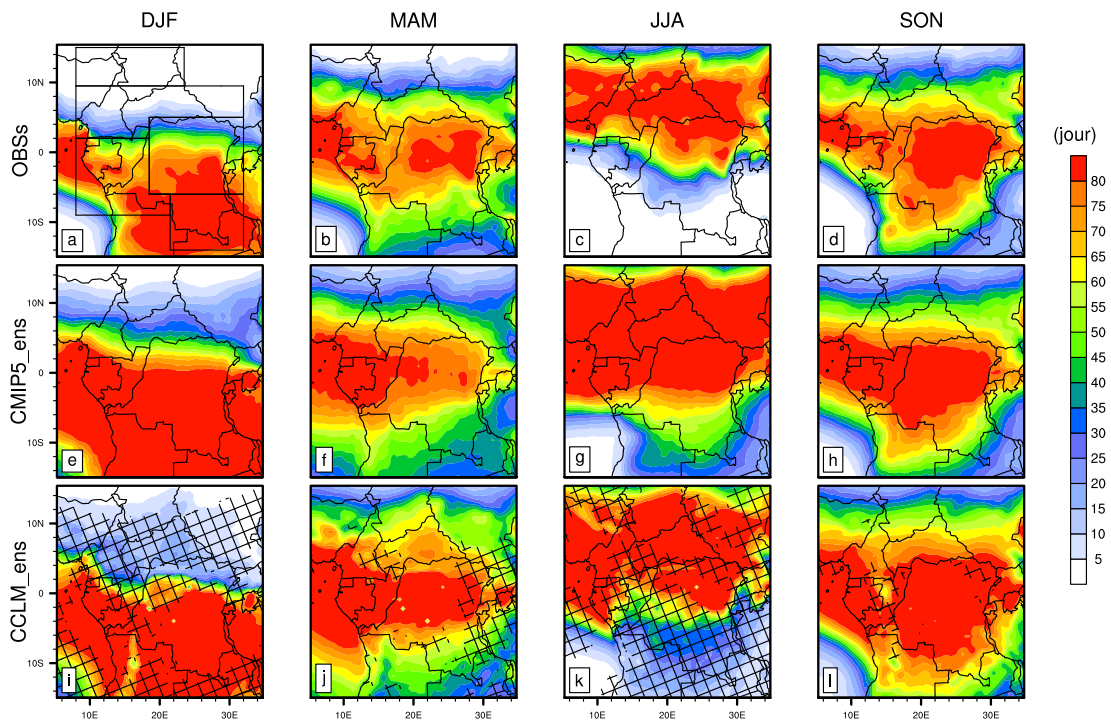


Figure 36 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de la fréquence des jours de pluie (RR1 ; en jour), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

Pour ce qui concerne la fréquence des jours de pluie RR1, l'OBS présente des distributions spatiales du RR1 (Fig 36a-d) très cohérentes avec celles de PRCPTOT, car les régions des maxima (minima) des jours de pluie coïncident avec celles des maxima (minima) des précipitations totales.

On observe ainsi que durant les saisons de l'année, le maximum des RR1 est supérieur à 70 jours dans les régions situées au cœur de la bande pluvieuse.

Par rapport à l'OBS, CMIP5_ens (Fig 36e-h) et CCLM_ens (Fig 36i-l) donnent des distributions spatiales des RR1 avec la prédominance à la surestimation des jours de pluie. En revanche CCLM_ens parvient à mieux reproduire la structure globale des RR1 sur l'AC durant l'année. En effet, en raison notamment des valeurs de Biais/RMSE plus faibles et des valeurs de PCC supérieures à 0,85 au cours des saisons DJF, MAM et JJA (voir Fig 32 ; CA), CCLM_ens parvient à corriger sensiblement les biais des RR1 produit par CMIP5_ens sur l'AC, illustrant du même fait la valeur ajoutée de l'exercice de la réduction d'échelle. Il convient de mentionner que le comportement du modèle CCLM, qui consiste à sur-estimer la fréquence des jours de pluie mais sous-estimer l'intensité des événements pluvieux (SDII) dans la plupart des régions est typique de la plupart des modèles MCGs et MCRs (Crétat et al., 2014 ; Diallo et al., 2016 ; Vondou et Haensler, 2017 ; Sonkoué et al., 2018 ; Fotso-Nguemo et al., 2018, 2019 ; Tamoffo et al., 2019 ; Fotso-Kamga et al., 2020).

3.2.1.5 Distribution spatiale des CWD

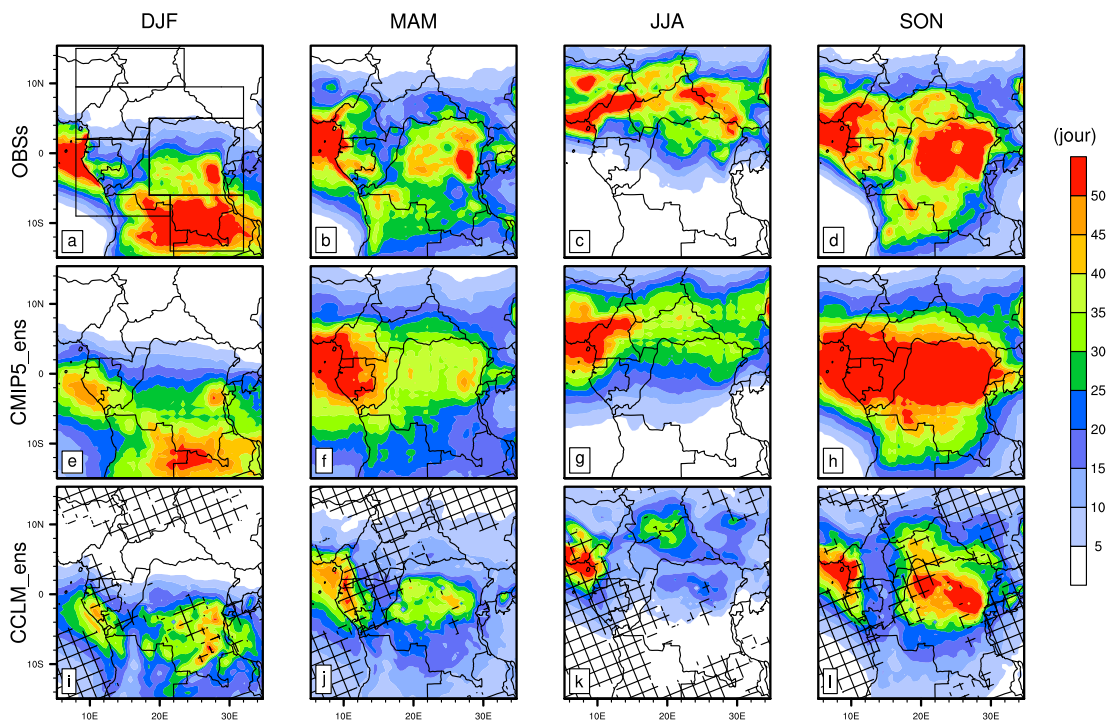


Figure 37 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du nombre de jours humides consécutifs (CWD ; en jour), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

Dans le même sillage mais pour la fréquence des jours humide consécutifs CWD (Fig 37), l'OBSs (Fig 37a-d) présente des profils assez semblables à ceux de RR1 présentés à la figure 36. En effet, les plus longues séquences humides sont pour la plupart observées autour des régions montagneuses de l'AC et des régions côtières proches du Cameroun, avec des valeurs maximales de CWD proche de 50 jours.

CMIP5_ens (Fig 37e-f) restitue assez bien les distributions spatiales des CWD présentées par l'OBS, générant des différences relativement faibles sur l'AC, et en particulier sur les régions où les séquences de CWD sont les plus longues. Cependant, CCLM_ens (Fig 37i-l) simule généralement mieux que CMIP5_ens les séquences de CWD inférieures à 30 jours, pourtant sous-estime de façon considérable le séquences de CWD supérieures à 35 jours représentées par l'OBSs. Ces sous-estimations des CWD pendant les saisons des pluies sur les régions de l'AC par CCLM_ens pourraient également être liées à la sous-estimation des précipitations totales simulées par le modèle (Fig 33i-l).

3.2.1.6 Distribution spatiale des CDD

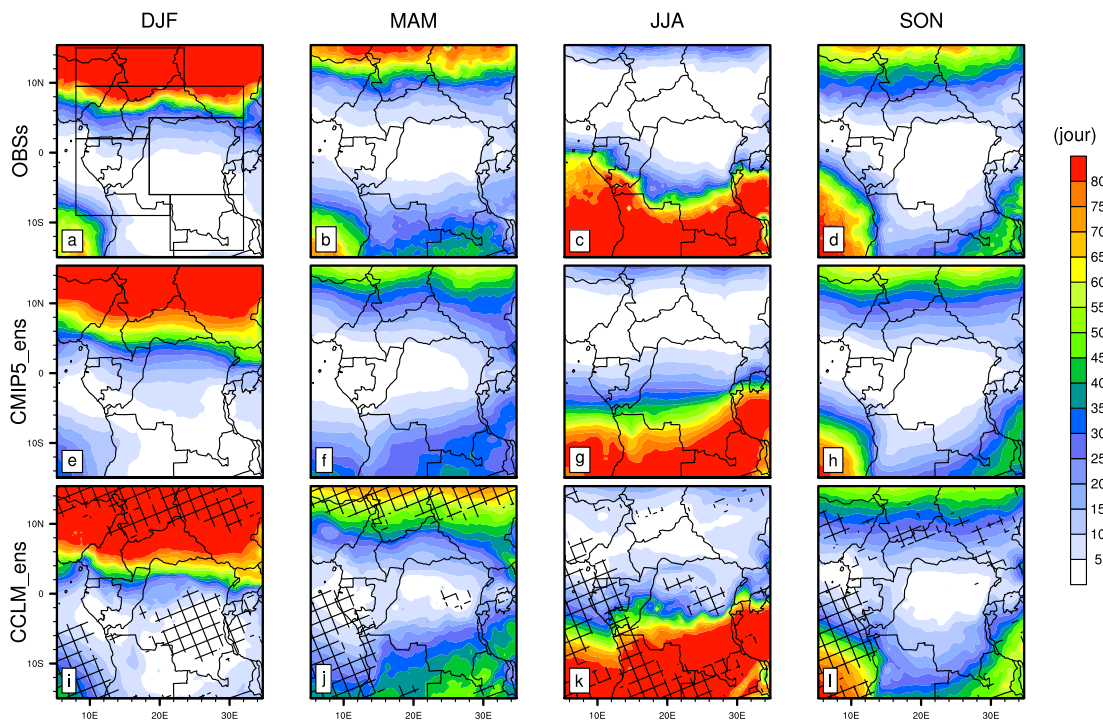


Figure 38 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du nombre de jours secs consécutifs (CDD; en jour), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

Pour la distribution spatiale de la fréquence des jours sec consécutifs CDD (Fig 38), l'OBSs

(Fig 38a-d) comme prévu montrent que les séquences sèches les plus courtes se produisent pendant les saisons des pluies sur les régions du domaine. Sur le continent, des séquences sèches de plus de 80 jours sont enregistrées pendant les saisons DJF et JJA (Fig 38a,c).

CMIP5_ens et CCLM_ens (Fig 38e-h et Fig 38i-l respectivement) montrent tous deux des distributions spatiales de CDD quasi similaires à celles de l'OBS au cours des saisons sur l'AC. Ici, on note une meilleure concordance entre CCLM_ens, CMIP5_ens et l'observation pendant les saisons MAM et SON. En fait, pendant ces deux saisons, CCLM_ens et CMIP5_ens produisent des simulations plus proches de celles de l'OBSs, avec des valeurs de PCC supérieures à 0,7 sur l'AC et sur la quasi totalité des zones (voir Fig 32). En revanche, on peut noter quelques lacunes dans la durée des séquences sèches simulées par CCLM_ens pendant les saisons DJF et JJA. Par exemple, l'extension des valeurs de CDD est trop importante sur la zone 2 en DJF et sur la zone 5 en JJA, ce qui conduit à des valeurs d'écart type de CDD généralement très importantes sur ces zones et sur l'AC, de sorte que les points représentant les CDD soient en dehors des limites du cadran et parfois non visibles (voir Fig 32).

En somme, il est intéressant de noter qu'en ce qui concerne les indices de précipitation, (CCLM_ens) montrent certaines améliorations par rapport aux jeux de données CMIP5_ens, mettant en évidence la valeur ajoutée qui est censée exister à de petites échelles spatiales (Dosio et al., 2015; Dieng et al., 2017; Vondou et Haensler, 2017; Fotso-Nguemo et al., 2017). En outre, CCLM_ens reproduit mieux les indices de précipitation quotidienne liés aux fréquences, ce qui est conforme à des études antérieures (Fotso-Nguemo et al., 2019; Fotso-Kamga et al., 2020).

3.2.2 Indices de température

Les indices de température sont usuellement utilisés pour étudier les changements dans les températures (Diedhiou et al., 2018) ou l'effet du réchauffement global sur les vagues de chaleur (Arnell et al., 2018).

Les diagrammes de Taylor pour les indices de température (Fig 39) donnent les résultats quantitatifs des performances de CCLM_ens (2) et CMIP5_ens (1) par rapport à ensemble moyen des données d'observations (constitué de MERRA2 et ERA5, qui au pas de temps journalier sont les deux sources des données de température disponible dans le cadre de cette thèse) sur l'AC et ses cinq zones. Globalement, CCLM_ens et CMIP5_ens produisent des résultats satisfaisants (avec des valeurs de PCC supérieures à 0.60 et des valeurs de RMSE inférieures à 1,5), à l'instar des résultats enregistrés avec les indices de précipitation (Fig 32). Cependant, dans ces diagrammes, on enregistre aussi des valeurs d'écarts types généralement éloignées de plus de 0.25 de la ligne de référence au cours des saisons, traduisant la forte variation de l'amplitude des différents indices de température simulés à la fois par CCLM_ens et CMIP5_ens. De plus, il est difficile de conclure que

les résultats de CCLM_ens sont meilleurs que ceux de CMIP5_ens, puisque au cours de l'année, les performances de ces deux ensembles de données dépendent à la fois de la zone d'analyse et de l'indice considéré.

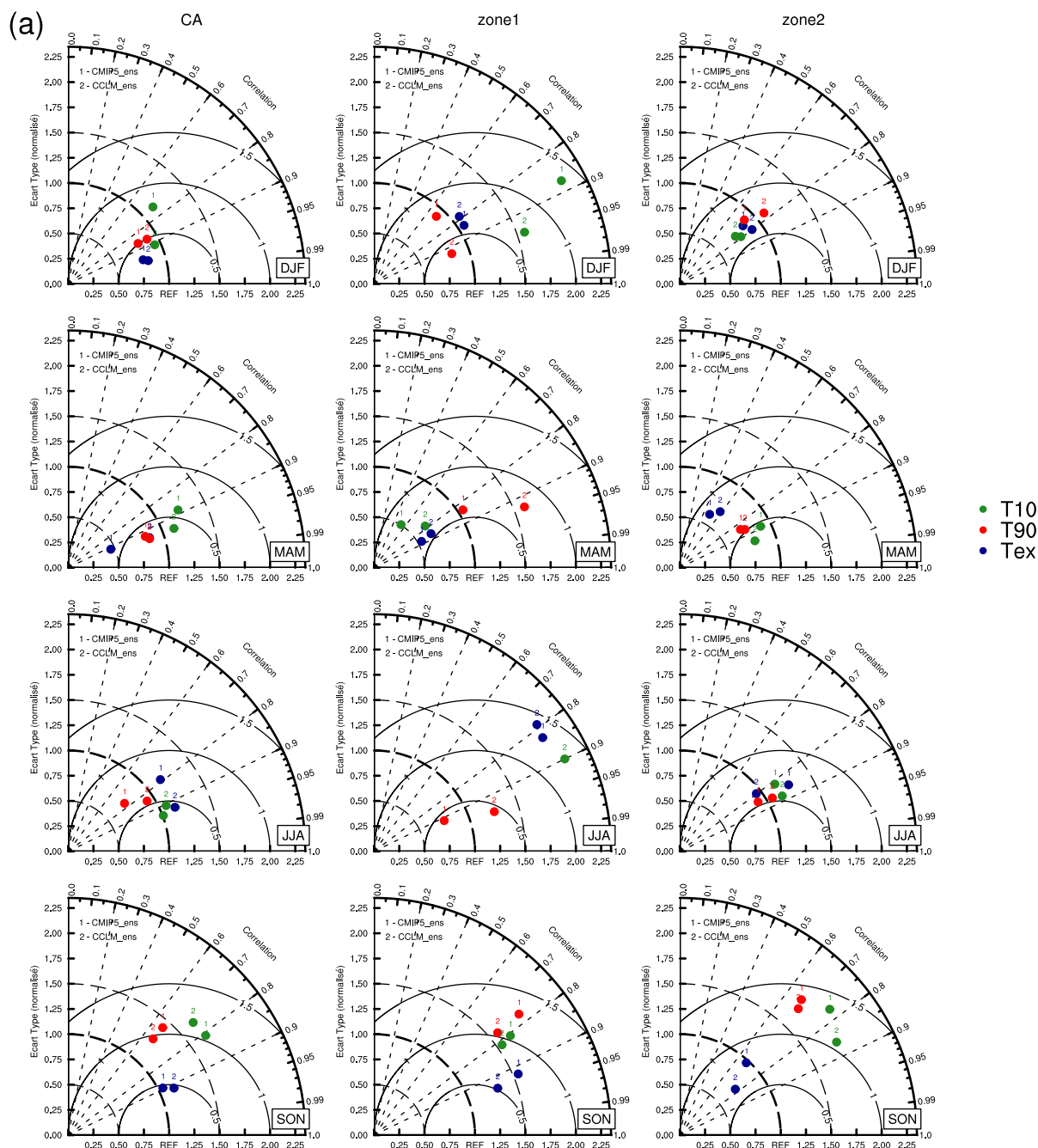


Figure 39 – Diagrammes de Taylor des moyennes saisonnières des indices de température, calculées pour la période 1989-2008, sur l’Afrique Centrale et les cinq zones. A partir des simulations CMIP5_ens (1) et CCLM_ens (2), sont présentées sur ces diagrammes les : T10 (couleur verte), T90 (couleur rouge), Tex (couleur bleue) et TC (couleur noire). L’ensemble moyen des données observations OBSs à été utilisé comme référence

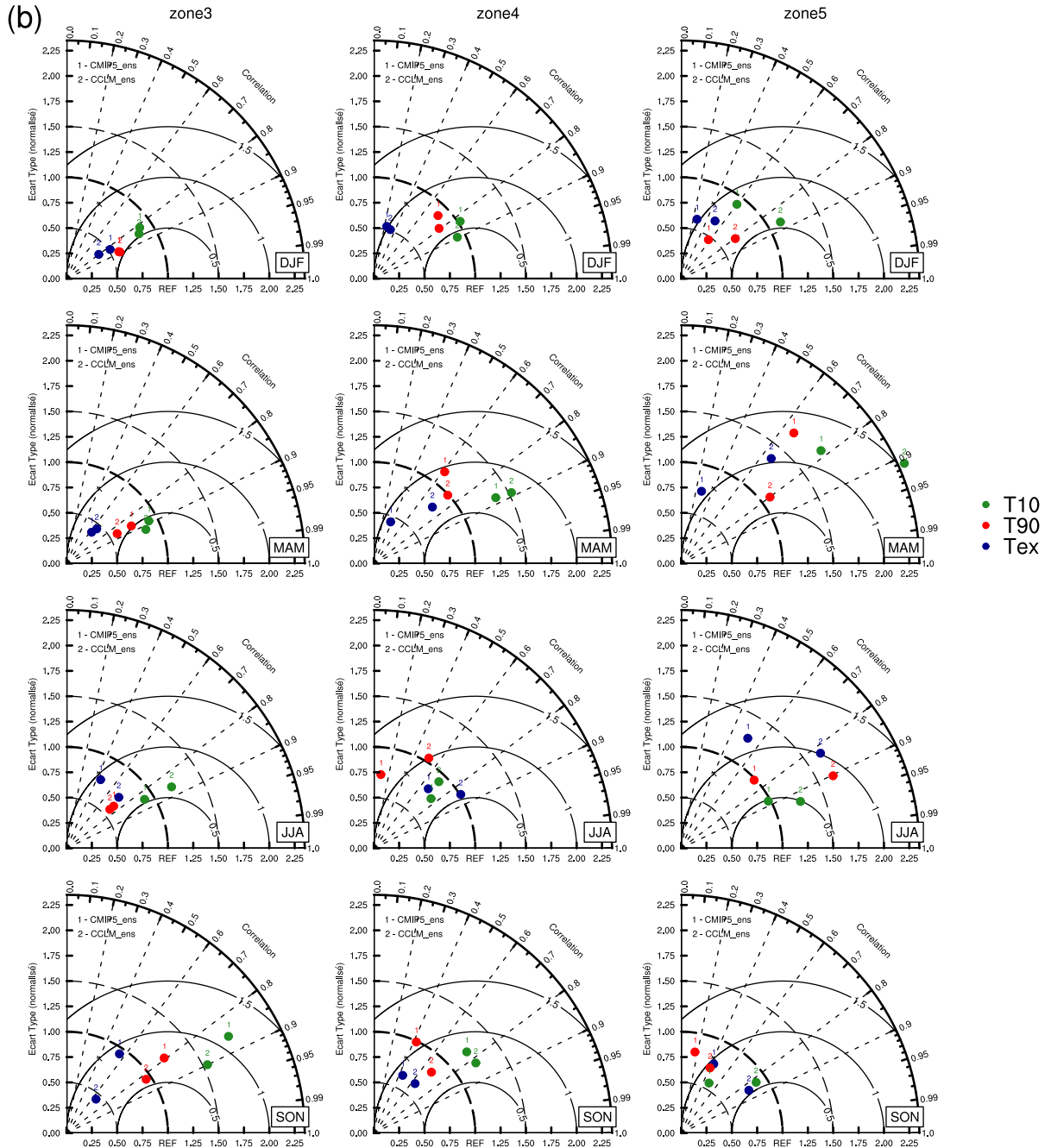


Figure 39 – Suite Figure 39, pour le zones 3, 4 et 5

3.2.2.1 Distribution spatiale des T10

La Figure 40 représente la distribution spatiale saisonnière du 10^{ème} percentile des températures obtenue à partir de L'OBS (Fig 40a-d), CMIP5_ens (Fig 40e-h) et CCLM_ens (Fig 40i-l). L'OBS affiche un profil montrant un gradient croissant sud-nord des T10, similaire celui des températures moyenne de surface (Fig 26).

Durant l'année, CMIP5_ens et CCLM_ens capturent assez bien l'OBSs, en représentant les minima (inférieurs à 22°C) dans le Sud du domaine et les maxima (proche de 25°C) dans la

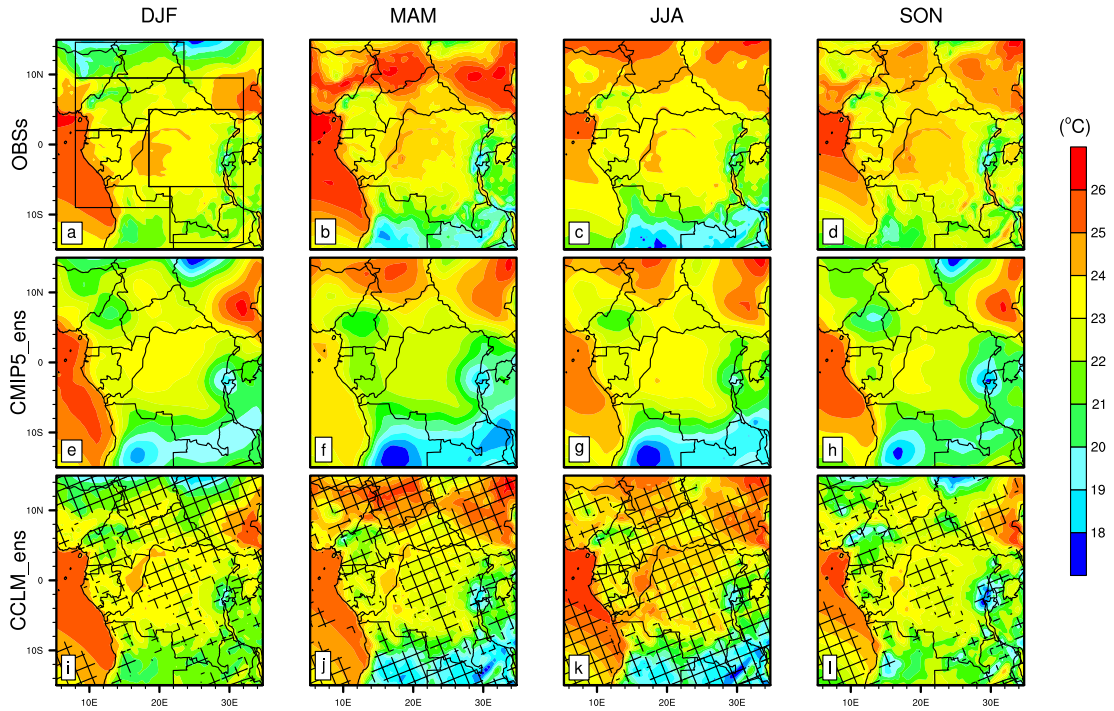


Figure 40 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du 10^{ème} percentile des températures (T10; en °C), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

partie nord. Cependant, CMIP5_ens sous-estime nettement les valeurs des T10 sur l'Angola. Dans l'ensemble, on enregistre des améliorations du CCLM_ens par rapport CMIP5_ens, avec notamment des distributions spatiales plus proche de l'OBS et des valeurs de PCC supérieure à 0,8 au cours de l'année (voir Fig 39).

3.2.2.2 Distribution spatiale des T90

La distribution spatiale du 90^{ème} percentile des températures représentée par l'OBS (Fig 41a-d) montre également la conservation d'un gradient croissant de température selon qu'on va du sud vers le nord de l'AC, avec tout au long de l'année des maxima supérieur à 30°C localisés au dessus de 4°N.

Dans ce cas aussi, nous obtenons dans l'ensemble que CMIP5_ens (Fig 41e-h) et CCLM_ens (Fig 41i-l) reproduisent de manière satisfaisante les caractéristiques spatiales des T90 montrés par l'observation, mais sous-estiment leurs l'intensités. Globalement, CCLM_ens se montre apte à produire de la valeur ajoutée à CMIP5_ens, notamment en simulant mieux les minima (inférieurs à 23°C) au sud du domaine durant toutes l'année, et les maxima (d'environ 33°C) au nord au cours de la saison MAM.

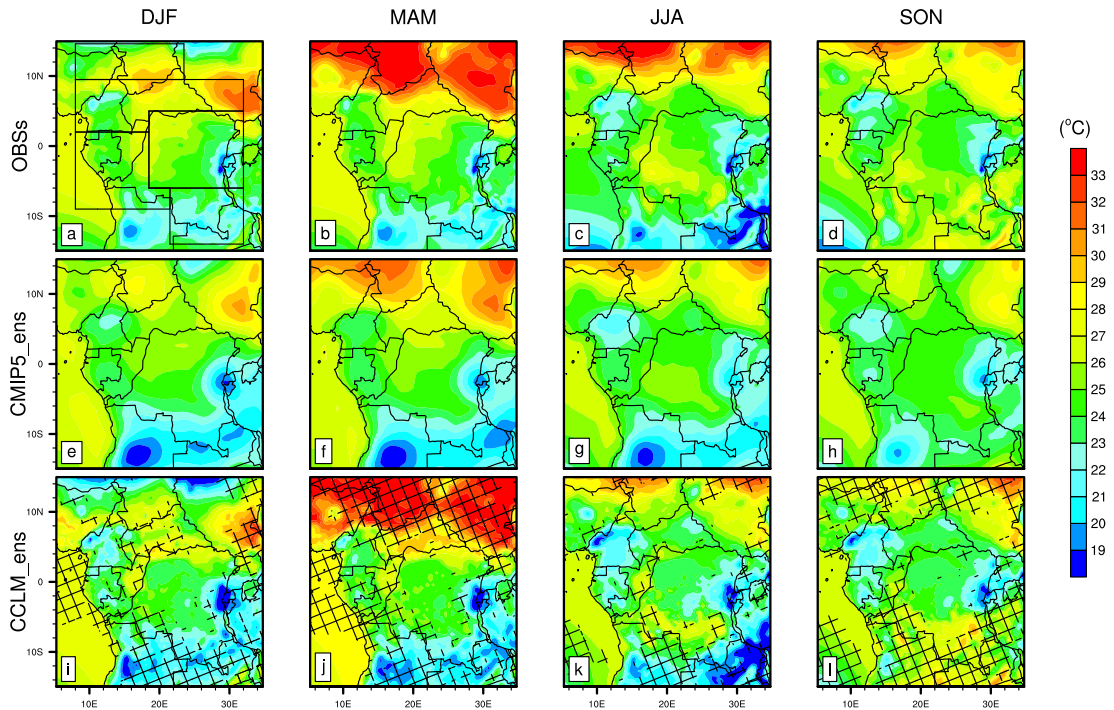


Figure 41 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) du 90^{ème} percentile des températures (T90; en °C), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

3.2.2.3 Distribution spatiale des Tex

La figure 42 représente les Tex, donnant ainsi les écarts entre les températures maximales et minimales sur l'AC au cours des saisons. L'OBS montre des maxima de Tex (variant entre 3,5 °C et 7,5 °C) principalement localisés au dessus de 10°N, et des minima (inférieur à 1,5°C) localisés dans les régions équatoriales (Fig 42a-d). Ces résultats indiquent un climat aux écarts assez réguliers entre les températures extrêmes (minimales et maximales) sur la plupart des régions de l'AC durant l'année.

CMIP5_ens et CCLM_ens réussissent à capturer l'emplacement des minima et des maxima des Tex, mais en retour surestime généralement de façon considérable leurs intensité (Fig 42e-h et Fig 42i-l). Par exemple, au dessus des régions équatoriales, on observe au cours de l'année des surestimations des Tex de l'ordre de 1 à 2 °C, cependant on note une meilleure représentation de celles-ci de la part de CCLM_ens dans ces régions. A contrario, les fortes valeurs des Tex sont mieux simulées par CMIP5_ens plutôt que par CCLM_ens.

Globalement, les indices de température (T10, T90 et Tex) sont reproduit de façon satisfaisantes par CCLM_ens et sont très cohérent avec les résultats obtenus avec les températures de surface (Fig 26). Toutefois, le modèle CCLM affiche certaines imperfections dans la représentation

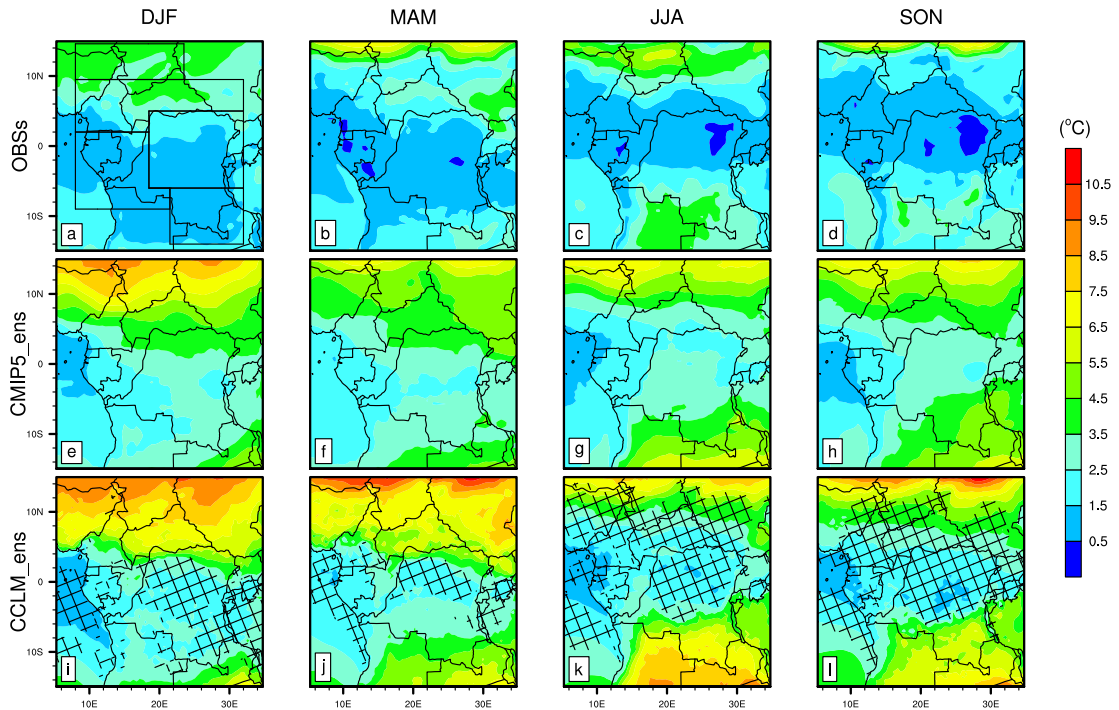


Figure 42 – Distribution spatiale de la moyenne saisonnière (sur la période 1989-2008) de l'écart entre les températures extrêmes (T_{ex} ; en $^{\circ}\text{C}$), à partir de l'OBSs (a-d), de CMIP5_ens (e-h) et de CCLM_ens (i-l). Les hachures indiquent les points de grille où il y a une valeur ajoutée par la réduction d'échelle dynamique de CMIP5_ens à CCLM_ens.

des caractéristiques des températures quotidiennes, bien qu'il faille préciser que dans les MCRs cela est souvent dû aux incertitudes qui peuvent exister entre les données d'observations (Panitz et al., 2014; Fotso-Nguemo et al., 2017), ou aux erreurs inhérentes héritées des MCG utilisées pour leur forçage (Vondou et Haensler, 2017).

3.3 Projection du climat de l'Afrique Centrale

De ce qui précède, il est clair que les simulations de CCLM parviennent à reproduire de manière satisfaisante la distribution géographique ainsi que les variations saisonnières des précipitations et des indices journaliers des précipitations sur l'AC. Dans cette partie, suivant le scénario d'émission des GES RCP8,5 et en nous référant aux différents niveaux du réchauffement global (NRG) 1,5 $^{\circ}\text{C}$, 2,0 $^{\circ}\text{C}$, 2,5 $^{\circ}\text{C}$ et 3,0 $^{\circ}\text{C}$, nous faisons des projections du climat moyen de l'AC à partir du modèle d'ensemble, CCLM_ens.

3.3.1 Changement dans la distribution spatiale des précipitations et des températures

3.3.1.1 Changements sur les précipitations

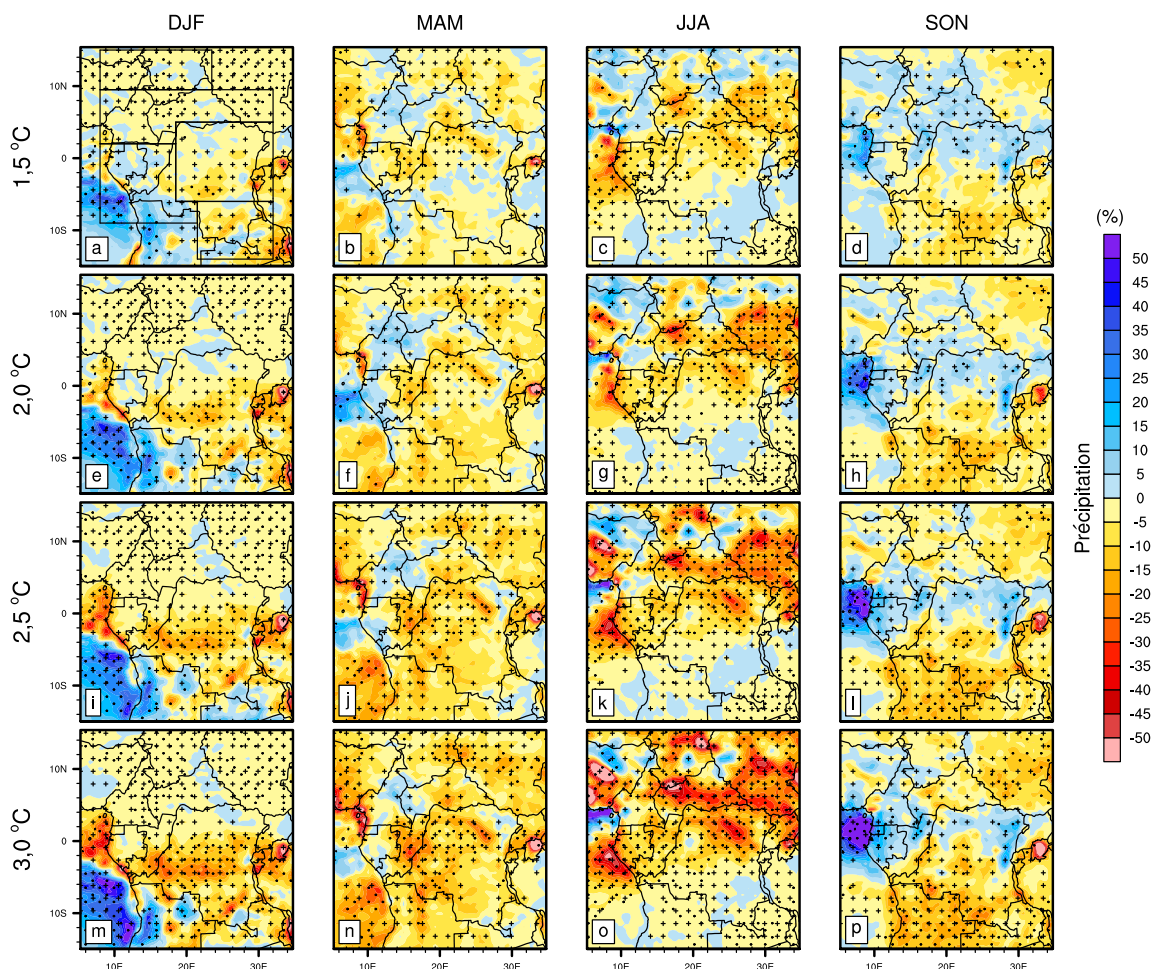


Figure 43 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les précipitations, suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0 °C (m-p). Les points (.) indiquent les changements significatifs à 95 % d’après le test de Student, et les croix (+) les changements robustes.

La Figure 43 représente les changements moyens des précipitations (en %) suivant les NRG (1,5 °C (Fig 43a-d) ; 2,0 °C (Fig 43e-h) ; 2,5 °C (Fig 43i-l) et 3,0 °C (Fig 43m-p)) sur l’AC. Les résultats des simulations de CCLM pour le NRG 1,5 °C prévoient principalement des changements (hausse/baisse) dans les précipitations de l’ordre de $\pm 20\%$ (soit environ ± 1 mm/jour) avec une prédominance à la réduction des précipitations durant les saisons. En fait, des projections à la hausse des précipitations les plus importantes sont observées sur la partie nord de l’Angola et sa zone côtière pendant la saison DJF, ainsi que sur les régions situées au nord de l’Équateur excepté le Soudan pendant la saison SON. Cependant, les réductions des précipitations les plus marquées sont enregistrées durant la saison JJA au sud de l’Angola, au nord de la RDC, en RCA, au Congo, au Gabon et sa zone côtière. Pour les NRG 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C, les résultats montrent très clairement qu’au fur à mesure que le réchauffement global croît la baisse des précipitations devient

plus significative et robuste, avec pour le NRG 3,0 °C une baisse des précipitations d'environ 20-50 % (soit 1-2 mm/jour) au nord l'Équateur en JJA. À contrario, avec l'accroissement du NRG, on observe une augmentation des précipitations sur le Gabon, la Guinée Équatoriale, le sud du Cameroun et sa région côtière en SON, puis sur l'Océan près des côtes Zambienne en DJF.

Nos résultats sont en accord avec ceux de Mariotti et al. (2014) et Fotso-Nguemo (2018) qui respectivement avec les modèles RegCM4 et REMO ont montrés eux aussi une baisse généralisée des précipitations sur l'AC prévue pour la seconde moitié du XXI^e siècle (période concordante avec le NRG 3,0 °C). Ces derniers suggèrent toutefois que la diminution des précipitations peut être liée à la paramétrisation du Schéma de surface terrestre, étant donné qu'en fonction du schéma convectif utilisé, une forte rétroaction des précipitations à l'humidité du sol pourrait produire la diminution des précipitations dans le MCR. En outre, nos résultats pour les NRG 1,5°C et 2°C sont assez similaires à ceux de Pokam et al. (2018), qui par une approche d'ensemble de 25 MCRs du projet CORDEX sur l'AC, ont prévu des précipitations à la baisse sur la quasi-totalité du domaine durant la saison MAM et à la hausse sur la partie nord du domaine durant la saison SON. Des études plus récentes sur l'AC, basées sur le modèle d'ensemble réalisé à partir de plusieurs MCRs ont conclu que la diminution ou l'augmentation des précipitations sur la région à la fin du XXI^e siècle pourrait être liée à la fréquence et à l'intensité des pluies journalières (Fotso-Nguemo et al., 2019; Fotso-Kamga et al., 2020; Mboka et al., 2020).

3.3.1.2 Changements sur les températures

La Figure 44 présente les changements sur les températures en fonction des différents NRG (1,5 °C; 2,0 °C; 2,5 °C et 3,0 °C). Indépendamment des NRG, le modèle CCLM projette des changements significatifs, robustes et essentiellement à la hausse des températures sur toute l'AC.

Pour le NRG 1,5 °C (Fig 44a-d), on enregistre au cours des saisons sur l'AC, des augmentations de température comprise entre 2-8 % (soit environ 0,5-2 °C). Par rapport au NRG 1,5 °C, on observe que chaque hausse du NRG de 0,5 °C (Fig 44, ligne 2-4) conduit à une hausse quasi-constante des températures d'environ 4 % (soit 1 °C). Ainsi pour le NRG 3,0 °C (Fig 44m-p), on observe durant l'année une hausse des températures allant de 6 % sur l'océan à 18 % sur le continent. Nos résultats sont en accord avec ceux de Pokam et al. (2018) qui tout en se limitant aux NRG 1,5 °C et 2,0 °C ont conclu que le réchauffement régional sur l'AC devrait être plus important que le réchauffement planétaire moyen, et que ce réchauffement ne devrait pas être spatialement uniforme sur l'AC.

L'analyse faite entre les distributions spatiales des températures (Fig 44) et celles des précipitations (Fig 43) sous les différents NRG ne montre visiblement pas de relation directe entre les hausses de température et les baisses de précipitation projetés sur l'AC. Ce qui suggère qu'à

l'échelle de l'AC, les températures locales influenceront très peu les précipitations locales et vice versa.

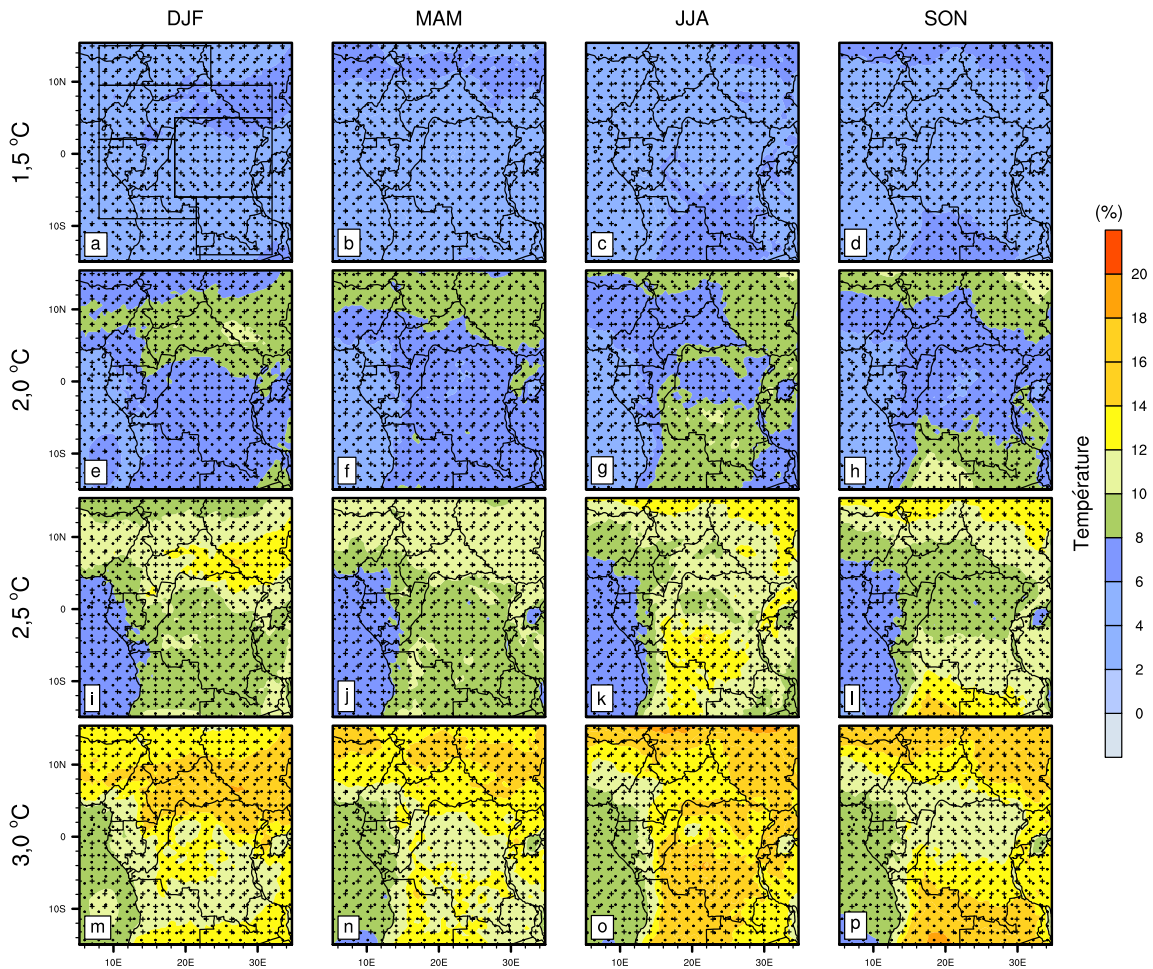


Figure 44 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les températures à 2m sol (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0 °C (m-p). Les points (.) indiquent les changements significatifs à 95 % d'après le test de Student, et les croix (+) les changements robustes.

3.3.2 Changements sur le cycle annuel des précipitations et des températures

Sur l'AC et sur nos cinq zones d'analyses, les changements climatiques dans les cycles annuels des précipitations (Fig 45) et des températures de surface (Fig 46) sont représentés. Les traits de couleurs représentent les simulations des changements pour les divers NRG (1,5 °C en noir, 2,0 °C en vert, 2,5 °C en bleu et 3,0 °C en rouge)

3.3.2.1 Changements sur le cycle annuel des précipitations

Dans le cycle annuel des précipitations (Fig 45), nous enregistrons une baisse généralisée des précipitations tout au long de l'année sur le domaine l'AC. En effet, quelque soit le seuil du réchauffement global considéré, le modèle CCLM simule des changements à la baisse des précipitations

au cours des mois de l'année. On note toutefois, une accentuation de la baisse de précipitation à mesure que le NRG croit, ce qui est cohérent avec les résultats de la Figure 43. On remarque aussi que seule le NRG 3,0 °C peut conduire à une baisse de précipitation supérieure à 10 % durant les mois de l'année sur l'AC.

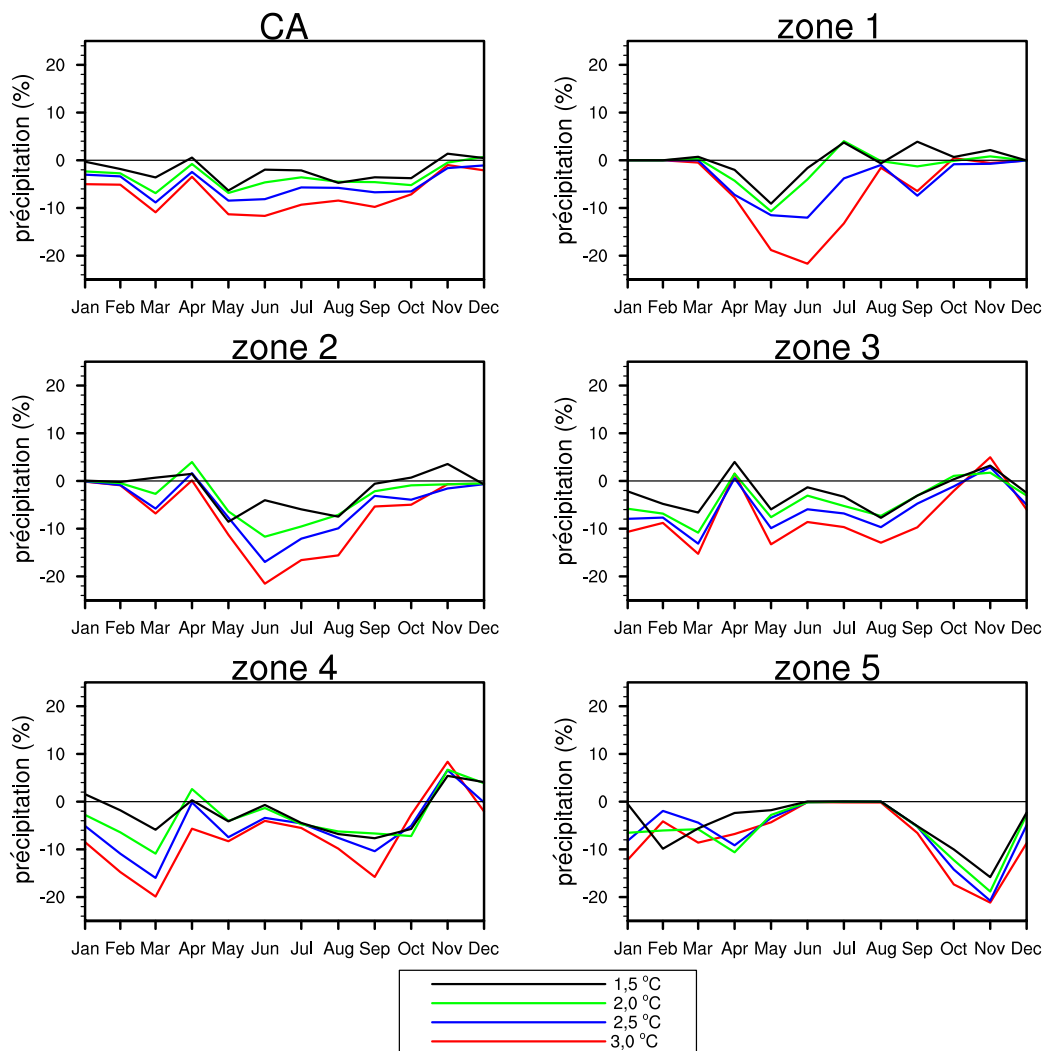


Figure 45 – Projection des changements sur le cycle annuel à moyenne mensuelle des précipitations (en %), en fonction des NRG : 1,5 °C (couleur noire), 2,0 °C (couleur verte), 2,5 °C (couleur bleue) et 3,0 °C (couleur rouge), suivant le scénario RCP8,5.

Dans les cinq zones du domaine, les projections à la baisse des précipitations sont assez typiques de celles obtenues sur l'AC, bien que certains détails locaux puissent différer d'une zone à l'autre. En nous référant notamment au NRG 3°C, nous enregistrons dans la zone 1 les plus fortes baisses de précipitations de 22 % (soit 0.6 mm/jour) au mois de juin (période du démarrage des pluies dans la partie nord de l'AC), ce qui suggère un retard dans le début de la saison des pluies dans la région. Dans la zone 2, le déficit pluviométrique le plus important (compris entre 16 et 22 %) est observé au cours de la saison des pluies JJA. Dans les régions zones 3 et 4, la distribution bimodale du cycle annuel des pluies persiste dans les simulations du modèle CCLM, bien que plus souvent

marquée de la réduction des précipitations. Quant à la zone5, le déficit pluviométrique le plus tria est observé durant le mois de Novembre, avec une régression d'environ 20 %. Toutefois, il convient de souligner qu'aucun signal de changement perceptible des précipitations n'est produit par les différents NRG pendant la saison JJA (saison sèche), ce qui suggère un éventuel allongement de la saison sèche dans la zone5.

En somme, la Figure 45 prévoit une baisse généralisée des précipitations dans le cycle annuel et particulièrement durant les saisons des pluies. Tel que suggéré aussi bien par Fotso-Nguemo et al. (2019) que par Mboka et al. (2020), Cette baisse de précipitation sur le cycle saisonnier de la pluviométrie laisse entrevoir d'une part une baisse des séquences humides et d'autre part l'occurrence des séquences sèche plus longue.

3.3.2.2 Changement sur le cycle annuel des températures

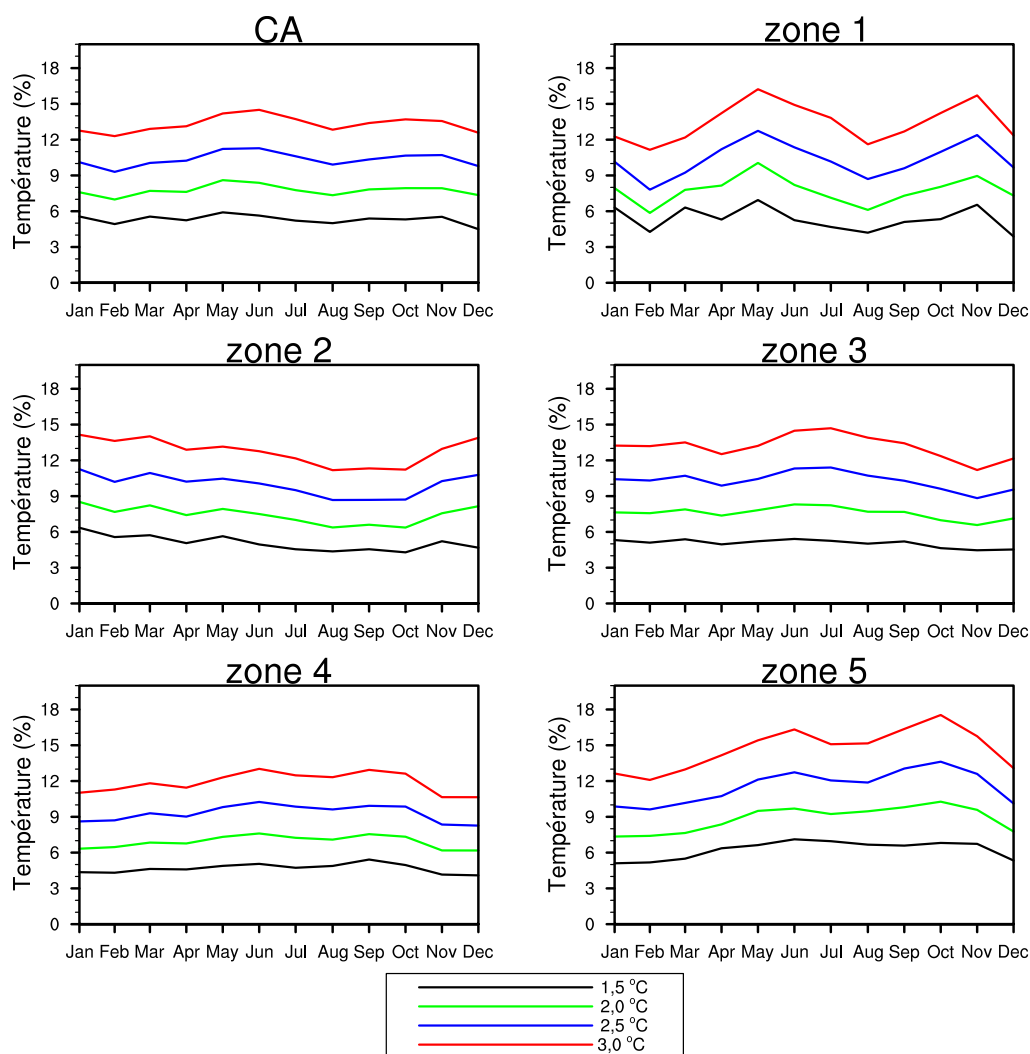


Figure 46 – Projection des changements sur le cycle annuel à moyenne mensuelle des températures à 2m du sol (en %), en fonction des NRG : 1,5 °C (couleur noire), 2,0 °C (couleur verte), 2,5 °C (couleur bleue) et 3,0 °C (couleur rouge), suivant le scénario RCP8,5.

Pour les températures (Fig 46), les changements dans le cycle annuel prévoient qu'une hausse du NRG produirait une hausse quasi-uniforme des températures au cours des mois sur l'AC et ses cinq sous zones (en particulier dans les zones 2, 3, et 4 qui constituent les régions équatoriale où les courbes observées sont presque parallèle). Ceci signifie également que la structure du cycle annuel des températures sera conservée sous l'effet du réchauffement global, cependant l'amplitude des températures hausserait proportionnellement au NRG. Ainsi, sur l'AC et les cinq sous zones d'étude, une hausse d'environ 4-6 % est produite pour le NRG 1,5 °C, et s'accroît d'environ 2-4 % pour toutes hausses du NRG de 0,5 °C. Ces augmentations de température sur l'AC sont susceptibles de raccourcir la période de retour des vagues de chaleur tout en augmentant leur durée et leur intensité (Russo et al., 2016 ; Dosio et al., 2018).

En outre, les hausses de la température enregistrées ici sur le cycle annuel pourraient accroître le risque des stress de chaleur pour les populations de l'AC, et en particulier ceux de la zone 1 qui pourront expérimenter des augmentations de température d'environ 1,8 °C pour le NRG 1,5 °C, de 2,7 °C pour le NRG 2,0 °C, de 3,6 °C pour le NRG 2,5 °C et de 4,8 °C pour le NRG 3,0 °C. Rohat et al. (2019) ont trouvé que les villes africaines sont particulièrement susceptibles d'être exposées à des chaleurs excessives dans les prochaines décennies, pouvant entraîner de nombreux problèmes de santé allant des crampes de chaleur à la mort. Leurs résultats ont aussi montré que les villes les plus exposées sont situées en Afrique de l'Ouest et en Afrique centrale, ceci en raison de l'émergence des conditions de chaleur dangereuses combinées à une croissance constante de la population en milieu urbain.

3.3.3 Changements sur la Variabilité intra-saisonnière des précipitations

En fonction des NRG 1,5 °C , 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C, les changements futurs sur la variabilité intra-saisonnière des précipitations journalières sont représentés par les diagrammes d'Hovmöller (Fig 47). Cette figure présente à la fois l'évolution méridienne des précipitations dans le passé récent (contours en noir), et les changements de l'évolution méridienne des précipitations (en palettes de couleur) suivant le scénario RCP8,5.

Dans les différentes simulations, le mouvement nord/sud de la ZCIT est toujours visible. La progression latitudinale de la ZCIT (bande pluvieuse) est conservée bien qu'avec une régression notable sur l'ampleur des précipitations, et que cette baisse des précipitations s'accroît avec le NRG croissant. Indépendamment du NRG, la ZCIT est observée dans toutes les simulations en dessous de 10°S entre Janvier et Février, puis monte graduellement vers le nord jusqu'à atteindre son point le plus haut autour du mois d'Août, avant d'entamer son retrait vers le sud autour du mois de Septembre.

Les changements les plus importants et les plus cohérents entre les simulations des divers NRG se situent sur deux volets :

- la baisse généralisée des précipitations au niveau des lignes de contour allant de 1 mm/jour et 5 mm/jour, qui traduit une tendance au rétrécissement de la ZCIT sur le continent (Mariotti et al., 2014), et
- la réduction d'amplitude des précipitations (allant de 20 % du NRG 1,5 °C à 40 % au NRG 3,0 °C) au coeur de la ZCIT de Mai à Septembre, ce qui suggère d'une part un retard du saut de mousson et d'autre part un retard dans le démarrage de la saison des pluies (Seth et al. (2011)).

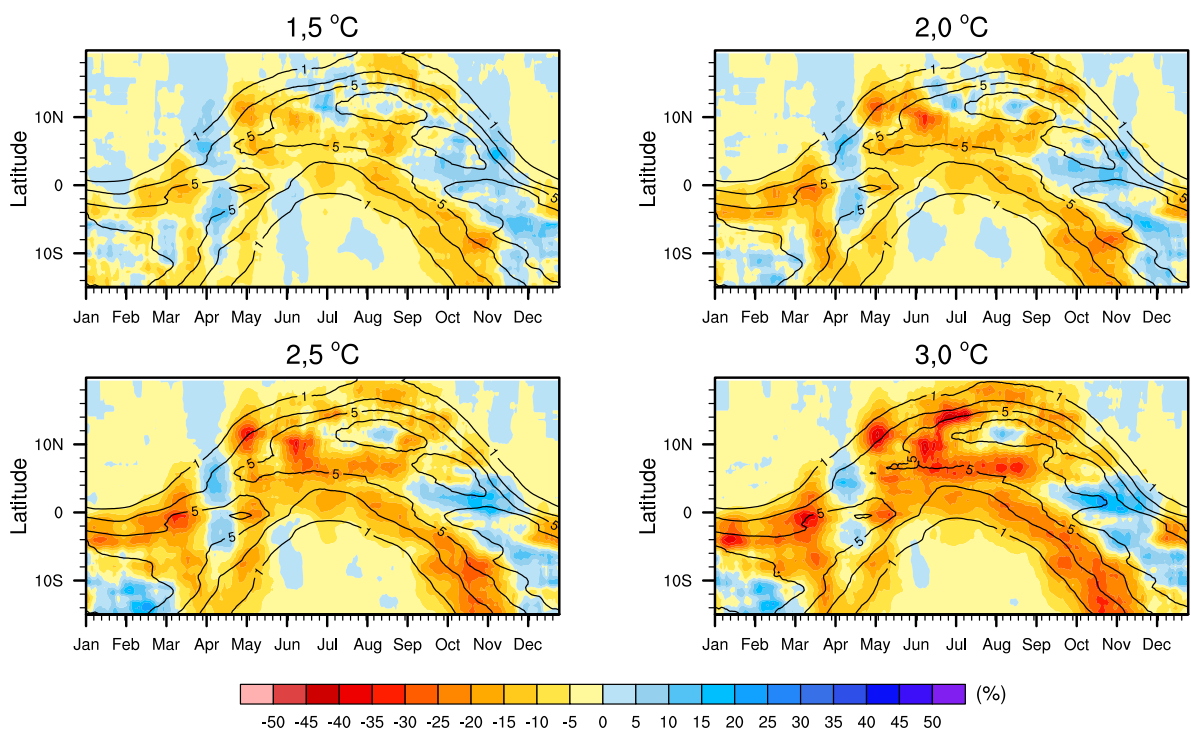


Figure 47 – Projection des changements sur la variabilité intra-saisonnière des précipitations (en %), en fonction des NRG 1,5 °C , 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C, et suivant le scénario RCP8,5. Les contours en noir représentent la moyenne des précipitations (en mm/jour) dans le passé récent (1971-2000). Un filtre passe bas sur la moyenne des données sur 20 jours a été appliqué pour éliminer la variabilité des hautes fréquences

3.3.4 Changements sur les indices journaliers des précipitations

Les projections des changements prévus pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C, sur les indices journaliers des précipitations (PRCPTOT, R95PTOT, SDII, RR1, CWD et CDD) en % sont présentés dans cette section.

3.3.4.1 Changements sur les PRCPTOT

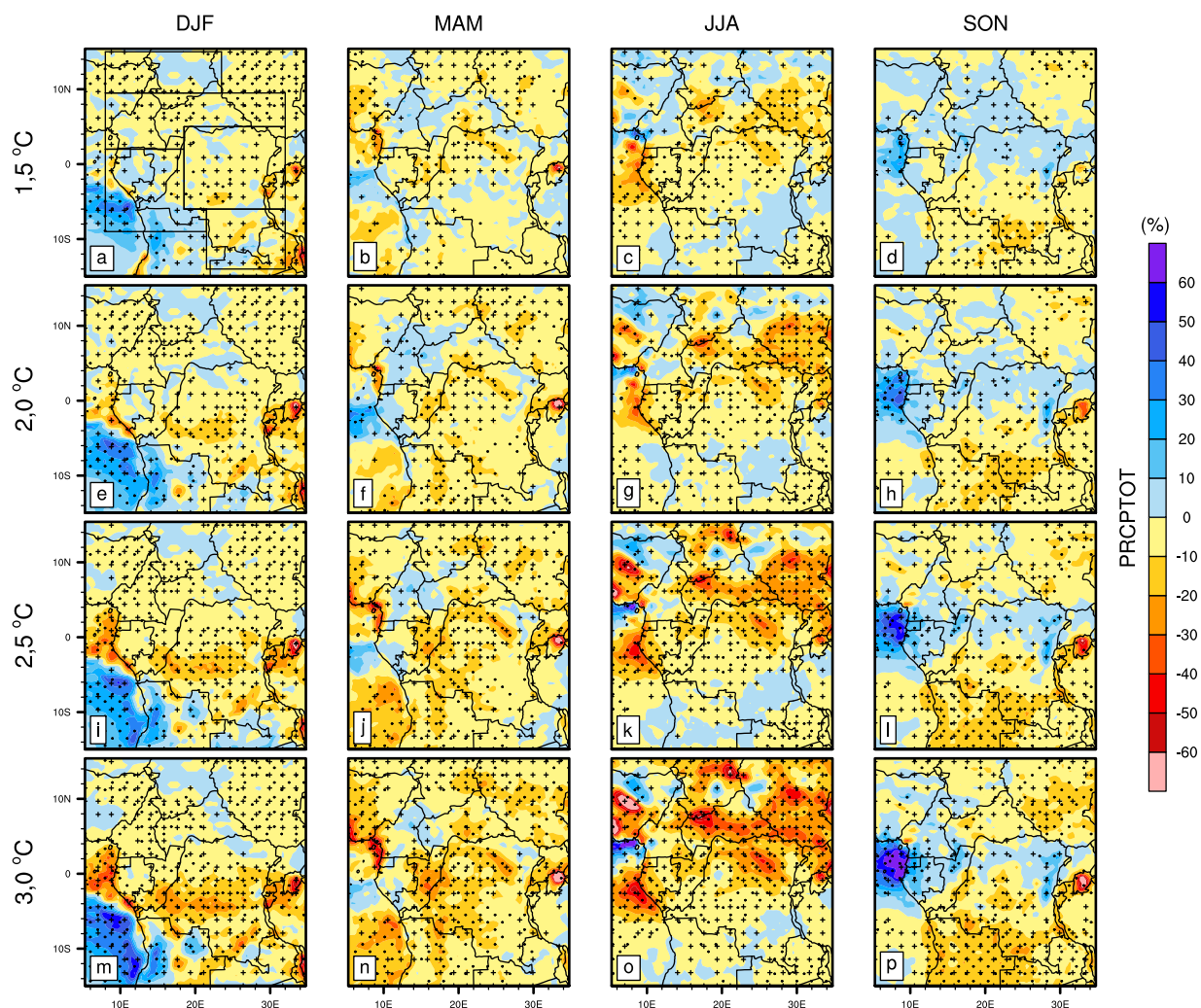


Figure 48 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les PRCPTOT (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0 °C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

Les changements prévus dans la distribution spatiale des PRCPTOT (Fig 48) sont quasi-similaire à ceux des précipitations (Fig 43), avec des réductions de PRCPTOT significatives et robustes tout au long de l'année sur l'AC, où au cours de la saison JJA on relève les valeurs les plus élevées, d'environ 20 % pour le NRG 1,5 °C (Fig 48c), 30 % pour le NRG 2,0 °C (Fig 48g), 35 % pour le NRG 2,5 °C (Fig 48k) et 40 % pour le NRG 3,0 °C (Fig 48o). En général, tout au long de l'année, les changements sur PRCPTOT suggèrent que la majeure partie de l'AC serait exposée à des risques plus élevés de sécheresse sous l'effet de l'augmentation des NRG. Cependant, une légère hausse est observée le long de l'équateur durant la saison SON et au nord de l'Angola durant la saison DJF. De même, sur l'océan proche du Cameroun (dans la saison SON) et proche de l'Angola (dans la saison DJF), on enregistre une hausse significative et robuste des PRCPTOT qui croissent au fur et à mesure avec le NRG à la hausse. Il convient de souligner

que l'augmentation des PRCPTOT qui se propagent dans toute la partie sud du Cameroun en SON (Fig 48l,p), est similaire aux résultats de Mboka et al. (2020) pour la fin de XXIe siècle.

3.3.4.2 Changements sur les R95PTOT

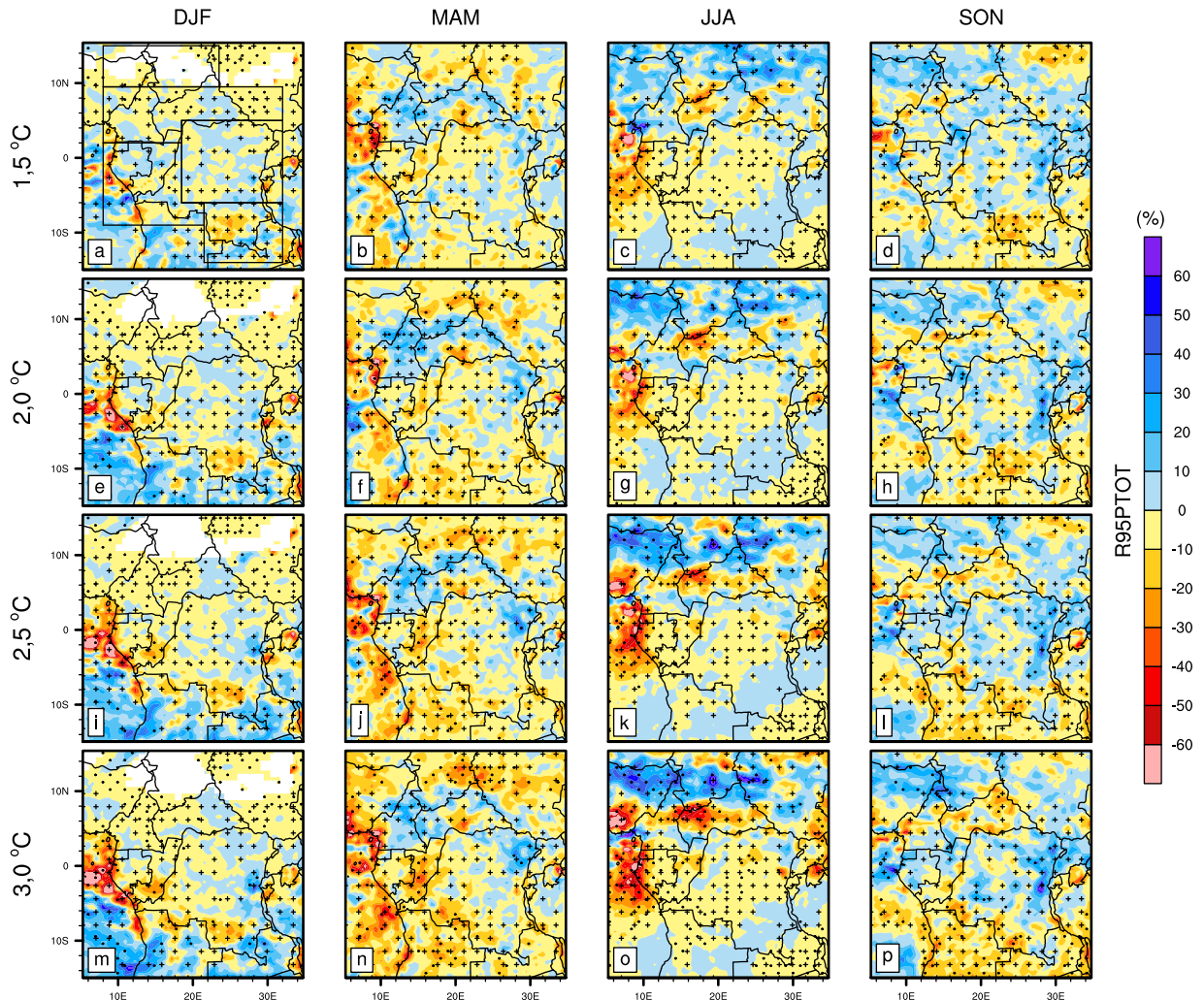


Figure 49 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les R95PTOT (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

Les changements prévus dans la distribution spatiale des R95PTOT (Fig 49) présentent un schéma assez hétérogène tout au long des saisons de l'année pour les différents NRG (1,5 °C ; 2,0 °C ; 2,5 °C et 3,0 °C), avec beaucoup de contraste entre les hausses et les baisses (bien que généralement compris entre ± 10 %) sur l'ensemble de l'AC, à l'exception de la saison JJA où une hausse quasi-homogène est observée dans la partie nord l'AC. Ce qui signifie que pendant la saison des pluies (pour les régions situées au dessus de 8°N), les événements pluvieux extrêmes pourraient être plus intenses et en particulier pour les NRG 2.5 °C et 3,0 °C où on enregistre des hausses plus significatives des R95PTOT (Fig 49k,o). Il est tout de même judicieux de faire

mention de la présence des fortes baisses localisées (d'environ 50 %) de R95PTOT de Janvier à Août le long des régions côtières, pour les divers NRG.

3.3.4.3 Changements sur les SDII

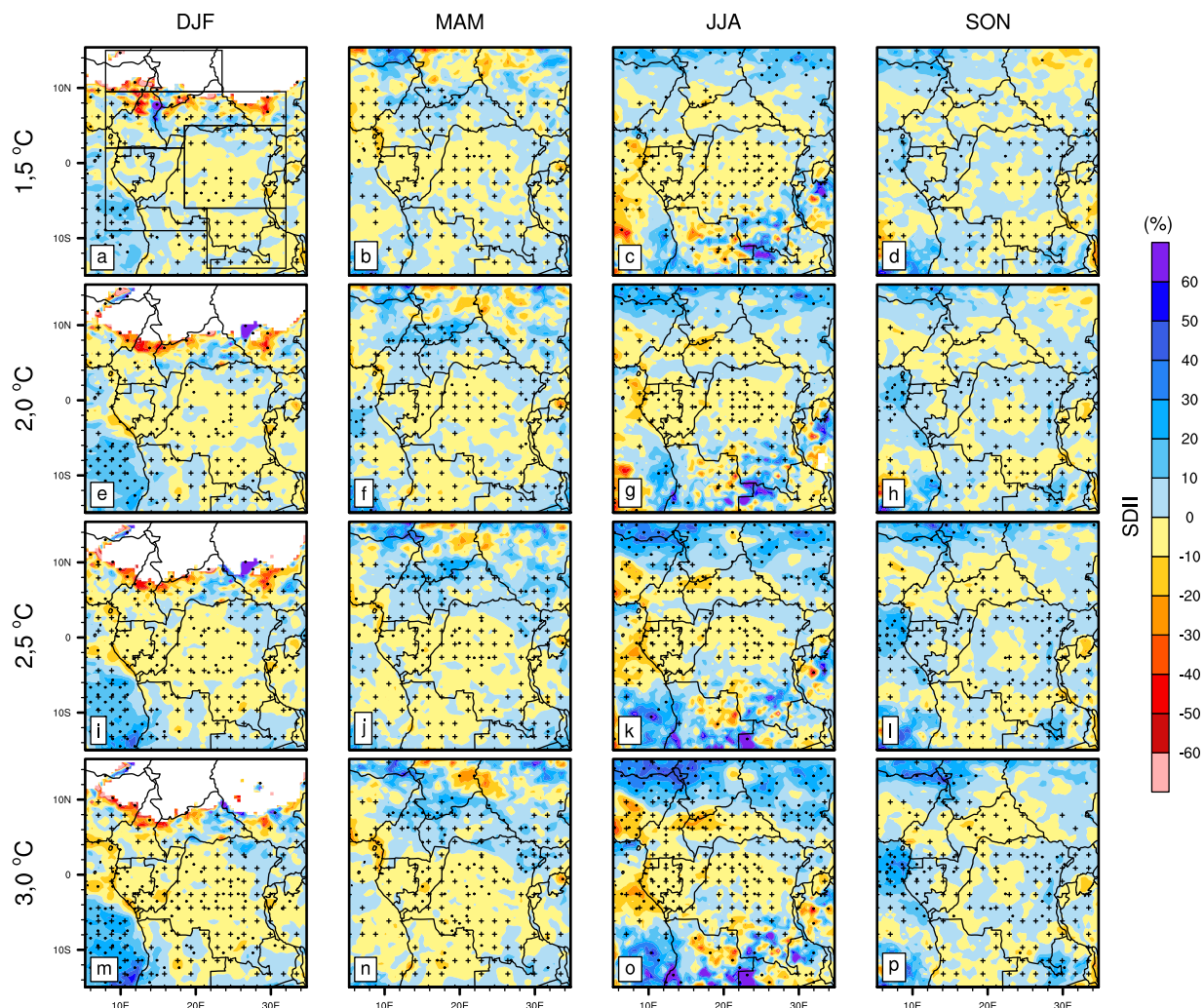


Figure 50 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les SDII (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

Concernant les changements projetés dans la distribution spatial des SDII (Fig 50), on remarque qu'ils suivent ceux des R95PTOT (Fig 49), avec un schéma assez hétérogène des hausses et des baisses d'intensités (généralement compris entre ± 20 % pour tous les NRG), une croissance de la significativité du changement (hausse/baisse d'intensité) suivant la hausse du NRG, et des pluies encore plus intenses durant la saison JJA dans la partie nord de l'AC. Soulignons que la partie nord du domaine en JJA pourraient être le sujet des événements pluvieux plus intenses, notamment dû à la hausse conjointe des SDII et des R95PTOT, avec des forts risques d'inondation pour le nord Cameroun, qui ces dernières années a connu plusieurs inondations ayant provoqué

la famine, la destruction d'infrastructures et l'apparition des maladies comme les épidémies de choléra (Djiangoué, 2017). Cependant on observe quasiment aucune valeur d'intensité au dessus de 10°N en DJF, ce qui pourrait être dû au fait que le modèle simule très peu de jours humide (sinon aucun jour humide) dans cette partie de l'AC durant cette saison. Toutefois, il faudrait mentionner que la plupart des observations et des modèles utilisés présentent eux aussi très peu de jours humide dans le Nord de l'AC en DJF.

3.3.4.4 Changements sur les RR1

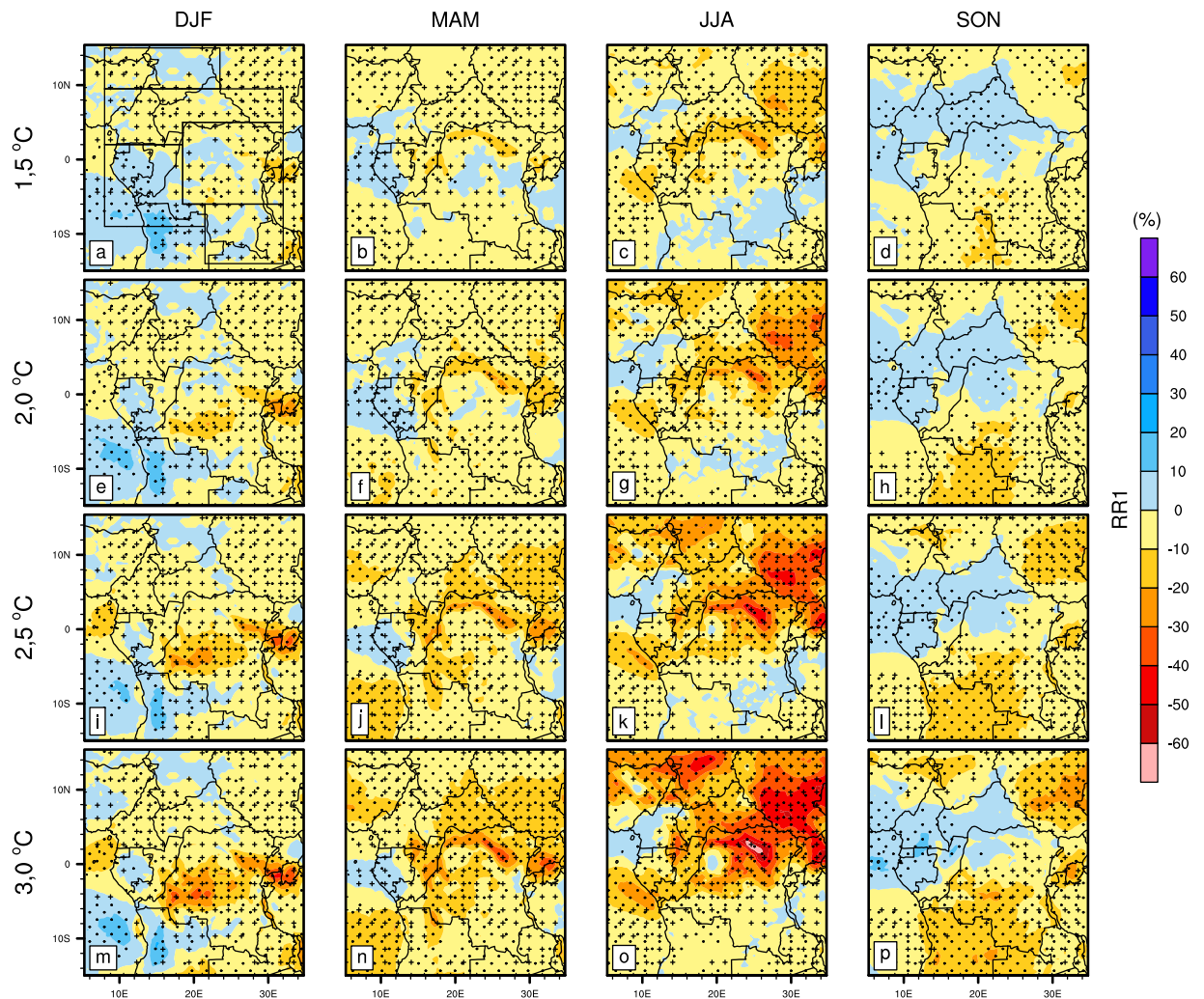


Figure 51 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les RR1 (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

La Figure 51 nous donne les changements prévus sur la distribution spatiale des RR1 en fonction des NRG. De prime abord, on observe tout au long de l'année une prédominance à la baisse des RR1 dont les plus fortes (d'environ 30% pour le NRG 1,5°C, 40% pour le NRG 2,0°C, 50% pour le NRG 2,5 °C et 60% pour le NRG 3,0 °C) sont enregistrées au nord de l'Équateur

en JJA. Par contre, indépendamment des NRG, il est prévu des changements à la hausse sur les RR1 (d'environ 10-20%) durant la saison SON dans les régions équatoriales proche du sud Cameroun, et durant la saison DJF sur l'océan et la région côtière au nord de l'Angola. En faisant un rapprochement entre les changements sur les RR1 et les changements sur les PRCPTOT, les diminutions/augmentations projetées sur les précipitations (Figures 43, 45 et 47) seraient liées aux diminutions/augmentations sur les RR1. En effet, lors de l'étude des indices de précipitations extrêmes sur l'AC en relation avec le réchauffement global prévu à la fois pour les périodes 2029-2058 et 2069-2098, Fotso-Nguemo et al. (2019), basé sur l'analyse de la moyenne d'ensemble de quinze modèles climatiques régionaux ont obtenu eux aussi des changements sur les PRCPTOT très cohérents avec ceux des RR1.

3.3.4.5 Changements sur les CWD

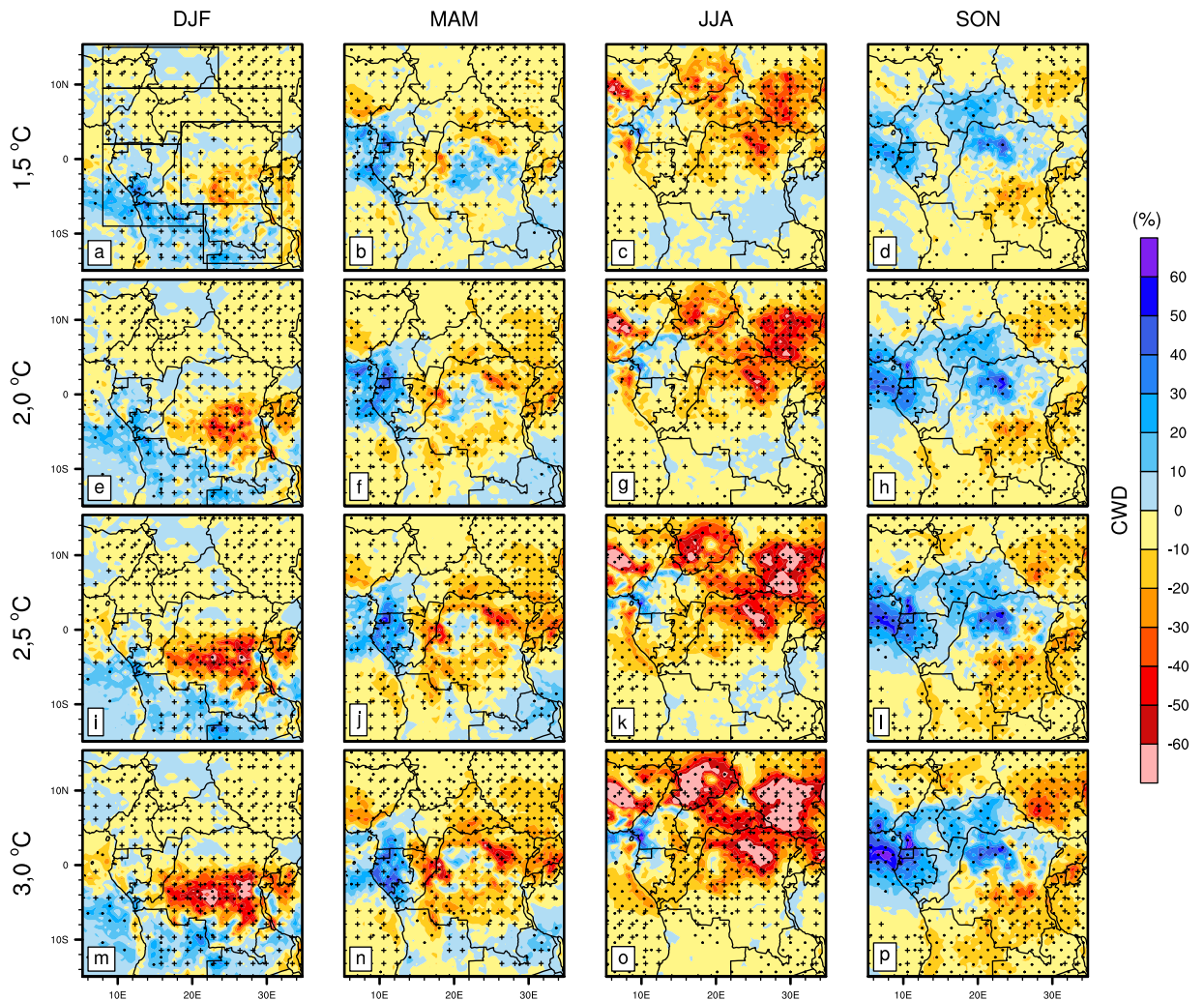


Figure 52 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les CWD (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

La distribution spatiale des changements sur séquences humides les plus longues (CWD ; Fig 52) est typiquement la même que pour les RR1 avec pour différence majeure l'amplitude du signal. En effet, tout au long de l'année, les régions de l'AC présentant une diminution (augmentation) sur les CWD coïncident presque avec celles où les projections donnent une diminution (augmentation) à la fois sur les PRCPTOT et les RR1. Ainsi les plus fortes baisses (hausses) de CWD enregistrées au cours de la saison JJA (SON) sont supérieures à 50% (40%) dans les divers NRG. Ici aussi la significativité des changements (baisse/hausse) s'accroît avec la hausse du niveau de réchauffement global, rendant du même fait plus probable l'occurrence des séquences humides plus où moins longue sur l'AC au cours des saisons.

3.3.4.6 Changements sur les CDD

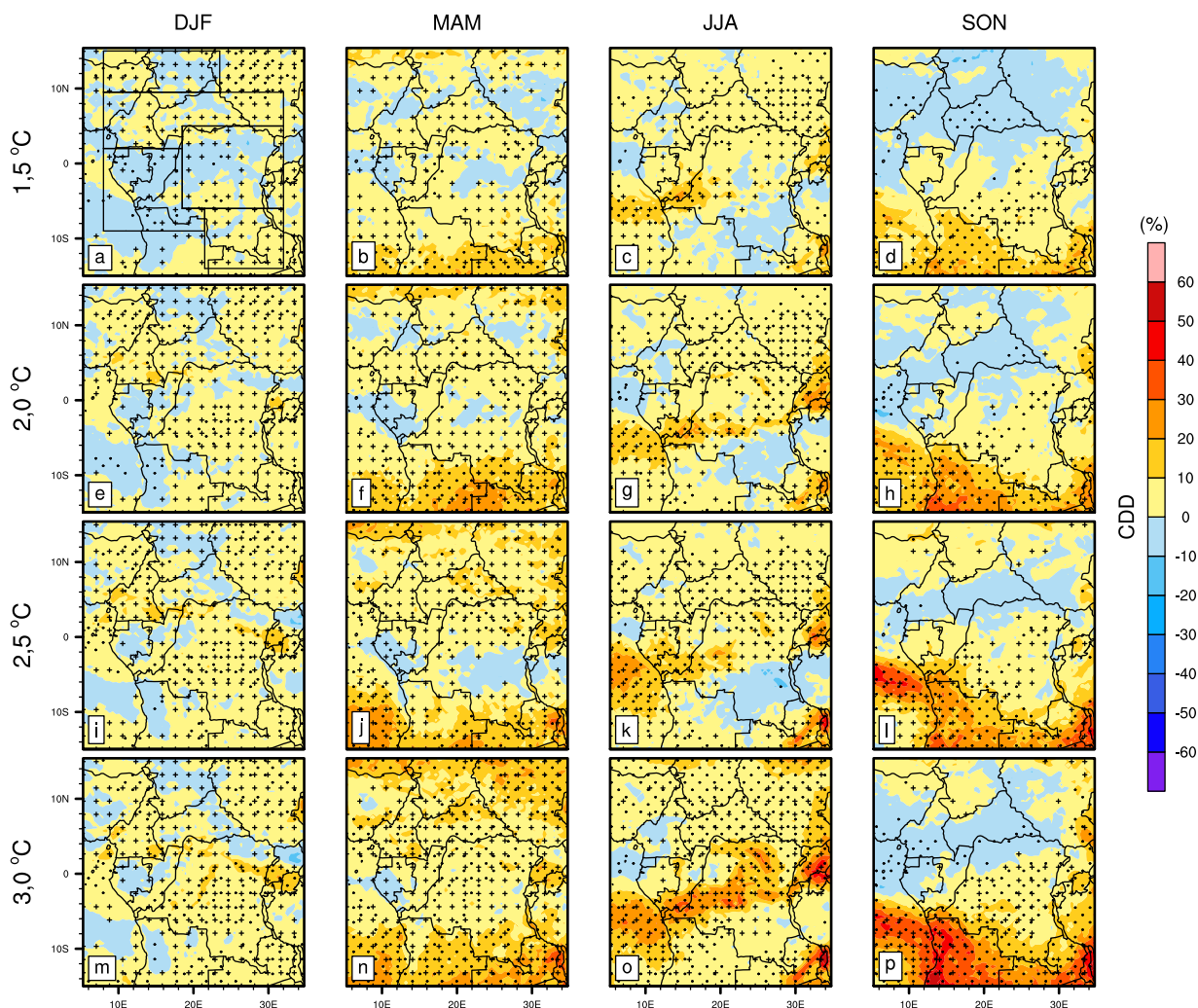


Figure 53 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les CDD (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

Pour ce qui en est des changements sur la distribution spatiale des séquences sèches les plus

longues (CDD ; Fig 53), on a principalement une hausse significative des CDD, devenant prononcée avec la hausse du NRG. Bien que les changements au niveau des CDD soient moins importants que ceux enregistrés au niveau des CWD, on peut constater qu'il y a une certaine concordance entre la diminution (augmentation) sur les CDD et l'augmentation (diminution) sur les CWD. Les changements les plus importants pour les CDD sont observés durant la saison SON, où on a dans la partie sud de l'AC une hausse des séquences sèches allant 20% pour le NRG 1,5 °C à 50% pour le NRG 3,0 °C et dans le nord une baisses d'environ 10%.

En résumé, par rapport aux indices d'intensités (R95PTOT et SDII) les indices de fréquence (RR1, CDD, CWD) affichent des résultats beaucoup plus significatifs est assez cohérents avec les changements (baisse/hausse) observés dans les précipitations moyennes et totales sur l'AC (voir Fig 43 et Fig 48), qu'importe le NRG. La très bonne concordance observée entre les changements sur ses indices de fréquence et l'occurrence des changements sur les précipitations montre que, les baisses (hausse) des précipitations futures seraient associées principalement aux indices de fréquence et non pas aux indices d'intensité, ce qui est en accord avec les travaux de Fotso-Nguemo et al. (2019).

Nous pouvons conclure que, sous l'effet croissant du NRG, il est prévu la réduction de la durée des séquences humides et des fréquences des jours humides, associée à l'augmentation de la durée des séquences sèches, ce qui pourrait avoir de fortes conséquences sur le régime des précipitations saisonnières, ainsi que sur la quantité totale de pluie annuelle sur l'AC. Cela implique que les pays de l'AC pourraient connaître des saisons sèches plus longues ; ils seraient donc exposés à un risque de sécheresse élevé à l'avenir. De tels changements induits par le réchauffement climatique pourraient menacer la disponibilité des ressources en eau, ce qui pourrait avoir un impact sur l'agriculture pluviale, la production d'énergie hydroélectrique et la gestion des ressources en eau.

3.3.5 Changements sur les indices journaliers des températures

Ici nous présentons les projections des changements (en %) prévus pour les NRG 1,5 °C, 2,0 °C, 2,5 °C et 3,0 °C, sur les indices journaliers des températures (T10, T90 et Tex).

3.3.5.1 Changements sur les T10

La Figure 54 donne la distribution spatiale des changements dus au réchauffement global sur les T10. Dans l'ensemble, tous les signaux sont significatifs, robuste et essentiellement à la hausse tout au long de l'année, ce qui traduit la hausse du niveau des températures les plus faibles sur toute l'étendue de l'AC. Le NRG 1,5°C donne des changements assez homogène avec des hausses qui plafonnent à 8 %. Par rapport à ce dernier, on observe par la suite que pour toute augmentation du NRG de 0,5°C , on a une hausse des températures allant de 2 à 4 % sur l'AC. Ainsi, pour le NRG

de 3,0°C , on enregistre des hausses d'environ 8-10 % sur l'océan et de 10-20 % sur le continent. Par ailleurs, il faudrait souligner que les projections à la hausse des températures moyennes (Fig 44) seraient aussi liées à la hausse des T10 sur l'AC, une des régions du globe où les T10 sont au préalable relativement élevées (voir Fig 40), ce qui pourrait indiquer une augmentation des risques associés à l'augmentation des températures.

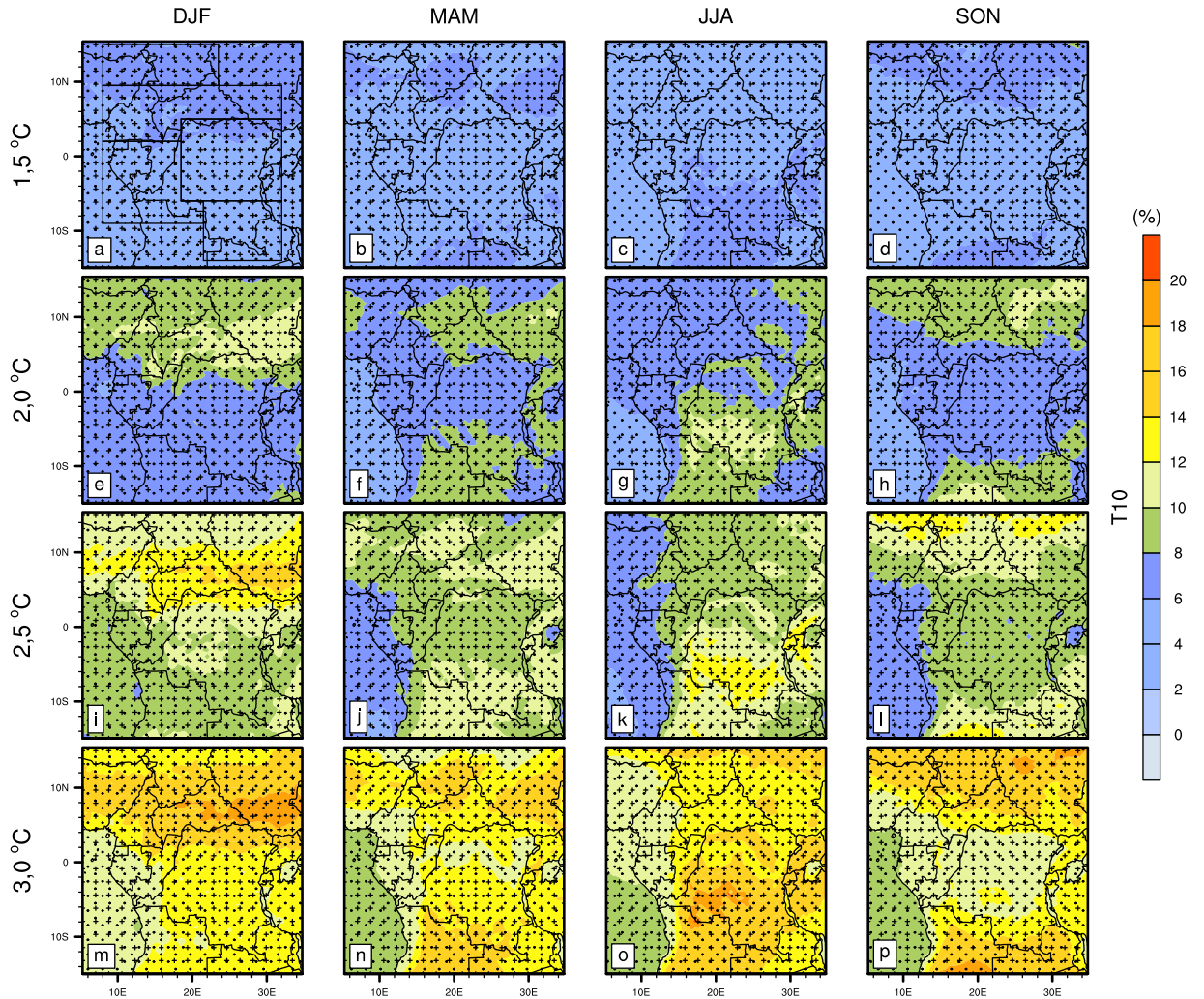


Figure 54 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les T10 (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

3.3.5.2 Changements sur les T90

Concernant les températures les plus fortes, la distribution spatiale des changements sur les T90 (Fig 55) montre une structure similaire à celles des T10 (Fig 54) et des températures moyennes (Fig 44), où sous l'effet du réchauffement global à la hausse, tous les signaux de changement sont significatifs et essentiellement croissant sur l'AC durant l'année. Une fois de plus les changements les plus modérés (de 2-8%) et les plus forts (de 8-20%) sont relevés respectivement sous les NRG

1,5 °C et 3,0 °C. De telles augmentations auraient des conséquences importantes sur la santé humaine même en dessous du seuil de 2,0 °C (NRG), car les températures élevées sont fortement liées aux coups de chaleur et à la mortalité Rohat et al. (2019). Cela implique que même si l'on limite le réchauffement de la planète à 2,0 °C, une proportion importante de la population de l'AC serait exposée aux risques de maladies et d'accidents du travail, en particulier les personnes vivant dans la partie nord du domaine.

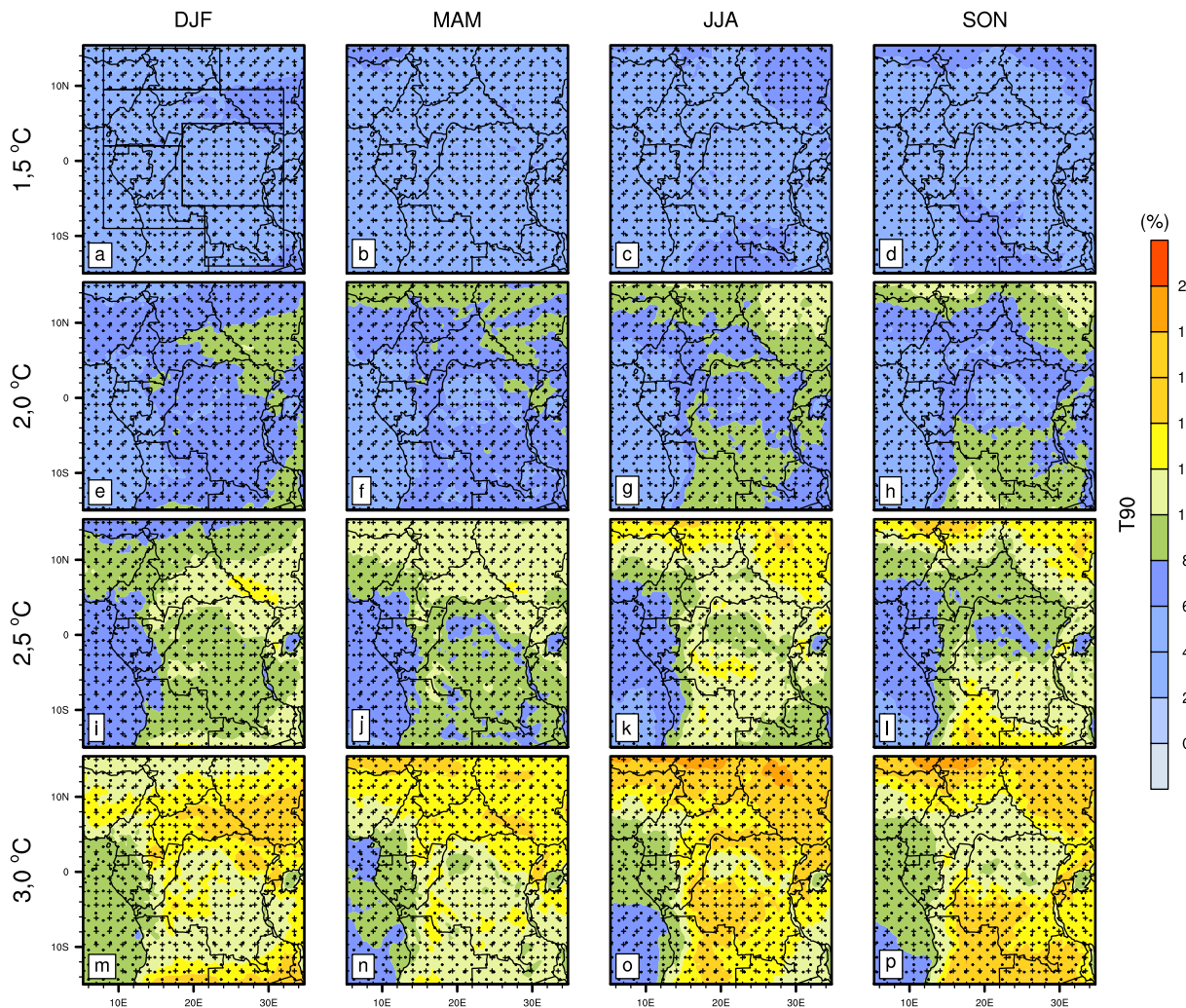


Figure 55 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les T90 (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

3.3.5.1 Changements sur les Tex

Quant à la distribution spatiale des changements sur les Tex (Fig 56), on observe dans l'ensemble que la plupart des changements significatifs montrent une hausse des Tex, ce qui signifie un écart plus grand entre les températures minimales et les températures maximales dans les régions de l'AC. Cette hausse sur les Tex, conjointe à celles sur les T10 et les T90 (Fig 54 et Fig

55) accroît le potentielle des risques dû au stress thermique sur les populations de la région. De manière singulière, les plus fortes hausses sur les Tex (d'environ 20% pour le NRG 1,5 °C ; 30% pour les NRG 2,0 °C ; 2,5 °C et 35% pour le NRG 3,0) se produisent au cours de la saison JJA au nord de l'Équateur. Cependant, au delà du NRG 1,5 °C on enregistre des changements à la baisse (d'environ 10%) plus significatif sur l'Angola dans la saison MAM et sur RCA pendant la saison SON.

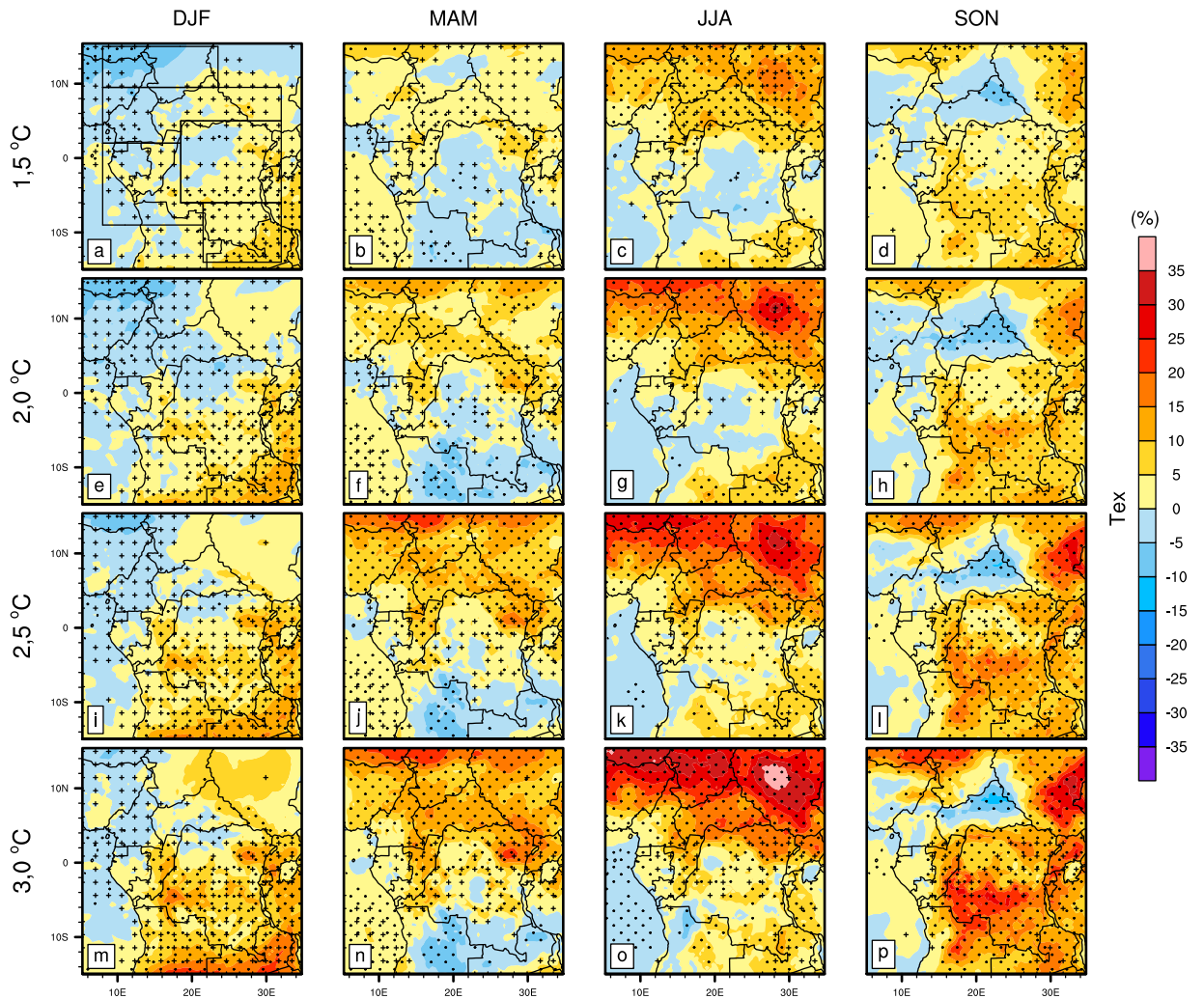


Figure 56 – Distribution spatiale et saisonnière des changements sur les Tex (en %), suivant le scénario RCP8.5, pour les NRG : 1,5 °C (a-d) ; 2,0 °C (e-h) ; 2,5 °C (i-l) et 3,0°C (m-p). Les points (.) et les croix (+) indiquent sur la significativité et la robustesse du changement.

En résumé, sous l'effet croissant du NRG, on enregistre une très bonne concordance entre les projections à la hausse des Tex, T10 (Fig 54) et T90 (Fig 55) sur l'AC. Ces derniers associés aux changements sur les températures (Fig 44 et 46) prévues à la hausse, laissent entrevoir une recrudescence des périodes prolongées de chaleur extrême, avec pour risques majeurs la survenue des canicules et des vagues de chaleur (Guigma et al., 2020), ainsi que des stress thermiques

(Epstein et Moran, 2006).

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons analysé les simulations du modèle régional CCLM forcés aux frontières latérales par les réanalyses ERAINT d'une part et par quatre MCGs (CNRM-CM5, HadGEM2, EC-Earth et MPI-ESM) dont nous avons fait un modèle d'ensemble d'autre part. Ces simulations, couvrant la période de 1950-2100, ont été réalisées sous le scénario d'émission RCP8.5, à une résolution horizontale de $0,44^\circ \times 0,44^\circ$ ($\simeq 50$ km).

Comparé aux observations (représenté sous forme d'ensemble, OBS, afin de prendre en compte les incertitudes entre les sources d'observations), le modèle CCLM et les CMIP5 de forçages simulent raisonnablement, la climatologie moyenne et le cycle saisonnier des précipitations et des températures, la variabilité intra-saisonnière de la migration latitudinale des pluies, ainsi que les indices journaliers des précipitations et des températures sur l'AC. En outre, le modèle CCLM a montré son habilité à apporter de la valeur ajoutée aux MCGs de forçages à travers l'exercice de descente d'échelles.

Concernant les projections sur l'AC et suivant le scénario RCP8.5, le modèle CCLM montrent que l'augmentation du NRG créerait, d'une part une baisse généralisée des précipitations, et d'autre part une hausse des températures de surface, plus significatifs lorsque le NRG est supérieure à 2°C . Nous avons trouvé que la diminution des précipitations futurs serait probablement due à la diminution des jours et des périodes humides, combinée à l'augmentation des périodes sèches, ce qui entraînerait un allongement des saisons sèches, ainsi qu'un retard dans le démarrage des saisons des pluies. Les hausses des températures quant à elles sont associées aux hausses conjointes des faibles et fortes températures, ce qui pourrait avoir pour conséquence des périodes prolongées de chaleur extrême, avec pour risque majeur la décadence de l'économie de toute la région due à des conditions thermiques extrêmement difficile pour la vie des Hommes et leurs activités

Conclusion générale et perspectives

Le présent travail porte sur les simulations des précipitations et des températures en Afrique Centrale à l'aide du modèle régional CCLM, ainsi que leurs évolutions futures en fonction des NRG suivant le scénario d'émission de GES RCP8,5. Ce projet s'est articulé autour de trois points :

- Évaluer la capacité du CCLM à représenter la climatologie moyenne des précipitations et des températures en AC, et estimer sa valeur ajoutée par rapport aux GCMs utilisés pour son forçage ;
- Examiner l'aptitude de CCLM à simuler les indices journaliers des extrêmes hydro-climatiques afin d'établir un lien entre ces derniers, les précipitations et les températures du modèle ;
- En fonction des NRG futurs, projeter les changements dans les distributions des précipitations et des températures afin de présenter les conséquences potentielles auxquelles s'exposent les pays de l'AC.

La particularité de ce travail réside dans le recours à la modélisation climatique régionale pour d'une part, étudier la climatologie des indices des extrêmes hydro-climatiques et d'autre part, analyser l'influence des NRG sur ces derniers.

Dans un premier temps, la capacité du modèle CCLM à reproduire la saisonnalité des précipitations (des températures de surface) a été évaluée, à partir des données d'observations GPCP, CRU, UDel CHIRPS, MSEWP et PERSIANN (CRU, UDel, MERRA2 et ERA5), pour la période 1989-2008, et avec une résolution horizontale de 50 km.

Les résultats ont montré que le modèle CCLM (à travers CCLM_era et CCLM_ens) reproduit de façon satisfaisante les distributions spatiales et saisonnières des précipitations et des températures, les différentes phases des cycles saisonniers des précipitations et des températures. Le modèle CCLM a aussi montré son aptitude à produire de la valeur ajoutée aux modèles globaux, et en particulier dans la représentation des caractéristiques du régime pluviométrique de l'AC. L'évaluation du transport d'humidité à basse altitude (850 hPa) et de la convergence de l'humidité ont également révélé que le CCLM simule de manière satisfaisante les caractéristiques de la circulation à basse altitude sur l'AC, bien en accord avec les réanalyses ERAINT.

En général, les simulations de CCLM apportent des améliorations/corrections aux sorties des modèles globaux de forçage. Les bonnes performances de ce modèle régional pourraient s'expliquer par une meilleure paramétrisation et la résolution horizontale plus fine, permettant de fournir des informations climatiques régionales et locales physiquement cohérentes avec de la valeur ajoutée aux GCMs de forçage (Dosio et al., 2015 ; Fotso-Kamga et al., 2020).

Nous avons par la suite évalué la capacité du CCLM à reproduire neuf indices hydro-climatiques pertinents, dont six sont basés sur les précipitations et trois sur les températures journalières.

En ce qui concerne les indices de précipitation journalière, trois sont relatifs à l'intensité (SDII,

R95PTOT et PRCPTOT) et trois autres à la fréquence (RR1, CWD et CDD). On a observé que, CCLM_ens représente mieux les indices liés à la fréquence que ceux liés à l'intensité, avec notamment les valeurs de PCC généralement supérieures à 0.70 et les valeurs de RMSE presque toujours inférieures à 1. En outre, les plus grandes valeurs ajoutées dans CCLM_ens proviennent des indices de fréquence des précipitations quotidiennes, ce qui est cohérent avec certaines études antérieures (Fotso-Nguemo et al., 2019 ; Fotso-Kamga et al., 2020).

A l'instar des indices de précipitation, les indices de température (T10, T90 et Tex) sont re-produits de manière satisfaisante par CCLM_ens, bien que certaines imperfections liées à leurs amplitudes soient décelées. De plus, nous avons observé la très bonne cohérence entre leurs distributions spatiales et celles des températures de surface.

Enfin, la dernière partie de ce travail a consisté aux projections des changements sur les précipitations et les températures futures de la région AC, en nous référant à la période récente de 30 ans (1971-2000) et aux périodes futures de 30 ans (au cours du XXI^e siècle) où l'on a respectivement un NRG de 1,5°C, 2°C, 2,5°C et 3°C, suivant le scénario RCP8,5.

Les prévisions sur les distributions des précipitations donnent globalement une tendance à la baisse sur l'AC. En effet, les résultats montrent très clairement que les changements sont moindres pour le NRG 1,5°C, mais qu'au fur et à mesure que le NRG croît la baisse de précipitation devient généralisée et plus significative. Ainsi, pour le NRG 3,0 °C on enregistre une baisse des précipitations d'environ 20-50 % (soit 1-2 mm/jour) au nord de l'Équateur en JJA.

Ces résultats sont en accord avec ceux de Mariotti et al. (2014) et Fotso-Nguemo (2018) qui respectivement avec les modèles RegCM4 et REMO ont présentés eux aussi une baisse généralisée des précipitations sur l'AC prévue pour la fin du XXI^e siècle. En outre, nos résultats pour les NRG 1,5°C et 2°C sont assez similaires à ceux de Pokam et al. (2018), qui par une approche d'ensemble de 25 MCRs du projet CORDEX sur l'AC, ont prévu des précipitations à la baisse (hausse) sur la quasi-totalité du domaine durant la saison MAM (sur la partie nord du domaine durant la saison SON).

Les changements enregistrés sur les cycles saisonniers des précipitations prévoient également dans l'ensemble, la baisse des précipitations, devenant plus importante avec le NRG, et qui laisse entrevoir plusieurs modifications dans le régime pluviométrique de l'AC, notamment la réduction de période des séquences humides, l'occurrence des séquences sèches plus longues, le rétrécissement de la ZCIT sur le continent et le retard dans le démarrage de la saison des pluies. Ces modifications pourront à leur tour avoir des répercussions sévères sur l'hydrologie et le fonctionnement de l'écosystème de la région, une situation plus préoccupante si l'on se réfère au NRG de 3,0 °C.

Concernant les projections sur les distributions spatiales des températures de surface, le modèle CCLM simule des changements de température essentiellement à la hausse sur toute l'AC, plus

important et plus significatif lorsque le NRG s'accroît. Par rapport au NRG 1,5 °C, on observe que chaque hausse du NRG de 0,5 °C conduit à une hausse des températures de surface local d'environ 4 % (soit 1 °C) sur l'AC. De même, les changements dans le cycle annuel de températures de surface prévoient la hausse des températures d'environ 4-6 % sur l'AC sous le NRG 1,5 °C, et accentuée d'environ 2-4 % pour toutes hausses du NRG de 0,5 °C.

Les projections faites sur les indices journaliers de précipitation et de température ont présentées eux aussi des signaux de changement où les amplitudes sont proportionnel aux NRG.

Concernant les indices de précipitation, il est prévu des changements peu significatif et plus modérés (généralement compris entre ± 10 %) pour les SDII et R95PTOT, tandis que pour les PRCPTOT, RR1, CWD et CDD, les changements seront assez significatifs et plus importants (généralement compris entre ± 30 %). Toutefois, la très bonne synchronisation observée entre les changements sur ses indices de fréquence (RR1, CWD et CDD) et l'occurrence des changements sur les précipitations montrent que, les baisses (hausses) des précipitations futures seront associées principalement aux indices de fréquence et non pas aux indices d'intensité (SDII et R95PTOT), ce qui est en accord avec les travaux de Fotso-Nguemo et al. (2019).

Quant aux indices de température (T10, T90, Tex), tous présentent dès le NRG 1,5 °C, des changements très significatifs et principalement à la hausse. On a relevé une très bonne concordance entre les projections à la hausse de ces trois indices de températures extrêmes, et les projections à la hausse des températures de surface sur l'AC.

Pour le XXI^e siècle, il est donc crucial que les pays de l'AC conçoivent des politiques sous-régionales solides afin d'envisager sérieusement de mettre en œuvre des stratégies d'adaptation et des mesures d'atténuation pour faire face aux impacts potentiels : (1) de l'effet combiné la diminution des périodes humides et de la fréquence des jours humides, associée à l'augmentation des périodes sèches, qui pourrait avoir de fortes conséquences sur le régime pluviométrique des pays de l'AC ; (2) de l'effet conjointe de la hausse des températures de surface et des températures extrêmes, qui laissent entrevoir une recrudescence des périodes prolongées de chaleur extrême sur l'AC, avec pour risques majeurs la survenue des canicules et des vagues de chaleur (Guigma et al., 2020), ainsi que des stress thermiques (Epstein et Moran, 2006 ; Rohat et al., 2019).

Le présent travail ouvre plusieurs voies d'exploration pour des travaux futurs.

Tout d'abord, un axe de recherche de très grande importance serait d'entreprendre une étude d'impact en AC, basée sur les indices des températures extrêmes, afin d'évaluer leurs influences sur l'indice de température de confort et leurs contributions dans les stress de chaleur.

Ensuite, Il serait très intéressant de reproduire une étude similaire à celle présente, en approfondissant l'analyse des échelles temporelles à haute fréquence et à des échelles spatiales plus fines, pour mieux comprendre la valeur ajoutée potentielle dans le modèle CCLM.

Références bibliographiques

- Abiodun, B.J., S.A. Omar, C. Lennard, and C. Jack, 2016 : Using regional climate models to simulate extreme rainfall events in the Western Cape, South Africa. *Int. J. Climatol.*, **36**, 689–705.
- Adhémar, J.A., 1860 : Révolutions de la mer déluges périodiques. *Paris, édition Lacroix-Comon*, **1**.
- Ailliot, P., D. Allard, V. Monbet, and P. Naveau, 2015 : Stochastic weather generators : an overview of weather type models. *Journal de la Société Française de Statistique*, **156**, 101–113.
- 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. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**.
- Anyah, R.O., and F.H.M. Semazzi, 2007 : Variability of East African rainfall based on multiyear RegCM3 simulations. *International Journal of Climatology*, **27**, 357–371.
- Arakawa, A., 2004 : The Cumulus Parameterization Problem : Past, Present and Future. *Journal of Climate*, **17**, 2493–2525.
- Arnell, N.W., J.A. Lowe, B. Lloyd-Hughes, and T.J. Osborn, 2018 : The impacts avoided with a 1.5 °C climate target : a global and regional assessment. *Climatic Change*, **147**, 61–76.
- Ashouri, H., K.L. Hsu, S. Sorooshian, D.K. Braithwaite, K.R. Knapp, L.D. Cecil, B.R. Nelson, and O.P. Prat, 2015 : PERSIANN-CDR : daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **96**, 69–83.
- Balas, N., S. Nicholson, and D. Klotter, 2007 : The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, **27**, 1335–1349.
- Beck, H.E., A.I. Van Dijk, V. Levizzani, J. Schellekens, D. Gonzalez Miralles,

- B. Martens, and A. De Roo**, 2017 : MSWEP : 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite and reanalysis data. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, **21**, 589–615.
- Bjerknes, V.**, 1904 : Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. *Meteorologische Zeitschrift*, **21**, 1–7.
- Boé, J.**, 2007 : Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse III*, pp. 44.
- Bouallegue, Z.B., S.E. Theis, and C. Gebhardt**, 2013 : Enhancing COSMO-DE ensemble forecasts by inexpensive techniques. *Meteorologische Zeitschrift*, **22**, 49–59.
- Bucchignani, E., A.L. Zollo, L. Cattaneo, M. Montesarchio, and P. Mercogliano**, 2017 : Extreme weather events over china : assessment of cosmo-clm simulations and future scenarios. *International Journal of Climatology*, **37**, 1578–1594.
- Camberlin, P., V. Moron, R. Okoola, N. Philippon, and W. Gitau**, 2009 : Components of rainy seasons' variability in equatorial East Africa : onset, cessation, rainfall frequency and intensity. *Theoretical and applied climatology*, **98**, 237–249.
- Chai, T., and R.R. Draxler**, 2014 : Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE) ?-Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific Model Development*, **7**, 1247–1250.
- Charney, J.C., A. Arakawa, D.J. Baker, B. Bolin, R.E. Dickinson, R.M. Goody, C. Leith, H.M. Stommel, and C.I. Wunsch**, 1979 : Carbon dioxide and Climate : a Scientific Assessment. *Report of an Ad Hoc Study Group on Carbon Dioxide and Climate*.
- Conway, G.**, 2009 : The science of climate change in Africa : impacts and adaptation. *Grantham Institute for Climate Change Discussion Paper*, **1**, 1–24.
- Cook, K.H.**, 1999 : Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *J Clim*, **12**, 1165–1184.
- Coppola, E., and F. Giorgi**, 2005 : Climate change in tropical regions from high-resolution time slice AGCM experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 3123–3145.
- Crétat, J.**, 2011 : Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle régional WRF en Afrique Australe : sensibilité à la physique et variabilité interne. *PhD Thesis*, pp. 59.
- Crétat, J., E.K. Vizy, and K.H. Cook**, 2014 : How well are daily intense rainfall events captured by current climate models over Africa ? *Clim Dyn*, **42**, 2691–2711.

- Crétat, J., E.K. Vizzy, and K.H. Cook**, 2015 : The relationship between African easterly waves and daily rainfall over West Africa : observations and regional climate simulations. *Climate dynamics*, **44**, 385–404.
- Dai, A.**, 2006 : Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *Journal of Climate*, **19**, 4605–4630.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, R. P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.N. Thépaut, and F. Vitart**, 2011 : The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, **137**, 553–597.
- 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**, 66–84.
- Di Luca, A., R. de Elía, and R. Laprise**, 2012 : Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested regional climate models and observations. *Climate dynamics*, **38**, 1229–1247.
- Di Luca, A., R. Elía, and R. Laprise**, 2013 : Potential for small scale added value of RCMs downscaled climate change signal. *Clim Dyn*, **40**, 601–618.
- Diallo, I., F. Giorgi, A. Deme, M. Tall, L. Mariotti, and A.T. Gaye**, 2016 : Projected changes of summer monsoon extremes and hydroclimatic regimes over West Africa for the twenty-first century. *Clim Dyn*, **47**, 3931–3954.
- Diallo, I., F. Giorgi, S. Sukumaran, F. Stordal, and G. Giuliani**, 2015 : Evaluation of RegCM4 driven by CAM4 over Southern Africa : mean climatology, interannual variability and daily extremes of wet season temperature and precipitation. *Theor Appl Climatol*, **121**, 749–766.
- Diallo, I., M.B. Sylla, M. Camara, and A.T. Gaye**, 2013 : Interannual variability of rainfall over the Sahel based on multiple regional climate models simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, **2012**, 1–19.
- Diallo, I., M.B. Sylla, F. Giorgi, A.T. Gaye, and M. Camara**, 2012 : Multimodel GCM-RCM ensemble-based projections of temperature and precipitation over

- West Africa for the Early 21st century. *Int J Geophys*, **2012**, 1–19.
- Dickinson, R.E., R.M. Errico, F. Giorgi, and G.T. Bates, 1989 : A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15**, 383–422.
- Diedhiou, A., A. Bichet, R. Wartenburger, S.I. Seneviratne, D.P. Rowell, M.B. Sylla, I. Diallo, S. Todzo, E.T. N'datchoh, M. Camara, B. Ngounou Ngatchah, N. A Kane, L. Tall, and F. Affholder, 2018 : Changes in climate extremes over West and Central Africa at 1.5 °C and 2 °C global warming. *Environmental Research Letters*, **13**, 065020.
- Diemer, A., A. Ndiaye, and G. Gladkykh, 2017 : Le climat, du savoir scientifique aux modèles d'intégration assignée (Integrated Assessment Models). *Revue Francophone du Développement Durable*, **9**, 7–56.
- Dieng, D., G. Smiatek, J. Bliefernicht, D. Heinzeller, A. Sarr, A.T. Gaye, and H. Kunstmann, 2017 : Evaluation of the COSMO-CLM high-resolution climate simulations over West Africa. *J. Geophys. Res. Atmos*, **122**, 1–19.
- Djiangoué, B., 2017 : Inondations et vulnérabilité des systèmes de production agricole : cas du Logone (Extrême-Nord) et de la Bénoué (Nord) Cameroun. *Edi CAD*, p35–53.
- Djomou, Z.Y., D. Monkam, and R. Chamani, 2015 : Characterization of climatic zones, variability and trend in Northern Africa. *Clim Dyn*, **44**, 3481–3491.
- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, D. Herzog, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrodin, J. Schulz, and G. Vogel, 2011 : A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II : Physical Parameterization. *Tech. Rep. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Dosio, A., and E.M. Fischer, 2018 : Will half a degree make a difference? Robust projections of indices of mean and extreme climate in Europe under 1.5°C, 2°C, and 3°C global warming. *Geophysical Research Letters*, **45**, 935–944.
- Dosio, A., L. Mentaschi, E.M. Fischer, and K. Wyser, 2018 : Extreme heat waves under 1.5 °c and 2 °c global warming. *Environmental Research Letters*, **13**, 054006.
- Dosio, A., H.J. Panitz, M. Schubert-Frisius, and D. Lüthi, 2015 : Dynamical downscaling of CMIP5 global circulation models over CORDEX-Africa with COSMO-CLM : evaluation over the present climate and analysis of the added value. *Climate Dynamics*, **44**, 2637–2661.
- Dudhia, J., 1993 : A nonhydrostatic version of the penn state–near mesoscale model : Validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold front. *Monthly*

- Weather Review*, **121**, 1493–1513.
- Duffy, P.B., B. Govindasamy, J.P. Iorio, J. Milovich, K.R. Sperber, K.E. Taylor, M.F. Wehner, and S.L. Thompson, 2003 : High-resolution simulations of global climate. Part 1 : Present climate. *Climate Dynamics*, **21**, 371–390.
- Edwards, P.N., 2011 : History of climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, **2**, 128–139.
- 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 Clim*, **26**, 8453–8475.
- Epstein, Y., and D.S. Moran, 2006 : Thermal comfort and the heat stress indices. *Industrial health*, **44**, 388–398.
- Ferrel, W., 1856 : An essay on the winds and currents of the ocean. *Nashville Journal of Medicine and Surgery*, **11**, 287–301.
- Fischer, E.M., and R. Knutti, 2015 : Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change*, **5**, 560–564.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S. 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 : Chapter 9 : 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 University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. : Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley.*
- Foley, A.M., 2010 : Uncertainty in regional climate modelling : A review. *Progress in Physical Geography*, **34**, 647–670.
- Forster, P.M., T. Andrews, P. Good, J.M. Gregory, L.S. Jackson, and M. Zelinka, 2013 : Evaluating adjusted forcing and model spread for historical and future scenarios in the CMIP5 generation of climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **118**, 1139–1150.
- Fotso-Kamga, G., T.C. Fotso-Nguemo, I. Diallo, Z.D. Yepdo, W.M. Pokam, D.A. Vondou, and A. Lenouo, 2020 : An evaluation of COSMO-CLM regional

- climate model in simulating precipitation over Central Africa. *Int. J. Climatol*, **40**, 2891–2912.
- Fotso-Nguemo, T.C.**, 2018 : Évaluation et analyse de la valeur ajoutée du modèle climatique régional REMO en Afrique Centrale dans le contexte des changements climatiques. *Thèse de Doctorat de l'Université de Yaoundé 1, Département de Physique, Yaoundé, Cameroun*, pp. 101–106.
- Fotso-Nguemo, T.C., R. Chamani, Z.D. Yepdo, D. Sonkoué, C.N. Matsaguim, D.A. Vondou, and R.S. Tanessong**, 2018 : Projected trends of extreme rainfall events from CMIP5 models over Central Africa. *Atmos. Sci. Lett.*, **19**, 1–8.
- Fotso-Nguemo, T.C., I. Diallo, M. Diakhaté, D.A. Vondou, M.L. Mbaye, A. Haensler, A.T. Gaye, and C. Tchawoua**, 2019 : Projected changes in the seasonal cycle of extreme rainfall events from cordex simulations over central africa. *Climatic Change*, **155**, 339–357.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, W.M. Pokam, Z.Y. Djomou, I. Diallo, A. Haensler, L.A.D. Tchotchou, P.H. Kamsu-Tamo, A.T. Gaye, and C. Tchawoua**, 2017 : On the added value of the regional climate model REMO in the assessment of climate change signal over Central Africa. *Clim Dyn*, **49**, 3813–3838.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, C. Tchawoua, and A. Haensler**, 2016 : Assessment of simulated rainfall and temperature from the regional climate model REMO and future changes over Central Africa. *Clim Dyn*, **48**, 3685–3705.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, C. Tchawoua, and A. Haensler**, 2017 : Assessment of simulated rainfall and temperature from the regional climate model REMO and future changes over Central Africa. *Clim Dyn*, **48**, 3685–3705.
- Fourier, J.B.J.**, 1822 : Théorie analytique de la chaleur. *Chez F. Didot, père et fils*, **6**, 609–621.
- Fox-Rabinovitz, M.S., J. Cote, B. Dugas, M. Déqué, J.L. McGregor, and A. Belochitski**, 2008 : Stretched-grid Model Intercomparison Project : decadal regional climate simulations with enhanced variable and uniform-resolution GCMs. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100**, 159–177.
- Frich, P., L.V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A.M.G. Klein Tank, and T. Peterson**, 2002 : Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Research*, **19**, 1993–212.

- Froidurot, S.**, 2015 : Approche multi-échelle pour l'évaluation de la pluie dans les modèles climatiques régionaux. Étude dans le sud-est de la France. *Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble Alpes, France*, pp. 221.
- Funk, C., P. Peterson, M. Landsfeld, D. Pedreros, J. Verdin, J. Rowland, B. Romero, G. Husak, J. Michaelsen, and A. Verdin**, 2014 : A quasi-global precipitation time series for drought monitoring : U.S. Geological Survey Data Series 832. *Wiley Interdiscip. Rev. : Climate Change*, **2**, 4.
- Gbobaniyi, E., A. Sarr, M.B. Sylla, I. Diallo, C. Lennard, A. Dosio, A. Dhiédiou, A. Kamga, N.A.B. Klutse, B. Hewitson, G. Nikulin, and B. Lamptey**, 2014 : Climatology, annual cycle and interannual variability of precipitation and temperature in CORDEX simulations over West Africa. *Int J Climatol*, **34**, 2241–2257.
- Giorgi, F., C. Jones, and G.R. Asrar**, 2009 : Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, **58**, 175–183.
- Giorgi, F., and L.O. Mearns**, 1999 : Introduction to special section : regional climate modelling revisited. *J. Geop hys. Res.*, **104**, 6335–6352.
- Giorgi, F., F. Raffaele, and E. Coppola**, 2019 : The response of precipitation characteristics to global warming from climate projections. *Earth System Dynamics*, **10**, 73–89.
- Giorgi, F., and B.G. T.**, 1989 : The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2325–2347.
- Guigma, K.H., M. Todd, and Y. Wang**, 2020 : Characteristics and thermodynamics of sahelian heatwaves analysed using various thermal indices. *Climate Dynamics*, 1–25.
- Hadley, G.**, 1735 : Concerning the Cause of the General Trade-Winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **39**, 58–62.
- Haensler, A., F. Saeed, and D. Jacob**, 2013 : Assessment of projected climate change signals over central Africa based on a multitude of global and regional climate projections. In : *Climate Change Scenarios for the Congo Basin*, [Haensler A., Jacob D., Kabat P., Ludwig F. (eds.)]. *Climate Service Centre Report No. 11, Hamburg, Germany, ISSN : 2192-4058*.
- Harris, I., P.D. Jones, T.J. Osborn, and D.H. Lister**, 2014 : Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol*, **34**, 623–642.

- Hernández-Díaz, L., R. Laprise, L. Sushama, A. Martynov, K. Winger, and B. Dugas**, 2013 : Climate simulation over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Clim Dyn*, **40**, 1415–1433.
- Hewitson, B.C., and R.G. Crane**, 1996 : Climate downscaling : techniques and application. *Climate Research*, **7**, 85–95.
- Houghton, J.T., B.A. Callander, and S.K. Varney**, 1992 : Climate change 1992. The supplementary report to the IPCC scientific assessment, IPCC Scientific Assessment Working Groups. *Cambridge University Press, Cambridge*.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, A. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. Mcnab, B. Rudolf, and U. Schneider**, 1997 : The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation data set. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **78**, 5–20.
- IPCC**, 2007 : Summary for Policymakers. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M and Miller HL (eds)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- IPCC**, 2013 : Summary for Policymakers. In : *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 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
- Jacobsen, I., and E. Heise**, 1982 : A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. *Contr. Atmos. Phys*, **55**, 128–141.
- James, R., R. Washington, C.F. Schleussner, J. Rogelj, and D. Conway**, 2017 : Characterizing half-a-degree difference : a review of methods for identifying regional climate responses to global warming targets. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, **8**, e457.
- Jury, M.R.**, 1999 : Intra-seasonal convective variability over southern Africa : principal component analysis of pentad outgoing-longwave radiation departures 1976-1994. *Theor. Appl. Climatol.*, **62**, 133–146.
- Jury, M.R., E. Matari, and M. Matitu**, 2009 : Equatorial African climate teleconnections. *Theor. Appl. Climatol.*, **95**, 407–416.
- Kamga, F.M.**, 2000 : Validation of general circulation climate models and projections of

- temperature and rainfall changes in Cameroon and some of its neighbouring areas. *Theor. Appl. Climatol.*, **67**, 97–107.
- Kessler, E.**, 1969 : On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. In : *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations*, pp. 1–84.
- 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.
- Kotlarski, S., K. Keuler, O.B. Christensen, A. Colette, M. Déqué, A. Gobiet, K. Goergen, D. Jacob, D. Lüthi, E. Van Meijgaard, G. Nikulin, C. Schär, C. Teichmann, R. Vautard, K. Warrach-Sagi, and V. Wulfmeyer**, 2014 : Regional climate modeling on european scales : a joint standard evaluation of the euro-cordex rcm ensemble. *Geoscientific Model Development*, **7**, 1297–1333.
- Laprise, R., L. Hernández-Díaz, K. Tete, L. Sushama, L. Šeparović, A. Martynov, K. Winger, and M. Valin**, 2013 : Climate projections over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Clim Dyn*, **41**, 3219–3246.
- Lenouo, A., and F.M. Kamga**, 2008 : Sensitivity of African easterly waves to boundary layer condition. *Ann. Geophys*, **26**, 1355–1363.
- Lenz, C., B. Früh, and F.D. Adalatpanah**, 2017 : Is there potential added value in COSMO–CLM forced by ERA reanalysis data? *Clim Dyn*, **49**, 4061–4074.
- Liu, X.D., S. Osher, and T. Chan**, 1994 : Weighted essentially non-oscillatory schemes. *Journal of computational physics*, **115**, 200–212.
- Longandjo, G.N..T.**, 2017 : The hydroclimate variability of Central Africa : seasonal cycle mechanisms, teleconnections and impacts on neighbouring regions. *PhD Thesis, University of Cape Town, South Africa*, pp. 7–9.
- Lorenz, E.N.**, 1963 : Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 130–141.
- 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**.
- Louis, J.F.**, 1979 : Parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.*

- Layer Meteorol.*, **17**, 187–202.
- Mariotti, L., I. Diallo, E. Coppola, and F. Giorgi**, 2014 : Seasonal and intraseasonal changes of African monsoon climates in 21st century CORDEX projections. *Climatic Change*, **125**, 53–65.
- Mbienda, A.J.K., C. Tchawoua, D.A. Vondou, P. Choumbou, C.K. Sadem, and S. Dey**, 2016 : Sensitivity experiments of RegCM4 simulations to different convective schemes over Central Africa. *Int. J. Climatol.*, **37**, 328–342.
- Mboka, M.J.J., B.M. Kouna, S. Chouto, K.F. Djuidje, B.E. Nguy, G. Fotso-Kamga, G.C.A. Matsaguim, T.C. Fotso-Nguemo, J.P. Nghonda, D.A. Vondou, and D.Z. Yepdo**, 2020 : Simulated impact of global warming on extreme rainfall events over Cameroon during the twenty-first century. *Weather*.
- McGregor, J.L.**, 1997 : Regional climate modeling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **63**, 105–117.
- Mellor, G.L., and T. Yamada**, 1974 : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *Journal of the atmospheric sciences*, **31**, 1791–1806.
- Milanković, M.**, 1920 : Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire. *Paris : Gauthier-Villars*.
- Mironov, D., and B. Ritter**, 2004 : Testing the new ice model for the global nwp system gme of the german weather service. *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Rep*, **34**, 4–21.
- Mironov, D.V.**, 2008 : *Parameterization of lakes in numerical weather prediction : Description of a lake model*. DWD.
- Mpounza, M., and M.J. Samba-Kimbata**, 1990 : Aperçu sur le climat de l’Afrique Centrale occidentale. *Paysages quaternaires de l’Afrique Centrale atlantique, ORS-TOM*, pp. 31.
- Müller, E.**, 1981 : Turbulent flux parameterization in a regional-scale model. In : *ECMWF Workshop on planetary boundary layer parameterization*, pp. 193–220.
- Nakićenovič, N., and R. Swart**, 2000 : In : Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, et New York, NY, États Unis d’Amérique*, 599.
- Nicholson, S.E.**, 2009 : A revised picture of the structure of the monsoon and land ITCZ over West Africa. *Clim Dyn*, **32**, 1155–1171.
- Nicholson, S.E., and J.P. Grist**, 2003 : The seasonal evolution of the atmospheric

- circulation over West Africa and equatorial Africa. *J Clim*, **16**, 1013–1030.
- Nikulin, G., C. Jones, P. Samuelsson, F. Giorgi, G. Asrar, M. Büchner, R. Cerezo-Mota, O.B. Christensen, M. Déqué, J. Fernandez, A. Hänsler, E. van Meijgaard, M.B. Sylla, and L. Sushama**, 2012 : Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations. *Journal of Climate*, **25**, 6057–6078.
- Nikulin, G., C. Lennard, A. Dosio, E. Kjellström, Y. Chen, A. Hänsler, M. Kupiainen, R. Laprise, L. Mariotti, C.F. Maule, E. van Meijgaard, H.J. Panitz, J.F. Scinocca, and S. Somot**, 2018 : The effects of 1.5 and 2 degrees of global warming on Africa in the CORDEX ensemble. *Environ. Res. Lett*, 1–19.
- Nkiaka, E., R. Nawaz, and J.C. Lovett**, 2018 : Assessing the reliability and uncertainties of projected changes in precipitation and temperature in Coupled Model Intercomparison Project phase 5 models over the Lake Chad basin. *Int J Climatol.*, 1–17.
- Ogura, Y., and N. Philips**, 1962 : A scale analysis of deep and shallow convective in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173–179.
- Orlanski, I.**, 1975 : A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 527–530.
- Panitz, H.J., A. Dosio, M. Buchner, D. Luthi, 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. *Clim Dyn*, **42**, 3015–3038.
- Pearson, K.J., G.M.S. Lister, C.E. Birch, R.P. Allan, R.J. Hogan, and S.J. Woolnough**, 2014 : Modelling the diurnal cycle of tropical convection across the "grey zone". *Q. J. R. Meteorol. Soc*, **140**, 491–499.
- Peel, M.C., B.L. Finlayson, and T.A. McMahon**, 2007 : Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, **11**, 1633–1644.
- Phillips, N.A.**, 1956 : The general circulation of the atmosphere : a numerical experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **82**, 123–154.
- Pinto, I., C. Lennard, M. Tadross, B. Hewitson, A. Dosio, G. Nikulin, H.J. Panitz, and M.E. Shongwe**, 2016 : Evaluation and projections of extreme precipitation over southern Africa from two CORDEX models. *Climatic Change*, **135**, 655–668.
- Pokam, M.W., 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**, 4245–4262.
- Pokam, M.W., G.N. Longandjo, W. Moufouma-Okia, J.P. Bell, R. James, D.A. Vondou, A. Haensler, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, A.L.D. Tchotchou, P.H. Kamsu-Tamo, R.R. Takong, G. Nikulin, C.J. Lennard, and A. Dosio**, 2018 : Consequences of 1.5°C and 2°C global warming levels for temperature and precipitation changes over Central Africa. *Environ. Res. Lett.*, **13**, 1–12.
- Pokam, W.M., L.A.D. Tchotchou, and F.M. Kamga**, 2012 : Atmospheric water vapor transport and recycling in Equatorial Central Africa through NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim Dyn*, **38**, 1715–1729.
- Prein, A., A. Gobiet, H. Truhetz, K. Keuler, K. Goergen, C. Teichmann, C.F. Maule, E. Van Meijgaard, M. Déqué, G. Nikulin, R. Vautard, A. Colette, E. Kjellström, and D. Jacob**, 2016 : Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations : High resolution, high benefits? *Clim. Dyn*, **46**, 383–412.
- Ramon, J., L. Lledó, V. Torralba, A. Soret, and F.J. Doblas-Reyes**, 2019 : What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**, 3236–3251.
- Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichfet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi, and K.E. Taylor**, 2007 : Chapter 8 : Climate Models and Their Evaluation. 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 University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller.*
- Rhodes, C.J.**, 2016 : The 2015 Paris climate change conference : COP21. *Science progress*, **99**, 97–104.
- Ritter, B., and J.F. Geleyn**, 1992 : A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325.
- Rohat, G., J. Flacke, A. Dosio, H. Dao, and M. van Maarseveen**, 2019 : Projections of human exposure to dangerous heat in African cities under multiple

- socioeconomic and climate scenarios. *Earth's Future*, **7**, 528–546.
- Russo, S., A.F. Marchese, J. Sillmann, and G. Immé, 2016 : When will unusual heat waves become normal in a warming africa? *Environmental Research Letters*, **11**, 054016.
- Schär, C., D. Leuenberger, O. Fuhrer, D. Lüthi, and C. Girard, 2002 : A new terrain-following vertical coordinate formulation for atmospheric prediction models. *Monthly Weather Review*, **130**, 2459–2480.
- Seneviratne, S., N. Nicholls, D. Easterling, C. Goodess, S. Kanae, J. Kossin, Y. Luo, J. Marengo, K. McInnes, M. Rahimi, M. Reichstein, A. Sorteberg, C. Vera, and X. Zhang, 2012 : Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. *A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Seth, A., S. Raucher, M. Rojas, A. Giannini, and S. Camargo, 2011 : Enhanced spring convective barrier for monsoons in warmer world? *Clim Chang*, **104**, 403–414.
- Sijkumar, S., P. Roucou, and B. Fontaine, 2006 : Monsoon onset over sudan-sahel : Simulation by the regional scale model mm5. *Geophysical Research Letters*, **33**.
- Sillmann, J., X. Kharin, F. Zhang, and D. Bronaugh, 2013 : Climate extreme indices in the CMIP5 multi-model ensemble. Part 1 : model evaluation in the present climate. *Journal of Geophysical Research*, **118**, 1716–1733.
- Sonkoué, D., D. Monkam, T.C. Fotso-Nguemo, Z.D. Yepdo, and D.A. Vondou, 2018 : 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**, 2167–2186.
- Sylla, M.B., I. Diallo, and J.S. Pal, 2013 : West African monsoon in state-of-the-science regional climate models, climate variability—regional and thematic patterns. *Dr. Aondover Tarhule (ed) ISBN : 978-953-51-1187-0, InTech*.
- Sylla, M.B., F. Giorgi, and F. Stordal, 2012 : Large-scale origins of rainfall and temperature bias in high-resolution simulations over southern Africa. *Clim Res*, **52**, 193–211.
- Taguela, T.N., D.A. Vondou, W. Moufouma-Okia, T.C. Fotso-Nguemo, W.M. Pokam, R.S. Tanessong, Z.D. Yepdo, A. Haensler, G.N. Longandjo, J.P. Bell, R.R. Takong, and L.A. Djotang Tchotchou, 2020 : CORDEX

- Multi-RCM Hindcast Over Central Africa : Evaluation Within Observational Uncertainty. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 1–21.
- Takacs, L.L., M.J. Suárez, and R. Todling**, 2016 : Maintaining atmospheric mass and water balance in reanalyses. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 1565–1573.
- 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. Djotang 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. *Clim Dyn*, **53**, 1911–1935.
- Tamoffo, T.A., A. Vondou, W. Pokam, A. Haensler, Z. Djomou, T.C. Fotso-Nguemo, L. Tchotchou, and R. Nouayou**, 2019 : Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model. *Theoretical and Applied Climatology*, **137**, 2351–2368.
- Tanguay, M., A. Robert, and R. Laprise**, 1990 : A semi-implicit Lagrangian fully compressible regional forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1970–1980.
- Tapp, M., and P. White**, 1976 : A non-hydrostatic mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 277–296.
- Taylor, K.E.**, 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, and G.A. Meehl**, 2012 : An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*, **93**, 485–498.
- Tchotchou, L.A.D., and F.M. Kamga**, 2010 : Sensitivity of the simulated African monsoon of summers 1993 and 1999 to convective parameterization schemes in RegCM3. *Theor Appl Climatol*, **100**, 207–220.
- Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl**, 2006 : Going to the extremes : an intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim Chang*, **79**, 185–211.
- Tebaldi, C., B. O’Neill, and J.F. Lamarque**, 2015 : Sensitivity of regional climate to global temperature and forcing. *Environmental Research Letters*, **10**, 074001.
- Tegart, W., G. Sheldon, and D. Griffiths**, 1990 : Climate change : the IPCC impacts assessment. *Australian Government Publishing Service, Canberra, Australie*.

- Tiedtke, M.**, 1989 : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Tiedtke, M.**, 1993 : Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040–3061.
- Tsalefac, M., H.F. Hiol, G. Mahé, A. Laraque, D. Sonwa, P. Scholte, W. Pokam, A. Haensler, T. Beyene, F. Ludwig, F.K. Mkankam, V.M. Djoufack, M. Ndjatsana, and C. Doumenge**, 2015 : Climat de l’Afrique Centrale : passé, présent et futur. In : De Wasseige Carlos (ed.), Tadoum Martin (ed.), Eba’a Atyi Richard (ed.), Doumenge Charles (ed.). Les forêts du Bassin du Congo - Forêts et changements climatiques. *Neufchâteau : Weyrich*, **67**, 37–52.
- van Vuuren, D.P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G.C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S.J. Smith, and S.K. Rose**, 2011 : The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, **109**, 5–31.
- Vigaud, N., B. Pohl, and J. Crétat**, 2012 : Tropical-temperate interactions over southern africa simulated by a regional climate model. *Climate dynamics*, **39**, 2895–2916.
- 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. *Int. J. Climatol*, **37**, 741–760.
- Washington, R., R. James, H. Pearce, W.M. Pokam, and W. Moufouma-Okia**, 2013 : Congo Basin rainfall climatology : can we believe the climate models? *Phil Trans R Soc B*, **368**, 20120296.
- Wei, M., F. Qiao, and J. Deng**, 2015 : A quantitative definition of global warming hiatus and 50-year prediction of global-mean surface temperature. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **72**, 3281–3289.
- Wicker, L.J., and W.C. Skamarock**, 2002 : Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Monthly weather review*, **130**, 2088–2097.
- Wilby, R.L., and T.M.L. Wigley**, 1997 : Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, **21**, 530–548.
- Wilks, D.S.**, 2011 : Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *Second Edition*, *Academic Press*, 50–55.
- Willmott, C.J., and K. Matsuura**, 2001 : Terrestrial Air Temperature and Precipita-

tion : Monthly and Annual Time Series (1950-1999).

- Xu, L., S. Raman, and R. Madala**, 1991 : A review of non-hydrostatic numerical models for the atmosphere. *Mathematics Subject Classification* : 86A10, 76Q05.
- Zdunkowski, W., W. Panhans, R. Welch, and G. Korb**, 1982 : Radiation scheme for circulation and climate models. *Contrib. Atmos. Phys. ;(Germany, Federal Republic of)*, **55**.
- Zebaze, S., S. Jain, P. Salunke, S. Shafiq, and S.K. Mishra**, 2019 : Assessment of cmip5 multimodel mean for the historical climate of africa. *Atmospheric Science Letters*, **20**, e926.
- Zorita, E., and H.v. Storch**, 1999 : The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique : Comparison with More Complicated Methods. *Journal of Climate*, **12**, 2474–2489.

Liste des publications

A Publications dans les journaux scientifiques

1. **Gabriel Fotso-kamga**, Thierry C. Fotso-Nguemo, Ismaila Diallo, Zéphirin D. Yepdo, Wilfried M. Pokam, Derbetini A. Vondou and André Lenouo. (2020) : **An evaluation of COSMO-CLM regional climate model in simulating precipitation over Central Africa**. *International Journal of Climatology*. **40**:2891-2912. DOI : 10.1002/joc.6372 ;
2. Jean-Jacques M. Mboka, Marlise S. Kouina, Steven Chouto, Flore K. Djuidje, Estelle B. Nguy, **Gabriel Fotso-kamga**, Cédric A. Matsaguim, Thierry C. Fotso-Nguemo, Jean P. Nghonda, Derbetini A. Vondou and Zéphirin D. Djomou. (2020) : **Simulated impact of global warming on extreme rainfall events over Cameroon during the twenty-first century**. *Weather*. DOI : 10.1002/wea.3867.

B Sessions des posters

1. **Gabriel Fotso-kamga**, Thierry C. Fotso-Nguemo, Zéphirin D. Yepdo, and André Lenouo : **Evaluation of precipitation simulated by COSMO-CLM over Central Africa : mean climatology, intra-seasonal variability and daily indices**. *Poster présenté au Deuxième atelier de modélisation du climat par convection, organisé par GEWEX (Global Energy and Water cycle Exchanges project), tenue du 04 au 08 Septembre 2018 à Boulder, CO, USA*.

C Présentation orale

1. **Gabriel Fotso-kamga**, Rebecca Berkoh-Oforiwaa and Ricardo E. Kouakou : **Comparison of the Hydrostatic and Nonhydrostatic Dynamical Cores Using the RegCM4**. *Présentation orale faite à L'école d'été, sur le climat et la modélisation environnementale dans la région de l'Afrique de l'Ouest, organisé par : ICTP (International Center for Theoretical Physics), tenue du 11 au 15 Mars 2019 au pôle scientifique de Bengerville, Abidjan, Côte d'Ivoire*.

