

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

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

UNITÉ DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
PHYSIQUE ET APPLICATIONS

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE

BP: 812 Yaoundé

Email: crfd@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS
AND APPLICATIONS

DEPARTMENT OF PHYSICS

P.O. Box: 812 Yaoundé

Web Site: www.uy1researchstg.cm

Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre

Laboratory of Earth's Environment Physics

Impact de la variabilité intra-saisonnière sur les variations interannuelles de la saison des pluies en Afrique Centrale

THESE

«Présentée et soutenue en vue de l'obtention partielle du Diplôme de Doctorat / PhD en
Physique»

Option: Sciences de l'Atmosphère

WAMBA TCHINDA Claudin

Matricule: 12U0748

Master en Physique

Sous la Direction de

TCHAKOUTIO SANDJON Alain

Maître de Conférences

Université de Buéa

VONDOU Derbetini Appolinaire

Maître de Conférences

Université de Yaoundé 1



Année 2024



DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

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

Nous, Professeur, **SIEWE SIEWE Martin**, et Professeur **SAÏDOU** respectivement Examineur et Président du Jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **WAMBA TCHINDA Claudin** Matricule **12U0748**, préparée sous la direction de **TCHAKOUTIO SANDJON Alain**, Maitre de Conférences Université de Buéa et **VONDOU Derbetini Appolinaire**, Professeur Université de Yaoundé 1, intitulée: «**Impact de la variabilité intra-saisonnière sur les variations interannuelles de la saison des pluies en Afrique Centrale**», soutenue le **Lundi, 20 Janvier 2025**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/PhD en Physique, Spécialité **Physique de l'Environnement Terrestre**, option **Sciences de l'Atmosphère**, attestons que toutes les corrections demandées par le Jury de soutenance ont été effectuées.

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

Fait à Yaoundé le **20 FEV 2025**

Examineur

Pr SIEWE SIEWE Martin

Le Président du Jury

Pr SAÏDOU



Le Chef de Département de Physique

Le Chef de
Département

Professeur

20 FEV 2025

Dédicace

A

Ephraïm et Triomphe mes garçons, votre joie de vivre et votre insatiable curiosité m'ont donné la force de continuer, même lorsque les choses étaient difficiles.

Tchinda Boniface mon papa, tu as été ma source d'inspiration tout au long de ce projet.

Remerciements

Toute réalisations humaine est le résultat d'efforts multiples, conditionnés à plusieurs niveaux, par une divine présence inspirante. De ce fait, l'entame de ma profonde gratitude va à l'endroit de Dieu Tout Puissant, à travers son Fils Jésus Christ, pour mon existence et ses grâces dans ma vie.

La présente thèse constitue une pièce maîtresse de mon parcours académique, et il est donc de mon devoir de remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation.

La première personne physique que j'aimerais remercier ici est mon Directeur de thèse, le Professeur Tchakoutio Sandjon Alain, non seulement pour m'avoir encadré dans le cadre de cette thèse mais aussi pour ses conseils, son soutien et sa patience au cours des années. Son expertise et ses conseils ont été essentiels à la réalisation de ce travail.

J'exprime ma profonde gratitude à mon superviseur de thèse, le Professeur Vondou Derbetini Appolinaire pour son soutien, ses conseils et sa contribution.

Aux membres du jury, je tiens à vous exprimer ma sincère gratitude pour avoir accepté de siéger au jury de ma thèse. Votre présence aujourd'hui est un grand honneur pour moi et je suis reconnaissant du temps et de l'attention que vous avez consacrés à l'évaluation de ce travail.

Je remercie l'Agence Américaine d'Observation Océanique et Atmosphérique (NOAA), pour les données mises à notre disposition gratuitement en ligne.

Merci à tous les enseignants du Département de Physique de l'Université de Yaoundé 1 pour toutes les connaissances qu'ils m'ont transmises à l'Université.

Merci aux Pr. Komkoua, Dr. Kaissassou, Dr. Zebaze, Dr. Kamsu, Dr. Tamoffo, Dr. Taguela, Dr. Bougna Amélie, Dr. Kenfack, Dr. Sonkoue, avec qui j'ai eu des discussions constructives en sciences de l'atmosphère.

Merci au LISEE (Laboratory of Industrial Systems and Environmental Engineering), Fotso Victor University Institute of Technology, University of Dschang, Bandjoun, pour l'accueil, la chaleur et les échanges pendant ma thèse.

A mes camarades de classe et du laboratoire (LAMEPA) qui m'ont encouragé et avec lesquels j'ai eu des échanges utiles pendant cette thèse, je dis merci.

Un merci particulier à ma chère et charmante compagne Tsaffo Christelle, qui a su m'encourager tout au long de mon parcours universitaire.

Merci à mes parents, Tchinda Boniface et Yemelong Anne Marlyse pour votre amour, pour l'éducation et l'esprit du travail et de l'endurance que vous m'avez transmis.

Merci à mes frères et soeurs, Denis, Alix, Arcadius, Georges, Clauvine, Epiphanie, Pierette, Raoul, Saturnin, Jorim, Alida, Antoine.

Je remercie avec beaucoup d'amour mes oncles et tantes, cousins et cousines et tous les amis.

Table des matières

Liste des figures	vi
Liste des tableaux	ix
Symboles	ix
Principaux sigles et acronymes	xii
Abstract	1
Résumé	2
Introduction générale	3
Chapitre 1 Revue de la littérature et questions de recherche	7
1.1 Généralité sur la variabilité climatique dans les tropiques.....	7
1.1.1 Définitions et présentation.....	7
1.1.2 Climatologie des composantes	8
1.1.3 Dynamique de l'air dans les basses altitudes.....	8
1.1.4 Dynamique de l'air dans les altitudes moyennes.....	10
1.1.5 Circulation en haute troposphère.....	11
1.1.6 La bande de pluie et la convection en AC.....	12
1.2 Variabilité climatique en Afrique centrale	13
1.2.1 variabilité intrasaisonnière en Afrique Centrale.....	14
1.2.2 Les ondes de Madden-Julian.....	18
1.3 La variabilité interannuelle et le phénomène ENSO.....	20
1.4 Questions de recherche.....	22
Conclusion.....	22
Chapitre 2 Domaine d'étude, données et méthodologie utilisées.....	24
2.1 Domaine d'étude.....	24
2.2 Les données utilisées.....	26
2.2.1 Les données d'OLR de la NOAA.....	26
2.2.2 Les données de réanalyse NCEP.....	27
a. Le vent zonal et méridional.....	27
b. Les données de la hauteur du géopotentiel.....	28
c. Les données de la vitesse verticale du vent (oméga).....	28
2.2.3 Les données des précipitations.....	29
2.3 Méthodologie.....	32
2.3.1 Le filtrage numérique.....	32
2.3.2 Analyse en composantes principale.....	34
2.3.3 Méthode des seuils.....	36
2.3.4 Calcul des phases de la VIS 25-70-jours des précipitations.....	39

2.3.5 Analyse composite.....	41
2.3.6 Test de significativité.....	43
2.3.7 Taux d'impact.....	45
Conclusion.....	45
Chapitre 3 Résultats et discussions.....	46
3.1 Structure des oscillations intra-saisonniers 25-70-jours.....	46
3.2 Influence des pics ISO sur la variabilité des précipitations et la circulation associées.....	51
3.3 Influence des phases de la VIS sur les pluies de la saison MAM en AC.....	57
3.4 Relation avec l'OMJ.....	72
3.5 Influence de la VIS sur les variations interannuelles des pluies de la saison MAM.....	80
1. Variations interannuelle de la structure spatiale de la moyenne saisonnière de l'onde.....	80
2. Influence de l'onde sur les variations interannuelles des précipitations.....	87
Conclusion générale.....	92
Perspectives.....	94
Références bibliographiques	95
Liste des publications	109
Ateliers et école d'été	109

Liste des figures

Figure 1 Zone tropicale.....	9
Figure 2 Moyenne climatologique saisonnière du vent zonal à 850 hPa.	11
Figure 3 Identique à la figure 2 mais à 700 hPa.....	12
Figure 4 Identique à la figure 2 mais à 200 hPa.....	13
Figure 5 Diagramme temps – longitude (10°E - 20°E) de la climatologie des pluies	17
Figure 6 Identique à la figure 5, mais entre 20°E et 35°E.....	18
Figure 7 Schéma conceptuel de l’OMJ.....	22
Figure 8 Carte topographique de la zone d’étude réalisée à partir des données ETOPO.....	27
Figure 9 Sortie du filtrage numérique de la série temporelle des anomalies d’OLR en AC.....	36
Figure 10 Charges spatiales des deux premières composantes principales de l’anomalie OLR	39
Figure 11 Série temporelle des anomalies standardisées de l’amplitude ISO, de 1980 à 1990.....	40
Figure 12 Spectres de puissance des anomalies OLR moyennés sur l’Afrique centrale	41
Figure 13 Structure spatiale de l’anomalie des précipitations filtrées (en mm) entre 25 et 70 jours en AC, de 1980 à 2019 pendant la saison MAM.....	42
Figure 14 Illustration des Phases de l’onde 25-70-jours, pour la seule année 2005.....	43
Figure 15 Structure spatiale des anomalies pluviométriques quotidiennes filtrées sur 25-70 jours pour la saison MAM.....	48
Figure 16 Composites de l’anomalie des précipitations filtrées et de l’anomalie des vents horizontaux 850 hPa pendant les SIEs et les WIEs	49
Figure 17 Identique à la figure 16 mais l’anomalie horizontale du vent est à 200 hPa.....	51
Figure 18 Composite des anomalies de précipitations filtrées (a), de l’OLR (b) et de la hauteur du géopotentiel à 925 hPa (c), sur la base des SIE (a, c et e) et des WIE (b, d et f)	54
Figure 19 Identique à la figure 18, mais le vent est à 200 hPa.....	55
Figure 20 Distribution spatiale du taux d’impact pendant les SIEs (a) et les WIEs (b).....	57
Figure 21 Composite de l’anomalie des précipitations journalières filtrées (mm/jour) des phases de l’onde 25-70 jours, pendant la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019.....	59
Figure 22 Composite de l’anomalie de l’OLR (W/m ²) pendant les phases de l’onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019.....	61
Figure 23 Composite de l’anomalie du vent zonal à 700 hPa (m/s) en couleur. Les vecteurs indiquent la composite de l’anomalie du vent horizontal.....	62
Figure 24 Composite de l’anomalie du vent zonal à 200 hPa (m/s) en couleur. Les vecteurs indiquent la composite de l’anomalie du vent horizontal.....	63
Figure 25 Composite du profil vertical de l’anomalie de la composante zonale du vent horizontal (m/s), pendant les phases de l’onde.....	64
Figure 26 Composite du profil vertical de l’anomalie de la composante méridionale du vent horizontal.....	65

Figure 27 Composite de l'anomalie de l'omega (cm/s) à 500 hPa.....	67
Figure 28 Composite de l'anomalie filtrée standardisée de l'énergie statique humide à 850 hPa en couleur (j/kg), et du vent horizontal à 850 hPa en vecteur (m/s).....	69
Figure 29 Corrélation linéaire entre l'amplitude des phases de la VIS 25-70-jour et la composite de l'anomalie des pluies.....	70
Figure 30 Taux d'impact des pluies des phases de la VIS sur la pluie de la saison MAM.....	72
Figure 31 Composite des anomalies de précipitations quotidiennes filtrées pour chaque phase de la MJO. Les flèches indiquent les anomalies de vent filtrées à 850hPa.....	75
Figure 32 Identique à la figure 31 mais les vecteurs indiquent l'anomalie filtrée du vent à 200 hPa.....	77
Figure 33 Diagramme longitude-latitude des composites de l'anomalie de l'ESH.....	79
Figure 34 Série temporelle de la structure spatiale de la VIS des pluies en ACO, de 1983 à 2019.....	81
Figure 35 Indemne à la figure 34, mais en ACE.....	82
Figure 36 Tendence des variations interannuelles de la saison des pluies de MAM en ACO (droite rouge), ACE (droite bleue) et en AC (droite orange).....	84
Figure 37 Anomalie des précipitations filtrées pendant la saison MAM, de 1983 à 2002.....	86
Figure 38 Identique à la figure 37, mais de 2000 à 2019.....	87
Figure 39 Climatologie annuelle des précipitations pendant la saison MAM.....	88
Figure 40 Distribution spatiale de la moyenne journalière de l'anomalie des précipitations.....	89
Figure 41 Anomalie du vent zonal à 850 hPa en m/s (en couleur), au cour de la saison MAM et pendant les années de forte VIS (a.), de faible VIS (b.) et pendant les années de distribution dipolaire de l'amplitude de la VIS en AC.....	90
Figure 42 Identique à la figure 41, mais à 200 hPa. Le vecteur de référence du vent est 3m/s.....	92

Liste des tableaux

Tableau 1 Liste des données d'observation ou de réanalyse utilisés dans le cadre de ce travail.....	33
Tableau 2 Corrélations entre les SIEs/WIEs et les phases de l'OMJ.....	80
Tableau 3 Classification de la période d'étude (1983 à 2019) en ACO.....	83
Tableau 4 Identique au tableau 3, mais en ACE.....	83

Liste des symboles

$\sqrt{\square}$:	racine carré
Σ :	somme
π :	pi
σ :	sigma
∞ :	infini
sin:	sinus
cov:	covariance
det:	déterminant
λ :	lambda
I :	Matrice identité
M :	Matrice
θ :	Theta
tan:	tangente
Ω :	Omega
ω :	omega
ϵ :	appartient à
τ :	tau
\circ :	omikron
υ :	upsilon
m/s :	mètre par seconde
hPa:	hectopascal
J:	joule
Kg:	kilogramme
m^2 :	mètre carré
mm/j:	millimètre par jour
w/m^2 :	Watt par mètre carré

Acronymes

AC:	Afrique Centrale
ACE:	Afrique Centrale de l'Est
ACO:	Afrique Centrale de l'Ouest
ACP:	Analyse en Composantes Principales
BC:	Bassin du Congo
CCEK:	Kelvin Équatoriale Couplé par Convection
CCER:	Rossby Équatoriale Couplé par Convection
CPC:	Centre de Prévision Climatique
DJF:	Décembre - Janvier - Février
ENSO:	El Nino Oscillation Australe
GCA:	Grande Corne de l'Afrique
GFS:	Global Forecast System
GIEC:	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
hgt:	Hauteur du géopotentiel
IOD:	Dipôle de l'Océan Indien
ISO:	Oscillation intrasaisonnière
JEA-N:	Jet Est Africain Nord
JEA-S:	Jet Est Africain Sud
JEA:	Jet Est Africain
JET:	Jet Est Tropical
JJA:	Juin - Juillet - Août
MAM:	Mars - Avril - Mai
MCG:	Modèle de Circulation Générale
MCS:	Système Convectif de Mésos-échelle
MJO:	Madden-Julian Oscillation
NCAR:	Centre National de Recherche Atmosphérique
NCEP:	National Centers for Environmental Prediction
NOAA:	Administration Nationale des Océans et de l'Atmosphère
OLR:	Outgoing Longwave Radiation
RCA:	République Centrafricaine
RDC:	République Démocratique du Congo
RMM:	Real time Multivariate MJO
SIE:	Strong Intraseasonal Event
SON:	Septembre - Octobre - Novembre
TSM	Température de Surface de la Mer
TSM:	Température de Surface de la Mer
USA:	Etats-Unis d'Amérique
uwnd:	Vent horizontal
VIS:	Variabilité Intrasaisonnière
vwnd:	Vent méridional
WIE:	Weak Intraseasonal Event
ZCIT:	Zone de Convergence Intertropicale

ABSTRACT

Central Africa is a region particularly sensitive to rainfall variations, which significantly affect agriculture, food security, and economic development. This thesis examines the influence of 25-70 day intraseasonal variability (ISV) on the interannual variability of the seasonal mean rainfall in Central Africa (CA). Our study, based on observational data and reanalyses (1980-2019), aims to understand how different modes of climate variability influence seasonal rainfall (March-April-May) in the region. We first analyzed the impact of ISV amplitudes on 137 intraseasonal events (71 strong and 66 weak). Then, we studied the influence of the 25-70 day intraseasonal variability and the Madden-Julian Oscillation (MJO) phases on rainfall. Finally, we explored the dynamic and thermodynamic mechanisms underlying these influences and their impact on the interannual variability of rainfall regimes. The results indicate that strong intraseasonal events (SIE) are associated with increased rainfall over almost all of Central Africa, while weak intraseasonal events (WIE) induce a marked east-west contrast: an increase in rainfall in the west of the region and a decrease in the east. Phases 4 and 5 of the ISV induce an increase in rainfall in the equatorial belt ($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$) between 10°E and 45°E , a similar effect to that observed during phases 1 and 2 of the MJO. Conversely, phases 1 and 8 of the ISV, as well as phases 5 and 6 of the MJO, are associated with a decrease in rainfall in the region. The impact of the ISV phases varies greatly from one phase to another and from one region to another in CA. The areas experiencing a significant increase in rainfall show a high sensitivity to the ISV, with an impact rate that can reach 80%. Similarly, the regions where rainfall decreases are strongly correlated with the ISV, with impact rates that can drop to -80%. Linear correlation analyses confirm this strong association, with coefficients reaching 0.6 and -0.6 in certain regions. The disturbances in atmospheric circulation and the thermodynamic anomalies associated with the different phases of the ISV largely explain the spatial distribution of convection and precipitation anomalies. A non-centered model correlation analysis reveals a close relationship between the ISV amplitude and the MJO phases, and their combined impact on the rainfall distribution during the MAM season. The analysis of the interannual variations of the 25-70 day wave reveals three types of dominant spatial structures: a positive phase characterized by a positive anomaly of amplitude over the entire region, a negative phase with a negative anomaly of amplitude, and a mixed phase with an east-west dipolar structure. These different phases are associated with distinct rainfall regimes: positive years (1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005 and 2008) favor an increase in rainfall on the Atlantic coasts and west of Ethiopia, while the south of the Congo Basin and Kenya experience a decrease. Conversely, negative years (1988, 1990, 1992, 1997, 2003, 2004, 2010, 2015 and 2017) show an opposite pattern. Mixed years (1983, 1985, 2000, 2018 and 2019) are marked by a decrease in rainfall in the west and an increase in the east of Central Africa. These interannual modulations of rainfall are linked to corresponding variations in atmospheric circulation at low and high altitudes. The 25-70 day waves thus play a key role in the interannual variability of rainfall in Central Africa, with potentially significant implications for agriculture and livelihoods.

Keywords: intraseasonal variability; Madden-Julian Oscillation; Central Africa; precipitation

RÉSUMÉ

L'Afrique centrale est une région particulièrement sensible aux variations des précipitations, qui affectent de manière significative l'agriculture, la sécurité alimentaire et le développement économique. Cette thèse se propose d'examiner l'influence de la variabilité intra-saisonnière (VIS) 25 - 70 jours sur la variabilité interannuelles de la moyenne saisonnière des précipitations en Afrique centrale (AC). Notre étude, basée sur des données d'observations et des réanalyses (1980-2019), vise à comprendre comment les différents modes de variabilité climatique influencent les précipitations saisonnières (Mars-Avril-Mai) dans la région. Nous avons analysé dans un premier temps, l'impact des amplitudes de la Vis sur 137 événements intra-saisonniers (71 forts et 66 faibles). Ensuite, nous avons étudié l'influence des phases de la variabilité intra-saisonnière de 25-70 jours et de l'Oscillation de Madden-Julian (OMJ) sur les précipitations. Enfin, nous avons exploré les mécanismes dynamiques et thermodynamiques sous-jacents à ces influences et leur impact sur la variabilité interannuelle des régimes pluvieux.

Les résultats indiquent que les événements intra-saisonniers forts (SIE) sont associés à une augmentation des précipitations sur la quasi-totalité de l'Afrique centrale, tandis que les événements intra-saisonniers faibles (WIE) induisent un contraste est-ouest marqué: une hausse des précipitations à l'Ouest de la région et une diminution à l'Est. Les phases 4 et 5 de la VIS induisent une augmentation des précipitations dans la bande équatoriale ($10^{\circ}\text{S} - 10^{\circ}\text{N}$) entre 10°E et 45°E , un effet similaire à celui observé pendant les phases 1 et 2 de l'OMJ. À l'inverse, les phases 1 et 8 de la VIS, ainsi que les phases 5 et 6 de l'OMJ, sont associées à une diminution des précipitations dans la région. L'impact des phases de la VIS varie fortement d'une phase à l'autre et d'une région à l'autre de l'AC. L'impact de la VIS sur les précipitations varie considérablement selon les phases et les régions de l'Afrique centrale. Les zones connaissant une augmentation significative des précipitations présentent une forte sensibilité à la VIS, avec un taux d'impact pouvant atteindre 80%. De même, les régions où les précipitations diminuent sont fortement corrélées à la VIS, avec des taux d'impact pouvant descendre jusqu'à -80%. Les analyses de corrélation linéaire confirment cette forte association, avec des coefficients atteignant 0,6 et -0,6 dans certaines régions. Les perturbations de la circulation atmosphérique et les anomalies thermodynamiques associées aux différentes phases de la VIS expliquent en grande partie la distribution spatiale des anomalies de convection et de précipitations. Une analyse de corrélation de modèle non centré révèle une relation étroite entre l'amplitude de la VIS et les phases de l'OMJ, et leur impact conjoint sur la distribution des précipitations pendant la saison MAM.

L'analyse des variations interannuelles de l'onde 25-70 jours révèle trois types de structures spatiales dominantes : une phase positive caractérisée par une anomalie positive de l'amplitude sur l'ensemble de la région, une phase négative avec une anomalie négative de l'amplitude, et une phase mixte avec une structure dipolaire est-ouest. Ces différentes phases sont associées à des régimes de précipitations distincts : les années positives (1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005 et 2008) favorisent une augmentation des précipitations sur les côtes atlantiques et à l'ouest de l'Éthiopie, tandis que le sud du bassin du Congo et le Kenya connaissent

une diminution. À l'inverse, les années négatives (1988, 1990, 1992, 1997, 2003, 2004, 2010, 2015 et 2017) présentent un schéma opposé. Les années mixtes (1983, 1985, 2000, 2018 et 2019) sont marquées par une baisse des précipitations à l'ouest et une hausse à l'est de l'Afrique centrale. Ces modulations interannuelles des précipitations sont liées à des variations correspondantes de la circulation atmosphérique à basse et haute altitude. Les ondes 25-70 jours jouent ainsi un rôle clé dans la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique centrale, avec des implications potentiellement importantes pour l'agriculture et les moyens de subsistance.

Mots-clés: Oscillation de Madden-Julian; Afrique centrale; variabilité intra-saisonnière; précipitations

INTRODUCTION GENERALE

La pluie est essentielle à la vie et aux activités humaines en Afrique, en particulier pour l'agriculture et l'approvisionnement en eau. Cependant, la variabilité des précipitations peut entraîner des sécheresses ou des inondations avec des conséquences graves pour les populations et l'environnement. Comprendre les mécanismes de cette variabilité est essentiel pour anticiper les risques, développer des stratégies d'adaptation efficaces et assurer un développement durable. Des études approfondies sur les régimes pluviométriques, couplées à des systèmes d'alerte précoce, permettent de mieux gérer les ressources en eau, d'optimiser les pratiques agricoles et de renforcer la résilience des populations face aux aléas climatiques. L'Afrique Centrale (AC) s'étend entre 0°E - 50°E et 15°S - 15°N, principalement sur le continent et une partie des océans Indien et Atlantique. La topographie de la région varie fortement d'un endroit à l'autre. La partie occidentale est constituée de plaines et du Mont Cameroun tandis que la partie orientale contient les hauts plateaux, les plateaux et les rifts. Dans cette zone, la modélisation des précipitations est très complexe car leur variabilité implique une multitude de processus se déroulant sur des échelles spatiales et temporelles très diverses. Cependant, l'échelle intra-saisonnière est cruciale car la répartition et la quantité des précipitations à l'intérieur d'une saison aident les agriculteurs à planifier leurs activités agro-pastorales tout au long de l'année. En plus, une meilleure connaissance des mécanismes à l'origine des événements intra-saisonniers peut s'avérer très importante pour améliorer les prévisions météorologiques saisonnières et sous-saisonnières dans les tropiques. Ceci est d'autant plus important qu'au cours des dernières décennies, de nombreuses régions africaines ont été affectées par la variabilité des précipitations et des changements à long terme dans la distribution et l'intensité des précipitations. Généralement définis comme des fluctuations dont les périodes sont plus longues que l'échelle synoptique mais plus courtes que l'échelle saisonnière (Tsuneaki 2011), les oscillations intra-saisonnières (ISO) sont une caractéristique importante du climat tropical, en particulier dans la région indo-pacifique (Madden et Julian, 1971, 1994 ; Vincent et al., 1991). L'ISO a été initialement identifié par Madden et Julian (1971), qui ont constaté un signal fort dans le spectre des composantes 850 hPa et 200 hPa du vent zonal entre 41 et 53 jours. Depuis lors, de nombreux chercheurs ont largement documenté les caractéristiques ISO dans différentes régions des tropiques (Wheeler et al. 2000, Mpeta et Jury 2001, Zhou et al. 2002, Mounier et Janicot 2004, Donald et al. 2006, Pohl et Camberlin 2006, Wheeler et al. 2009, Hidayata et Kizu 2009, Jones et Carvalho 2011, Rauniyar et Walsh 2011, Berhane et Zaitchik 2014, Jones C. 2016, Sandjon et al., 2012; 2014, 2020, Tchakoutio et al., 2016, 2021). Camberlin et Pohl (2006) ont étudié l'influence de l'Oscillation Madden-Julian (MJO) sur les précipitations en Afrique de l'Est. Ils ont montré que les phases de la MJO qui conduisent à des périodes humides dans la région orientale (côtière) sont souvent celles associées à une suppression globale de la convection profonde dans la région Afrique/océan Indien. Tazalika et Jury (2008) ont étudié la structure spatiale et temporelle des oscillations intra-saisonnières en AC en utilisant 21 années (1980-2000) de données de précipitations journalières et de vents de basse altitude. Ils ont identifié trois modes

dominants pour les précipitations intra-saisonnières, avec une période d'environ 40-50 jours. Jury et Hector (2010) ont utilisé l'analyse en composantes principales et des données satellitaires de précipitations pour montrer que les principaux cycles d'événements pluvieux intra-saisonniers en Afrique australe se situent autour de 20 et 40 jours. Une analyse a été effectuée pour l'Afrique et des signaux sur des périodes de 10-25 et 25-60 jours ont été trouvés dans la convection et les précipitations dans la région occidentale (Janicot et al. 2011). Quelques années plus tard, Sandjon et al. (2012) explorent les caractéristiques de l'ISO en Afrique centrale et ont confirmé que les trois modes dominants de variabilité présentent des charges spatiales élevées dans le nord du Congo, le sud de l'Éthiopie et le sud-ouest de la Tanzanie, respectivement. En outre, ils ont montré que l'intensité de l'ISO diminue globalement d'une décennie à l'autre entre 1980 et 2010.

L'Oscillation Madden-Julian (OMJ, ou MJO en anglais) a des impacts importants sur une large variété de phénomènes climatiques à différentes échelles spatiales et temporelles. Quelques exemples incluent le déclenchement et la fin des moussons d'été (Yasunari 1979), la formation de cyclones tropicaux (Maloney et Hartmann 2000 ; Bessafi et Wheeler 2006), et le déclenchement de certains événements El Niño (Takayabu et al. 1999, Kessler 2001). Cependant, malgré l'importance mentionnée ci-dessus de la MJO dans le système climatique tropical, son mécanisme fondamental n'est toujours pas bien compris (Zhang C 2005; Wang 2005; Maloney et Zhang 2016). Ce manque de compréhension conduit à une mauvaise paramétrisation des processus clés nécessaires à de bonnes simulations de l'OMJ dans les modèles climatiques. De nombreux auteurs ont démontré que la simulation de l'OMJ par les modèles de circulation générale (MCG) peut être considérablement améliorée en améliorant correctement les schémas de paramétrisation (Kim et al. 2009 ; Hung et al. 2013 ; Jiang et al. 2015). Certains ont étudié l'impact des conditions géographiques locales sur l'activité de la MJO (amplitude, fréquence et vitesse) dans différentes régions des tropiques. Ils ont constaté que certaines caractéristiques géographiques locales, telles que la topographie et l'interaction air-mer, peuvent avoir un impact substantiel sur les modèles de la MJO (Wang et al. 2019 ; Fowler et Pritchard 2020 ; Tan et al. 2018; Tchakoutio et al. 2020). Par ailleurs, dans l'étude des variations de l'activité des Oscillations Intra-saisonnières (ISO) en zone tropicale, de nombreux auteurs se sont principalement concentrés sur l'amplitude du signal ISO (Anderson et al. 1984 ; Hendon et al. 1999; Sandjon et al., 2012, 2020). Or, l'étude des variations spatio-temporelles de phase ISO est d'un grand intérêt pour les simulations MJO en particulier sur des régions comme l'Afrique centrale où le régime climatique connaît parfois des changements brusques sur des distances de quelques kilomètres seulement. Malheureusement, très peu d'études ont tenté de caractériser les variations de phase ISO. En plus les études faites ont principalement utilisé la méthode classique de Fourier pour l'analyse spectrale, qui donne une fréquence maximale unique pour une série temporelle donnée et est donc très restrictive lorsqu'il s'agit d'analyser les variations de phase ISO à différentes échelles temporelles et spatiales.

Les études de Sandjon et al., (2012) suggèrent également que les processus induisant la variabilité des précipitations dans la région (AC) varient des échelles synoptiques (inférieures à 10 jours) aux échelles de

temps plus longues. Cependant, le signal est principalement contenu entre 20 et 80 jours, avec une puissance plus élevée au début et à la fin de l'année (Décembre-Avril). Ces deux bandes de variabilité ont été largement étudiées, enrichissant notre compréhension du climat dans la région. Par exemple, Sandjon et al. (2014) ont analysé la variabilité intra-saisonnière des précipitations dans la bande 10 - 25 jours en Afrique centrale et ont constaté qu'elle est plus prononcée à l'est qu'à l'Ouest, son pic étant atteint pendant la saison Septembre - Novembre (SON). Zhou et al. (2021) ont évalué le mode dominant de précipitations intra-saisonnières pendant la saison des pluies de Février à Mai au Rwanda, constatant qu'il présente une variabilité significative sur l'échelle de temps de 10 à 25 jours et est associé à des vents d'Ouest anormaux. Les études de Tchakoutio et al., 2021 et Sandjon et al., 2020 ont montré que l'intensité du mode 25 - 70 jours atteint son pic pendant la saison MAM en AC. De plus, la saison MAM est une saison typique des pluies en Afrique centrale et a fait l'objet de plusieurs études (Gebrechorkos et al., 2019 ; Feudjo et al., 2021 ; Zebaze et al., 2022). Ceci explique le choix dans cette thèse de la bande de variabilité 25-70-jours pendant la saison MAM.

Les études susmentionnées ont principalement examiné les caractéristiques associées à la variabilité intra-saisonnière dans la fenêtre 10 - 120 jours en générale, sur l'AC. Elles ont établi une prédominance des signaux entre 10 - 25 jours et entre 25 - 70 jours. L'importance et la saisonnalité de la fenêtre 25 - 70 jours indique son pic pendant la saison MAM. Toutefois, ces études n'ont pas vraiment étudié les mécanismes de l'impact de la VIS 25 - 70 jours sur les précipitations dans la région. Aucune attention particulière n'a été accordée à la saison MAM, et sur ses variations interannuelles ainsi qu'à la modulation du système pluviométrique interannuelle. Pourtant, la compréhension d'une telle modulation est absolument nécessaire pour améliorer les prévisions saisonnières, qui sont indispensables à la planification de l'agriculture et d'autres activités socio-économiques.

C'est ainsi que Seregina et al., (2020), dans le but de comprendre la variabilité interannuelle des précipitations entre 1981 et 2018 dans la Grande Corne de l'Afrique (GCA), en particulier pendant les saisons des pluies longues (mars-mai) et des pluies courtes (décembre-mars) du sud de la GCA, montrent que La ZCIT présente une forte variabilité interannuelle dans la région. L'étude offre ainsi de nouvelles perspectives pour comprendre la variabilité et les tendances récentes des précipitations dans la région de la GCA. Palmer et al., (2023) soulignent l'importance de comprendre les facteurs qui influencent les pluies en Afrique de l'Est, et montrent que El Niño-Southern Oscillation (ENSO) et le Dipôle de l'Océan Indien (IOD), jouent un rôle dominant dans la variabilité interannuelle des précipitations.

Le but de cette thèse est donc d'examiner l'influence de l'oscillation intra-saisonnière 25-70-jours d'abord sur la répartition spatiale des précipitations et ensuite sur leurs variations interannuelles en AC pendant la saison MAM. Tout d'abord, après avoir déterminé la structure spatiale de la VIS 25 -70 jours, nous examinons l'influence de ses caractéristiques (amplitude et phases) sur les précipitations de la saison MAM en AC; tout en regardant les mécanismes physiques qui expliquent cette influence. Nous explorons ensuite les

effets des indices des phases des indexes multivariés à temps réel de l'OMJ sur les précipitations de la saison dans notre région d'étude, tout en analysant les mécanismes physiques qui y sont associés. Nous évaluons aussi la relation entre les influences de l'amplitude de l'onde 25-70-jours et les indices des phases de l'OMJ sur la pluie saisonnière en AC. La caractérisation des variations interannuelles de la structure spatiale de la VIS 25 - 70 jours est prise en compte Et enfin nous analysons l'impact de la caractérisation interannuelle de la VIS sur les variations des précipitations et de la circulation atmosphérique de la saison MAM en AC. Les résultats de cette thèse devraient fournir une meilleure compréhension de l'impact de la variabilité intra-saisonnière sur les précipitations en Afrique Centrale. Cette compréhension pourrait être utilisée pour améliorer les prévisions météorologiques et les plans d'adaptation au changement climatique dans la région.

Ce manuscrit est élaboré en trois chapitres: le premier chapitre présente l'état des connaissances du climat et de la variabilité climatique en AC et pose les questions de recherche. Le chapitre 2 présente la zone d'étude, les données utilisées et les méthodes d'analyse. Ce chapitre permettra de mieux comprendre la caractérisation de la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours en AC. Et enfin le chapitre 3 présente et analyse les résultats de l'étude. Une conclusion générale résumant les résultats et annonçant les recherches à venir clôt le document.

CHAPITRE 1

Revue de la littérature et question de recherche

Ce chapitre décrit la variabilité climatique sous les tropiques en général et en Afrique Centrale en particulier, afin de comprendre les impacts potentiels de la variabilité climatique dans la région. Une présentation des facteurs régionaux de la variabilité des précipitations est faite ainsi que les caractéristiques climatologiques des pluies dans la région, et une description de la variabilité intra-saisonnière et des ondes de Madden-Julian. Enfin, on y trouve aussi l'état des connaissances sur la variabilité interannuelle et le phénomène d'oscillation austral El Nino en Afrique Centrale, basé sur les données des observations.

1.1 Généralité sur la variabilité climatique dans les tropiques

1.1.1 Définition et présentation

Généralement, on définit la variabilité comme étant la disposition à se soumettre à des changements ou à présenter des changements plus ou moins fréquents. Ainsi, la variabilité climatique, du point de vue du climatologue peut être la modification du climat ou d'un paramètre climatique dans l'espace ou le temps, par rapport à un état de référence (<https://fr.wikipedia.org/wiki/Tropique> 20/01/2025). Elle peut être anthropique ou naturelle, et se produire sur de nombreuses échelles de temps, de la saison à la décennie. La variabilité climatique naturelle est due aux processus inhérents au système climatique, tels que les variations de l'orbite de la Terre, les variations de l'activité solaire, ou les éruptions volcaniques. La variabilité anthropique résulte des activités humaines comme les émissions de gaz à effet de serre. Les changements de température sont l'aspect du climat le plus étudié, mais la variabilité climatique peut également affecter les précipitations, les vents, les vagues, etc. Pour la variabilité temporelle, elle se définit en fonction de ses variations par rapport à une normale Il faut prendre en compte l'évolution (la tendance à long terme), les anomalies d'ordre exogène (télé-connections) ou endogène (actions anthropiques). On associe souvent la variabilité climatique à des cycles ou des pseudo-cycles, en essayant de les mettre en relation avec l'activité solaire ou les phases de l'Oscillation Australe, par exemple. La variabilité spatiale quant à elle peut sembler évidente au premier abord. On peut expliquer les variations du climat en fonction de la latitude et de la longitude de la station étudiée mais aussi de son altitude et de son environnement proche (microtopographie, exposition). Notre étude est focalisée dans le domaine de l'Afrique centrale qui est situé sous les tropiques.

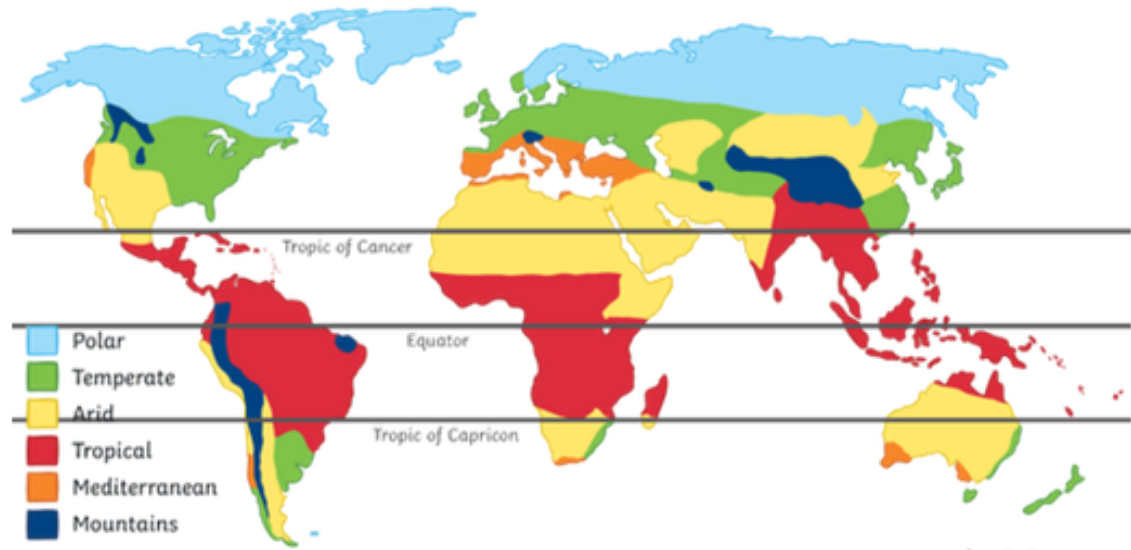


Figure 1 : La zone tropicale. (source : <https://www.quora.com/Are-there-tropical-deserts>)

1.1.2 Climatologie des composantes du système climatique en Afrique Centrale.

En Afrique Centrale, la dynamique de l'air est étroitement liée au mouvement des eaux régionales. Les masses d'air se déplacent de manière significative d'un niveau de pression à un autre tout au long de la colonne atmosphérique, ce qui crée trois systèmes principaux : La circulation de basses altitudes entre 1000 hPa et 850 hPa, dominée par les flux entrant de l'Ouest et de l'Est (Pokam et al., 2014; Dyer et al., 2017); la moyenne troposphère est principalement constituée des Jets d'Est Africain entre 700 hPa et 600 hPa, tandis que la couche supérieure autour de 200 hPa est constituée du Jet d'Est Tropical (Nicholson et Grist., 2003). La réaction de ce système complexe en surface, habituellement perçue comme la branche horizontale de la circulation de Walker, est connue sous le nom de zone de convergence intertropicale.

1.1.3 Dynamique de l'air dans les basses altitudes

Dans la couche inférieure de la troposphère, la circulation atmosphérique est à la fois dominée par les flux entrants (sortants) des océans atlantiques et indien (du continent vers les océans). Ces flux constituent le régime de mousson qui est le changement de la direction des vents en lien avec le contraste thermique entre les continents et les océans. Cette circulation module donc fortement le transport et la convergence de l'humidité de l'air au-dessus des surfaces continentales et ainsi moduler l'intensité de la convection et des pluies. La figure 2 présente la climatologie moyenne saisonnière du vent zonal (en couleur) à 850 hPa. Les valeurs négatives indiquent les vents se propageant de l'Est vers l'Ouest et les valeurs positives, ceux se propageant de l'Ouest vers l'Est. La circulation varie d'une saison à une autre sur toute la région d'étude. Pendant la saison DJF (caractérisée par la sécheresse sur presque toute la zone d'étude), la circulation est constituée par les alizés du

nord-est dans toute la zone au-dessus de 6°N qui se propagent vers l'équateur. Ils sont caractérisés par l'harmattan. C'est un vent chaud et sec qui assèche la colonne d'air continentale qui contrôle ainsi la saison sèche sur la région. Les vents d'Ouest en provenance de l'océan atlantique sont faibles sur le Bassin du Congo. En MAM, les alizés du nord-est et du Sahara sont affaiblis tant dis que les alizés du Sud-est se renforcent de l'océan indien vers le continent. La circulation dominante est d'Est en ouest, transportant l'humidité de l'océan indien vers le continent. Ces alizés du Sud-est sont déviés vers l'Est lors de la traversée de l'équateur entraînant l'émergence des vents d'Ouest. Cette déviation est due à la force de Coriolis et est renforcée pendant la saison JJA. Au Nord de 5°N , ce flux d'Ouest qui domine est imputable à la circulation cyclonique induite par la dépression thermique Saharienne (Lavaysse et al., 2009). Au sud de 5°S , la variabilité saisonnière de ce flux d'Ouest est modulée par le contraste thermique entre le Bassin du Congo plus chaud et le Golf de Guinée plus froid. Les études de Pokam et al., (2014) ont révélées l'existence d'autres processus et mécanismes qui modulent la variabilité atmosphérique et diffèrent selon qu'on se trouve au nord ou au sud de la latitude 60°N . La climatologie de la circulation en SON est presque identique à celle en MAM, sauf qu'elle est très faible dans le Bassin du Congo. Dezfuli et Nicholson (2013) ont démontré que les années sèches sont caractérisées par les vents d'Ouest faibles près de la surface et les années humides par un noyau de flux d'Ouest proche de 850 hPa en Afrique de l'Ouest et en Afrique équatoriale occidentale. On constate également que les flux d'Ouest ont une forte influence dans le Bassin du Congo (Pokam et al., 2014). Le rôle important des vents d'Est de faible altitude a été souligné dans les études de Van der Ent et al., (2010). De même, Dyer et al., (2017) ont montré que pendant les saisons MAM et SON, la rencontre entre les flux d'Ouest provenant de l'océan atlantique et le flux d'Est de l'océan indien conditionne la zone d'augmentation des pluies, associée à la zone de convergence dans la basse couche.

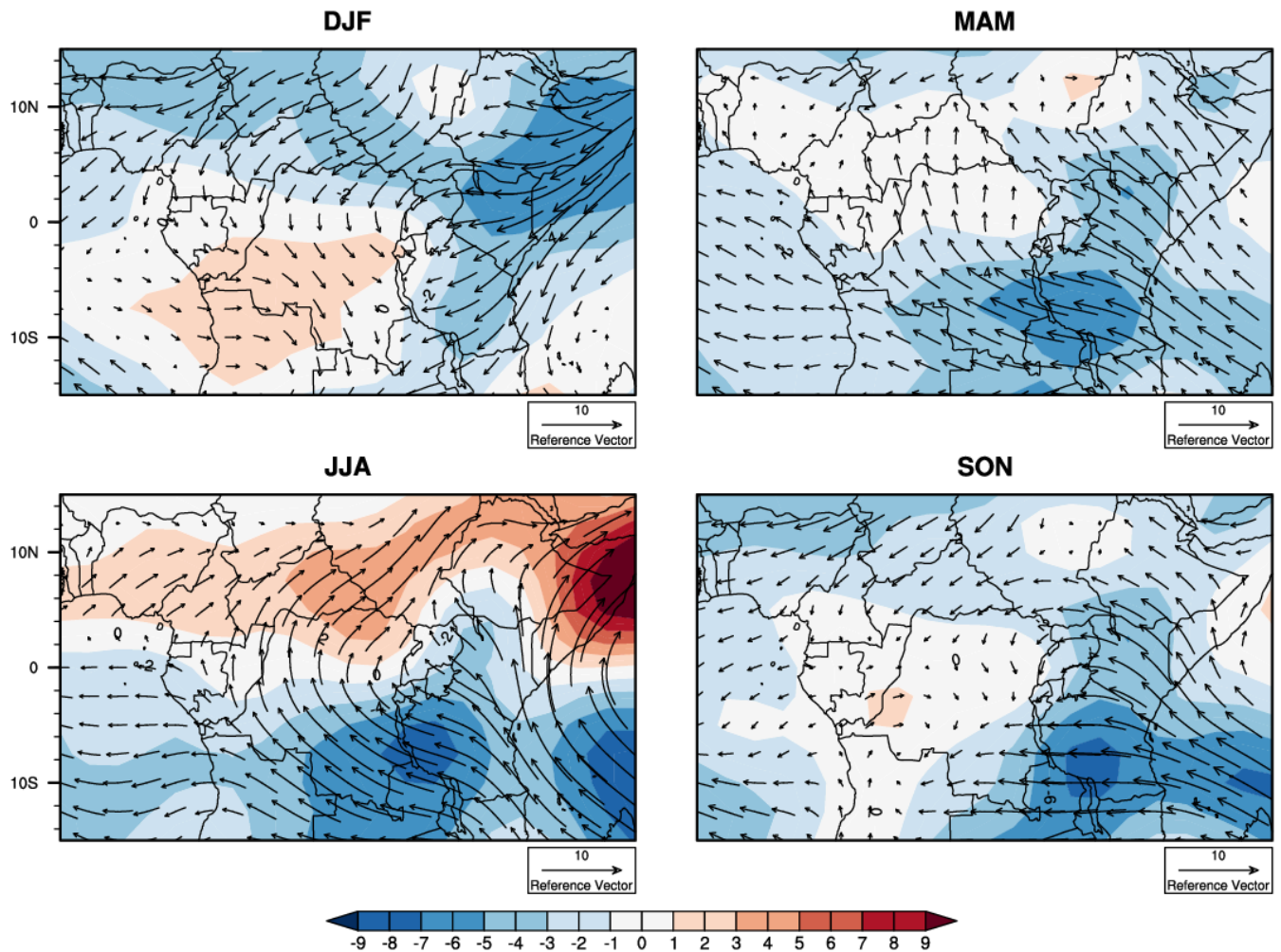


Figure 2 Moyenne climatologique du vent zonal (en couleur) en m/s à 850 hPa. Les vecteurs indiquent le sens et la vitesse de la circulation.

1.1.4 Dynamique de l'air dans les altitudes moyennes.

Le milieu de la troposphère de la région AC est dominé par le flux d'Est qui est le Jet Est Africain (JEA) à travers ses composantes du Sud (JEA-S) et du Nord (JEA-N) (Dezfuli et Nicholson., 2011). Les JEAs sont situés entre 600 et 700 hPa et doivent leur existence au gradient de température produit par le contraste entre le Sahara chaud et les régions humides de la frontière maritime méridionale (JEA-N), de même qu'au contraste de températures entre les zones semi-arides de l'Afrique australe et les terres à végétation sub-humide de l'AC tropicale (JEA-S) (Jackson et al., 2009). La figure 3 est identique à la figure 2, mais plutôt à 700 hPa. Le JEA est présent dans toutes les saisons et migre entre les latitudes 5°N et 15°N. Son cœur se situe le long de la côte atlantique en Afrique de l'Ouest, entre les latitudes 5°N et 8°N pendant la saison MAM et sa vitesse atteint 10 m/s. En JJA il se trouve entre les latitude 10°N et 15°N. Le JEA-S n'est pas assez visible à 700 hPa, et semble apparaître en JJA et en SON entre les latitudes 0° - 5°S et 5°S - 10°S avec une vitesse autour de 5 m/s (JJA) et 8 m/s (SON) respectivement. Nicholson et Grist., (2003) ont montré que la présence simultanée des deux composantes intensifient la zone de la bande de pluie en SON. Cook (1999) a également montré que les

températures de surface de la mer (TSM) sont un facteur important qui module les JEAs, en raison de la condition humide permanente du Golf de Guinée provenant de la remontée d'eau (upwelling) et de la distribution des nuages.

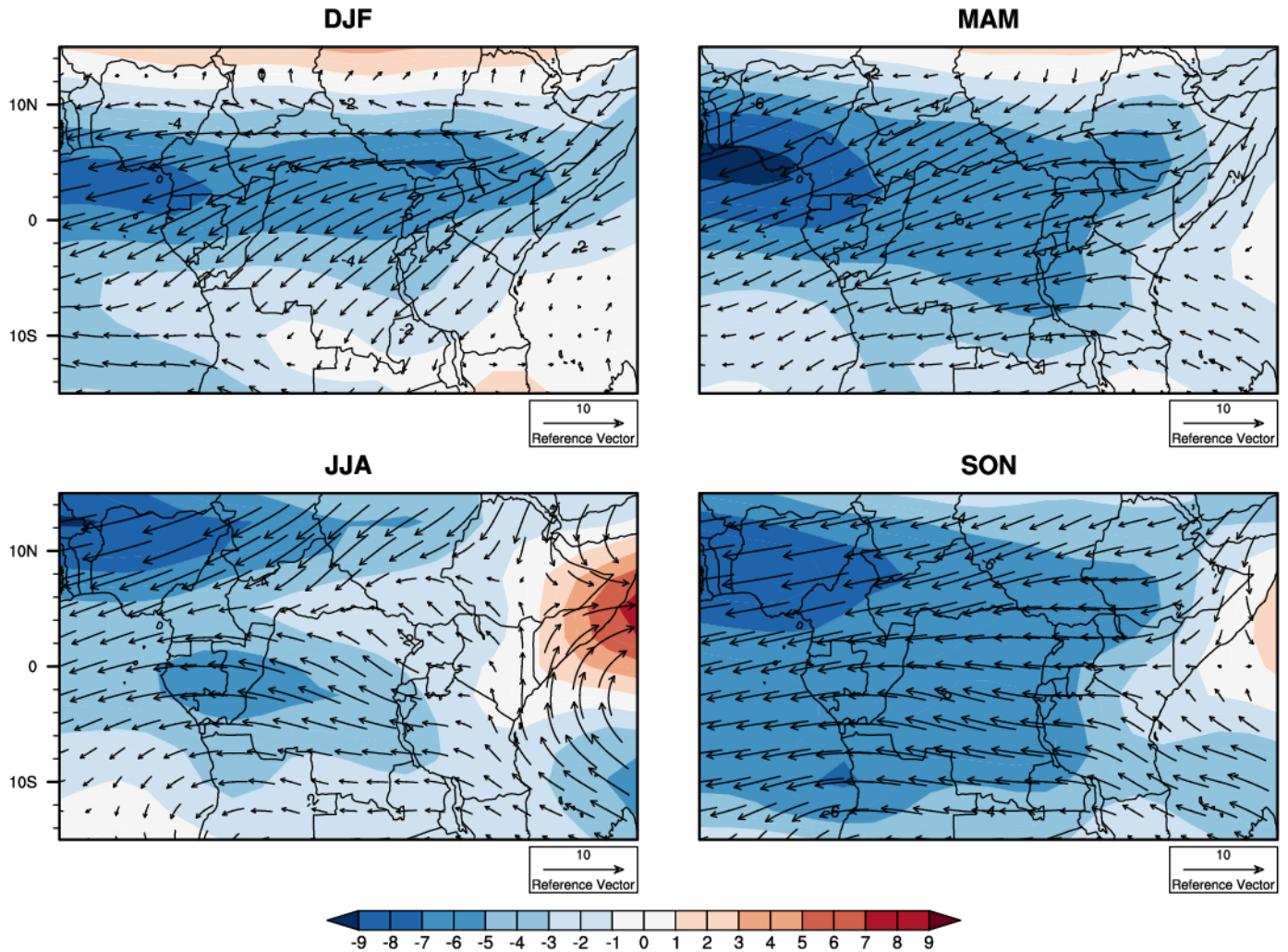


Figure 3 Identique à la figure 2 mais à 700 hPa

1.1.5 Circulation en haute troposphère

La bande supérieure de la troposphère est dominée par le Jet d'Est Tropical (JET) avec son noyau autour de 200 hPa. Il résulte de l'existence de l'anticyclone tibétain et du fort gradient de température méridional établi entre les hauts plateaux tibétains et l'océan indien pendant l'été septentrional (Koteswaram, 1958). La figure 3 présente la climatologie saisonnière du JET. Il comporte deux principaux pics, le premier en DJF localisé entre 5°S et 10°S à l'Ouest du Bassin du Congo et dont la vitesse au cœur atteint 15 m/s. Le second en JJA qui est le plus important s'étend sur tout l'hémisphère Nord entre 2°N et 15°N, et la vitesse du noyau atteint 20 m/s autour de 8°N. Les caractéristiques du Jet observés en DJF et en JJA sont identiques en MAM et SON

respectivement, sauf que l'intensité et la vitesse sont beaucoup atténuées. Nicholson et Grist., (2003) ont également étudié le lien entre le JET et les précipitations et ont constaté une prévalence de circulation divergente à 200 hPa induisant une dépression dans la couche supérieure, favorisant un flux d'humidité convergent dans la couche inférieure. L'air est accéléré dans le jet et décéléré à sa sortie, ce qui induit un mouvement géostrophique à l'entrée et à la sortie, due au déséquilibre entre le gradient de pression et les forces de Coriolis. Contrairement au JEA, le JET est plus fort en DJF et en JJA.

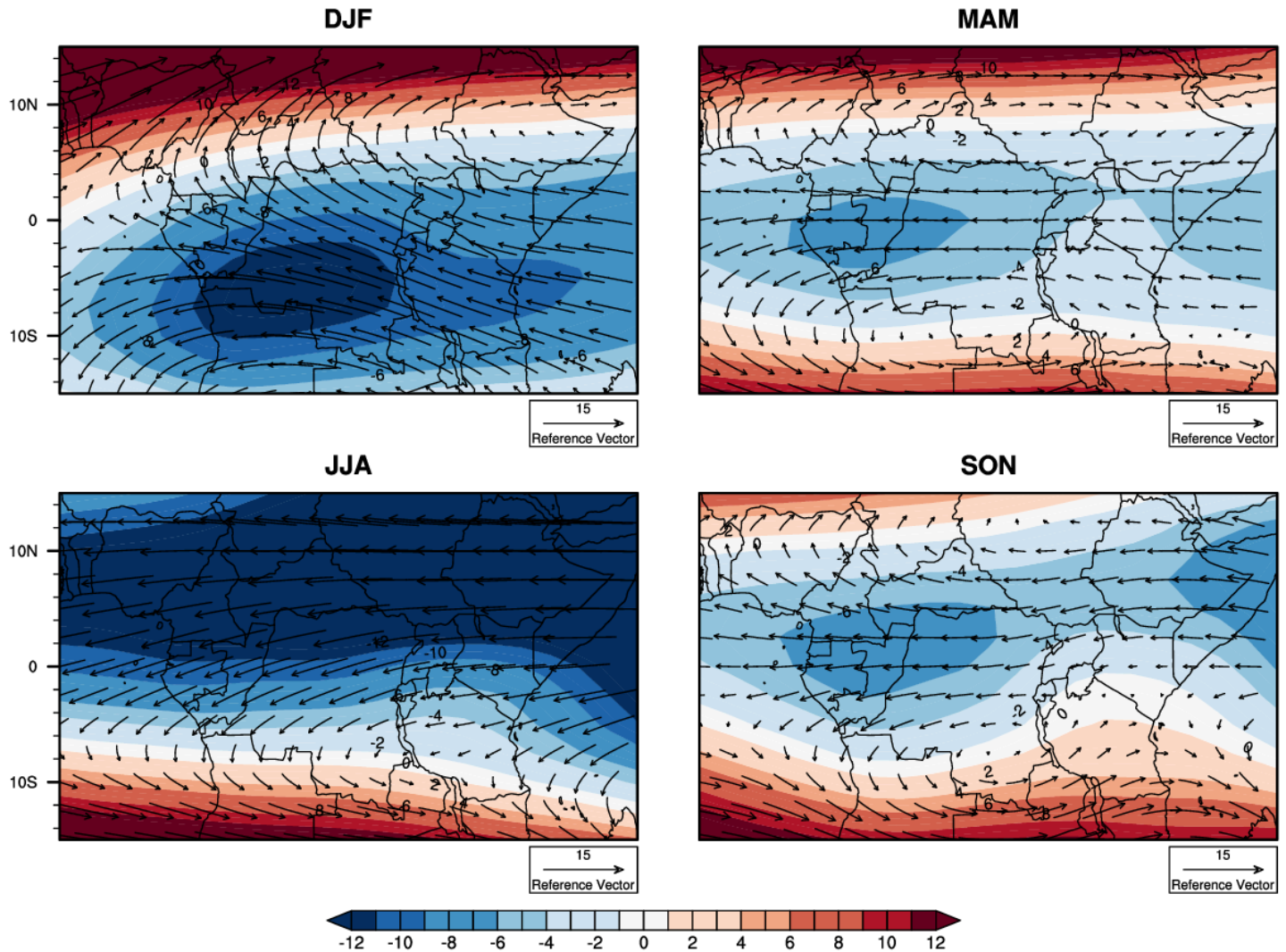


Figure 4 Identique à la figure 2 mais à 200 hPa

1.1.6 La bande de pluie et la convection en AC

La bande de pluie peut se définir comme étant l'axe des précipitations maximales avec une localisation moyenne sur les régions tropicales (Sultant et Janicot., 2000). En AC, le cycle saisonnier des précipitations a longtemps été attribué aux excursions vers le Nord et vers le Sud de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). En DJF, la ZCIT est située dans la partie Sud, poussée par la migration vers le Sud dans la couche

supérieure de la frontière entre les deux hémisphères de l'équateur géographique. En conséquence, le Nord est sous l'effet des vents secs du Nord-est. C'est aussi la phase latente des JEAs, JETs et ondes est africaine (OEA). La situation s'inverse en JJA ou elle atteint sa latitude la plus septentrionale autour de 13°N (Nicholson et Grist., 2003). Les saisons MAM et SON sont caractérisées par une ZCIT autour de l'équateur en raison de son double passage durant l'année. Cependant, des études ont contredit cette ancienne théorie de la saisonnalité de la bande de pluie (Jackson et al., 2009). Nicholson (2018) a plutôt démontré une petite similitude avec ce paradigme classique de la ZCIT, et que la migration latitudinale des saisons de pluies équatoriales n'est pas corrélée avec la convergence en surface. La distribution spatiale des précipitations est hétérogène, ce qui suggère un modèle plus localisé des processus responsables de la génération des pluies. Cet auteur soutient également l'idée d'une contraction progressive de la bande de pluie comme cause de la variabilité pendant la première saison des pluies, car la limite nord présente relativement peu de changements à une échelle de temps mensuelle.

La convection profonde quant à elle est le principal facteur des pluies en AC équatoriale (Jackson et al., 2009; Vondou et al., 2010). Elle présente l'une des trois activités convectives majeures de la planète, affichant les plus fortes fréquences de foudres qui sévissent en toutes les saisons. En plus, il existe une corrélation linéaire entre ces coups de foudre et l'occurrence élevée de systèmes convectifs à méso-échelle (MCS) (Xie et al., 2013). Les facteurs liés à cette activité convective dans la région sont nombreuses: A l'intérieur des terres, c'est la réponse en surface du chauffage solaire qui induit un gradient vertical de température et donc un mouvement vertical des masses d'air (cette surface délimite aussi la zone d'influence de la ZCIT); elle peut également résulter de la convergence en surface des masses d'air circulant en sens inverse ou d'un soulèvement des masses d'airs en raison de la topographie (Jackson et al., 2009). Le long des régions côtières, la convection est alimentée par l'effet des brises marines pendant la transition océan-continent (Vondou et al., 2010). La convection observée en AC constitue la branche ascendante de la circulation de Walker Atlantique et zonale (près de 20°E), et atteint la tropopause en JJA, contrairement à la période de renversement de la circulation (Juin - Octobre) qui se produit lorsque la langue d'eau froide de l'Atlantique est en place (Cook et Vizy, 2016).

1.2 Variabilité climatique en Afrique centrale

En raison de sa position géographique, l'Afrique centrale offre une variété de climats qui peuvent être classés en climat de type équatorial et de type tropical. Certaines zones avec une petite altitude et une étendue restreintes sont également exposées aux climats de montagne, comme le long du rift Albert (à l'est de la République démocratique du Congo) ou le long de la ligne volcanique du Cameroun.

C'est ainsi que, dans le sud du Cameroun et de la République Centrafricaine (RCA), le centre de la République Démocratique du Congo (RDC), le Congo, le Gabon, la Guinée Équatoriale et Sao Tomé-et-Principe, nous avons un climat de type équatorial avec quatre saisons (Samba-Kimbata and Mpounza 1990). D'après les

études de Mpounza et J. Samba-Kimbata (1990), la moyenne annuelle de la pluie est d'environ 1 500 à 1 800 mm, avec des valeurs maximales de 10 000 mm à Debundscha, situé au sud-ouest du mont Cameroun, et au sud de l'île de Bioko, en Guinée Équatoriale. Le temps y est chaud et humide avec des températures allant de 22 à 30 degrés Celsius. Le climat tropical à deux saisons se caractérise par ses variantes soudanienne, sahélienne et saharienne. Le sud du Tchad, le centre et le nord de la RCA sont couverts par les types soudaniens, soudano-sahélien et sahélien. En raison de son altitude moyenne supérieure aux autres régions, le sud de la RDC a un climat plus tempéré. La pluviométrie annuelle moyenne varie entre 300 et 1 500 mm. Une seule région, le Nord du Tchad est inclus dans les catégories sahélo-saharienne et saharienne, où la pluviométrie annuelle moyenne est inférieure à 300 mm et où les températures maximales peuvent atteindre 50 degrés Celsius (Godard et Tabeaud, 2009).

L'hémisphère Nord, en particulier vers la côte Atlantique, a une saison sèche principale très sèche et ensoleillée (Décembre à février), tandis que l'hémisphère Sud, en particulier vers la côte atlantique, a une saison sèche nuageuse qui maintient des taux d'humidité atmosphérique très élevés (juin à août). La charnière climatique qui sépare les climats de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère sud a un impact sur la végétation et est trop souvent négligée en raison des changements climatiques à venir (Gonmadje et al., 2012).

Comparativement aux zones sub et extra-tropicales, des incertitudes pèsent encore sur l'évolution attendue du climat de l'Afrique centrale, et notamment des précipitations, en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre (Mkankam Kanga, 2000; Hulme et al., 2001; GIEC, 2007). Évaluer les différentes façons dont les changements climatiques pourraient avoir un impact sur l'Afrique centrale suppose dans tous les cas une bonne connaissance préalable du fonctionnement du climat actuel de la sous-région, en particulier de la façon dont il s'insère :

- Dans le système climatique planétaire en général ;
- Dans les variations et changements climatiques qui affectent la zone tropicale en particulier.

Tout changement se superpose en effet à la variabilité naturelle du climat, qui s'exprime notamment, dans la zone chaude, par celle des précipitations (Pierre Camberlin, 2007). Les conséquences d'une modification du climat moyen sont plus sérieuses si celui-ci cache une forte variabilité, que ce soit d'une année à une autre (variabilité interannuelle) ou à l'échelle des épisodes pluvieux secs intra-saisonniers (Katz et Brown 1992).

1.2.1 variabilité intra-saisonnière en Afrique Centrale

Aux moyennes latitudes, le temps varie surtout aux échelles spatiales et temporelles synoptiques, c'est-à-dire avec des successions de dépressions et d'anticyclones avec des échelles spatiales de l'ordre de quelques milliers de kilomètres et temporelles de quelques jours. Dans les tropiques, il existe également des ondes à l'échelle synoptique, mais une partie importante de la variation du temps concerne la position et l'intensité de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), avec des perturbations couvrant l'ensemble

indopacifique, voire au-delà, et des échelles de temps supérieures au mois (Camille et Duvel, 2014). Ces fluctuations relativement lentes de la ZCIT sont dénommées perturbations intra-saisonniers. La figure 5 présente le cycle annuel moyen des pluies sur l'Ouest de l'AC (10°E - 20°E), à travers le profil temps latitudes. La ZCIT est une caractéristique classique et dominante de la dynamique atmosphérique sur la région. La ceinture pluvieuse est continue toute l'année et se déplace du Sud au Nord entre 5°S et 10°N de Janvier à Juillet puis du Nord au Sud de l'équateur entre 12°N et 5°S, de Juillet à Décembre. Le pic de pluies enregistrées se trouve entre 5°N et 10°N de latitude, corroborant ainsi les résultats de Sandjon et al., (2012) qui y décrit un mode de variabilité intra-saisonniers, le mode du Congo.

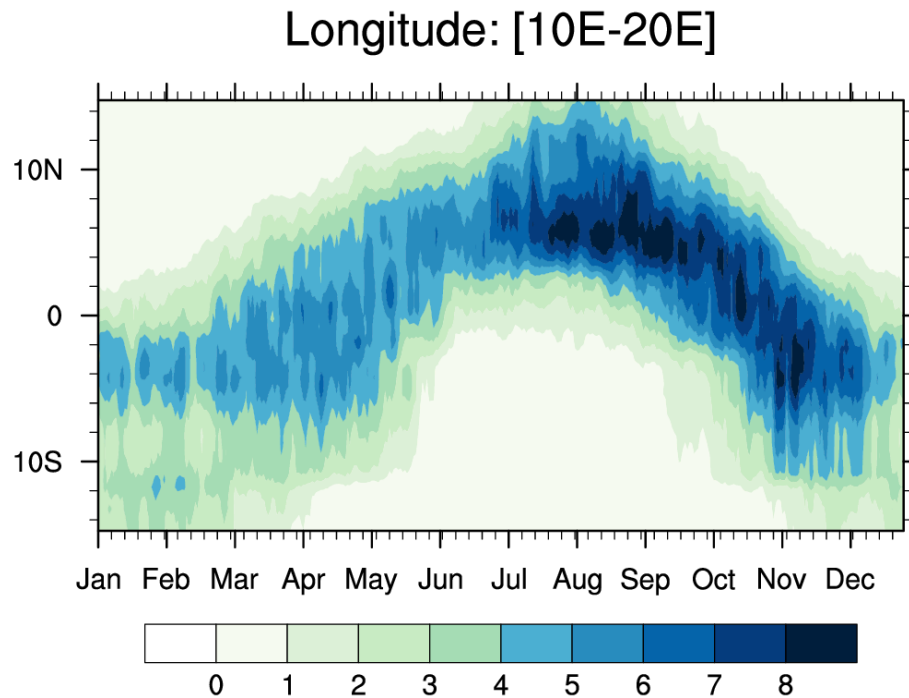


Figure 5 Variations de la climatologie journalière des pluies en fonction du temps et des latitudes. Le temps a été lissé à l'aide d'une moyenne mobile de 5 jours, pour inhiber les effets d'échelle synoptiques, et moyenné sur les longitudes entre 10°E et 20°E.

La figure 6 est identique à la figure 5, sauf qu'ici on est en AC de l'Est entre 20°E et 35°E de longitude. l'évolution latitudinale de la ceinture pluvieuse est presque identique de part et d'autre de l'équateur dans les deux régions sauf qu'ici, elle s'étend un peu plus au Nord et au Sud, entre 15°S et 5°S de Décembre à Mars et entre 5°N et 10°N de Juin à Octobre. La propagation latitudinale est moins continue comparée à la région précédente, suggérant le rôle important que jouent les hautes terres d'Afrique de l'Est dans la distribution spatiale des pluies (Sandjon et al., 2012).

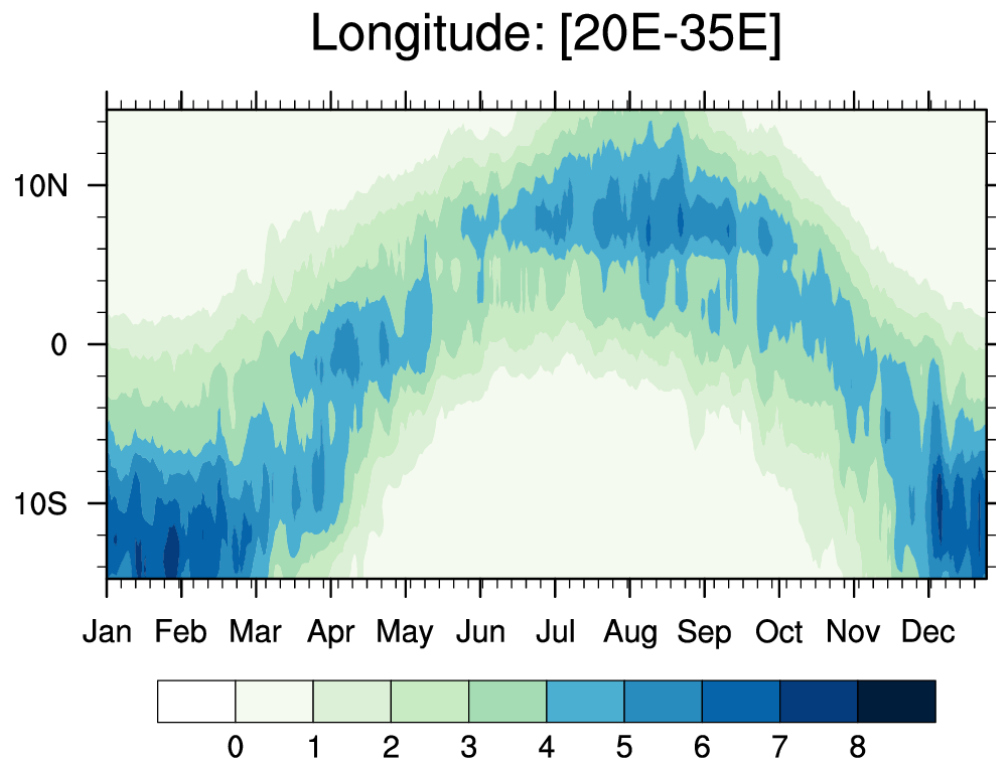


Figure 6 Variations de la climatologie journalière des pluies en fonction du temps et des latitudes. Le temps a été à l'aide d'une moyenne mobile de 5 jours, pour inhiber les effets d'échelle synoptiques, et moyenné sur les longitudes entre 20°E et 35°E.

Tous les cycles dont la durée est supérieure à l'échelle de temps synoptique (quelques jours) et inférieure à la durée d'une saison des pluies (trois mois environ) sont appelés oscillations intra-saisonnières. Les oscillations intra-saisonnières se situent sur des échelles de temps spécifiques. C'est un sujet de recherche très intéressant et crucial en raison de son impact significatif sur les diverses parties du système Terrestre. Il a été démontré dans de nombreuses études que l'oscillation intra-saisonnière tropicale est étroitement liée à la variabilité d'autres parties du système Terre, telles que la circulation océanique, la biologie marine et la chimie atmosphérique (Zhang, 2005).

De nombreuses études se sont penchées sur l'analyse de la variabilité intra-saisonnière au-dessus de la région du golfe de Guinée et en Afrique de l'Ouest. Pour la plupart centrées sur la période de Juillet à Septembre, elles ont mis en lumière les mécanismes liés à l'existence de la variabilité intra-saisonnière de la convection et des précipitations. Cette variabilité intra-saisonnière se manifeste par l'existence d'alternances de séquences sèches et humides se propageant sur une région. Une synthèse de ces résultats peut être trouvée résumée dans Janicot et al., (2011). Trois principaux modes de variabilité ont été identifiés en été, dont deux (Sahélien et Guinéen) dits de «courte» échelle de temps avec une périodicité moyenne de l'ordre de 15 jours et un autre dit de «grande» échelle de temps de périodicité d'environ 40 jours. Ces modes ont une importante extension régionale et représentent une enveloppe modulant l'activité convective. Il s'agit de modes

intermittents qui, lorsqu'ils sont en place, peuvent avoir un fort impact sur les événements convectifs et pluvieux.

Le mode à 40-jours module l'activité convective au-dessus des parties Ouest et Est de l'Afrique. Il est intimement lié au signal de l'OMJ présent sur la région Indienne. Ce mode se traduit sur l'Afrique par un signal se propageant vers l'Ouest dont les phases sont principalement modulées par les ondes équatoriales de Rossby ((Matthews et Baker 2004); Janicot et al., 2009; Lavender and Matthews, (2009); Janicot et al., (2010a); Ventrice et al., (2011); (Losada et al. 2012)).

Le mode Sahélien autour de 15 jours se propage également vers l'Ouest, régule la convection sur la bande sahélienne et est aussi associé aux ondes Rossby équatorial couplé par convection (CCER) (Janicot et al., 2010a) et la variabilité intra-saisonnière à travers le «Saharan Heat Low » (Chauvin et al., 2010; Roehrig et al., 2011).

Le mode Guinéen à 15 jours ou Dipôle zonal quasi bihebdomadaire, (Mounier et al., 2008) régule l'activité convective sur la côte Guinéenne, il combine un signal d'Ouest se propageant de l'Atlantique vers l'Afrique de l'Est aux ondes équatoriales de Kelvin (CCEK), mais se caractérise aussi par une phase stationnaire d'environ 4 jours sur la Côte Guinéenne. Il est avéré que tous les modes sont aussi en partie contrôlés par les couplages surface-atmosphère (Maloney and Shaman, 2008; Lavender and Matthews, 2009). Ils peuvent également avoir un impact conséquent sur la mise en place de la mousson d'été, caractérisée par un saut vers le Nord de la ZCIT en fin Juin (Sultan and Janicot, 2003 b; Maloney and Shaman, 2008; Janicot et al., 2008). À l'échelle synoptique, il a été mis en évidence la présence non seulement des ondes d'Est africaines, mais aussi d'ondes équatoriales de Kelvin (de périodicité entre 4 et 6 jours). Quoique moins fréquentes que les ondes d'Est, elles ont un impact similaire sur la convection et les précipitations (Mounier et al., 2008; Mekonnen et al., (2008); Ventrice et al., 2012; Ventrice and Thorncroft, 2013).

La variabilité intra-saisonnière doit à priori être au moins aussi forte au cours des autres saisons de l'année lorsque la ZCIT est au-dessus de l'équateur (favorisant les interactions entre la dynamique équatoriale et la convection). Thorncroft et al. (2011) a étudié la nature et la variabilité de la mise en place des pluies de printemps dans le golfe de Guinée. Ils montrent que la mise en place et la fin des pluies printanières dépendent des variations de températures de surface de la mer entre la côte guinéenne et l'équateur. Cependant, très peu d'études ont porté sur la région d'Afrique Centrale en dehors de la saison d'été boréal.

À l'échelle synoptique, Nguyen et Duvel, (2008) ont mis en lumière au-dessus de l'Afrique équatoriale, une intense activité convective de périodicité comprise entre 3 et 6 jours. Ce comportement est le plus marqué (pic prononcé à 5-6 jours) en Mars et Avril, lorsque la ZCIT se déplace vers le Nord et traverse l'équateur. Les caractéristiques horizontales et verticales associées sont similaires à celles des ondes "Convective Coupled Equatoriale Kelvin" (CCEK), bien que celles-ci ne semblent pas expliquer entièrement le signal observé.

Pour la moyenne échelle, l'existence d'un pic significatif de variabilité de l'ordre de 15 jours a été montré mais il n'a pas été davantage analysé (Maloney and Shaman, (2008); Nguyen and Duvel, (2008). Au

cours des analyses des mécanismes par lesquels la mise en place, à partir du printemps, de la langue d'eau froide peut influencer la mousson africaine durant l'été, Coëtlogon et al., (2010), puis Leduc-Leballeur et al., (2011) et Leduc-Leballeur et al., (2013) ont mis en lumière l'impact de cette gamme de variabilité sur l'activité pluvieuse au dessus du Golfe de Guinée durant le printemps (de Mars à Juin). Cette fluctuation est induite par la présence d'une boucle rétroactive (de période 15 jours) entre le vent et la température de surface de mer. La baisse de la température de surface au niveau de l'équateur amplifie le gradient de pression au travers de l'équateur. En effet, la circulation méridienne décrit une divergence (convergence) des vents de surface au niveau de l'équateur (de la côte guinéenne), ce qui entraîne un renforcement des vents de sud au Nord de l'équateur. Cela a pour conséquence d'accroître la subsidence au-dessus de l'équateur tout en renforçant l'activité convective au-dessus du golfe de Guinée.

Pour l'analyse de la variabilité de grande échelle, Gu and Adler, (2004) ont mis en évidence, dans le golfe de Guinée en Mai et Juin, une dominance statistique de signaux synoptiques et intra-saisonniers se propageant vers l'Est, mais les structures spatiales associées n'ont pas été étudiées. Le signal OMJ sur la région Afrique de l'Ouest et Atlantique au cours du printemps a été étudié plus en détails par Maloney and Shaman, (2008). Il apparaît un signal convectif se propageant vers l'Est avec une amplitude maximale près du golfe de Guinée et dans la ZCIT, laissant penser que dans la région, la variabilité de l'activité convective est une réponse à l'OMJ et contribue probablement à sa propagation, vers l'Est (Tomaziello et al., 2016). Se focalisant sur le signal de l'OMJ au-dessus de l'Afrique Centrale, Sandjon et al. (2012) ont mis en lumière trois modes de propagation vers l'Est sur le Nord du Congo, le sud de l'Éthiopie et le sud-ouest de la Tanzanie respectivement. Même si sur l'ensemble de la région, le signal OMJ et les structures associées prédominent lors des événements convectifs forts (Sandjon et al., 2014a), l'impact des ondes équatoriales de Rossby (CCER) n'est pas à négliger d'autant plus qu'elles contribuent grandement à la convection sur la partie Ouest du bassin Atlantique (Yu et al., 2012). L'analyse de variabilité interannuelle de l'amplitude des signaux de cette gamme d'échelle met en évidence sur la région Afrique centrale une variation inverse à celle des valeurs de l'indice ENSO (Tchakoutio et al., 2014b).

1.2.2 Les ondes de Madden-Julian

L'Oscillation de Madden-Julian est le principal mode de variabilité à l'échelle intra-saisonnière dans les tropiques (Benjamin Pohl, 2007). L'attention particulière accordée à ce phénomène, réside dans le fait que cette ondulation de grande échelle rythme l'activité cyclonique mondiale. Le bassin sud-ouest de l'océan indien, à l'instar de tous les bassins du monde, n'échappe pas à son influence. Le MJO comprend une phase humide qui impulse l'activité et à contrario, une phase sèche qui l'inhibe. Cette onde se propage d'Ouest en Est, renforçant l'activité convective sur son passage (figure 7). Cette carte (figure 7) résume le fonctionnement et les effets de l'oscillation de Madden-Julian. Elle montre une OMJ en phase humide sur l'océan indien (forte activité

convective, en flèche verte à 850 hPa, suivie d'une divergence à son sommet, 200 hPa) et donc en phase sèche sur l'océan pacifique marquée par le mouvement de subsidence en flèche rouge. Cette subsidence est due à la convection au sommet de l'atmosphère, à 200 hPa. La zone humide favorise la convection, ce qui à contrario propage de part et d'autre de l'air subsident sec et peut propice au développement nuageux (Source : CMRS de la Réunion / Bureau Of Meteorology / CPC - NOAA).

L'OMJ a été identifiée par Madden et Julian, (1972) à partir d'observations de la composante zonale du vent au-dessus du Pacifique équatorial. Elle se manifeste par une modulation conjointe de la convection, de la pression atmosphérique, du vent de haute et basse couches, et de la température de surface, se propageant vers l'Est à une vitesse d'environ 5 m/s, le long ou à proximité de l'équateur, de l'océan Indien au centre du pacifique (Zhang et al., 2005). Cette modulation implique des vastes cellules de circulation déjà identifiées par Madden et Julian. L'OMJ présente une amplitude variable d'une année à l'autre, pratiquement indétectable dans certains cas. Bien que le signal soit le plus net sur le domaine indopacifique, l'OMJ peut être considérée comme un phénomène quasi global, qui peut être suivi notamment dans le vent en altitude tout au long de la ceinture équatoriale (Camberlin, 2007). Pour décrire l'activité de l'OMJ, à la fois en amplitude (cette activité étant absente à certaines périodes) et en termes de localisation autour de la ceinture équatoriale des principales anomalies convectives qui y sont associées, des indices proposés par Wheeler et Hendon, (2004) ont été retenus par le "Bureau of Meteorology Research Center" australien (<https://www.bom.gov.au>) en vue d'un suivi en temps réel. Ces indices sont établis à partir d'une analyse en composantes principales qui combine les champs de rayonnement sortant grande longueur d'onde (OLR, comme indicateur de la convection profonde, mesuré par satellite), et de vent zonal (à 850 hPa et 200 hPa), le long de l'équateur. Les deux premiers modes suffisent pour décrire, avec une bonne acuité, l'OMJ et sa propagation vers l'Est. Ils présentent tous deux une cyclicité autour de 40 à 50 jours. En les combinant, on peut donc caractériser à tout moment l'amplitude du signal de l'OMJ, moyennée autour du globe, et sa phase, c'est-à-dire la position en longitude des régions où la convection est intensifiée ou supprimée (Camberlin, 2007). Si quelques signaux significatifs peuvent être détectés hors du domaine indopacifique, il est clair que c'est sur ces bassins que l'OMJ est la plus développée. C'est d'ailleurs là seulement que le couplage entre convection et circulation atmosphérique, comme décrit par Madden et Julian, est le plus étroit. Hors de cette région, le signal de l'OMJ a été reconnu par certains travaux d'échelle globale (Jones et al., 2004), ou régionale (Carvalho et al., 2004). Cependant, la réalité du signal sur l'Afrique en général, et l'Afrique Centrale en particulier, reste mal connue. Matthews, Iain, and Simon Baker, (2004) a mis en évidence en Afrique de l'Ouest et une partie de l'Afrique Centrale, en été boréal, une modulation intra-saisonnière liée à l'OMJ indopacifique, et induite par une double propagation d'ondes de Kelvin (vers l'Est) et de Rossby (vers l'Ouest), interagissant sur l'Afrique. Mounier, (2005) a, pour l'Afrique de l'Ouest, confirmé ce signal d'environ 40 jours, mais contesté l'hypothèse d'ondes de Kelvin se propageant depuis le Pacifique vers l'Est. Outre le fait que ces travaux n'ont pas porté sur les saisons les plus arrosées en

Afrique Centrale, ils ont essentiellement utilisé l'OLR comme indicateur (McCollum et al., 2000). Il apparaît cependant une modulation non négligeable des pluies par l'Oscillation de Madden-Julian, principal mode de variabilité intra-saisonnière de période 30-60 jours de la zone tropicale. Période qui pourrait être représentative du temps qu'il faut à la troposphère libre pour s'humidifier et se déstabiliser à grande échelle (Camille et Duvel, 2014).

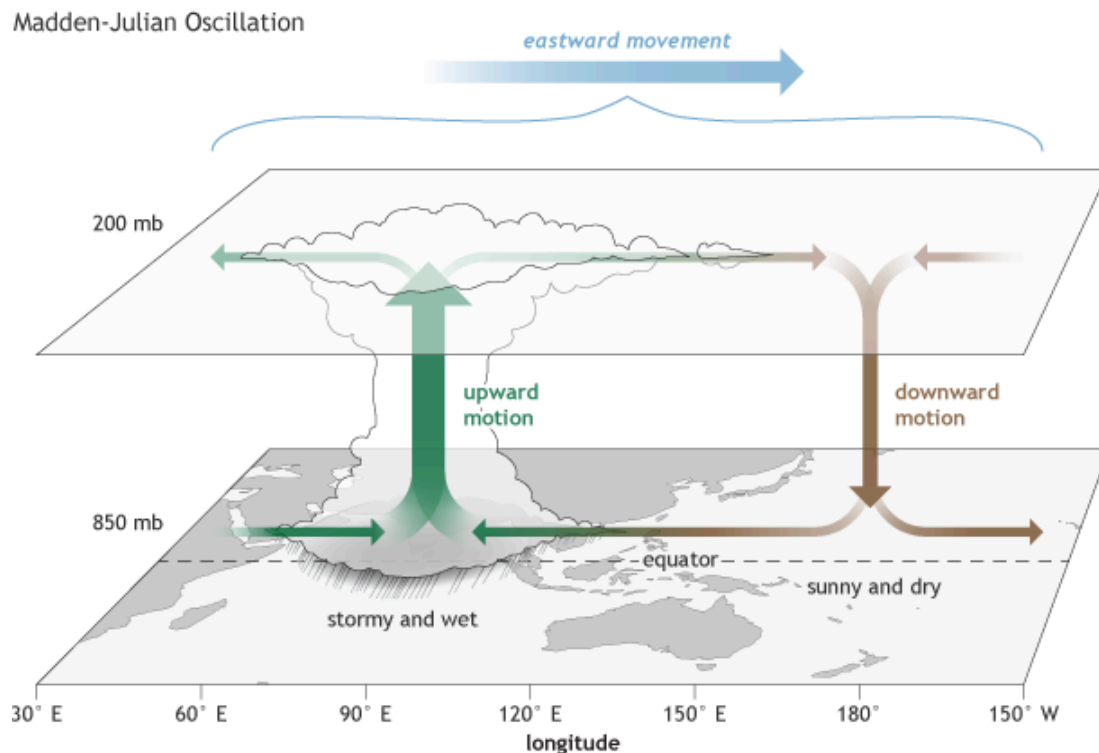


Figure 7 Schéma conceptuel de l'OMJ. Image d'illustration: NOAA

(<https://www.cycloneoi.com/archives-blog/infos-diverses/point-sur-l-oscillation-de-madden-julian-mjo.html>)

1.3 La variabilité interannuelle et le phénomène ENSO

La connaissance du climat de l'Afrique Centrale, et surtout de sa variabilité, reste inférieure à celle dont on dispose pour les autres régions tropicales en général, et africaines en particulier. Cette situation a deux causes principales :

L'indisponibilité des données stationnelles, notamment pour la République Démocratique du Congo ou l'Angola, et plus généralement la faible densité des réseaux de mesure.

Le contexte climatique d'une Afrique « pluvieuse », où l'abondance de l'eau n'a pas suscité autant de travaux scientifiques, au cours des dernières décennies, que dans les régions plus sèches ou sujettes à des « crises

climatiques » majeures (Camberlin, 2007). Les cartes de variabilité interannuelle des précipitations dans le monde, qui s'appuient sur le coefficient de variation (Longley, (1952); Nicholls et Wong, (1990); Peel et al., 2002), donnent une vue biaisée, en montrant les déserts comme les régions de plus forte variabilité, et en ne permettant pas de faire de distinction entre les régions plus arrosées. Le subcontinent indien connaît une très grande irrégularité des pluies, tout comme la plus grande partie de l'Australie. En Afrique, l'Est et le Sud présentent aussi de larges fluctuations interannuelles. En revanche, il est confirmé que le bassin du Congo présente des précipitations plus constantes, beaucoup plus notamment que des parties du monde tropical également très arrosées, mais irrégulièrement, comme l'Ouest du Pacifique ou le pourtour de la mer des Caraïbes. Une exception est toutefois constituée par certaines stations du littoral occidental d'Afrique Centrale, notamment au sud de Port-Gentil, en accord avec Maloba Makanga et Samba, (1997). Toutefois, les variations interannuelles sont non seulement atténuées par rapport aux régions d'Afrique, elles sont également assez peu organisées dans l'espace. A l'échelle de l'Afrique, il a été montré (Hulme, (1992); Bigot et al., 1998) que les principales régions homogènes de variabilité des pluies (Afrique Orientale, Afrique Australe, zone soudano-sahélienne...) laissent de côté l'Afrique Centrale. Selon plusieurs études, aucun mode de variabilité significative commun à l'ensemble de région ne peut y être identifié (Moron et al., 1995 ; Maloba Makanga et Samba, 1997 ; Bigot et al., 1998). Cependant, parmi les grands modes de variabilité du climat à l'échelle planétaire, le phénomène ENSO (El-Niño Southern Oscillation) est connu pour exercer une influence importante sur le continent africain (Ropelewski et Halpert, 1987 ; Nicholson et Kim, 1997 ; Jury et al., 2002). Déclinée à l'échelle trimestrielle, cette influence se traduit notamment, lors de la majorité des événements chauds dans le Pacifique Est (années El-Nino), par des sécheresses en Afrique australe (janvier-mars) et de l'Ethiopie au Sénégal (Juillet-Septembre), ainsi que par des inondations en Afrique orientale (octobre-décembre). Bien que les précipitations en Afrique Centrale soient généralement indépendantes du phénomène climatique ENSO, une étude de Camberlin et al. (2002) révèle qu'il existe une exception notable sur la façade occidentale (Gabon, Sud Cameroun) durant la période Avril-Juin, où une légère sécheresse a été observée lors des années El-Nino, principalement au cours des dernières décennies. Nicholson et Kim, (1997) ou Hulme et al., (2001) montrent eux aussi une quasi-absence de signal ENSO en Afrique Centrale. En Afrique Centrale, les précipitations sont influencées par les températures de surface de l'océan Atlantique, surtout dans la partie occidentale, mais cette influence est moindre comparée à l'Afrique de l'Ouest et varie selon les saisons en lien avec le déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), comme l'indique l'étude de Camberlin et al. (2001). En limite Nord de la ZCIT, les années où l'Atlantique Sud est anormalement chaud s'accompagnent de déficits pluvieux (juillet-septembre au Nord de 10°N, Octobre-Décembre Sud du Cameroun puis au Gabon ; (Janicot et Fontaine, 1997). Sur les marges Sud de la ZCIT, à l'inverse, l'Atlantique Sud chaud s'accompagne d'excédents pluvieux, au moins près de l'océan (Hirst et Hastenrath, 1983 ; Nicholson et Entekhabi, 1986 ; Mahé, 1993). Cette structure polaire, qui rappelle celle observée en Afrique de l'Ouest, serait à relier à des variations dans la migration en latitude de la ZCIT (Fontaine et Bigot, 1993 ; Janicot et Fontaine,

1997). La sensibilité des précipitations d'Afrique Centrale à la variabilité des TSM de l'océan Indien est mal connue. Les télé-connexions mises en évidence semblent être le résultat de relations d'échelle plus larges. L'océan Indien se réchauffe en effet à la suite d'événements Nino. Il partage en outre avec l'Atlantique Sud la tendance au réchauffement apparue dans les années 1970, susceptible de moduler la position de la ZCIT sur l'Afrique et/ou l'intensité de la mousson. Cependant, une configuration montrant des eaux anormalement chaudes à l'Ouest et fraîches à l'Est, ou « événement dipolaire » de l'océan Indien, s'accompagne d'excédents de pluie de Septembre à novembre, mais sur le littoral gabono-congolais seulement (Saji et Yamagata, 2003). Au-delà de ces résultats, il est clair que la variabilité pluvieuse dans la sous-région est dans l'ensemble faiblement dépendante des variations des TSM à l'échelle globale (Moron et al., 1998). Ceci a d'ailleurs pour conséquence la faible prévisibilité des anomalies de pluies saisonnières. Bien que d'autres régions du continent aient bénéficié de prévisions météorologiques fiables, l'Afrique Centrale se distingue par une faible prévisibilité des précipitations en raison de sa position géographique, de l'influence limitée des circulations atmosphériques à grande échelle et de l'importance des conditions de surface locales, telles que le couvert forestier, qui favorisent les phénomènes convectifs et masquent les forçages climatiques à plus grande échelle.

1.4 Questions de recherche

Les questions de recherche suivantes sont importantes pour bien mener l'étude sur l'impact de la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours sur les variations des pluies de la saison Mars-Avril-Mai en Afrique Centrale: Quelle est la structure de la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours des pluies en Afrique Centrale? Comment les caractéristiques de la VIS influencent t-elles les précipitation saisonnières dans la région? Quelles sont les effets de l'OMJ sur la pluie de la saison MAM en AC? Cette question vise à déterminer si la variabilité intra-saisonnière a un impact significatif sur les précipitations totales de la saison. Quels sont les mécanismes physiques qui sous-tendent l'impact de la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours sur les précipitations ? Cette question vise à comprendre les processus physiques qui sont à l'origine de l'impact de la variabilité intra-saisonnière sur les précipitations. Quelles sont les variations interannuelles de l'amplitude et de la structure spatiale de la VIS en AC? Comment la VIS 25 - 70 - jours module t-elle les variations interannuelles de la moyenne saisonnière des pluies en AC? Les résultats de cette thèse devraient fournir une meilleure compréhension de l'impact de la variabilité intra-saisonnière sur les précipitations en Afrique Centrale. Cette compréhension pourrait être utilisée pour améliorer les prévisions météorologiques et les plans d'adaptation au changement climatique.

Conclusion

Dans ce chapitre, il était question pour nous de présenter d'une part les généralités sur la variabilité climatique sous les tropiques et précisément en Afrique Centrale. Nous avons vu qu'elle consiste en la

modification du climat ou d'un paramètre climatique dans l'espace ou le temps, par rapport à un état de référence. Également que le climat en Afrique Centrale est d'une très forte variabilité. D'autre part, nous avons fait le point sur la variabilité intra-saisonnière et les ondes de Madden-Julian; et enfin nous avons présenté l'état des connaissances sur les variations interannuelles et l'ENSO en Afrique Centrale.

Chapitre 2

Domaine d'étude, données et méthodologie utilisées

Ce chapitre établit les fondations de ce manuscrit. Les données représentent la matière première de nos analyses. À l'aide de diverses méthodes statistiques, simples ou plus complexes, nous les avons traitées dans la mesure du possible afin d'en extraire des signaux intéressants et robustes pour mieux comprendre l'influence de l'oscillation intra-saisonnière 25-70-jours sur les variations des pluies de la saison MAM en Afrique Centrale. Nous commençons par la localisation et la description de la zone d'étude, les données utilisées et les différentes méthodes statistiques que nous avons employées pour obtenir et interpréter les différents résultats.

2.1. Domaine d'étude

La zone d'étude est focalisée sur la région de l'Afrique Centrale qui s'étend entre les latitudes 15° S et 15° N et les longitudes 0°E et 50°E ; principalement sur les terres et une partie des océans Atlantique et Indien sur ses bords. La figure 8 représente la topographie de la zone (La partie dans le petit rectangle en rouge). Elle est très variée, notamment les "highlands", les montagnes et les plateaux. Des gradients spatiaux existent entre les parties Ouest et Est de la région. La partie occidentale est constituée de zones de précipitations intenses, en particulier sur le bassin du Congo (Tchakoutio et al., 2014). Le bassin du Congo, qui est intégré dans la partie occidentale de la région, s'est avéré connaître l'un des orages les plus intenses du monde et la fréquence des éclairs la plus élevée du monde (Zipser et al., (2006) ; Hong et al., (2008)). La partie orientale se caractérise par un climat très varié allant du désert à la forêt sur des zones relativement petites. La topographie complexe de la région est un facteur important contribuant à des instabilités car elle conduit à la pluie induite par voie orographique qui affecte le climat local (Mölg et al., (2009) ; Vondou et al., (2010)).

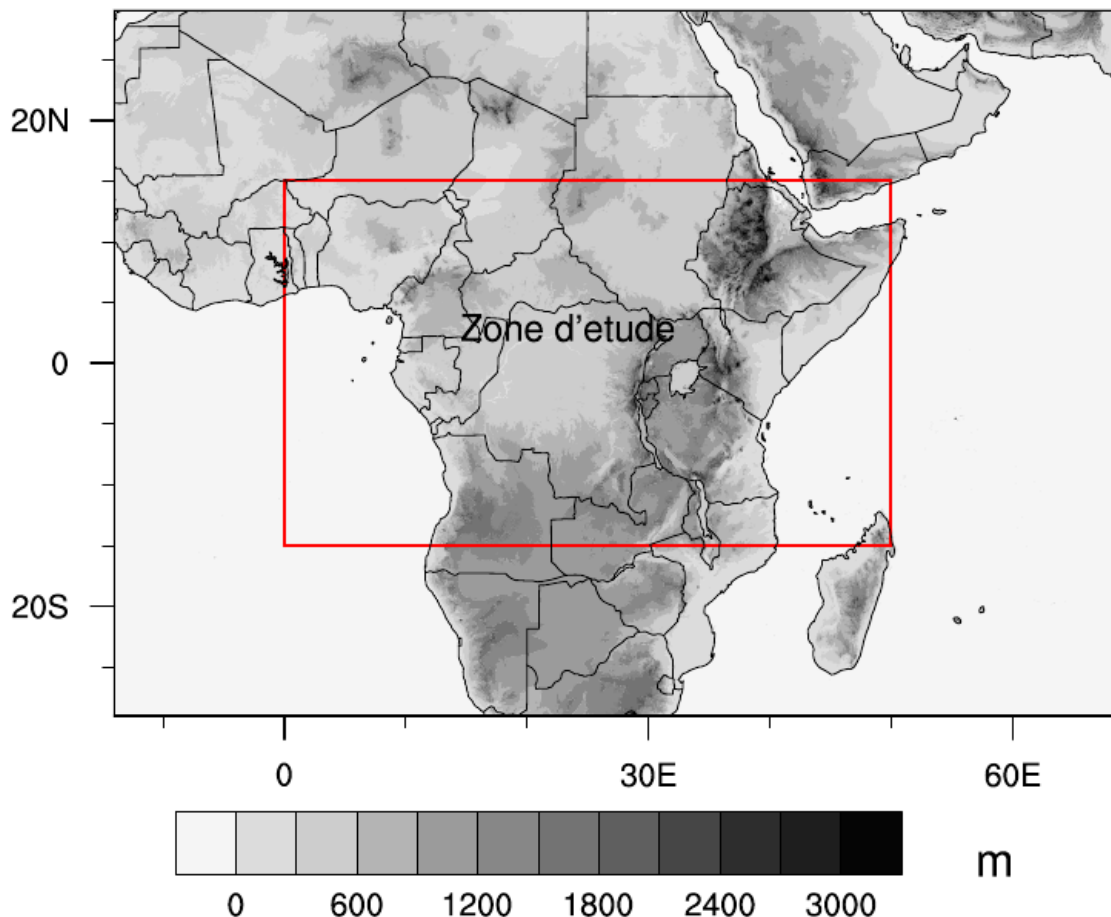


Figure 8 Carte topographique de la zone d'étude réalisée à partir des données ETOPO.

L'Afrique Centrale a une topographie qui est constituée de hautes terres et de vastes surfaces planes. Les basses terres sont rencontrées sur la zone côtière et la partie Centrale de la région. On y trouve des basses terres principalement dans la vallée du Niger, de la Bénoué, le bassin du Lac Tchad, de la Sanaga et du Congo. On retrouve également un relief peu élevé qui s'étend le long de la côte du Nigeria et du Cameroun. Les hautes terres sont constituées des montagnes plus ou moins peu élevées et des plateaux qui ont un impact sur la distribution des précipitations (Vondou et al. 2010). Cette topographie va au-delà de 3000m dans les hautes terres camerounaises, et à l'Est de la RDC autour de 30°E. La plus grande partie de la zone se situe entre 200 m et 1000 m. Les précipitations annuelles sont d'environ 2000 mm et peuvent être supérieures à 10 000 mm, en particulier dans la région côtière, le bassin du Centre du Congo et sur la montagne sur les frontières de la vallée de Rift de l'Ouest. L'Afrique Centrale n'a pas de saison sèche régulière. Cependant, au Nord et au Sud de la bande de l'équateur, la saison sèche augmente d'intensité. La saison sèche est centrée dans l'hémisphère nord en janvier (lorsque la région reçoit des masses d'air sèches) et dans l'hémisphère sud en Juillet, et dure environ sept mois dans la partie Extrême-Nord de la République Centrafricaine (RCA) et dans le Sud du Congo (Kinshasa).

2.2. Les données utilisées

L'étude et la compréhension du climat et sa variabilité nécessitent sans doute d'en posséder une représentation fidèle. Suivre les traces de l'atmosphère n'est pas toujours une tâche facile, notamment à cause de la densité des réseaux d'observations qui est relativement faible sous les tropiques en générale et en Afrique en particulier. Les instruments et sites de mesures sont très variés, créant ainsi des ruptures dans les séries temporelles. La communauté des Sciences de l'Atmosphère et du Climat consacre donc une énergie importante à collecter et homogénéiser dans le temps et l'espace (Romain Roehrig, 2010). Dans le cadre de notre étude nous avons eu recours aux jeux de données d'observations et de celles issues des réanalyses numériques.

2.2.1. Les données d'OLR de la NOAA

L'OLR (Outgoing Longwave Radiation, en W/m^2) est l'estimation, au sommet de l'atmosphère, du rayonnement thermique infrarouge émis par le système Terre-Atmosphère (Kamsu, 2017). Il caractérise l'énergie perdue par l'atmosphère, et correspond au rayonnement infrarouge émis par un corps noir à une température dépendant des propriétés de toute la colonne atmosphérique. Ce rayonnement est fonction des caractéristiques de la surface, de la présence ou non des nuages fins et/ou épais, de la concentration des aérosols, de la quantité de vapeurs d'eau dans la colonne... Depuis 1974, le lancement des satellites de l'Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA) en orbite polaire a permis de mettre en place une série quasi-complète de mesures bis-journalières du rayonnement thermique sortant au sommet de l'atmosphère et à une résolution de $2,5^\circ$ de latitude – longitude (Gruber and Krueger, 1984). Pour notre étude, nous avons utilisé les données OLR journalières, spatialisées sur une grille de 2.5×2.5 (Liebmann et Smith., 1996) et couvrant la période de 1980 à 2019, et pour la saison MAM uniquement, provenant des archives du Centre National de Recherche Atmosphérique (NCAR) avec les lacunes remplies d'interpolation temporelle et spatiale. L'OLR est utilisé pour représenter la convection dans l'analyse de la fréquence du nombre d'ondes car il a une résolution temporelle journalière. Les propagations zonales et méridiennes sont examinées quantitativement en utilisant à la fois les variables OLR et de circulation issues de la réanalyse NCEP NCAR (Lawrence et Webster 2001). Dans les zones tropicales, la convection profonde et les précipitations peuvent être estimées grâce à de faibles valeurs OLR (Tchakoutio et al., 2014). Comme la convection profonde sur l'Afrique Centrale a un cycle diurne fort (Vondou et al., 2010), l'échantillon d'OLR journalier basé sur deux valeurs séparées par 12 h suffit pour obtenir une moyenne quotidienne. Cet ensemble de données a été largement utilisé pour les études tropicales au cours des trois dernières décennies (Tchakoutio et al., 2013). Notons aussi que ces données peuvent être utilisées de deux manières différentes : Soit de manière brute comme proxy de la convection, soit en les fixant à une certaine valeur (180 à 240 W/m^2 par exemple) pour caractériser l'occurrence

de la convection profonde. Ce produit est disponible sur le site Web de la NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov>) et peut être téléchargé gratuitement.

2.2.2. Les données de réanalyse NCEP

a. Le vent zonal et méridional

Le NCEP a réalisé un effort important pour constituer une réanalyse couvrant la période de 1948 à aujourd'hui, avec une résolution temporelle de 6 heures (Kalnay et al., 1996). La résolution spatiale dépendant du type de variable, on distingue d'une part les variables tridimensionnelles de 2.5° en longitude et latitude, et sur une verticale comprenant 17 niveaux de pression (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hpa). Et d'autre part, les variables bidimensionnelles disponibles sur une grille gaussienne, correspondant soit au niveau de la surface ou proche de celle-ci, soit à celui du sommet de l'atmosphère. Les variables de réanalyse peuvent être organisées en trois classes prenant en compte la contribution relative du modèle lors de l'analyse. Les vents méridionaux et zonaux, classés en catégorie A, sont des variables atmosphériques fortement contraintes par les observations lors de l'analyse numérique du temps. La classe B regroupe les variables qui, tout en étant influencées par les observations, sont également sujettes à une modélisation plus importante. La classe C n'a aucune contribution des observations et repose uniquement sur le modèle et sa physique. En Afrique, les variables de classe A mais aussi des autres classes présentent de forts biais, surtout avant 1967 (Romain Roehrig, 2010). À partir de 1968, de nombreuses études ont montré la qualité de la première réanalyse NCEP/NCAR (NCEP1), notamment (Diedhiou et al., 1999 ; Sultan et al., 2003). En utilisant des données de 1980 à 2019, nous maximisons les avantages de l'apport d'observations satellitaires dans la réanalyse. Nous sommes donc confiants dans la représentation de la circulation qu'elle fournit. Les champs quotidiens de vent zonal et méridien sont considérés comme "les plus fiables" en raison de leur dépendance directe des mesures instrumentales (Pohl et Camberlin, 2006). Toutefois, les données journalières globales de réanalyse de vents méridien et zonale (Trenberth et al., 1988) à 850 hpa et à 200 hpa produites par le Centre National de Prévision Environnementale (NCEP), et couvrant la période de 1980 à 2019 ont été utilisées dans cette thèse pour évaluer les télé-connexions sur l'océan indien et l'apparition de l'El Niño dans l'océan pacifique et aussi pour examiner quantitativement la propagation zonale. Ces données sont disponibles et téléchargeables sur le site Web de la NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov>).

b. Les données de la hauteur du géopotentiel

Le géopotentiel est un terme qui désigne le potentiel gravitationnel en un point autour de la Terre et à une altitude donnée. En effet, la constante de gravité varie avec la distance au centre de la Terre et selon certaines variations locales de masse. En plus, ce terme inclut l'effet de la force centrifuge causé par la rotation de la planète. La hauteur du géopotentiel désigne l'altitude à laquelle on atteint un potentiel égal de gravité. Il s'agit d'une hauteur normalisée de la gravité. Les réanalyses NCEP produisent des données de hauteur du géopotentiel à partir d'observations de la pression atmosphérique. Ces observations sont collectées par des stations météorologiques terrestres, des bouées météorologiques et des satellites. Les stations météorologiques terrestres mesurent la pression atmosphérique au sol. Les bouées météorologiques mesurent la pression atmosphérique à la surface de l'océan. Les satellites mesurent la pression atmosphérique à différents niveaux de l'atmosphère. Les données de pression sont ensuite utilisées pour calculer la hauteur du géopotentiel. Les données de hauteur géopotentielle sont ensuite agrégées dans des grilles globales. Ces grilles sont utilisées pour représenter la distribution de la hauteur géopotentielle dans l'atmosphère. La fiabilité des données de hauteur géopotentielle dans NCEP est élevée. Les données sont collectées à partir d'un réseau mondial de stations météorologiques et sont soumises à un processus de contrôle de la qualité rigoureux. La précision des données de hauteur géopotentielle est généralement d'environ 10 mètres. Cette précision est suffisante pour la plupart des applications météorologiques. Dans le but de mieux comprendre la circulation atmosphérique et ses mécanismes en Afrique centrale, nous avons utilisé la réanalyse NCEP 2 de la hauteur du géopotentiel journalier dans cette thèse, de 1980 à 2019, à 500 hPa issu de la NOAA (M. Kanamitsu et al., 2002). Ces données sont disponibles et téléchargeables gratuitement sur le site <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>. Plusieurs auteurs ont également utilisé la hauteur du géopotentiel pour comprendre la circulation atmosphérique en AC, notamment Tchakoutio et al., (2020).

c. Les données de la vitesse verticale du vent (oméga)

La vitesse verticale est une mesure importante de la circulation atmosphérique. Elle peut être utilisée pour prévoir les précipitations, la température et d'autres conditions météorologiques. Elle représente la vitesse à laquelle l'air se déplace verticalement. Elle est mesurée en mètres/centimètre/pascal par seconde. La vitesse verticale peut être positive ou négative. Une vitesse verticale positive indique que l'air monte, tandis qu'une vitesse verticale négative indique que l'air descend. En AC, dans les réanalyses NCEP 2 elle se caractérise par deux régimes principaux :

- La saison des pluies: pendant la saison des pluies, la vitesse verticale est positive dans la plupart des régions d'Afrique centrale. Cela indique que l'air monte, ce qui est responsable de la formation de nuages et de précipitations.

➤ La saison sèche: pendant la saison sèche, la vitesse verticale est négative dans la plupart des régions d'Afrique centrale. Cela indique que l'air descend, ce qui est responsable du temps sec et chaud de la saison sèche.

La vitesse verticale en Afrique centrale est mesurée dans les réanalyses NCEP 2 à l'aide du modèle NCEP Global Forecast System (GFS). Le GFS est un modèle météorologique numérique qui simule l'évolution de l'atmosphère terrestre. Le modèle utilise des données de terrain, des données satellites et des données de stations météorologiques pour simuler la circulation atmosphérique.

Ce paramètre en Afrique centrale est également influencé par d'autres facteurs, tels que la topographie du terrain et les systèmes météorologiques tels que les tempêtes tropicales. Par exemple, les montagnes peuvent bloquer la circulation atmosphérique et provoquer des zones de précipitations plus importantes.

Dans le but de comprendre davantage les mécanismes de la circulation atmosphérique en AC, nous avons utilisé la réanalyse NCEP/DOE (M. Kanamitsu et al., 2002) de Oméga journalier dans cette thèse, de 1980 à 2019, à 500 hPa fournies par le NOAA PSL, Boulder, Colorado, USA, à partir de leur site web: <https://psl.noaa.gov> Ce sont des données disponible et téléchargeable gratuitement.

2.2.3. Les données des pluies issues du Centre de Prévision Climatique (CPC)

Les données pluviométriques quotidiennes ont été utilisées pour établir le degré d'association avec la MJO et pour extraire le signal de la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours. Cet ensemble de données du Climate Prediction Center (CPC) (Chen et al., 2008) sur l'Afrique centrale, disponible sur une grille fixe latitude-longitude de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, est basé sur les observations de précipitations des stations. CPC-Unified s'appuie sur des archives d'observations de stations, y compris le Global Historical Climate Network, le Global Summary of the Day, le Global Telecommunication System de l'Organisation météorologique mondiale, et des agences nationales et internationales. La CPC-Unified tient compte de l'orographie et met en œuvre des techniques de contrôle de la qualité basées sur des comparaisons avec les précipitations dérivées des satellites et les prévisions des modèles. Elle a été utilisée dans de nombreuses études pour évaluer les précipitations dans le monde entier (e.g : Thorne V. et al 2001 ; Gosset M. et al 2013 ; Dingchen Hou et al, 2014 ; C. S. Murthy et al. 2017 ; Andrew Hoell et al. 2021). Les données des précipitations global CPC sont fournies par le NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, à partir de leur site Web à l'adresse <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> téléchargeable gratuitement.

Les indices de l'OMJ sont utilisés dans cette étude pour créer les composites, et sont des indices MJO multivariés en temps réel (RMM) définis par Wheeler et Hendon (2004), pour la période 1980-2019. Ces indices peuvent être téléchargés sur le site web: https://www.psl.noaa.gov/mjo/mjoindex/rMII_index_latest.txt.

Pour extraire les composantes MJO du vent zonal 850 hPa, 200 hPa et de l'OLR, le cycle annuel et les composantes de la variabilité interannuelle sont supprimés. Deux séries temporelles en composantes principales issues de l'EOF multivariée des composantes de la MJO sont définies comme RMM1 et RMM2. Ces scores sont normalisés par leurs écarts types sur la période étudiée.

Tableau 1 Liste récapitulative des données utilisées dans le cadre de cette thèse

Paramètre	Type	Source	Institution	Résolution	Référence
OLR (w/m ²)	Observation	Satellites NOAA	Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA)	2.5° x 2.5°	Gruber and Krueger., 1984
Vent horizontal (uwnd, m/s)	Réanalyse	NCEP-II	Centres Nationaux de Prévision Environnementale (NCEP)	2.5° x 2.5°	Trenberth et al., 1988
Vent méridional (vwnd, m/s)	Réanalyse	NCEP-II	Centres Nationaux de Prévision Environnementale (NCEP)	2.5° x 2.5°	Trenberth et al., 1988
Hauteur du géopotentiel (hgt)	Réanalyse	NCEP-II	Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA)	2.5° x 2.5°	M. Kanamitsi et al., 2002
Oméga	Réanalyse	NCEP-II	Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA)	2.5° x 2.5°	M. Kanamitsi et al., 2002
Précipitation	Réanalyse	CPC	Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA)	0.5° x 0.5°	Chen et al., 2008
Indices de l'OMJ	indices RMM	NOAA	Administration Nationale Océanique et Atmosphérique (NOAA)		Wheeler and Hendon., 2004

2.3. Méthodologie

Pour décrire le climat et tenter de comprendre ses différents rouages, le climatologue a commencé par caractériser l'état moyen du système climatique, en ayant recours à des grandeurs simples, comme la moyenne et la variance. Cet état moyen est un état difficilement observable, car le calcul de la moyenne lisse dans l'espace et le temps et efface les fluctuations autour de cet état de base. Dans le but de caractériser ces fluctuations dans l'atmosphère, les scientifiques sont amenés à développer et à utiliser des outils statistiques plus ou moins complexes. C'est pour cette raison que, pour mieux comprendre et évaluer les liens entre l'oscillation intra-saisonnière 25-70-jours et les variations des précipitations en AC, nous avons utilisé quelques unes de ces techniques d'analyses statistiques à savoir le filtrage temporel, l'analyse en composante principale, la méthode des seuils, l'analyse composite, le test de significativité, le taux d'impact et enfin l'analyse des corrélations.

2.3.1. Le filtrage numérique

Les données utilisées dans ce travail sont susceptibles de fluctuer à des échelles très différentes, notamment les échelles décennales, inter-annuelles, saisonnières, intra-saisonnières et voire diurnes. Pour étudier une variabilité particulière de l'atmosphère, il est nécessaire de l'isoler des autres échelles, afin d'en saisir les caractéristiques essentielles. Pour cela, on réalise un filtrage temporel des données. Le filtrage spectral permet d'extraire sur un signal donné, la part liée à certaines gammes d'échelles spatiales ou temporelles. Comme dans la plupart des méthodes de type Fourier, le signal doit être continu et périodique pour être décomposable en une superposition d'harmoniques (cosinus et sinus). Le filtrage consiste alors à séparer du signal brut la contribution de toutes ces harmoniques puis de reconstituer, en fonction de l'échelle qui nous intéresse, un nouveau signal. La principale technique de filtrage utilisée dans cette étude est le filtre classique de Lanczos (Lanczos, 1956 ; Duchon, 1979). C'est une méthode de filtrage des données numériques de Fourier. Sa principale caractéristique est la réduction des amplitudes de l'oscillation de Gibbs. Les coefficients de Fourier pour la fonction de réponse lissée sont déterminés en multipliant la fonction de pondération originale par une fonction appelée «facteurs sigma» par Lanczos. Toutefois, l'efficacité de ce filtre se trouve dans la définition de la fonction poids. Si x_t ($t = 1, \dots, T$), est une séquence de données d'entrée, le filtrage numérique consiste à transformer x_t , où t est le temps ; en une séquence de données de sortie y_t , en utilisant la relation linéaire :

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} w_k x_{t-k} \quad (2.1)$$

où w_k sont des poids convenablement choisis, k un nombre entier. Pour un filtre idéal, il est montré que :

$$w_k = \frac{\sin(2\pi k f_c)}{\pi k} \quad (2.2)$$

où f_c est la fréquence de coupure, c'est-à-dire la fréquence à laquelle la réponse chute de 1 à zéro. S'il y a un total de $2n-1$ poids dans la fonction de pondération, alors afin de supprimer l'oscillation de Gibbs, Lanczos a suggéré que la fonction de réponse idéale soit la fonction rectangulaire suivante :

$$w_k = \frac{\sin(2\pi k f_N)}{\pi k/n} \quad (2.3)$$

où f_N est la fréquence de Nyquist avec une valeur de 0.5 cycle par intervalle de données. Ensuite, en tenant compte de la relation (2.3), la fonction de pondération de la relation (2.2) d'après Duchon, (1979) devient :

$$w_{kf} = \left(\frac{\sin(2\pi k f_c)}{\pi k}\right) \left(\frac{\sin(2\pi k f_N)}{\pi k/n}\right) \quad (2.4)$$

Ainsi, on peut voir que la fonction de pondération tronquée pour la réponse lissée est le produit de celle pour le filtre idéal et un terme $\frac{\sin X}{X}$ désigné par sigma et appelé «facteur sigma» par Lanczos. La figure 9 ci-dessous illustre (a) la série temporelle des anomalies du champ d'OLR non filtrée, et (b) celle de l'OLR filtrée sur la bande passante 25-70-jours, avec le filtre de Lanczos; toute moyennées sur les latitudes 15°S - 15°N et les longitudes 0°E - 50°E. La valeur du poids de ce filtre est fixée ici à 141. Nous avons fait une moyenne de toutes les longitudes et latitudes de la zone d'étude pour avoir un seul point de grille moyen. Ce type de filtre réduit la taille de la série initiale, les N points de chaque bord de x_t étant perdus. Par ailleurs, l'augmentation de N améliore les propriétés du filtre, mais augmente évidemment le nombre de points perdus.

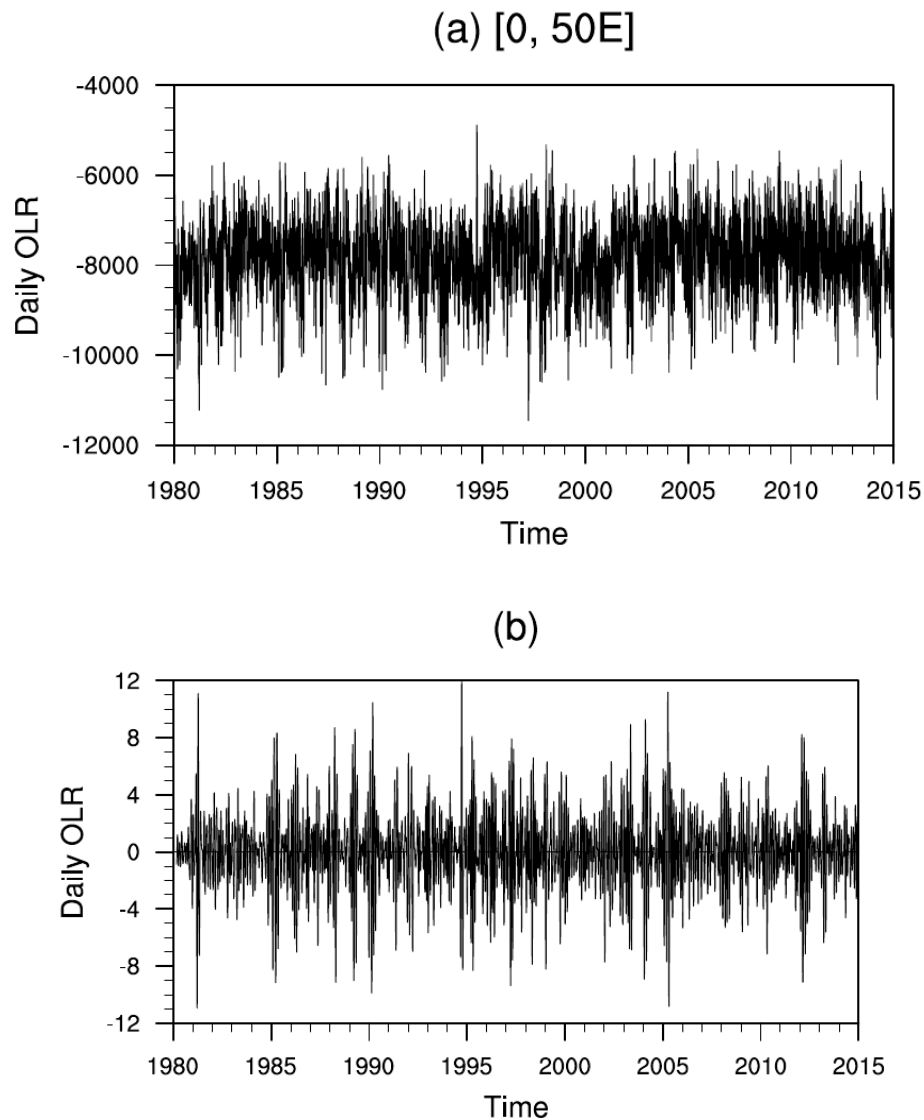


Figure 9 Série temporelle des anomalies d'OLR non filtrée (a) et filtrée (b) de bande passante 25 - 70-jours, sur la période de 1980 à 2019 et dans la région Afrique Centrale ($15^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{N}$; $0^{\circ} - 50^{\circ}\text{E}$).

2.3.2. Analyse en composante principale

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode d'analyse de données multivariées qui permet de réduire la dimensionnalité d'un ensemble de données tout en conservant l'information la plus importante. En pratique, l'ACP consiste à transformer les variables d'origine, qui sont généralement corrélées entre elles, en de nouvelles variables appelées composantes principales. Ces composantes principales sont orthogonales (c'est-à-dire qu'elles sont non corrélées entre elles) et sont ordonnées de manière décroissante en fonction de leur variance. L'ACP est une méthode très utile dans de nombreux domaines, tels que la statistique, les sciences, la biologie, l'économie, l'ingénierie, etc. Elle peut être utilisée pour résumer l'information contenue dans un ensemble de données multidimensionnelles, identifier les relations entre les variables, visualiser les données et même pour prédire des valeurs. Au fil des années, la technique d'ACP a été

largement utilisée en météorologie et en climatologie, notamment pour comprendre la variabilité des précipitations en identifiant le principal mode de variation (Krishnamurti et Shukla, 2000 ; Wheeler et Hendon, 2004 ; De Souza et Ambrizzi, 2006 ; Sandjon et al., 2012 ; Mayta et al., 2018). Il s'agit d'un processus multivarié qui transforme les paramètres corrélés en variables non corrélées, réduisant ainsi la variabilité. La première composante principale définit le plus de variations, tandis que la seconde explique le plus de variations (Roy Bhowmik, S. K. et Sen Roy, S., 2006). L'analyse EOF est basée sur les formules mathématiques suivantes :

❖ La matrice de variance-covariance :

La matrice de variance-covariance est une matrice d'ordre (p x p) qui mesure la relation entre les variables. La matrice est composée de covariances entre les variables.

$$M = cov(x) \quad (2.5)$$

où “M” est la matrice de variance-covariance, “x” la matrice de données et “cov()” est la fonction de covariance. La matrice de données est une matrice d'ordre (n x p) qui contient les données à analyser. La matrice est composée de n lignes, représentant les individus (amplitudes, intensités,...), et p colonnes, représentant les variables.

❖ Les vecteurs propres et valeurs propres de la matrice de covariance :

Les valeurs propres et les vecteurs propres de la matrice de variance-covariance sont des quantités qui sont utilisées pour calculer les composantes principales. Les valeurs propres sont les racines de l'équation caractéristique de la matrice de variance-covariance

$$(M - \lambda I) = 0 \quad (2.6)$$

où “v” est le vecteur propre, “λ” est la valeur propre et “I” est la matrice d'identité ;

Les vecteurs propres sont les solutions de l'équation caractéristique de la matrice de variance-covariance.

$$det(M - \lambda I)v = 0 \quad (2.7)$$

Projection des données sur la composante principale :

$$x' = X * v \quad (2.8)$$

où “ x ” est la projection des données sur la composante principale, “ X ” la matrice de données et “ v ” est la matrice de vecteur propre. Les composantes principales cherchent à expliquer le plus de variance possible en utilisant le moins de composantes possibles.

2.3.3.Méthode des seuils

Les méthodes des seuils sont un groupe de méthodes statistiques utilisées pour identifier les événements extrêmes dans un ensemble de données. Elle est souvent utilisée en climatologie pour identifier les événements météorologiques extrêmes, tels que les vagues de chaleur, les sécheresses, les inondations et les tempêtes. La méthode des seuils fonctionne en définissant un seuil pour chaque variable d'intérêt. Les événements qui dépassent ce seuil sont considérés comme des événements extrêmes. Par exemple, on pourrait définir un seuil de 30°C pour la température maximale quotidienne. Les jours où la température maximale dépasse 30°C seraient considérés comme des jours de vague de chaleur. L'utilisation de la méthode des seuils présente plusieurs avantages. Elle est relativement simple à mettre en œuvre et peut être utilisée avec des données de différentes sources. Cependant, la méthode des seuils présente également quelques limites. Elle peut être subjective, car la définition des seuils est souvent basée sur des critères arbitraires. Elle peut également être sensible à la distribution des données. Toutefois, en comparant les seuils d'événements extrêmes au fil du temps, les climatologues peuvent identifier les changements dans la fréquence ou l'intensité des événements extrêmes.

Dans cette thèse, la méthode des seuils est utilisée pour distinguer les pics d'amplitude de la variabilité intra-saisonnière (VIS). Nous avons mis en évidence les pics de VIS forts et faibles. Tout d'abord, nous définissons les VIS forts et faibles en utilisant les indices de VIS calculés à partir des scores des deux premières composantes principales obtenus par l'ACP sur les anomalies d'OLR filtrées. Ainsi, pour extraire les échelles de temps intra-saisonnières, nous avons d'abord filtré ces anomalies à l'aide d'un filtre passe-bande de Lanczos, entre 25 et 70 jours (Duchon, 1979) avec un nombre de poids de 141, sur la région (15°S - 150°N ; 0 – 50°E).). Nous avons ensuite appliqué une moyenne mobile de 5 jours aux anomalies filtrées pour supprimer les signaux des échelles synoptiques. Les composantes principales ont été calculées à partir de l'anomalie OLR filtrée sur la période de 25 à 70 jours, comme présenté dans la figure 10, à titre d'illustration.

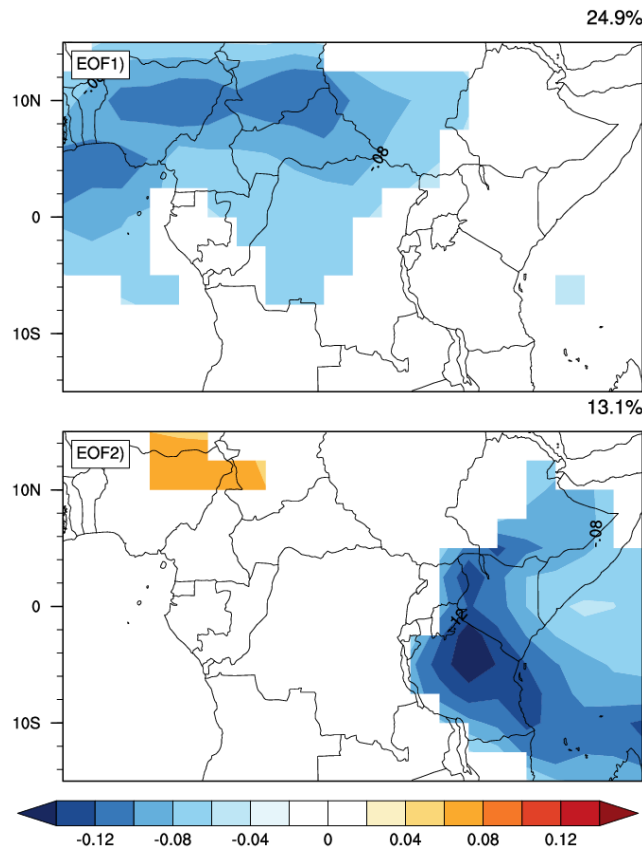


Fig. 10 Charges spatiales pour les deux premières composantes principales de l'anomalie OLR journalier filtrée (W/m^2) sur l'AC, pendant la saison MAM et de 1980 à 2019. Les valeurs comprises entre -0,05 et 0,05 ne sont pas représentées pour une meilleure clarté. L'EOF correspondant est indiqué à l'angle supérieur gauche de chaque tracé.

Les séries temporelles des deux premières composantes principales (PC1 et PC2) sont ensuite combinées pour calculer un seul vecteur qui mesure la variation globale de l'amplitude de la VIS. Ce vecteur représente l'amplitude (A) de la VIS et il s'exprime comme suit :

$$A = \sqrt{PC1^2 + PC2^2} \quad (2.9)$$

De plus, il est bien connu qu'en météorologie, lorsque des variations saisonnières sont présentes au sein d'un ensemble de données, il est souvent utile d'exprimer les données en termes d'anomalies standardisées. Les anomalies standardisées sont calculées en divisant les anomalies (écart par rapport à la moyenne) par l'écart type climatologique. Les données standardisées ainsi obtenues fournissent généralement plus d'informations sur l'ampleur des anomalies car les influences de la dispersion ont été supprimées. L'indice d'amplitude de la VIS utilisé ici est sa forme standardisée obtenue par l'équation (2.9) suivante:

$$Anom = \frac{A - \bar{A}}{\sigma} \quad (2.10)$$

Où “A” est l'amplitude du signal ISO, “ σ ” est l'écart type et “ \bar{A} ” est la moyenne de l'amplitude. “Anom” désigne l'anomalie standardisée désormais désignée par l'indice de la VIS. La figure 11 représente la série temporelle de l'anomalie standardisée de l'amplitude de la VIS 25-70-jours sur l'AC de 1980 à 1990. Nous avons représenté cette série temporelle sur 10 ans seulement, afin de mieux illustrer les différents pics. Cette figure montre clairement que l'intensité des VIS varie fortement dans le temps, avec des séquences d'amplitude extrêmement élevée, suivies de périodes de valeurs relativement faibles. En outre, un examen approfondi de cette figure révèle que l'intensité des VIS est également cyclique, chaque cycle étant caractérisé par une augmentation de l'amplitude des VIS qui atteint un maximum avant de décroître par la suite. Nous nous sommes ensuite concentrés sur le pic d'amplitude pour chaque cycle, afin de définir les forts VIS (SIE) et les faibles VIS (WIE). Les SIE sont définis comme des séquences VIS dont les pics d'anomalies normalisés de l'amplitude sont supérieurs à 1 et les WIE, les séquences correspondant aux pics d'anomalies normalisés de l'amplitude inférieure à 0. En effet, cette méthode de sélection, généralement appelée méthode du seuil, a été largement utilisée par les chercheurs dans les études de variabilité climatique dans de nombreuses parties du monde, y compris en AC (Koudahe et al. 2017 et Obubu et al., 2021), avec des résultats pertinents. En suivant cette méthode, on peut remarquer qu'il y a des années essentiellement caractérisées par des SIE, comme 1981-1982, 1985-1986, et 1988-1990, et d'autres années surtout caractérisées par des WIEs, comme 1982-1983, 1984-1985, et 1987-1988. La méthode d'extraction des indices ISO est ici similaire à celle utilisée par certains auteurs (Wheeler & Hendon, 2004 et Tchakoutio et al., 2012). En effet, après avoir extrait les modes dominants de la variabilité intra-saisonnière, ces auteurs ont utilisé cette méthode pour déduire l'indice VIS des deux premières composantes principales. Les indices temporels de ces pics encerclés (figure 11) ont ensuite été sélectionnés et sont utilisés pour construire tous les composites VIS.

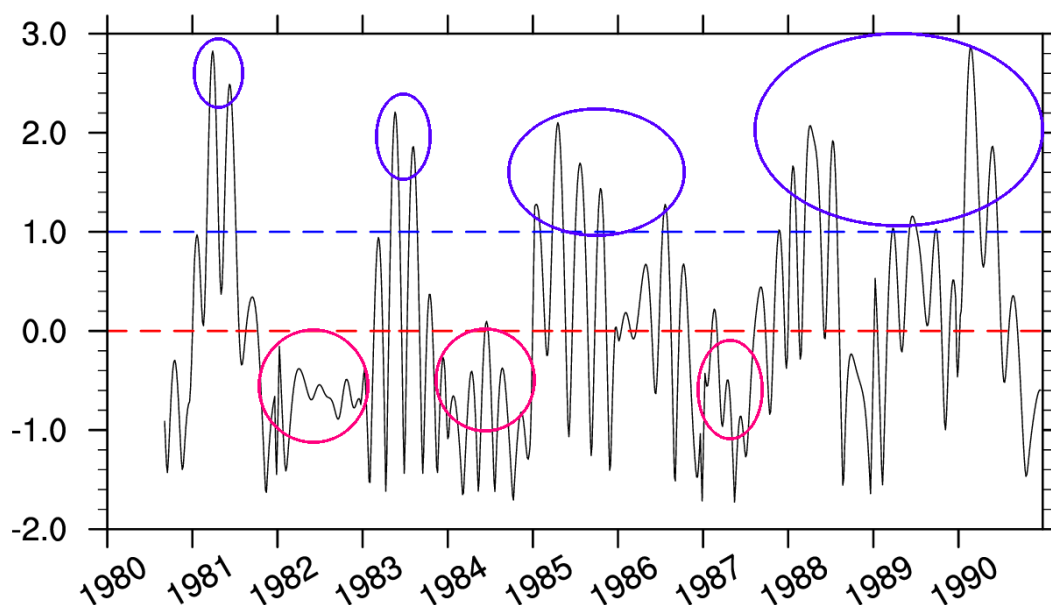


Fig. 11. Série temporelle des anomalies standardisées de l'amplitude ISO, de 1980 à 1990. Les résultats sont présentés pendant 10 ans seulement, pour une meilleure présentation. Les lignes en pointillé représentent les références pour la sélection des EIs. Le bleu est la référence pour les pics d'anomalies supérieurs à 1 et le rouge est la référence pour les pics inférieurs à 0.

2.3.4. Calcule des phases de la VIS 25-70-jours des précipitations

Dans l'étude de Tchakoutio et al., (2012), les auteurs ont utilisé l'analyse par ondelettes pour examiner les structures du spectre de puissance des anomalies OLR. Cette analyse a été effectuée séparément sur l'Afrique Centrale de l'Ouest (ACO) et de l'Est (ACE) afin de découvrir le contraste entre les deux régions. Les auteurs ont constaté que les processus induisant la variabilité des précipitations dans les deux sous-régions varient de l'échelle synoptique (inférieure à 10 jours) à des échelles de temps plus longues. Cependant, le signal est principalement contenu entre 20 et 80 jours, avec une puissance plus élevée au début et à la fin de l'année (décembre-avril)(Figure 12). Ceci justifie le choix de la variabilité entre 25 et 70 jours de notre étude.

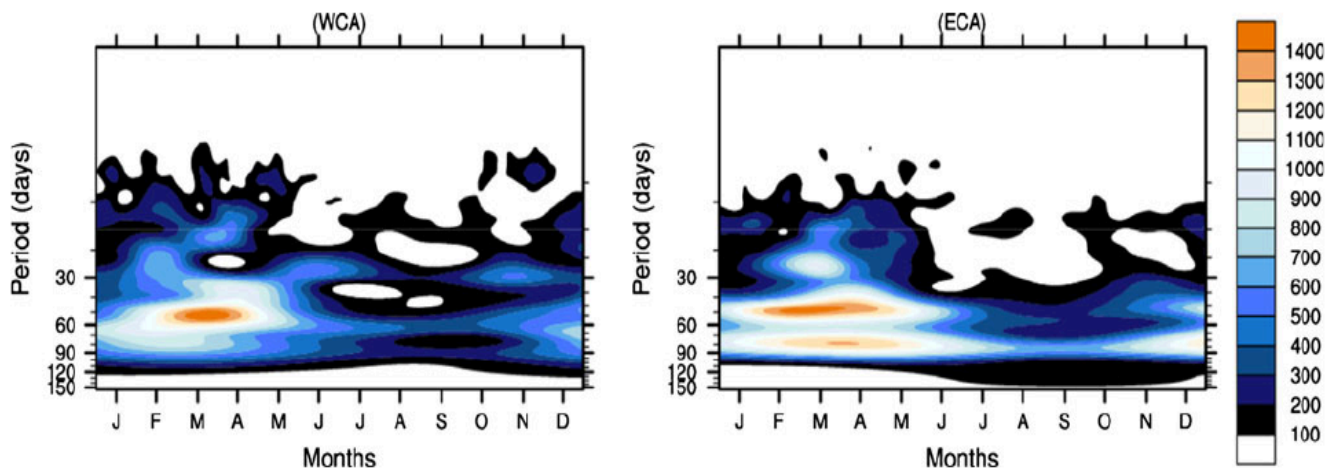


Figure 12 Spectres de puissance des anomalies OLR moyennés sur l'Afrique centrale occidentale(WCA) (0–30°E ; 15°S–15°N) et l'Afrique centrale orientale(ECA) (30–50°E ; 15°S–15°N). Un filtre passe-bas d'une coupure de 120 jours a été appliqué aux anomalies à long terme afin d'éliminer tout aspect du cycle saisonnier et de la variabilité interannuelle. (Tchakoutio et al., 2012)

Nous déterminons les phases de la VIS en utilisant l'analyse en composante principale sur l'anomalie journalière des pluies filtrées entre 25 et 70 jours, à l'aide du filtre passe bande de Lanczos, de 1980 à 2019. Tout d'abord, nous calculons les deux premiers EOF de cette anomalie des pluies filtrées, pendant la saison MAM, comme décrit plus haut et présentée à la figure 13. L'EOF 1 représente 8.6% de la variance totale avec un motif unique sur toute la majeure partie de la surface continentale, entre les latitudes 10°S -10°N et les

longitudes 10°E - 45°E; tant dis que l'EOF 2 compte pour 7.9% de la variance totale, présentant une structure dipolaire de l'Ouest vers l'Est.

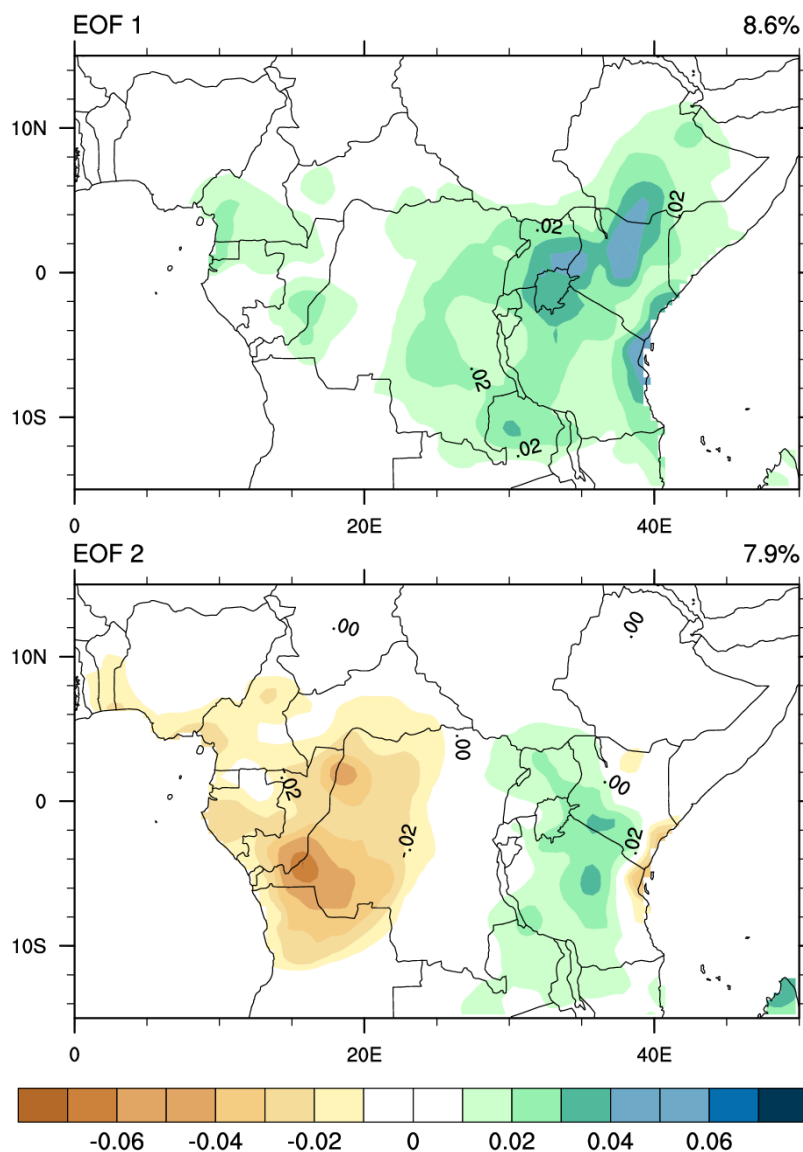


Figure 13 Structure spatiale de l'anomalie des précipitations filtrées (en mm) dans la fenêtre 25 - 70 jours en AC, de 1980 à 2019 pendant la saison MAM.

Ensuite, les séries temporelles des amplitudes sont séparées de ceux-ci (PC1 et PC2) en moyennant sur toute la région d'étude.

Les phases de l'onde sont calculées en utilisant la relation:

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{PC2}{PC1}\right) \quad (2.11)$$

Avec " θ " qui est la phase de l'onde en degré, variante entre -180° et 180° , \tan^{-1} est l'inverse de la fonction tangente. Cette méthode avait été utilisée par Fernandes et Grimm., 2023, Fernandes, L. G., & Loikith, P. C.

(2023) et par plusieurs auteurs, pour calculer les phases de l'OMJ. Nous avons divisé l'ensemble du plan de phase de l'onde en 8 intervalles régulièrement espacés et de longueur 45° , de telle sorte que.

$$-\pi + (i - 1) \leq \theta < -\pi + i \frac{\pi}{4} \quad \text{avec } i = 1, \dots, 8 \quad (2.12)$$

La série temporelle de l'onde est en phase i si l'angle de phase associé appartient au i -ième intervalle. À titre d'illustration, la figure 14 ci-dessous nous montre les phases d'une onde ISO et la fonction sinusoïdale. L'évolution de l'angle de phase de l'onde en fonction du temps est représentée par la ligne rouge et varie de -180° à 180° . Les phases 1 à 4 correspondent à la partie négative de l'onde, tandis que les phases 5 à 8 sont liées aux valeurs positives de l'ISO. Sur la base des valeurs de l'angle de phase, nous pouvons déterminer l'état de l'ISO et créer des diagrammes composites de phase en prenant les moyennes des jours tombant dans les mêmes phases sur plusieurs années.

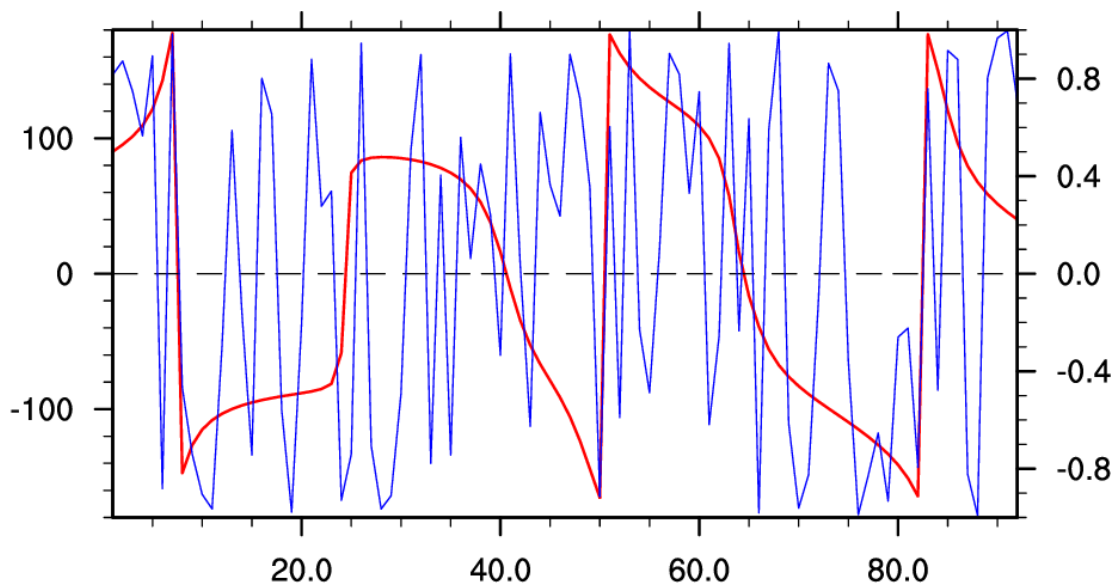


Figure 14 Illustration des Phases de l'onde 25-70-jours, pour la seule année 2005. L'axe des abscisses porte le temps en jour, l'axe des ordonnées de gauche porte les angles en degré entre -180° et 180° tandis que celui de droite, les valeurs du sinus de ces angles, entre -1 et 1. La courbe rouge représente les phases et celle en bleu le sinus de ces phases.

2.3.5. Analyse composite

L'analyse composite est généralement utilisée pour mettre en lumière le comportement d'un champ météorologique en rapport avec un phénomène identifié sur une région. Elle est particulièrement employée en météorologie dans l'étude d'oscillations climatiques telles que ENSO, la NAO ou l'OMJ. Il s'agit d'une technique essentiellement basée sur les phases typiques (pause/active) du phénomène à étudier, et utile pour l'étude des processus associés aux événements binaires. Il existe différentes façons de construire une analyse

composite (Roehrig 2010) mais le but visé reste le même. Dans le cas d'ENSO, une étude par composites permet de caractériser et d'interpréter l'état du système climatique pendant les phases chaudes ou froides du phénomène. Pour ce faire, les champs issus de réanalyses ou de jeux de données mixtes satellite/observations sont sélectionnés sur une phase souhaitée en s'appuyant sur la chronologie des événements. Le principe est de construire, pour chacune des variables, des champs moyens correspondant à chacune des phases identifiées. Typiquement, le composite des TSM correspondant à la phase chaude d'ENSO est obtenu en calculant la moyenne des anomalies des TSM pour les années considérées en phase chaude. Ces années sont sélectionnées grâce à la série temporelle de l'indice Niño-3.4. De la même manière, des composites d'OLR en période Niño d'une part et La Niña d'autre part, peuvent être calculés à partir des anomalies d'OLR. Ils permettent de déduire l'impact, en moyenne, des phases chaudes ou froides de l'ENSO sur les précipitations à l'échelle locale. Il est donc possible de connaître l'organisation des structures convective/pluvieuse et dynamique associée à chacune des phases de l'indice régional. Pour notre étude, nous chercherons à isoler les structures spatio-temporelles des champs convectifs en lien avec les différentes phases de la VIS sur l'Afrique Centrale. Pour tout champs $x(i, j, k, t)$, le composite de $x_{\Omega}(i, j, k, \tau)$ à différents décalages temporels τ est donné par :

$$x_{\Omega} = \frac{1}{N_{\Omega}} \sum_{t_0 \in \Omega} x(i, j, t_0 + \tau) \quad (2.13)$$

où Ω est un ensemble de dates de taille N sélectionnées à partir des critères d'occurrence d'un événement particulier ; N_{Ω} est le nombre d'événements "typiques" de ce phénomène. i, j et k représentent la localisation spatiale 3D du domaine considéré (Dazangwendé, 2013).

Pour examiner l'influence de l'ISO sur la distribution spatiale des précipitations intra-saisonnières, un composite des anomalies des pluies journalières filtrées est présenté sur la base des événements intra-saisonniers forts et faibles pendant la saison MAM sur l'ensemble de la période d'étude. Pour évaluer les changements correspondants dans la circulation et la convection, des composites de vents 850 hPa et 200 hPa filtrés, de hauteur du géopotentiel à 925 hPa et d'OLR ont également été préparés pour les deux événements VIS définis. Afin d'évaluer l'influence de l'OMJ sur les précipitations en AC à des échelles de temps intra-saisonnier, un composite d'anomalies de précipitations filtrées est présenté sur la base de chaque phase. Seules les dates de la saison MAM pendant lesquelles l'amplitude de l'OMJ dépasse 1 ont été prises en compte pour le composite. Des composites de l'énergie statique humide, de l'anomalie du vent à 850 hPa et 200 hPa, de la hauteur géopotentielle à 925 hPa ont également été créés pour fournir des informations supplémentaires sur les conditions météorologiques. En fait, l'analyse composite est une technique puissante utilisée pour déterminer certaines des caractéristiques structurelles de base d'un phénomène météorologique ou climatologique qui sont difficiles à observer dans leur totalité. De nombreux auteurs ont utilisé cette

technique pour étudier la distribution des précipitations pendant les phases ISO et OMJ dans le monde (Pai et al., 2009, Valadao et al., 2016, Mayta et al., 2018, Sandjon et al., 2020, 2021, Wu et al., 2023).

2.3.6. Test de significativité

Un test de significativité est une procédure statistique qui permet de déterminer si un résultat est statistiquement significatif, c'est-à-dire si ce résultat est probablement dû à autre chose qu'au hasard. En d'autres termes, un test de significativité permet de répondre à la question suivante : est-ce que la différence entre deux groupes ou deux mesures est suffisamment grande pour qu'on puisse conclure qu'elle est réelle et non simplement due au hasard ? Il existe de nombreux types de tests de significativité, chacun adapté à un type de données spécifique. Cependant, tous les tests de significativité fonctionnent de la même manière générale. Tout d'abord, on commence par définir une hypothèse nulle. L'hypothèse nulle est l'hypothèse que la différence entre les deux groupes ou les deux mesures est nulle, c'est-à-dire qu'elle n'existe pas. Ensuite, on calcule la valeur-p du test. La valeur-p est la probabilité d'obtenir une différence aussi grande que celle observée, si l'hypothèse nulle est vraie. Enfin, on compare la valeur-p à un seuil de significativité. Le seuil de significativité est un niveau de risque que l'on est prêt à prendre pour conclure que la différence est significative. Si la valeur-p est inférieure au seuil de significativité, on rejette l'hypothèse nulle. Cela signifie qu'on peut conclure que la différence est probablement due à autre chose qu'au hasard. Une valeur-p inférieure à 0,05 signifie que la différence est significative au seuil de 95 %. Cela signifie qu'il y a moins de 5 % de chances d'obtenir une différence aussi grande ou plus grande que celle que l'on observe, si les données proviennent d'une population où il n'y a pas de différence. Il existe de nombreux types de tests de significativité, chacun adapté à un type de données particulier. Pour tester la significativité de nos résultats, nous avons fait un "test student".

Il existe deux types de tests t de Student : l'un à échantillon unique et l'autre à deux échantillons. Nous nous sommes focalisé sur le test à deux échantillons. Car il permet de comparer les moyennes de deux échantillons. La formule mathématique du test t à deux échantillons est la suivante :

$$t = \frac{(x_1 - x_2)}{s} * \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}} \quad (2.14)$$

où :

- " x_1 " est la moyenne du premier échantillon
- " x_2 " est la moyenne du deuxième échantillon
- "s" est l'écart-type pooled des deux échantillons
- " n_1 " est la taille du premier échantillon

- " n_2 " est la taille du deuxième échantillon

L'écart-type pooled est une estimation de l'écart-type de la population à partir de deux échantillons. Il est calculé en combinant les écarts-types des deux échantillons, en pondérant les écarts-types en fonction de la taille des échantillons.

$$s = \sqrt{\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}} \quad (2.15)$$

où :

- " s_1 " est l'écart-type du premier échantillon
- " s_2 " est l'écart-type du deuxième échantillon

L'écart-type pooled est également utilisé dans d'autres tests statistiques, tels que le test de Wilcoxon-Mann-Whitney et le test de Friedman.

2.3.7. Taux d'impact

Le taux d'impact de la VIS 25-70-jours sur les précipitations est un indice qui mesure l'influence de l'onde sur les précipitations. Il est calculé en comparant les précipitations totale aux précipitations prévues en la présence de l'onde. L'indice est compris entre -1 et 1, où :

- Un score positif indique que la VIS a augmenté les précipitations.
- Un score négatif indique que la VIS a diminué les précipitations.
- Un score de 0 indique que la VIS n'a eu aucun impact sur les précipitations.

Le taux d'impact de la VIS sur les pluies est généralement exprimé sous forme d'un pourcentage. Il est utilisé par les météorologues et les climatologues pour prévoir les précipitations dans les régions touchées par la VIS. L'étude de l'activité de la VIS sous les tropiques soulève généralement une question centrale : Quels sont les schémas spatiaux et temporels de l'impact de la VIS sur les précipitations ? En effet, de nombreux auteurs ont travaillé sur l'influence de la MJO (VIS) sur les précipitations dans différentes régions des tropiques (par exemple, Camberlin et Pohl 2006 ; Pourasghar F. et al. 2014 ; Mayta et al. 2018; Tchakoutio et al., 2021). Dans notre étude, nous utilisons le taux d'impact pour quantifier la contribution des phases de la VIS à l'augmentation des pluies de la saison MAM en AC.

$$TI = \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100 \quad (2.16)$$

Avec "TI" qui représente le taux d'impact, P_i les précipitations moyenne pendant la phase "i" de l'onde et \bar{P} les précipitations moyennes de la saison.

Conclusion:

L'étude du climat et de ses variations nécessite une approche statistique rigoureuse. L'état moyen du système climatique, bien que fictif, offre une base pour comprendre les fluctuations autour de cet état. Le recours à des outils statistiques tels que le filtrage temporel, l'analyse en composante principale, la méthode des seuils, l'analyse composite, le test de significativité, le taux d'impact et l'analyse des corrélations permet de mieux cerner les liens entre les différents éléments du système climatique et d'évaluer l'impact des variations climatiques sur les précipitations en Afrique Centrale.

Chapitre 3

Résultats et discussions

Le présent chapitre présente les résultats obtenus. L'attention est préalablement portée sur la structure de l'oscillation intra-saisonnière 25-70-jours. Ensuite, nous avons investigué sur l'impact des pics et des phases de la VIS sur les pluies de la saison MAM en Afrique centrale et les mécanismes dynamiques et thermodynamiques associés. Nous avons également examiné le lien entre l'OMJ et les pics de la VIS 25-70-jours, et les effets de la VIS sur les variations interannuelles des pluies de la saison d'intérêt en Afrique Centrale.

3.1. Structure des oscillations intra-saisonnières 25-70 jours

Pour étudier la structure spatiale de la variabilité intra-saisonnière des précipitations sur l'AC, nous avons effectué une ACP sur des composites d'anomalies de précipitations journalières filtrées, pour les composites des SIE et des WIE, respectivement (Fig.15). Pour ce faire, nous avons d'abord calculé l'anomalie journalière des précipitations avant, puis filtré pour extraire l'échelle de temps intra-saisonnière comme décrit dans la section méthodologie. Nous avons donc créé une série temporelle d'anomalies de précipitations journalières filtrées. L'ACP a été effectuée sur les séries temporelles des données filtrées résultantes, et ce séparément pour les SIE et les WIE. Les résultats montrent que pendant les SIEs, les composantes principales (PC) 1 et 2 représentent respectivement 15,9 % et 14 % de la variance totale, tandis que pendant les WIE, elles représentent respectivement 12,6 % et 10,2 %. Pendant les SIE, les charges spatiales de l'EOF1 présentent une structure unique qui consiste en une charge positive sur la plupart des parties de la région, s'étendant de la latitude 10°S à 10°N et de la longitude 0° à 50°E sur la terre. Ceci suggère une tendance à l'augmentation des précipitations pendant les SIE au cours de la saison MAM (Djebata et al., 2021). Cependant, l'EOF2 montrent un modèle de dipôle Est-Ouest qui consiste en des charges positives dans la partie orientale s'étendant entre les longitudes 25°E et 40°E et des charges négatives dans la partie occidentale entre 10°S et 10°N et les longitudes 0° et 25°E. Pendant les WIEs, l'EOF1 révèle la dominance générale des charges positives, avec une petite zone de charges négatives autour de 10°N. Cette caractéristique est presque inversée pour l'EOF2 où l'on trouve des charges positives en Afrique de l'Ouest et de l'Est et autour de l'Afrique centrale et des charges négatives.

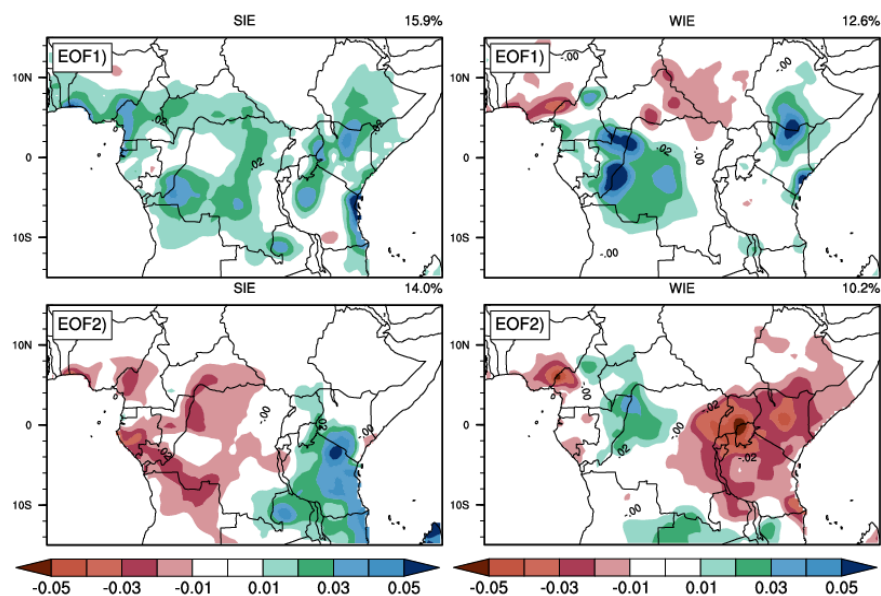


Fig. 15 Structure spatiale des anomalies pluviométriques quotidiennes filtrées sur 25-70 jours pour la saison MAM, associées aux deux premières composantes principales pendant les SIE (colonne de gauche) et les WIE (colonne de droite) et sur la période 1980-2019. L'EOF correspondante ainsi que le pourcentage de variance expliquée sont indiqués en haut à gauche (pour l'EOF) et en haut à droite (pour le pourcentage de variance) de chaque figure.

La figure 16 ci-dessous montre la séquence temporelle du composite des anomalies pluviométriques filtrées (ombrées) et des anomalies des vents horizontaux 850 hPa (vecteurs) de t_0-20 à $t_0 + 20$ jours par pas de 10 jours. t_0 représente le temps de référence, c'est-à-dire le temps correspondant aux pics d'événements intra-saisonniers. Pendant les SIE, au stade précoce (t_0-20), l'AC est marquée par des anomalies pluviométriques négatives sur la quasi-totalité de la région, à l'exception des côtes atlantiques du Cameroun et de la Guinée. Au stade t_0-10 , l'AC est marquée par quelques points d'anomalies pluviométriques positives, qui se développent pour atteindre le stade de maturité à t_0 et s'étendent sur la plupart des parties de la région. Ces anomalies positives disparaissent progressivement à partir de l'Ouest de la zone d'étude et sont remplacées par l'anomalie négative à t_0+10 , qui s'étend progressivement et couvre presque toute la zone à t_0+20 , ainsi qu'à t_0-20 . En ce qui concerne les vents horizontaux à 850 hPa, pendant les SIE, nous observons à t_0-20 que les vents sont principalement orientés vers l'Ouest, de l'océan Indien à l'océan Atlantique sur la région équatoriale (environ $2^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$ de latitude) et vers le sud-ouest sur l'océan Atlantique (environ $5^\circ\text{S}-12^\circ\text{S}$ de latitude). A t_0-10 , des anomalies de vent vers le nord-est sont observées sur la latitude $5^\circ\text{N} - 15^\circ\text{N}$. Une circulation anticyclonique domine sur la partie de l'océan Indien de la zone d'étude. A t_0 , la situation est presque opposée à t_0-20 , la circulation dominante est la circulation vers l'est autour de l'équateur (5°S à 5°N de latitude) qui

s'incline vers le sud-est à partir du bassin du Congo et se termine sur les hauts plateaux de l'Afrique de l'Est. Une autre caractéristique de la circulation à ce stade est le flux nord-ouest de l'océan Indien qui pénètre le continent. Cette circulation commence à s'affaiblir en magnitude à t_0+10 , et son sens dans l'océan Indien est opposé à ce qu'il était à t_0 . A t_0+20 , la circulation est très faible sur le continent et est orientée vers le Nord-Ouest sous l'Equateur dans l'Océan Atlantique et vers le Sud-Est dans l'Océan Indien. Le flux de circulation augmente pendant les WIE et est très peu structuré, avec le développement d'anticyclone sur le Bassin du Congo et l'Océan Indien. Les anomalies pluviométriques positives sont plus intenses à chaque stade.

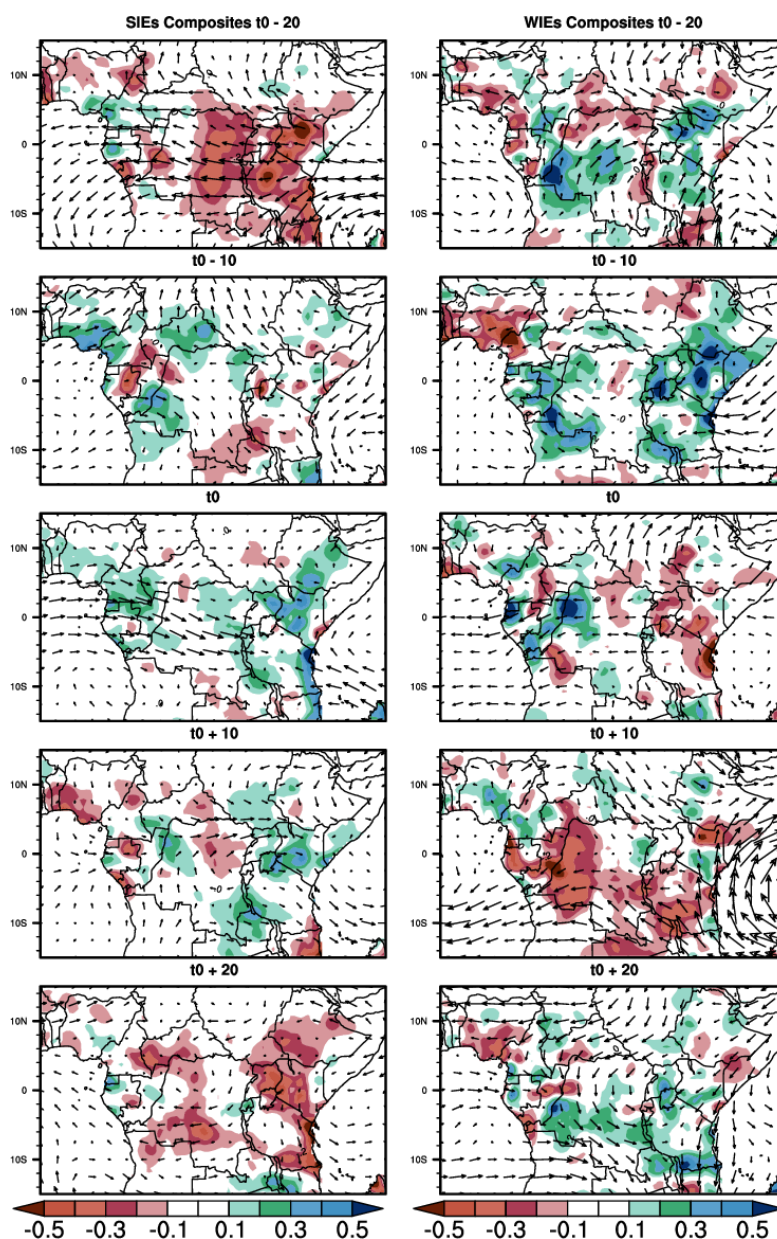


Fig. 16 Composites des anomalies de précipitations filtrées sur 25-70 jours (contours ombrés, en mm) et des anomalies de vents horizontaux 850 hPa (en m/s) pendant les SIE et les WIE pour la saison MAM. Le vecteur vent de référence est de 3m/s

A 200 hPa (Figure 17), la circulation est très intense et varie fortement en direction et en sens, d'un décalage temporel à l'autre. Pendant les SIE et à t_0-20 , un train d'ondes traverse toute la zone d'étude de l'Ouest sur l'océan Atlantique à l'est sur l'océan Indien. Cette circulation vers l'est commence à s'affaiblir à l'Ouest à t_0-10 , et à t_0 elle est complètement inversée, soufflant d'Est en ouest sur toute la zone d'étude. A t_0+10 , la circulation s'est considérablement affaiblie dans le bassin du Congo et s'oriente vers l'est sur l'océan Atlantique entre l'équateur et 5° de latitude sud avant de s'arrêter sur les côtes continentales. De l'autre côté du continent, le vent souffle vers le nord-est sur l'océan Indien. A t_0+20 , les anomalies de vent d'Est qui traversent le continent depuis l'océan Indien s'inclinent vers le sud-ouest en sortant du continent par l'océan Atlantique, et reviennent sur le continent en dessous de 10° de latitude sud. Pendant les WIE, la circulation est faible dans le Bassin du Congo sauf à t_0+10 où le vent converge vers le Sud-Est.

Cette grande variabilité du sens, de la direction et de l'intensité de la circulation, d'un composite de séquence temporelle à l'autre, à la surface et à haute altitude, est associée à la variabilité de l'étendue spatiale des anomalies pluviométriques positives et négatives en Afrique centrale, pendant les SIEs et les WIEs.

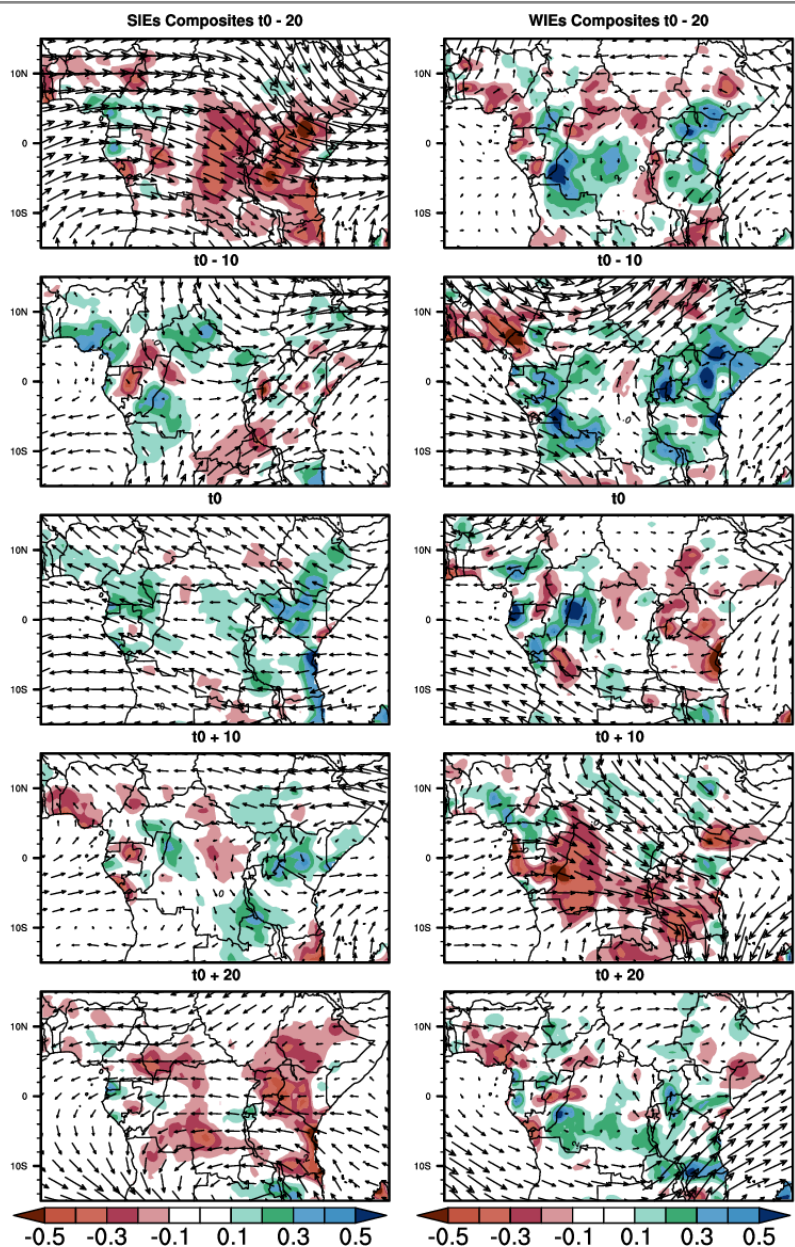


Fig. 17 Identique à la figure 16 mais l'anomalie horizontale du vent est à 200 hPa et la longueur du vecteur de référence est de 5 m/s.

Dans cette partie, nous avons utilisé une analyse en composantes principales (ACP) pour étudier la structure spatiale des anomalies de précipitations, ainsi que des données de circulation atmosphérique pour étudier les mécanismes physiques associés à cette variabilité. Il existe deux modes de variabilité pour chacun des pics de la VIS (les SIEs et les WIEs). Le premier mode pendant les SIEs explique 15.9% de la variance totale et est associé à une augmentation des pluies sur la grande partie de la région. Le deuxième mode explique 14% de la variance totale et est associé à une distribution dipolaire Est - Ouest des anomalies des précipitations sur la région. Pendant les WIEs, le premier mode explique 12.6% de la variance totale contre 10.2% par le deuxième mode. La distribution des anomalies humides et sèches est plus localisée de part et d'autre de la région. Les anomalies de précipitations positives sont généralement associées à une circulation

atmosphérique vers l'est, tandis que les anomalies de précipitations négatives sont généralement associées à une circulation atmosphérique vers l'Ouest.

3.2. Influence des pics ISO sur la variabilité des précipitations et la circulation associée à l'échelle de temps intra-saisonnière

Pour l'ensemble de la période d'étude (1980 - 2019) et pour la saison MAM, nous avons identifié 71 pics forts de la VIS (SIEs) et 66 pics faibles (WIEs).

La figure 18 met en évidence, pour les 71 SIE, la distribution spatiale des anomalies pluviométriques filtrées quotidiennement (a), des anomalies OLR filtrées quotidiennement (c), des anomalies de hauteur géopotentielle filtrées quotidiennement (e). Il montre également, pour les 66 WIE, la distribution spatiale des anomalies de précipitations filtrées quotidiennement (b), des anomalies OLR filtrées quotidiennement (d) et des anomalies de hauteur géopotentielle filtrées quotidiennement (e). Les lignes pointillées sur toutes ces cartes composites indiquent les régions où les valeurs sont significatives au niveau de 95 % selon le test de Student. Les vecteurs linéaires indiquent les anomalies de vent filtrées quotidiennement au niveau 850 hPa, composées sur les SIE (colonne de gauche) et les WIE (colonne de droite). Il est clair que l'impact de l'ISO 25 - 70 jours sur les précipitations dépend fortement des événements intra-saisonniers forts et faibles observés. La figure 18.a montre des anomalies pluviométriques positives s'étendant principalement sur la plupart des parties de la zone d'étude, tout autour des latitudes 10°N - 10°S et des longitudes 10E - 40°E ; ce qui suggère des précipitations supérieures à la normale sur ces régions pendant les SIE. Cette structure spatiale des précipitations intra-saisonnières corrobore bien les travaux de Tchakoutio et al. (2012), qui ont documenté trois modes dominants de variabilité intra-saisonnière dans l'AC, avec des charges spatiales centrées sur le nord du Congo, le sud de l'Éthiopie et le sud-ouest de la Tanzanie, respectivement. Dans la figure 18.b, nous pouvons observer une structure dipolaire dans la distribution spatiale des anomalies de précipitations filtrées. Ce dipôle est caractérisé par un renforcement des anomalies négatives dans la partie orientale (15°S-5°N ; 25°E-40°E) et des anomalies positives dans la partie occidentale (15°S-5°N ; 5°E-20°E) de notre zone d'étude. Cette distribution des anomalies pluviométriques n'est pas uniforme sur l'ensemble de la région étudiée. Il y a des points où l'anomalie est presque nulle et d'autres où elle est plus élevée. Ces deux figures sont similaires à la structure de l'ISO décrite dans la figure 17, pour l'EOF 1 pendant les SIE et l'EOF 2 pendant les WIE, respectivement. Les anomalies OLR filtrées pendant les SIE (Fig. 18c) présentent des valeurs négatives dans toute la zone d'étude. Ceci suggère que les SIE apportent une convection anormale, dont le noyau est centré sur la partie terrestre à l'Est de la région et sur l'océan Indien. La figure 18d montre la distribution des anomalies OLR filtrées positives et négatives dans notre zone d'intérêt. Une structure dipolaire Est-Ouest peut être observée, avec des anomalies négatives sur l'Ouest du Bassin du Congo et des anomalies positives à l'est. Cela correspond bien à la structure des anomalies pluviométriques de la figure 18b, suggérant que cette

convection anormale peut être responsable de la configuration pluviométrique observée précédemment. La hauteur géopotentielle est la hauteur de la surface de pression visible. Elle est essentielle pour localiser les creux et les crêtes qui sont les contreparties en altitude des cyclones et anticyclones de surface (Gunta et al. 2022).

Dans la figure 18e, des anomalies filtrées négatives de la hauteur du géopotential à 925 hPa pendant les SIE sont observées sur la région, avec des valeurs maximales centrées autour du nord ($10^{\circ}\text{N} - 15^{\circ}\text{N}$; $5^{\circ}\text{E} - 30^{\circ}\text{E}$) et sur la partie de la zone d'étude située dans l'océan Indien. Ceci suggère une température de l'air froid qui peut contribuer à la génération de précipitations sur ces régions. Pendant les WIE, des anomalies positives de la hauteur géopotentielle 925hPa filtrée (Fig. 18f) caractérisent la partie nord de la région le long des latitudes $5^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ et des longitudes $10^{\circ}\text{E}-35^{\circ}\text{E}$; et sur le nord de la Zambie et une partie du sud du Bassin du Congo. Ces fortes anomalies de hauteur géopotentielle sont associées à la circulation anticyclonique au niveau 850 hPa sur l'hémisphère nord (sens horaire) et l'hémisphère sud (sens antihoraire). Des anomalies négatives sont observées dans le nord-est de la région, tandis que des anomalies nulles ou presque nulles caractérisent le reste de la zone d'étude. Ces anomalies positives décriraient une convection supprimée associée à un rétrécissement vertical de la bande de convection qui renforce la divergence de l'air froid dans les couches inférieures, réduisant ainsi les précipitations (Gunta et al, 2022).

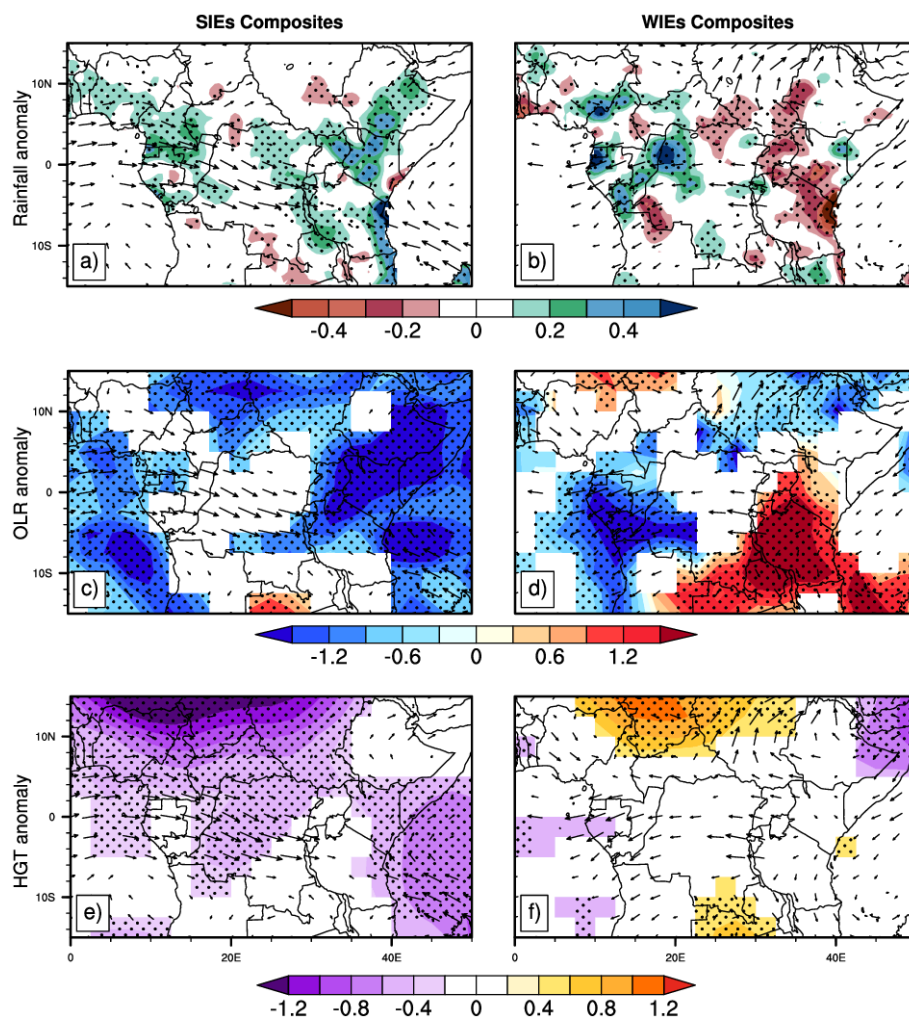


Fig. 18 Composite des anomalies de précipitations filtrées (a), de l'OLR (b) et de la hauteur du géopotiel à 925 hPa (c), sur la base des SIE (a, c et e) et des WIE (b, d et f) au cours de la saison MAM. Les points indiquent les zones présentant des valeurs significatives à un niveau de confiance de 95 %. Les flèches indiquent les anomalies de vent filtrées à 850 hPa. Les anomalies entre $-0,01\text{m/s}$ et $0,01\text{m/s}$ ne sont pas représentées.

Cependant, il est important de noter que la circulation troposphérique dominante à 850 hPa pendant les SIE (Fig. 18a, 18c et 18e), est le flux d'Ouest de bas niveau provenant de l'océan Atlantique équatorial avec une extension latitudinale entre 5°S et 5°N , qui pénètre la masse continentale et change vers le sud-est autour du bassin du Congo, puis s'arrête sur le haut plateau de l'Afrique de l'Est. Dans la partie orientale, la caractéristique dominante est le flux nord-ouest de l'océan Indien qui pénètre le continent par la Tanzanie et la côte est de Nairobi, et s'arrête sur leur côte occidentale. Ces flux d'Ouest et d'Est apportent de l'air froid de l'Atlantique et de l'océan Indien sur le continent et favorisent les précipitations. Pendant les WIE, les caractéristiques de la circulation sont le flux d'Est des hautes terres d'Afrique de l'Est vers la côte atlantique où il prend la direction du sud, au-dessus de la ligne équatoriale. Ceci alimente la convection observée sur le bassin du Congo. On observe également une circulation divergente sur la partie orientale (10°S à 10°N , 25°E à

40°E) qui contribue à l'assèchement de cette région pendant les WIE. Les zones sur lesquelles nous avons une circulation divergente correspondent à des zones de réduction des précipitations (anomalie pluviométrique négative) tandis que les régions de circulation convergente correspondent à une augmentation des précipitations (anomalie pluviométrique positive). Ce schéma de circulation est responsable de la distribution dipolaire des anomalies pluviométriques dans la région pendant les WIE. A cet égard, Longandjo et Rouault (2020) ont suggéré que les cellules du bassin du Congo peuvent jouer un rôle important dans la redistribution des précipitations sur l'Afrique centrale.

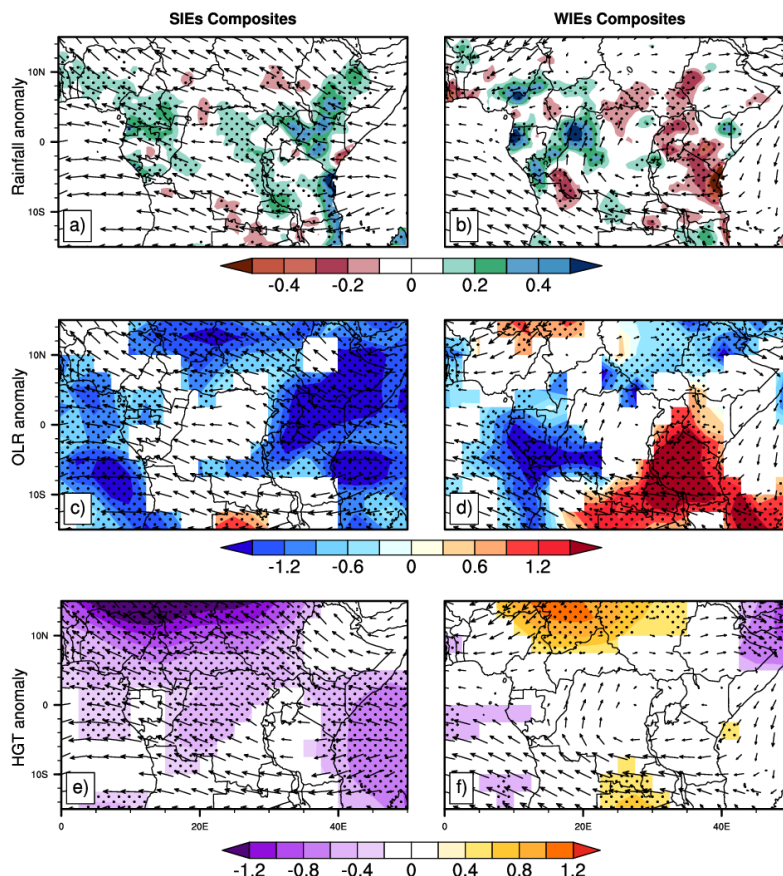


Fig. 19 Identique à la figure 18, mais les flèches indiquent les anomalies de vent filtrées quotidiennement à 200 hPa. Les anomalies entre -0,01m/s et 0,01m/s ne sont pas représentées.

A 200 hPa, (Fig. 19) le schéma dominant de la circulation pendant les SIE (Fig. 19a,c,e) est un fort flux d'Est sur la région en provenance de l'Océan Indien qui traverse le continent, incliné vers le nord-ouest au-dessus de la latitude 5°N, vers le sud-ouest au-dessous de la latitude 10°S. Ceci suggère une très forte activité convective sur la région. Pendant les WIE (Fig. 19b,d,f), les configurations dominantes au niveau supérieur sont le flux sud-est qui traverse le continent sur la partie sud et tombe dans l'océan Atlantique; et la circulation cyclonique sur les régions de l'Est, de 20°E à 50°E et de 5°S à 5°N. Cette circulation crée une zone de subsidence qui s'étend sur la longitude 20°E à 50°E (zone qui connaît une réduction des précipitations

pendant les WIE). Les schémas d'anomalies de vent à 850 hPa et 200 hPa pendant les SIE se sont révélés propices au développement de la convection, comme le montre l'anomalie OLR négative renforcée (figure 19c), et au maintien de la température de l'air froid (anomalies de hauteur géopotentielle négatives renforcées à la figure 18e), ce qui expliquerait les anomalies de précipitations positives sur la région.

Les études de Farnsworth et al. (2011) ont révélé que la région de l'Afrique centrale est très complexe, avec différents mécanismes influençant les précipitations dans chaque région et saison. Il est donc évident que les caractéristiques de la circulation dans les couches supérieure et inférieure pendant les SIE et les WIE sont en partie responsables des différences dans la distribution spatiale des précipitations sur l'Afrique centrale. Néanmoins, d'autres mécanismes doivent encore être étudiés afin d'obtenir plus d'informations sur cette association. L'une des principales questions soulevées ici est la suivante : quelle est la contribution des précipitations intra-saisonnières pendant l'ISO aux précipitations saisonnières totales en MAM? Dans l'ensemble, le modèle d'anomalie spatiale des précipitations associé aux forts et faibles événements intra-saisonnier, décrit plus haut, se reflète dans l'impact intra-saisonnier des précipitations. Le pourcentage de la contribution due aux SIE (Fig. 20a) varie de 20 à 30% sur une grande partie de la région qui s'étend de 5°N à 15°S de latitude et de 12°E à 40°E de longitude ; atteignant environ 50% de l'anomalie pluviométrique journalière sur le lac Victoria, le nord de la Tanzanie, le centre du Kenya et le lac Malawi. Inversement, pendant les faibles événements intra-saisonniers, des valeurs variant entre -20% et -50% sont observées sur la partie orientale de la région (Fig. 20b), indiquant une très faible contribution aux précipitations saisonnières totales pendant les WIE.

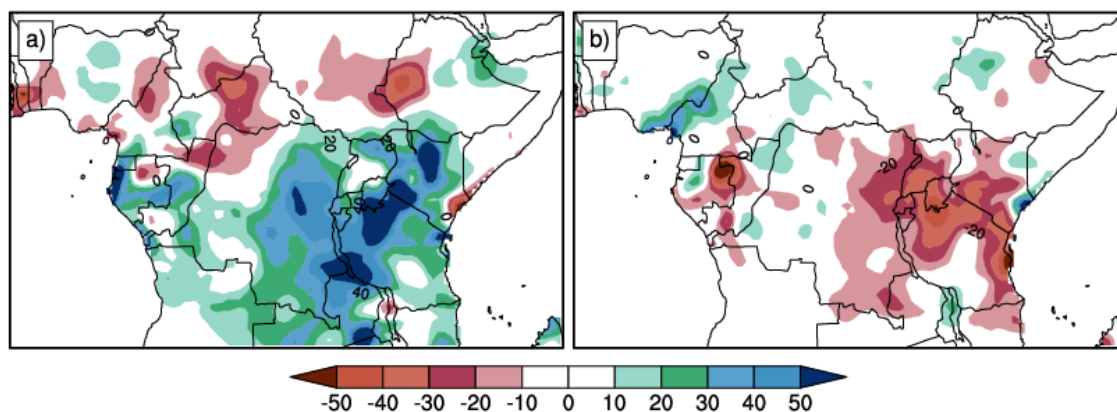


Fig. 20 Distribution spatiale du taux d'impact pour le composite SIEs (a) et le composite WIEs (b) en pourcentage

Dans cette section nous montrons que les SIEs sont associés à des anomalies pluviométriques positives sur la majeure partie de la région, avec des valeurs maximales centrées sur l'est de l'AC et sur la partie de l'océan Indien de la région, pendant la saison des pluies (MAM). Ces anomalies sont liées à une circulation troposphérique dominante à 850 hPa caractérisée par un flux d'Ouest de bas niveau provenant de l'océan Atlantique équatorial et un flux nord-ouest de l'océan Indien. Ces flux apportent de l'air froid de l'Atlantique et de l'océan Indien sur le continent, ce qui favorise les précipitations.

Les WIE sont associés à des anomalies pluviométriques négatives sur la partie orientale de l'AC (15°S-5°N ; 25°E-40°E) et à des anomalies positives sur la partie occidentale (15°S-5°N ; 5°E-20°E). Ces anomalies sont liées à une circulation troposphérique dominante à 850 hPa caractérisée par un flux d'Est des hautes terres d'Afrique de l'Est vers la côte atlantique. Cette circulation alimente la convection observée sur le bassin du Congo.

En termes d'impact sur les précipitations, les SIE contribuent entre 20 et 30% aux précipitations saisonnières totales sur une grande partie de la région, atteignant environ 50% sur le lac Victoria, le nord de la Tanzanie, le centre du Kenya et le lac Malawi. Les WIEs, quant à eux, contribuent de -20 à -50% aux précipitations saisonnières totales sur la partie orientale de la région. Ainsi, les événements intra-saisonniers jouent un rôle important dans la variabilité des précipitations en Afrique centrale. Les SIE sont associés à des précipitations supérieures à la normale sur une grande partie de la région, tandis que les WIE sont associés à des précipitations inférieures à la normale sur la partie orientale. Les anomalies pluviométriques liées aux SIE et aux WIE peuvent avoir des implications importantes pour les activités humaines et les écosystèmes. Par exemple, les SIE peuvent entraîner des inondations et des glissements de terrain, tandis que les WIE peuvent entraîner des sécheresses et des famines. Ces résultats ont des implications importantes pour la compréhension de la variabilité climatique en Afrique centrale et pour la gestion des ressources naturelles dans la région.

3.3. Influence des phases de la VIS sur les pluies de la saison MAM en AC

La figure 21 ci-dessous présente les composites des phases de la VIS 25-70-jours sur l'anomalie des pluies journalières filtrées sur la période 25-70-jours, de 1980 à 2019 pendant la saison MAM. Le nombre d'indices de chaque phase (et le numéro de la phase) est affiché sur la figure, et varie de 313 dans la phase 2 à 416 dans la phase 1. La distribution des précipitations varie fortement d'une phase à une autre de l'onde, avec les phases d'augmentation (P4 et P5), caractérisées par la présence des anomalies positives des pluies, et celles de diminution (P1 et P8) caractérisées par la présence des anomalies négatives des pluies sur presque toute la région d'étude. Les phases 2, 3, 6 et 7 peuvent être vues comme les phases de transition, caractérisées par une distribution dipolaire Est-Ouest des anomalies des précipitations sur la région. Les phases 2 et 3 présentent des anomalies positives à l'Ouest de la région et les anomalies négatives à l'Est, tandis que les phases 6 et 7 présentent une distribution inverse à celle des phases 2 et 3 respectivement. Cependant, de la phase 2 à la phase 3, nous remarquons que la région à l'Ouest dominée par les anomalies positives s'étend vers l'Est sur une plus grande région, pendant que celle à l'Est recouverte par les anomalies négatives s'est considérablement réduite, dans la phase 3. On peut même y observer un développement des anomalies positives sur la côte de l'océan indien. La distribution des anomalies positives à la phase 4 est similaire à celle de la figure 15, montrant la structure de la VIS pendant les SIE (EOF 1); avec une extension sur toute la zone d'étude de l'Ouest à l'Est. Pendant la phase 5, ces anomalies positives ont beaucoup migrées vers l'Est, s'étalant sur les longitudes 25°E - 40°E. A la phase 6, les anomalies négatives commencent à se développer à l'Ouest tandis que celles positives à l'Est commencent à diminuer. La phase 7 montre une expansion renforcée des anomalies négatives de l'Ouest vers l'Est (la situation est presque opposée à celle observée à la phase 3). Nous pouvons donc dire que l'impact des phases de la VIS sur les précipitations en AC se caractérise par une augmentation anormale des pluies sur toute la région dans la phase 4, et qui se propage vers l'Est dans les phases 2, 3, 5 et 6 et une diminution anormale de celles ci dans la phase 8 et qui se propage vers l'Est dans les phases 6, 7, 1 et 2. Les mécanismes physiques dans l'atmosphère, par lesquels cette influence s'exerce sur les pluies, sont examinés dans l'activité convective, la circulation zonale en surface (850 hPa) et le profil vertical du vent à 500 hPa.

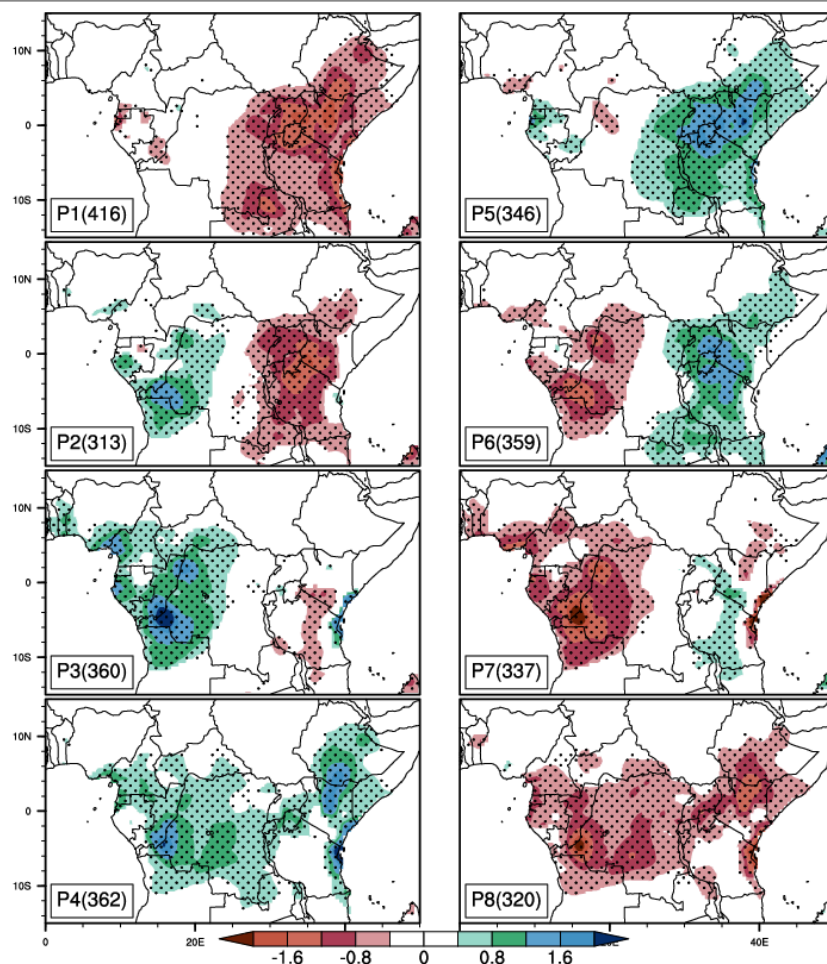


Figure 21 Composite de l’anomalie des précipitations journalières filtrées (mm/jour) des phases de l’onde 25-70 jours, pendant la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019. Les numéros de phase sont indiqués en bas à gauche de chaque panneau (par la lettre majuscule "P" et un nombre croissant de 1 à 8), suivis d'un nombre entre parenthèses qui indique le nombre d'indices temporels de la phase correspondante. Les anomalies entre -0,2 et 0,2 ne sont pas représentées pour plus de clarté. Les points sur chaque panneau indiquent les régions où les valeurs sont significatives au niveau de 95% en utilisant le test t de student.

La composite de l’anomalie de l’OLR journalier filtré sur la bande 25-70-jours, par les indices des phases de la VIS, de 1980 à 2019 est illustrée à la figure 22 ci-dessous en couleur. La composite de l’anomalie du vent zonale à 850 hPa est superposée à l’OLR sur chacune des figures. Les valeurs d’anomalies d’OLR positives indiquent une très faible activité convective (témoin d’une réduction/absence des pluies) et les anomalies positives sont associées à une très forte activité convective (témoin d’une augmentation anormale des pluies). Nous avons représenté ces composites avec les données filtrées dans la fenêtre 25-70-jours et le résultat était le même. Cette figure nous montre que la phase 1 est caractérisée par la présence des anomalies positives sur presque toute la région d’étude. Ces anomalies sont bien concentrées à l’Est, le long des longitudes 25°E -50°E. La phase 2 à une distribution bipolaire Nord-ouest - Sud-est avec les anomalies négatives au Nord-ouest et celles positives au Sud-est de la zone d’étude. Il est important de noter que la zone

des anomalies positives dans la phase 1 a considérablement diminué dans la phase 2, avec le développement des anomalies positives dans la zone du Nord-ouest. Ces anomalies négatives vont se renforcer dans la phase 3 depuis l'océan Atlantique et poursuivre sa propagation vers l'Est. Dans la phase 4, elles sont présentes sur toute la zone d'étude avec les plus grandes valeurs concentrées à l'Est. On observe clairement un renforcement de la propagation des anomalies convectives vers l'Est dans les phases 5 et 6, qui commencent à disparaître dans la phase 7 pour se dissiper complètement dans la phase 8, laissant place aux anomalies positives. En ce qui concerne la circulation zonale, elle varie également fortement d'une phase à une autre. La phase 1 est dominée par une forte divergence sur l'Est du domaine d'étude où on trouve les anomalies positives d'OLR; et une circulation vers le Nord-ouest sur l'océan indien, contribuant ainsi à appauvrir cette partie Est de la zone d'étude en humidité. Ce qui s'associe aisément à la faible activité convective dans cette région suivie de la baisse anormale des pluies (Figure 22). La phase 2 est soumise à des fortes anomalies de vents d'Est qui partent de l'océan indien et traversent le continent (dans l'hémisphère Sud) jusqu'à la côte atlantique où elles s'affaiblissent. Cette circulation se renforce sur les hautes montagnes d'Afrique de l'Est, transportant l'humidité vers le bassin du Congo, alimentant ainsi la convection et les précipitations observées à l'Ouest et la réduction de la convection à l'Est. Cette circulation persiste dans la phase 3 mais s'affaiblit dans le bassin du Congo et s'oriente vers le Nord-ouest. Dans la phase 4, cette circulation bien forte dans l'océan indien s'affaiblit davantage sur le continent. La structure de la circulation observée dans les phases 5, 6, 7 et 8 est quasiment opposée en sens à celle observée pendant les phases 1, 2, 3 et 4. Les régions de renforcement de l'activité convective sur cette figure correspondent bien à celles de l'augmentation des précipitations sur la figure 22. La circulation zonale en surface qui joue un rôle important dans la distribution spatiale des précipitations en Afrique Centrale (Nicholson and Dezfuli 2013, Tamoffo et al., 2020) connaît des variations importantes pendant les phases de la VIS qui sont associées aux variations dans la distribution spatiale des pluies.

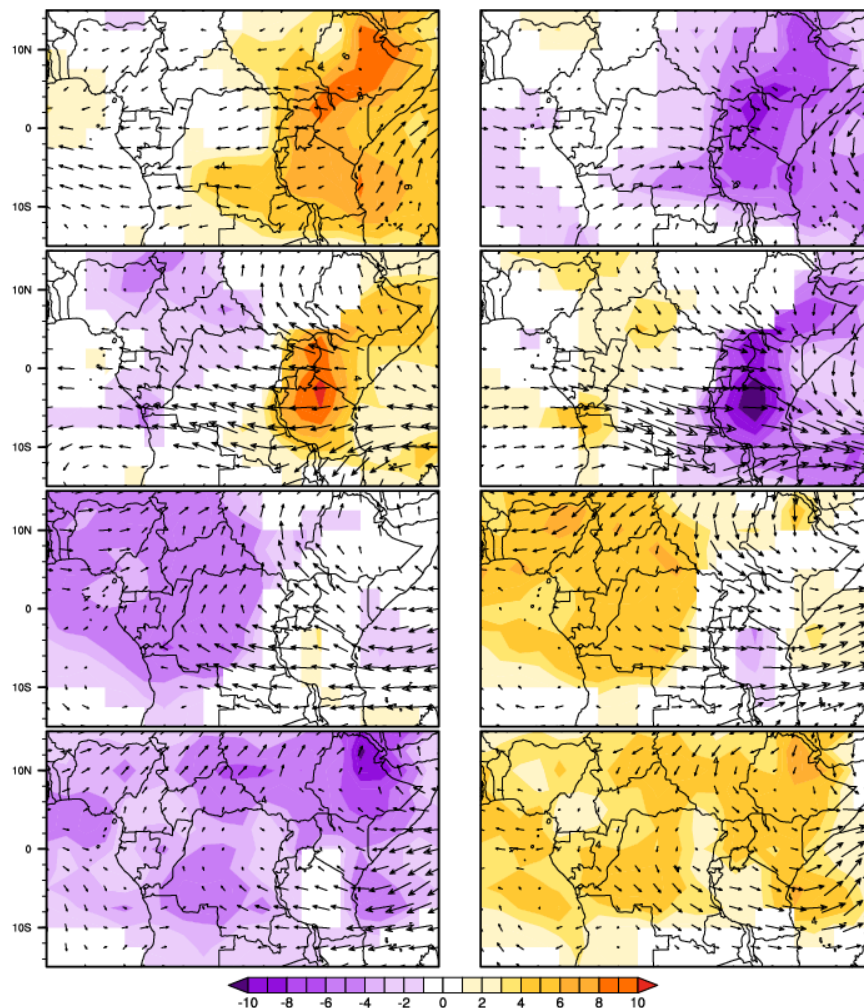


Figure 22 Composite de l’anomalie de l’OLR (W/m^2) pendant les phases de l’onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019. Les flèches indiquent les composites de l’anomalie du vent horizontal (m/s) à 850hPa

Examinons à présent les changements dans la circulation moyenne à des altitudes moyennes. La figure 23 présente la composite de l’anomalie filtrée de la composante zonale du vent horizontal en couleur, et la vitesse du vent en vecteur, à 700 hPa, pendant les phases de la VIS, pour la saison MAM de 1980 à 2019. Il est observé que la VIS 25 - 70 jours entraîne des modifications dans la circulation, d'une phase à une autre. La phase 1 est caractérisée par les faibles vents du Nord-est qui sortent du continent par les côtes de l’océan atlantique. Cette circulation peut être associée au déficit de pluie dans la région. Dans la phase 5 la circulation est opposée à celle de la phase 1, transportant l’humidité de l’océan atlantique vers le continent. La circulation dominante dans la phase 2 est un flux d’Est qui part de l’océan indien jusqu’à l’océan atlantique en traversant tout le continent, autour des latitudes 2°S et 10°S. Une partie de ce flux est déviée vers le Nord-ouest au niveau de l’équateur dans le Bassin du Congo (BC) et sur les hautes terres d’Afrique de l’Est. Ce flux s’étend entre les longitudes 15°E et 50°E. La phase 6 est dominée par une circulation opposée à la phase 2. Pendant la phase 3, ce flux d’Est s’arrête dans le BC autours des latitudes 2°S - 10°S et des longitudes 20°E - 50°E, avec

les déviations vers le Nord-ouest au niveau de l'équateur. La situation est inversée dans la phase 7 où nous avons plutôt un flux de vent d'Ouest qui part du BC et arrive dans l'océan indien avec une vitesse maximale. Ce flux qui part de la phase 2 s'affaiblit progressivement à l'Ouest et dans l'océan atlantique jusqu'à disparaître à la phase 4 qui, quant à elle présente le noyau de ce flux concentré à l'Est autour des longitudes 30°E - 50°E. Les alizés du Nord ont complètement disparu et une circulation vers le Nord domine le BC.

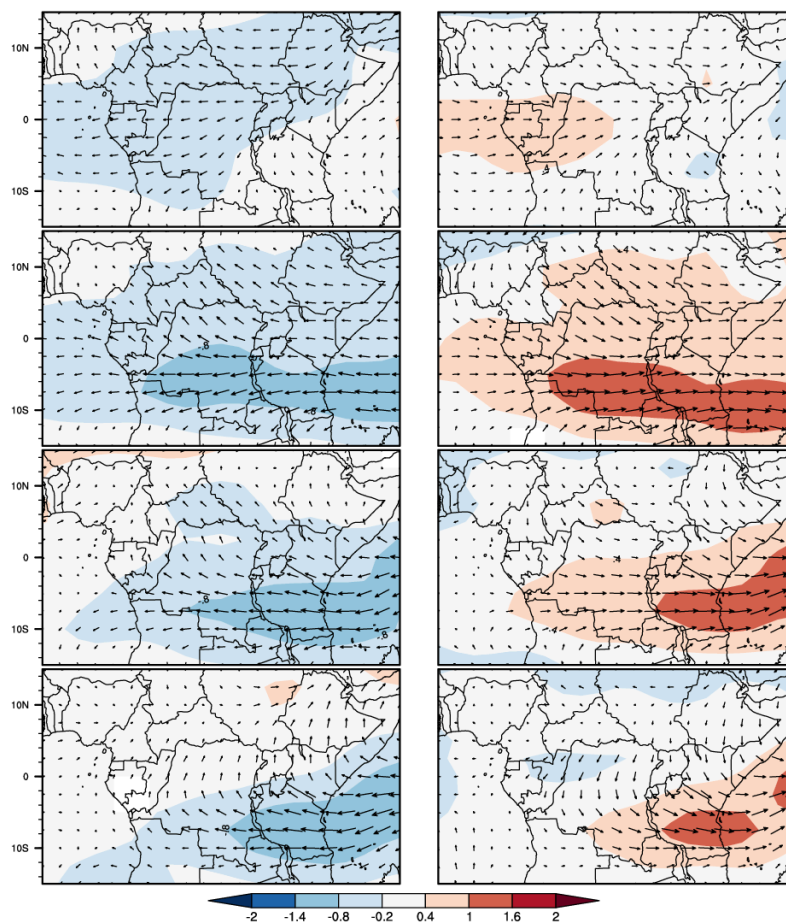


Figure 23 Composite de l'anomalie du vent zonal à 700 hPa (m/s) en couleur, pendant les phases de l'onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019. Les vecteurs indiquent les composites de l'anomalie du vent horizontal. le vecteur de référence est 3 m/s

La figure 24 est identique à la la figure 23, sauf qu'on est à 200 hPa. La circulation est dominée par les vents d'Ouest de très grande intensité, dans les phases 1 et 2. Ces vents s'étendent sur toute la région et convergent dans l'océan indien, où les valeurs sont les plus élevées. Dans la phase 3, on observe un affaiblissement de ces vents d'Ouest autour des latitudes 10°S - 10°N et des longitudes 0° - 30°E. A la phase 4, le centre du BC apparaît comme une zone de divergence des vents qui soufflent vers l'Est à partir des hautes terres de l'Afrique de l'Est jusqu'à l'océan indien. Les alizés du Nord se dirigent vers l'Est autour des latitudes 10°N - 15°N et des longitudes 20°E - 50°E. La partie Nord-ouest est dominée par des vents qui soufflent vers

le Sud-ouest jusqu'à l'océan atlantique. La circulation dans les phases 5, 6, 7 et 8 est opposée en sens à celle des phases 1, 2, 3 et 4 respectivement.

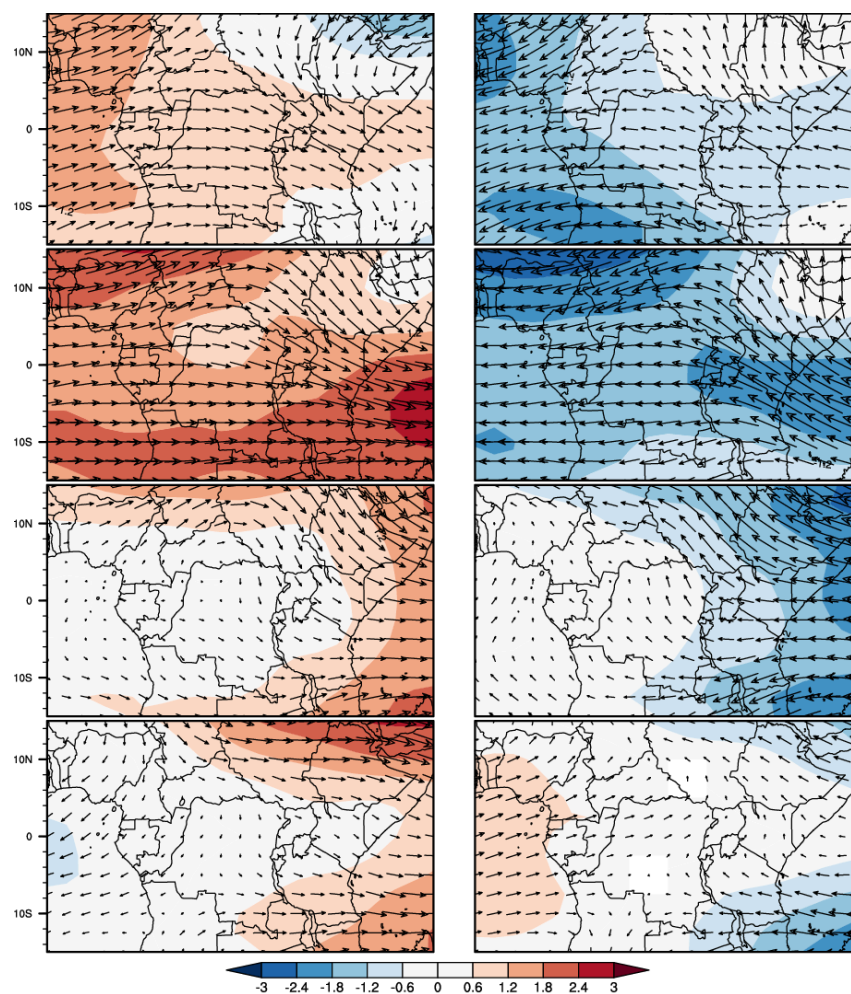


Figure 24 Composite de l'anomalie du vent zonal à 200 hPa (m/s) en couleur, pendant les phases de l'onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019. Les vecteurs indiquent la composite de l'anomalie du vent horizontal. Le vecteur de référence est 3 m/s

La figure 25 montre le profil vertical de l'anomalie filtrée du vent zonal pendant les phases de la VIS en saison MAM. Nous avons moyenné sur les latitudes entre 15°S à 15°N. Nous remarquons que le vent ne varie pas beaucoup avec l'altitude dans toutes les phases, mais diffère d'une phase à une autre. La phase 1 a une cellule positive qui commence à se développer à 400 hPa et atteint son pic à 200 hPa, entre 0° et 5°E de longitudes. Cette cellule se renforce et va s'étendre dans la phase 2 sur toute les longitudes, et on observe également un nœud autour de 500 hPa. Dans les phases 3 et 4, cette cellule se concentre à l'Est entre 35°E et 50°E. Le sens des cellules dans les phases 5, 6, 7 et 8 est opposé à celle des phases 1, 2, 3 et 4. Les plus grandes cellules sont observées dans les phases 2 et 4, entre 400 hPa et 200 hPa.

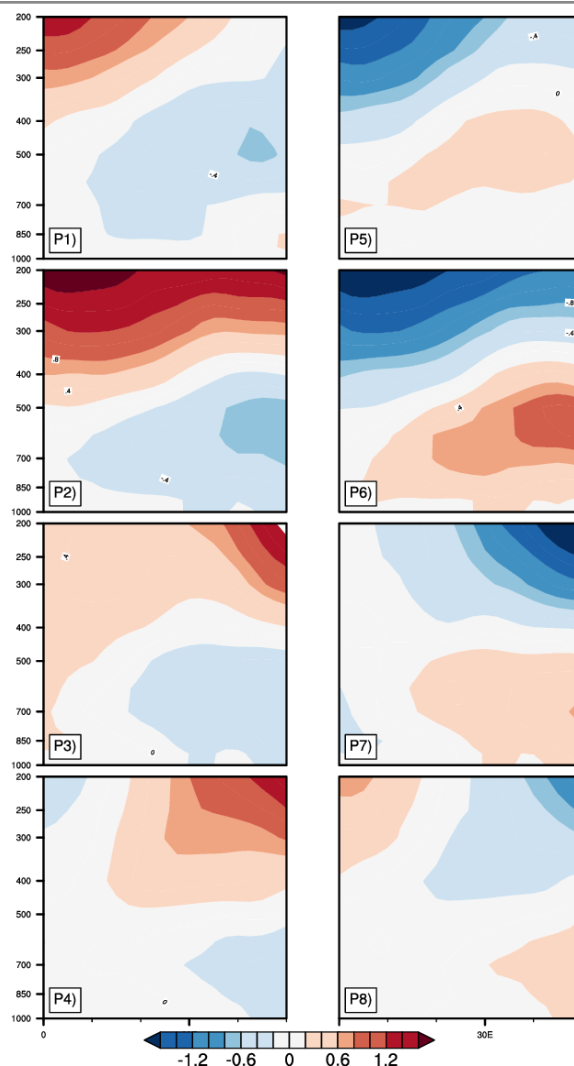


Figure 25 Composite du profil vertical de l’anomalie de la composante zonale du vent horizontal (m/s), pendant les phases de l’onde 25-70 jours, en saison Mars-Mai, de 1980 à 2019. Nous avons moyenné sur les latitudes entre 15°S et 15°N.

La figure 26 montre le profil vertical de l’anomalie du vent méridional pendant les phases de l’onde 25-70-jours. Nous avons moyenné sur les longitudes entre 0° et 50°E. Le signal n’est pas continu dans toutes les phases, et présente des zones d’anomalies positives et négatives. La phase 1 présente les spots d’anomalie positive très faible en surface entre l’équateur et 10°S, entre 700 hPa et 300 hPa autour des latitude 12°N - 15°N. Un spot d’anomalie négative faible peut se voir entre 400 hPa et 200 hPa, entre l’équateur et 12°N de latitude. Dans la phase 2 et autour de la surface (entre 925 hPa et 700 hPa), nous avons les anomalies négatives dans l’hémisphère Sud (entre l’équateur et 15°S) et les anomalies positives dans l’hémisphère Nord (entre l’équateur et 15°N). Dans la phase 3, les anomalies négatives et faibles se propagent jusqu’à 200 hPa et les valeurs maximales sont atteintes dans l’hémisphère Nord entre 10°N et 15°N de latitudes. La phase 4 présente quant à elle un spot d’anomalies positives autour de l’équateur en surface (autour de 700 hPa). Entre 300 et 200 hPa, la zone est recouverte d’anomalies négatives. La situation est opposée dans les phases 5, 6, 7 et 8, c’est-à-dire que les régions qui présentent des anomalies négatives dans les phases 1, 2, 3 et 4 présentent

dès lors des anomalies positives dans les phases 5, 6, 7 et 8 respectivement. Les anomalies négatives du vent méridien indiquent que le vent se déplace des hautes vers les basses latitudes, et les anomalies positives signifient que le vent se déplace des basses vers les hautes latitudes.

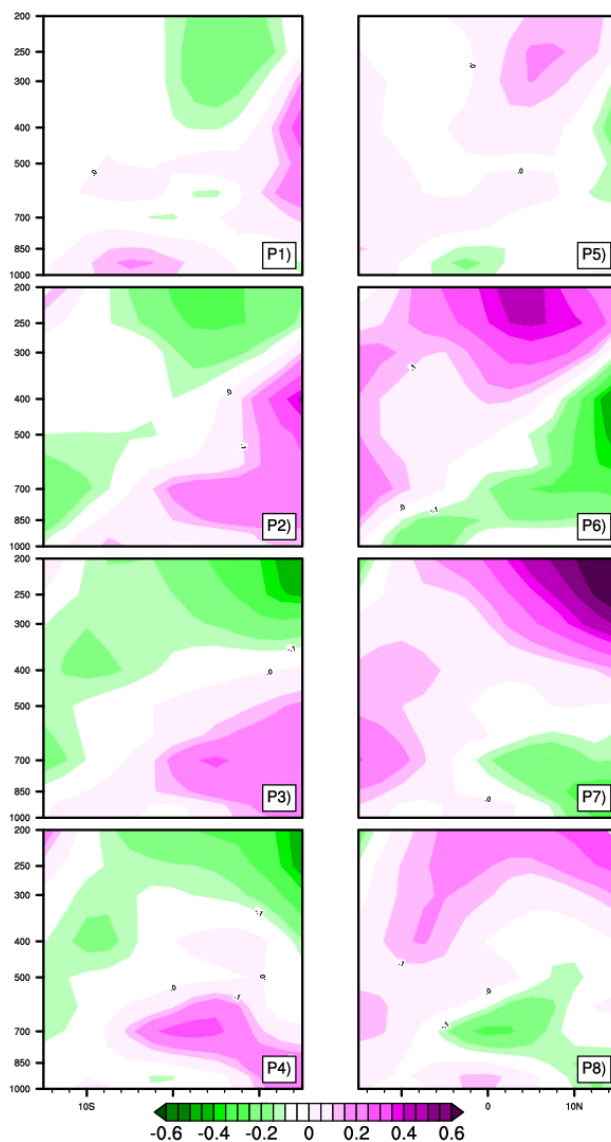


Figure 26 Composite du profil vertical de l’anomalie de la composante méridionale du vent horizontal (m/s), pendant les phases de l’onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1980 à 2019.

La figure 27 représente les composites de l’anomalie de la vitesse verticale du vent journalier à 500 hPa, par les phases de la VIS 25-70-jours. Nous avons représenté à des niveaux au-dessus de 500 hPa et avons constaté que le résultat était le même, avec juste une différence d’intensité qui diminuait avec l’altitude. De plus, les études antérieures sur l’Afrique Centrale se sont focalisées sur le niveau 500 hPa pour décrire l’état de l’atmosphère (Tchakoutio et al., 2020). Les valeurs positives de la vitesse verticale représentent les mouvements de subsidence de l’air, causés par la présence d’un anticyclone subtropical (Taguela, 2023). Cet

anticyclone crée une zone de haute pression qui entraîne la descente de l'air. Elle contribue à la diminution des pluies ou à la sécheresse, car elle empêche l'humidité de l'atmosphère de s'élever et de former des nuages. Elle peut également entraîner des températures plus élevées, car l'air descendant est plus chaud que l'air ascendant. Les valeurs négatives représentent les mouvements d'ascendance de l'air. Il existe plusieurs raisons pour lesquelles l'air monte à 500 hPa en Afrique centrale. L'une des raisons est la présence de la zone de convergence intertropicale (ITCZ), qui est un système de haute pression qui se trouve généralement au-dessus de l'équateur. L'ITCZ est causée par la convergence des vents d'Est et d'Ouest qui se déplacent vers l'équateur. Cette convergence entraîne une compression de l'air, ce qui augmente sa température et sa pression. Lorsque l'air chaud et humide monte, il se refroidit et se condense, ce qui est favorable à la formation des nuages et des précipitations. Une autre raison de l'ascendance de l'air à 500 hPa en Afrique centrale est la présence des montagnes du Rift est-africain. Ces montagnes bloquent les vents d'Est qui se déplacent vers l'équateur. Lorsque ces vents rencontrent les montagnes, ils sont forcés de monter, ce qui entraîne une ascension de l'air. Cette figure nous montre que la distribution spatiale de l'anomalie de la vitesse verticale varie d'une phase de la VIS à une autre et est similaire à celle des anomalies d'OLR et des pluies. Les régions d'anomalies positives d'oméga sont celles des anomalies négatives de l'OLR et des pluies dans les figures 22 et 21 respectivement.

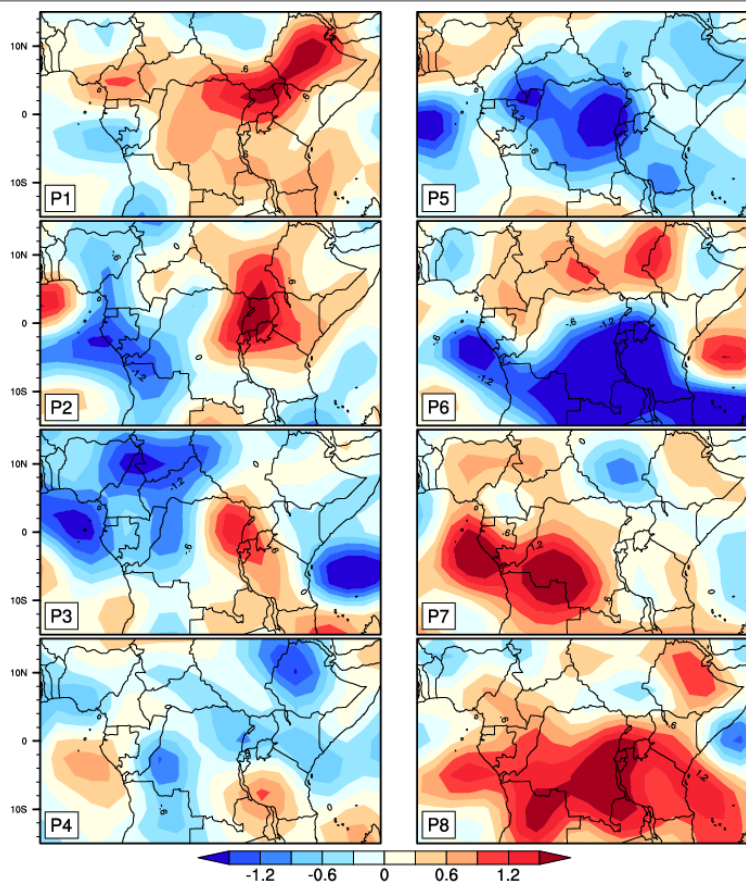


Figure 27 Composite de l'anomalie de l'omega (cm/s) à 500 hPa pendant les phases de l'onde 25-70 jours, de la saison Mars-Mai, de 1982 à 2018.

L'énergie statique humide (ESH) est une mesure de l'énergie totale d'une parcelle d'air, en tenant compte à la fois de sa température et de son humidité. Elle représente le potentiel pour une parcelle d'air de s'élever et de libérer de l'énergie par convection, influençant ainsi les nuages, les précipitations et la stabilité atmosphérique. La figure 28 illustre l'anomalie filtrée de l'ESH à 850 hPa (en j/kg) de la saison MAM de 1980 à 2019 en AC, pendant les 8 phases de la VIS 25-70-jours. Les flèches indiquent l'anomalie de la circulation horizontale filtrée à 850 hPa (en m/s) et les pointillés représentent les zones où les anomalies de l'ESH sont significatives à 95 %, suivant le test -t de student. Les anomalies positives indiquent une ESH supérieure à la normale, tandis que les anomalies négatives indiquent une ESH inférieure à la normale. Une ESH plus élevée suggère plus d'énergie disponible pour les parcelles d'air en ascension, ce qui conduit à une convection accrue, à la formation de nuages et à un potentiel de précipitations plus importants. Les régions avec des anomalies positives de l'ESH pendant les saisons des pluies peuvent connaître des quantités de précipitations accrues et une durée plus longue. Au-dessus des surfaces océaniques chaudes, des anomalies positives de l'ESH significatives peuvent contribuer au développement de cyclones tropicaux. D'autre part, une ESH plus faible signifie moins d'énergie disponible pour les parcelles d'air en ascension, ce qui conduit à une convection inhibée, à une formation de nuages réduite et à des conditions potentiellement plus sèches. Les

régions avec des anomalies négatives de l'ESH pendant les saisons des pluies habituelles peuvent connaître des quantités de précipitations réduites et des périodes de sécheresse prolongées. Sur la figure 28 il est clair que la distribution spatiale de l'ESH dans la VIS varie fortement d'une phase à une autre. La phase 1 est caractérisée par un spot d'anomalie négative significative au sud-est de la région. Dans la phase 2, l'anomalie positive couvre l'Ouest de la région, avec le cœur centré au sud du Bassin du Congo ($8^{\circ}\text{S} - 12^{\circ}\text{S}$, $12^{\circ}\text{E} - 25^{\circ}\text{E}$) et l'anomalie négative couvre le nord-est de la Tanzanie jusqu'à l'océan Indien. La phase 3 connaît une expansion des anomalies positives vers l'Ouest dans l'océan atlantique et vers l'Est jusqu'à la partie Nord de la Mozambique ($8^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$; $0^{\circ} - 30^{\circ}\text{E}$). Dans la phase 4, les anomalies positives se répandent sur toute la longitude ($0^{\circ} - 50^{\circ}\text{E}$) de l'océan Atlantique à l'océan Indien, mais resserrées plus au Sud entre les latitude $10^{\circ}\text{S} - 15^{\circ}\text{S}$. On remarque un déplacement latitudinale vers le Sud de l'équateur jusqu'à 15°S suivie d'une extension longitudinale, de la phase 2 à la phase 4, du cœur des anomalies positives. La situation est inversée dans les phases 5, 6, 7 et 8 respectivement, où on observe plutôt des anomalies négatives. Cette distribution des anomalies positives et négatives de la phase 1 à la phase 8 est fortement associée à la circulation horizontale observée à 850 hPa. La saturation de l'air humide ascendant en surface (850 hPa) détermine l'emplacement des fortes précipitations sur l'Afrique centrale pendant la saison MAM. Longandjo, G.N.T (2018) utilise l'ESH pour comprendre comment les processus thermodynamiques conduisent aux précipitations sur l'Afrique centrale. Neelin et al, 2003 ; Chou et Neelin, 2004 ; Chou et al. 2009 ; Giannini, 2010, Seth et al. 2011 ; 2013; Tamoffo et al., 2022 parmi d'autres ont utilisé l'énergie statique humide pour examiner le rôle des bilans d'énergie et d'eau pour comprendre les précipitations sur les régions de convection profonde.

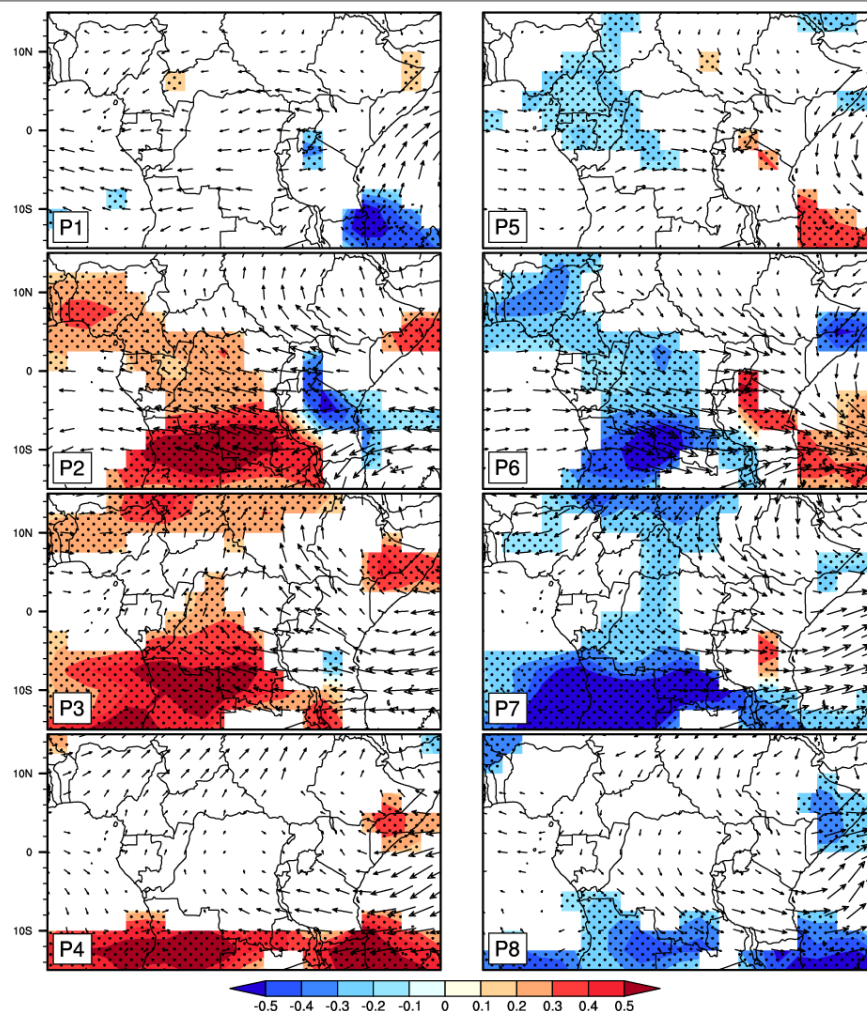


Figure 28 Composite de l’anomalie filtrée standardisée (en divisant par l’écart-type, pour réduire la dimension des valeurs) de l’énergie statique humide à 850 hPa en couleur (j/kg), et du vent horizontal à 850 hPa en vecteur (m/s), pendant les 8 phases de la VIS 25-70-jours. Les pointillés indiquent les zones où l’anomalie de l’ESH est significative à 95% selon le t-test de student à deux variables. Les anomalies comprises entre -0.1 et 0.1 n’ont pas été représentée, pour plus de clarté

La corrélation est une mesure de la relation entre deux variables. Une corrélation positive indique que les deux variables augmentent ou diminuent ensemble. Une corrélation négative indique que les deux variables augmentent ou diminuent dans des directions opposées. La relation entre l’amplitude des phases de la VIS et la variabilité intra-saisonnière des précipitations a été obtenue en calculant la corrélation entre les précipitations intra-saisonnières à chaque phase de l’onde et l’amplitude de l’onde pendant chacune de ses phases. Cela montre la similitude entre les deux champs (Zebaze et al. 2019).

La figure 29 illustre la corrélation linéaire entre l’amplitude de chaque phases de la VIS et les composites de l’anomalie des pluies de la saison MAM pour chaque phase. Les valeurs des corrélations significatives varient d’une phase à une autre, d’une région à une autre et entre -0.6 et 0.6. Dans la phase 1 la corrélation est négative sur presque toute la zone d’étude avec les plus fortes valeurs concentrées à l’Est de la

région, entre -0.4 et -0.6. La phase 2 est caractérisée par les corrélations positives (autour de 0.45) à l'Ouest et négatives (entre -0.4 et -0.6) à l'Est entre 22°E et 40°E. Les corrélations positives dominent l'Ouest de la zone d'étude avec le pic (aux environs de 0.6) autour du Sud-ouest du bassin du Congo dans la phase 3 tandis que deux spots de valeurs négatives sont observés autour du Sud-Est et du Nord-est de la zone d'étude. Dans la phase 4 le pic des corrélations positives s'est déplacé vers le centre du bassin du Congo et le centre des valeurs négatives du Sud-est de la phase 3 a disparu au profit des corrélations positives. La distribution spatiale des corrélations dans les phases 5, 6, 7 et 8 est l'opposé de celle des phases 1, 2, 3 et 4 respectivement. Les corrélations positives dans une région signifie que l'augmentation des pluies dans cette région est associée à l'amplitude de la phase de la VIS correspondante. Tandis que les corrélations négatives prouvent que la diminution des pluies est associée à l'augmentation de l'amplitude de la phase de la VIS correspondante.

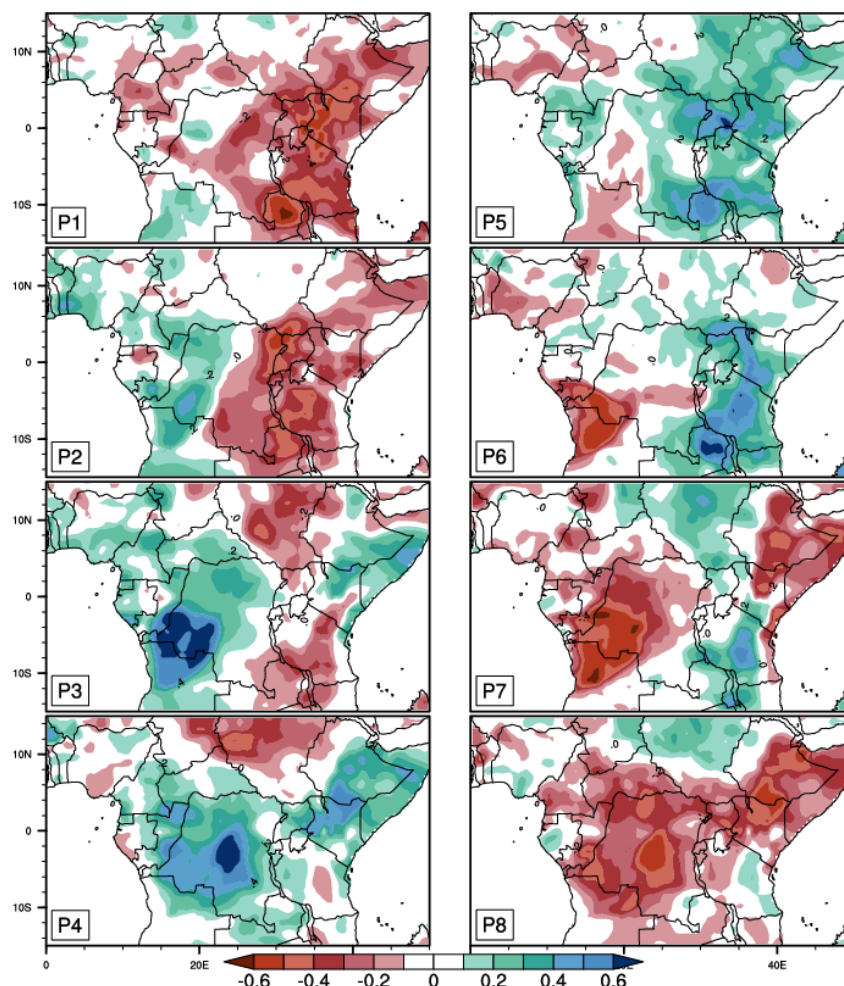


Figure 29 Corrélation linéaire entre l'amplitude des phases de la VIS 25-70-jour et la composite de l'anomalie des pluies pendant les différentes phases de l'onde.

Pour davantage explorer les liens entre les variations des précipitations et la variabilité intra-saisonnière 25-70-jours en AC, la figure 30 illustre la variation spatiale du taux d'impact des phases de l'onde 25-70-jours sur les pluies de la saison MAM, de 1980 à 2019 en AC. Dans la phase 1 nous avons un score négatif sur toute la région variant entre -40% et -80%. A cette phase on avait également une corrélation négative et significative sur presque toute la région. Ceci confirme que la phase 1 de la VIS contribue vraiment à diminuer les précipitations sur presque toute la région pendant la saison MAM; avec un impact plus important autour de l'équateur à l'Ouest et à l'Est. De même, la phase 2 est caractérisée par un dipôle ouest - est, de scores positif à l'Ouest (2°S - 15°S ; 10°E - 20°E) autour de 60% et négatif à l'Est (5°S - 5°N ; 27°E - 40°E) autour de -60%. La phase 3 se distingue par une extension à l'Ouest de la région à scores positifs de la phase 2, mais variant entre 20% et 50%. Ce taux a également chuté à l'Est et on peut observer sur les côtes indiennes, entre la Tanzanie et le Kenya, un taux positif autour de 60%. La phase 4 est dominée par un taux positif sur presque toute la région entre 20% et 80%. Les taux autour de 80% sont observés à l'Ouest du BC proche de la côte Atlantique, entre le Nord du Kenya et le Sud de l'Ethiopie et sur la côte Indienne (entre la Tanzanie et le Kenya). La distribution spatiale du taux d'impact dans les phases 5, 6, 7 et 8 est opposée respectivement aux phases 1, 2, 3 et 4. On peut voir une propagation vers l'Est de la phase 2 à la phase 7, des taux d'impact positif entre les latitudes 10°N et 15°S . Ces résultats sont similaires à ceux de Tchakoutio et al., (2021), qui a trouvé une forte variabilité intra-annuelle du taux d'impact de l'OMJ (ISO) sur les précipitations en AC.

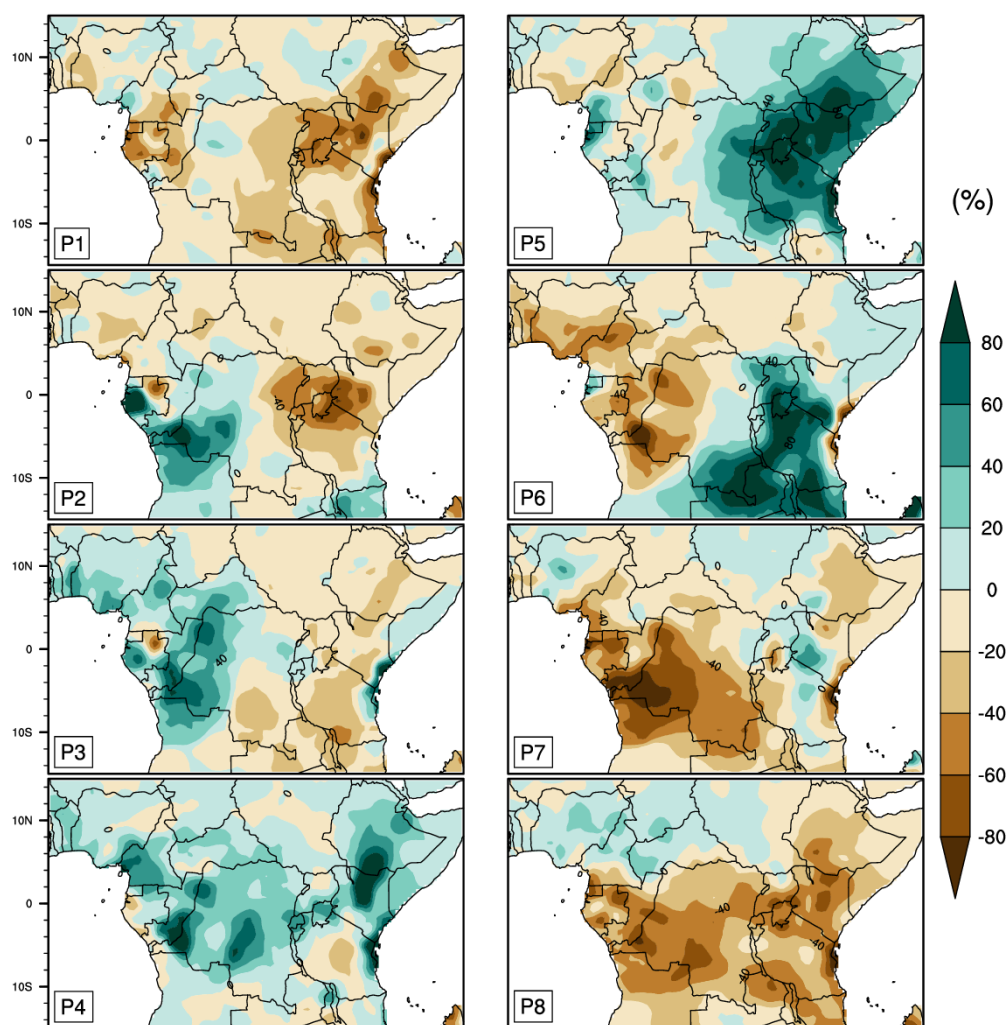


Figure 30 Taux d’impact des pluies (en pourcentage) des phases de la VIS sur la pluie de la saison MAM.

Cette section montre que les phases de la VIS 25-70-jours ont un impact significatif sur les précipitations en AC. La phase 1 est associée à une diminution des précipitations sur toute la région d'AC, tandis que la phase 4 est associée à une augmentation des précipitations. Les phases 2, 3, 5, 6, 7 et 8 sont caractérisées par une distribution dipolaire des anomalies des pluies, avec des anomalies positives à l'Ouest et des anomalies négatives à l'Est. Les mécanismes physiques qui sous-tendent cet impact comprennent des changements dans la circulation atmosphérique et l'énergie statique humide. Les phases de la VIS qui sont associées à des anomalies positives des pluies sont associées à des changements dans la circulation atmosphérique qui favorisent la convection et les précipitations. Les phases de l’onde qui sont associées à des anomalies positives des précipitations sont associées à des vents d'Est plus forts qui transportent l'humidité vers la région. Celles qui sont associées à des anomalies positives des pluies sont associées à des augmentations de l'énergie statique humide, ce qui favorise la convection et les précipitations. Ces résultats ont des implications importantes pour la compréhension et la prévision des précipitations saisonnières en AC.

Elles suggèrent que les phases de la VIS peuvent être utilisées pour prévoir les conditions météorologiques et les précipitations dans la région.

3.4. Relation avec l'OMJ

Dans cette partie, nous évaluons d'abord les impacts de l'OMJ sur la variabilité intra-saisonnière des précipitations, de l'activité convective et de la circulation en Afrique centrale pendant les 8 phases de l'OMJ (Wheeler & Hendon 2004). On peut observer clairement que la répartition géographique des précipitations intra-saisonnières varie fortement d'une phase à l'autre de l'OMJ.

Au cours des 40 saisons des pluies de la période d'analyse (1980 à 2019) de cette étude, le nombre de jours sous chacune des huit phases fortes de la MJO varie de 238 dans la phase 5 à 342 dans la phase 8 (tableau 1).

La charge spatiale des anomalies pluviométriques quotidiennes filtrées pendant chaque phase de l'OMJ est illustrée en couleur dans la figure 31, en utilisant l'indice RMM pendant la saison MAM. Les flèches représentent les anomalies quotidiennes de vent horizontal filtrées pendant chaque phase. Au cours de la phase 1, les anomalies pluviométriques sont positives sur la plupart des régions de l'Afrique centrale (-10°S , 10°N), indiquant une augmentation des précipitations. Quelques anomalies négatives sont observées sur le sud-ouest de la Tanzanie et le sud de Nairobi. Au cours de la phase 2, les configurations intra-saisonnières des anomalies pluviométriques étaient peu similaires à celles de la phase 1 mais avec des changements notables dans la force des anomalies. Un de ces changements est que la région qui a connu les anomalies positives maximales dans la phase 1 s'est déplacée vers l'Est de 0° - 25°E à 25°E - 40°E dans la phase 2. Avec l'apparition d'une anomalie positive maximale sur le nord de la Tanzanie, le Rwanda et l'est du Kenya. Ces anomalies pluviométriques positives indiquent une augmentation des précipitations dans ces régions. La phase 3 montre un schéma dipolaire de la distribution spatiale des anomalies pluviométriques sur l'Afrique centrale. La partie orientale (-10°S , 10°N ; 0° , 25°E) connaît des anomalies négatives tandis que la partie occidentale (-10°S , 10°N ; 25° , 40°E) connaît des anomalies positives. Par rapport à la phase 2, les régions d'anomalies positives de la phase 3 se sont déplacées vers l'Est avec une réduction de l'intensité. Alors que les anomalies négatives ont eu tendance à se propager vers l'Est et à se renforcer. Dans la phase 4, la distribution spatiale des anomalies pluviométriques était presque la même que celle de la phase 3, mais avec un affaiblissement et une réduction de l'extension spatiale des anomalies positives (sur le centre et l'Ouest de la Tanzanie, le sud et l'Ouest du Kenya et l'Ouganda) et un renforcement et une augmentation de l'extension spatiale des anomalies négatives. Cependant, dans la partie orientale (35°E - 50°E) de la zone d'étude, la région était presque divisée en deux moitiés d'anomalies pluviométriques opposées avec des valeurs positives sur la partie sud-ouest et des valeurs négatives sur le nord-est et les côtes indiennes. Les phases 5 et 6 montrent de fortes anomalies pluviométriques négatives sur la plupart des régions, ce qui était presque opposé à ce qui s'est passé pendant les phases 1 et 2. Au cours de la phase suivante (phase 7), la distribution spatiale des anomalies

pluviométriques est presque opposée à celle de la phase 3 (les régions humides de la phase 3 sont sèches dans la phase 7 et inversement). La même observation est faite dans la phase 8 en fonction de la phase 4. Ces résultats sont presque cohérents avec ceux de Petre A. et al. (2008) qui ont révélé une forte association entre les précipitations en Afrique de l'Est et l'OMJ à l'Ouest de la région, en particulier autour du lac Victoria.

Durant son cycle de vie, l'OMJ favorise l'augmentation des précipitations au cours des deux premières phases et leur affaiblissement au cours des phases 5 et 6. Ces précipitations renforcées se déplacent vers l'est au cours de la phase 3 et de la phase 4 pendant laquelle elles ont eu tendance à disparaître, et commencent à réapparaître au cours des phases 7 et 8 dans les parties occidentales. Ce résultat est également en phase avec celui d'Emily Hogan et al. (2014) qui ont trouvé que l'OMJ a un grand impact sur la variabilité intra-saisonnière des précipitations en Afrique de l'Est, avec une forte dépendance sur ses phases. Ils ont également suggéré l'existence d'un dipôle sur les hauts plateaux de l'Ouest et la côte est qui change de signe au cours de la durée de vie de l'OMJ. Vashisht et Benjamin Zaitchik (2022) ont indiqué que les réponses des précipitations quotidiennes dépendent des phases de l'OMJ.

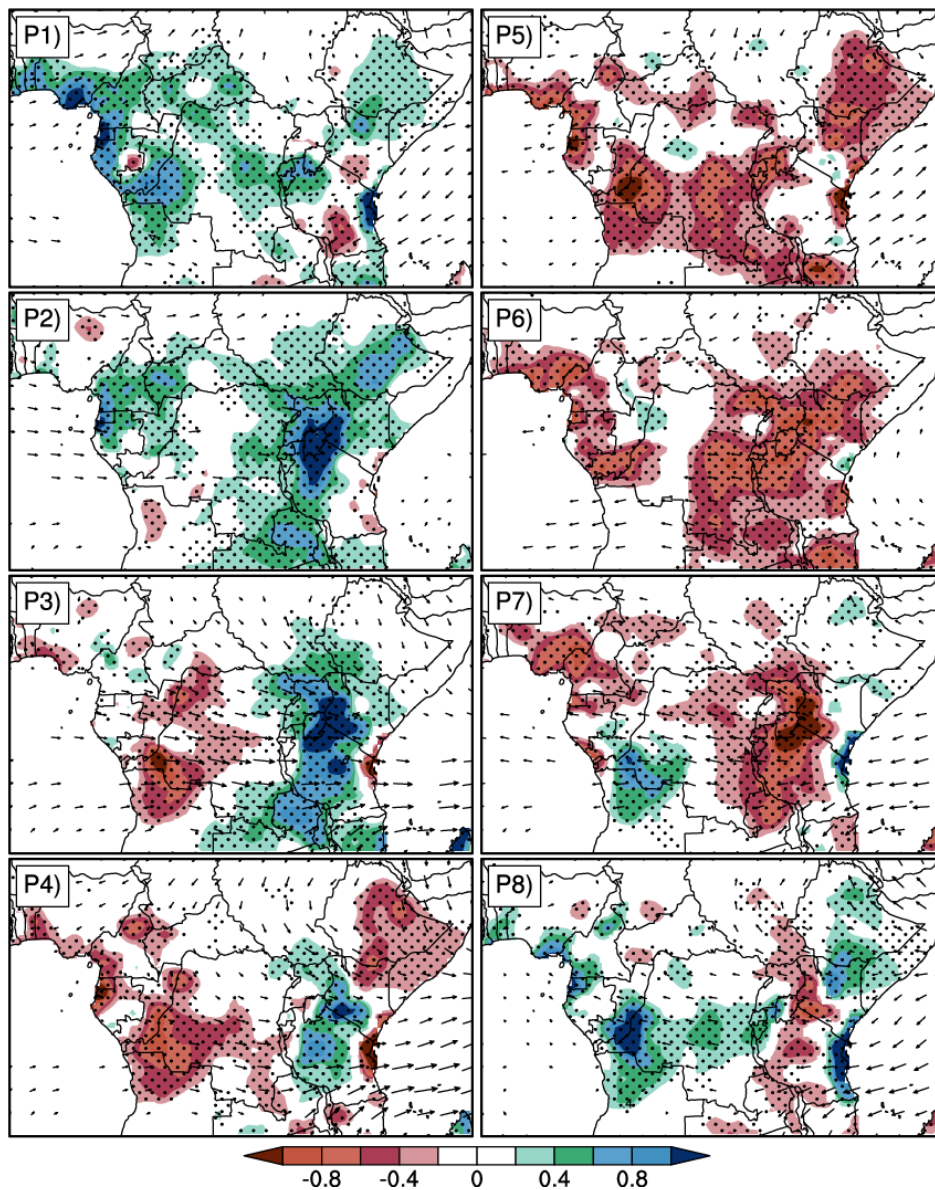


Fig. 31 Composite des anomalies de précipitations quotidiennes filtrées pour chaque phase de la MJO. Les anomalies comprises entre 0,05 mm et 0,05 mm² ne sont pas représentées. Les lignes pointillées indiquent les zones où le test t est significatif à 95%. Les flèches indiquent les anomalies de vent filtrées à 850hPa. Les anomalies entre -0,01m/s et 0,01m/s ne sont pas représentées, et la magnitude de référence du vent est de 2m/s.

Pendant la phase 1 ci-dessus, la circulation est trop faible sur la majeure partie du continent, à l'exception d'un flux sud-ouest sur l'océan Indien qui s'arrête sur la côte orientale; et des anomalies de vent d'Ouest qui se propagent sur l'océan Atlantique et s'arrêtent sur les côtes continentales. La circulation de la phase 2 est presque identique à celle de la phase 1, sauf que les anomalies de vent d'Ouest ont gagné en vitesse et ont pénétré le continent autour des latitudes 5°S - 5°N, jusqu'aux chaînes de montagnes de l'Afrique de l'Est où elles se sont arrêtées. En revanche, les vents d'Est sur l'océan Indien se sont considérablement affaiblis. Au

cours de la phase 3, la circulation des vents d'Ouest s'est considérablement renforcée et a traversée l'océan Indien depuis l'océan Atlantique sur toute la zone continentale. Ce vent d'Ouest de basse altitude s'est déplacé vers le sud dans l'hémisphère sud et évolue entre 5°S et 10°S. Il souffle progressivement de l'air froid vers l'Est sur les terres. Au cours de la phase 4, la circulation s'est considérablement affaiblie sur la partie occidentale (0° à 30°E) et s'est renforcée sur la partie orientale (30°E à 50°E et 5°N à 10°S) principalement à travers l'océan Indien. Dans la phase suivante (phase 5), elle s'est affaiblie sur l'ensemble de la zone sauf sur l'Océan Indien où elle est orientée vers le Nord-Est. Sur la partie occidentale (0° à 30°E), la faible circulation est orientée vers le Nord-Est dans l'hémisphère Nord et vers l'Est à travers l'équateur et la latitude inférieure de l'hémisphère Sud. Dans la phase 6, le flux d'Est qui a débuté dans la phase 5 s'est renforcé sur la longitude 0° à 30°E et s'est considérablement affaibli sur la longitude 35°E à 50°E. La circulation observée de la phase 1 à la phase 4 s'est modifiée de façon opposée de la phase 5 à la phase 8. La distribution spatiale de la circulation horizontale dans les basses couches est très influencée pendant le cycle de vie de la MJO, et semble dépendre de la phase. Elle est associée au mouvement vers l'est de la distribution des anomalies pluviométriques positives de la phase 1 à la phase 8.

La figure 32 est identique à la figure 31, mais les vecteurs représentent les anomalies de vent zonal filtrées à 200 hPa. Les caractéristiques dominantes de la circulation de la phase 1 à la phase 8 sont un fort flux d'Est (phases 2, 3 et 4) qui traverse toute la zone d'étude de l'Océan Indien à l'Océan Atlantique, et un fort flux d'Ouest (phases 6, 7 et 8) sur la région. Pendant ce temps, la phase 1 montre une circulation très faible sur presque toute la région terrestre, à l'exception du nord de l'Éthiopie et de l'océan Indien qui ont connu un flux d'Ouest depuis les côtes orientales sur la longitude 35°E à 50°E. L'océan Atlantique est dominé par un flux nord-sud en provenance des côtes continentales. La phase 5 montre également une très faible circulation sur le continent. Contrairement à la phase 1, les vents d'Est soufflent sur l'océan Indien et s'arrêtent autour de la côte, et les vents d'Ouest sur l'océan Atlantique s'arrêtent sur les côtes.

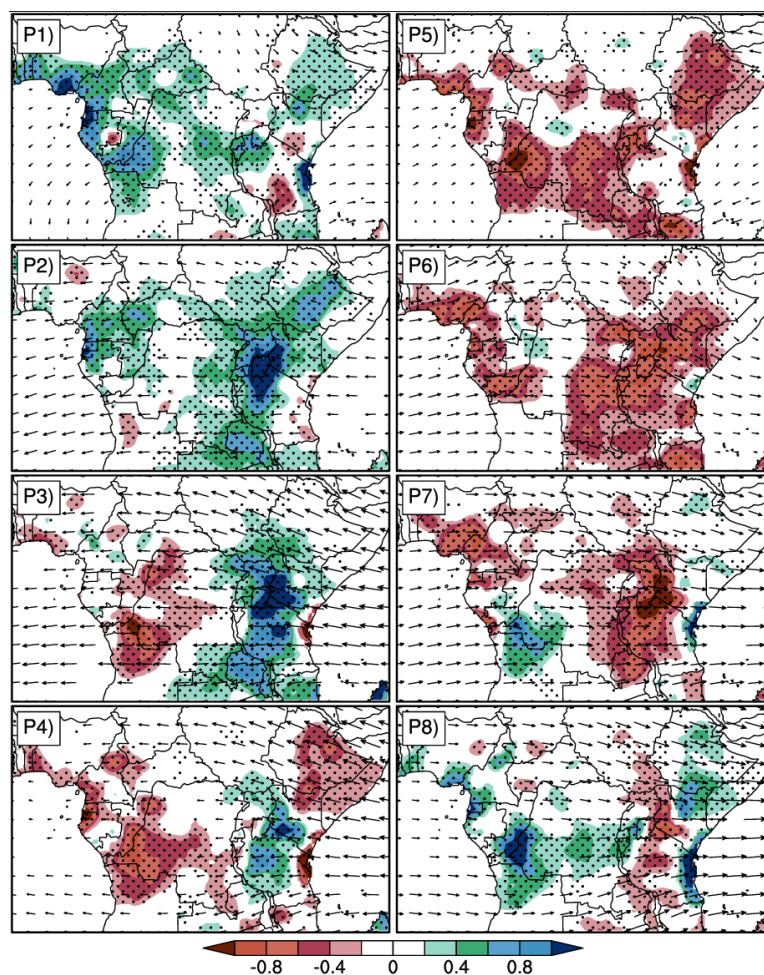


Fig. 32 Identique à la figure 31 mais les vecteurs indiquent l’anomalie filtrée du vent à 200 hPa. Les anomalies comprises entre -0.01m/s et 0.01m/s n’ont pas été représentées, et la vitesse de référence du vent est à 5m/s .

Dans le paragraphe précédent, nous avons examiné les changements dans les anomalies pluviométriques associés aux huit phases de l’OMJ. Nous allons maintenant examiner comment ces changements sont liés aux changements de la convection sur la région de l’Afrique centrale, en utilisant l’anomalie de l’énergie statique humide (ESH). La figure 33 montre le composite des anomalies quotidiennes de l’énergie statique humide pour les différentes phases de l’OMJ. On peut constater que l’effet de l’OMJ sur l’ESH est également très dépendant de la phase. Au cours de la phase 1, les anomalies positives de l’ESH couvrent l’ensemble de la région, avec des valeurs plus élevées et significatives sur la partie sud, s’étendant de 5°S à 15°S de latitude et de 5°E à 35°E de longitude. Dans la phase 2, ces pics d’anomalies positives se sont étendus vers l’est jusqu’à la longitude 50°E , et quelques anomalies négatives ont commencé à apparaître sur la côte ouest de l’océan Atlantique au-dessus de l’équateur, sur le Congo Brazzaville, le Gabon, le sud du Cameroun, l’Ouest du bassin du Congo et la partie orientale de la corne de l’Afrique. Dans la phase 3, la

couverture spatiale des anomalies positives significatives de l'ESH a considérablement diminué et est centrée sur la plus grande partie de la Tanzanie et la partie méridionale du Kenya. Nous pouvons également observer un gradient nord-sud d'anomalies positives et négatives de l'ESH (anomalies positives sur le nord et négatives sur le sud) sur la partie orientale de la région, de 30°E à 45°E et de 15°S à l'équateur. Dans la phase 4, les anomalies négatives de l'ESH sont également dominantes sur la région, comme dans la phase 3. Les anomalies positives significatives sont localisées uniquement sur le nord de la Tanzanie, alors que les anomalies négatives se sont étendues sur la partie sud de la région, de 5°E à 50°E sous la latitude 5°S. Dans la phase 5, toute la région est dominée par des anomalies négatives de l'ESH, avec des valeurs significatives sur le Soudan, une partie du sud du bassin du Congo, le nord de la Zambie et sur les régions méridionales de l'océan Atlantique et de l'océan Indien. La distribution des anomalies semble être opposée à celle de la phase 1. Au cours de la phase 6, les zones couvertes par les anomalies négatives commencent à se rétrécir et on observe la formation d'anomalies positives à l'Ouest de la zone d'étude, au-dessus de 6° de latitude sud. La distribution spatiale de ces anomalies est l'inverse de celle de la phase 2, c'est-à-dire que les zones qui étaient dominées par des anomalies positives/négatives dans la phase 2 sont occupées par des anomalies négatives/positives dans la phase 6. La progression de ces anomalies positives vers l'est se poursuivra dans la phase 7 avec une suppression des anomalies négatives. Le schéma spatial est opposé à celui de la phase 3. Dans la phase 8, les anomalies positives s'étendent à la quasi-totalité de la zone d'étude. La distribution spatiale est presque à l'opposé de celle de la phase 4. Par conséquent, les zones présentant des anomalies négatives sont extrêmement stables, traduisant l'absence d'activité convective et donc des conditions sèches. Ces zones correspondent bien à celles de la figure 31 qui connaissent des précipitations réduites. En revanche, les zones présentant des anomalies positives de l'ESH sont moins stables, favorisant une forte activité convective et donc des conditions plus humides. Ces zones où l'ESH est supérieure à la normale en surface, correspondent également à celles de la figure 31 qui présentent des anomalies positives des précipitations.

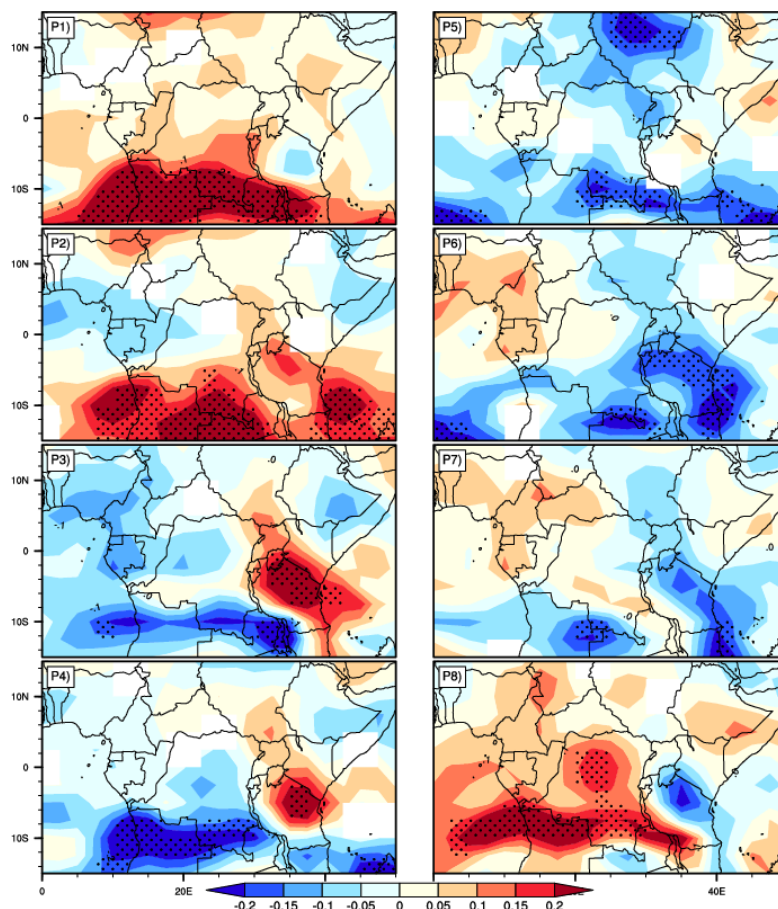


Fig. 33 Diagramme longitude-latitude des composites de l’anomalie de l’ESH pendant les 8 phases de l’OMJ en Afrique centrale. Le diagramme est tracé à 850 hPa. Les pointillés indiquent les zones où les valeurs sont significatives à 95% suivant le test de student . Pour chaque phase, le numéro de la phase est indiqué en haut à gauche du diagramme.

La convection supérieure à la normale (caractérisée par des anomalies positives de l’ESH en surface) qui se propage vers l’est pendant les phases 2, 3 et 4 de l’OMJ est accompagnée par le flux de vent géostrophique horizontal vers l’est dans les couches supérieures. En même temps, les anomalies positives qui apparaissent et évoluent vers l’est pendant les phases 5, 6, 7 et 8 de l’OMJ sont accompagnées d’un flux de vent géostrophique horizontal vers l’Ouest dans les couches supérieures. Le vent horizontal d’Ouest circule dans les couches inférieures, transporte l’air froid de l’océan Atlantique dans les phases 1, 2, 3 et 4, et le distribue sur le continent dans chaque région en fonction de la topographie. Dans les phases 5, 6, 7 et 8, l’air chaud de l’océan Indien est transporté vers le continent par le flux d’Est qui domine dans ces phases.

Pour mesurer la similitude entre le composite des anomalies de précipitations filtrées pendant les SIEs (WIEs) et les précipitations composées pendant chacune des phases de l’OMJ, nous présentons dans le tableau 2 ci-dessous la corrélation de modèle non centrée entre les anomalies de précipitations filtrées composées

pendant la MJO et l'ISO. Il existe une forte corrélation positive (0,5) entre les phases 1 et 2 de la MJO et l'ISO. Ceci suggère que la distribution spatiale des précipitations intra-saisonniers sur l'Afrique centrale pendant l'ISO forte et les phases 1 et 2 de la MJO sont presque similaires. De même, nous observons une forte corrélation négative (-0,6) entre la phase 6 de la MJO et les SIEs. Ceci suggère également que les régions où une augmentation des précipitations est observée pendant la phase 6 correspondent aux régions où une suppression ou une diminution significative des précipitations est enregistrée pendant les SIEs. Cependant, la corrélation avec les autres phases est très faible (inférieure à 0,5), ce qui indique qu'il n'y a pas de similitude entre ces phases de la MJO et les SIE. La corrélation entre les phases de l'OMJ et les WIEs est très faible dans l'ensemble, atteignant 0,03 entre la phase 2 et les WIEs, à l'exception de la corrélation entre la phase 7 et les WIEs, qui atteint sensiblement 0,5. Cela signifie qu'il y a une très faible similitude entre les phases de la MJO et les WIEs, à l'exception de la phase 7 qui présente une ressemblance considérable.

Tableau 2 Corrélations entre les phases de l'OMJ et les SIEs/WIEs

	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4	Phase 5	Phase 6	Phase 7	Phase 8
SIEs	0.5	0.5	0.03	-0.2	-0.4	-0.6	-0.4	0.3
WIEs	0.05	-0.003	-0.3	-0.24	-0.02	0.05	0.4	0.21

Il apparaît clairement dans cette section que, l'OMJ a un impact significatif sur la distribution spatiale des précipitations en Afrique centrale, avec des changements notables d'une phase à l'autre. Au cours des phases 1 et 2 de l'OMJ, les précipitations sont généralement plus abondantes sur l'Afrique centrale, avec un maximum sur l'est de la région. Ces phases sont associées à un flux d'Ouest dans les couches inférieures de l'atmosphère, qui transporte l'air froid de l'océan Atlantique vers le continent. Au cours des phases 5 et 6 de l'OMJ, les précipitations sont généralement plus faibles sur l'Afrique centrale, avec un maximum sur l'Ouest de la région. Ces phases sont associées à un flux d'Est dans les couches inférieures de l'atmosphère, qui transporte l'air chaud de l'océan Indien vers le continent. Les phases 3, 4, 7 et 8 présentent des anomalies de précipitations plus faibles, avec une distribution spatiale plus variable. L'étude a également examiné la corrélation entre les anomalies de précipitations intra-saisonniers et les événements intra-saisonniers de l'OMJ (SIE et WIE). Les résultats montrent que les SIE sont fortement corrélées aux phases 1 et 2 de l'OMJ, tandis que les WIE sont faiblement corrélées aux phases de l'OMJ, à l'exception de la phase 7. En conclusion, les phases 1 et 2 de l'OMJ sont associées à des précipitations supérieures à la normale, tandis que les phases 5 et 6 sont associées à des précipitations inférieures à la normale. Les phases 3, 4, 7 et 8 présentent des anomalies de précipitations plus faibles, avec une distribution spatiale plus variable.

3.5. Influence de la VIS sur les variations interannuelles de la moyenne saisonnière des pluies

Dans cette partie, nous analysons les changements annuels des précipitations pendant la saison MAM, de 1983 à 2019, provoqués par l'onde de 25 à 70 jours. L'analyse se focalise d'abord sur les séries temporelles de la moyenne annuelle saisonnière en Afrique centrale de l'Ouest (ACO) entre 15°S-15°N de latitudes et 10°E-13°E de longitudes, et en Afrique centrale de l'Est (ACE) entre 15°S-15°N de latitudes et 30°E - 45°E de longitudes. Ensuite, nous explorons les variations interannuelles de la structure spatiale de l'onde dans les pluies pendant la saison MAM, et enfin nous examinons l'influence des variations interannuelles de l'onde sur les précipitations saisonnières.

a. Variations interannuelle de la structure spatiale de la moyenne saisonnière de l'onde

La figure 34 illustre la série temporelle de la structure spatiale de la VIS 25-70-jours de la saison MAM, en ACO de 1983 à 2019. Après avoir filtré le champs des anomalies des précipitations, nous l'avons reconstruit uniquement à partir des deux premières composantes principale issues de l'ACP sur le champs initial (figure 13) puis nous avons calculé la moyenne saisonnière de chaque année avant de moyenner dans la région de l'ACO pour obtenir la série temporelle. Il ressort que la VIS des pluies de la saison MAM connaît une très forte variation interannuelle de 1983 à 2019 en ACO. Cette situation se traduit par une alternance entre les années où la pluie saisonnière augmente de manière anormale et celles où elle diminue de manière particulière.

Longitude [10E - 30E]

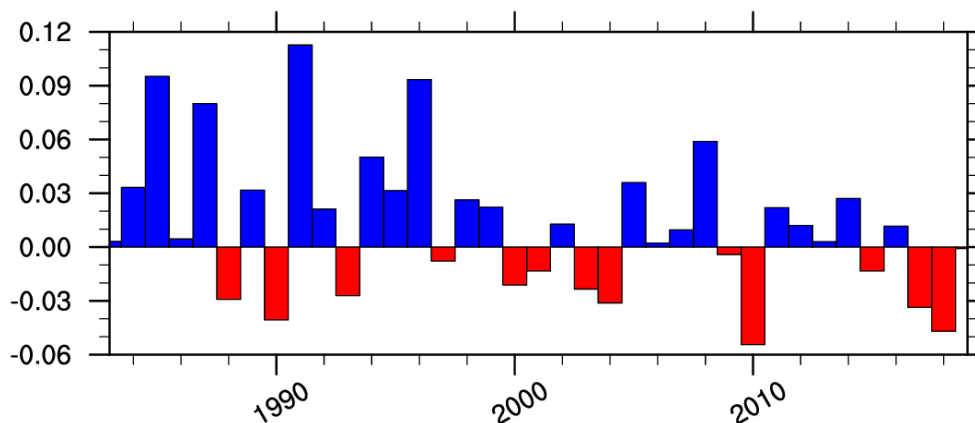


Figure 34 Série temporelle de la structure spatiale de la VIS des pluies de la saison MAM en ACO, de 1983 à 2019. L'axe des abscisses porte les années, l'axe des ordonnées porte l'anomalie filtrées des précipitations en millimètre. Les bleus représentent les anomalies positives et les rouges les anomalies négatives année par année. L'espace a été moyennée entre 15°S-15°N et 10°E-30°E

Certaines années se distinguent par les plus grandes anomalies positives comme 1985, 1987, 1991 et 1996; tandis que d'autres années se distinguent par les plus faibles valeurs d'anomalies, 2010 et 2018 dans cette région. Les anomalies positives signifient que la VIS augmente les pluies pendant cette saison de l'année, les anomalies négatives indiquent une diminution de la pluie saisonnière de l'année considérée, et les anomalies nulles ou presque nulles signifie que pendant l'année, la VIS n'a pas eu d'influence sur les pluies de la saison MAM. Nous pouvons identifier les années de faible impact, à fort impact et les années neutre (présentant une anomalie presque nulle) en ACO.

Les années présentant un fort impact de la VIS sur la pluie saisonnière sont celles dont l'anomalie des précipitations filtrées est supérieur ou égale à 0.08 mm et d'une autre, celles d'anomalies inférieures ou égale à -0.05 mm présentent un faible impact. Pour cette partie Ouest de notre zone d'étude, nous distinguons sur cette figure 34, les années 1985, 1987, 1991, 1996, 2010 et 2018. Les années à faible impact de la VIS sont celles dont l'anomalie est comprise entre 0.06 mm et 0.01mm d'une part et entre -0.05 mm et -0.01 mm d'autre part; et les années d'impact neutre sont celles dont l'anomalie est comprise entre -0.01 mm et 0.01 mm. Le tableau 3 ci-dessous classe les années de 1983 à 2019 en ces différentes années d'impact de la VIS en ACO (10°E-30°E de longitude).

Longitude [30E - 45E]

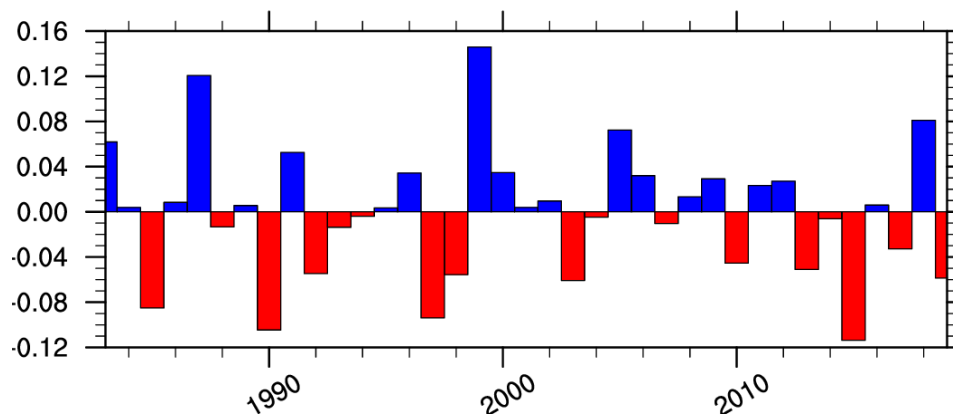


Figure 35 Indemne à la figure 34, mais moyennée entre 15°S-15°N de latitudes et 30°E-50°E de longitude.

Tableau 3 Classification de la période d'étude (1983 à 2019) en ACO

Années à fort impact	Années à faible impact	Années neutre
1985, 1987, 1991, 1996, 2010, 2018	1984, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995, 1998, 1999, 2000, 2004, 2005, 2008, 2014 et 2017	1983, 1986, 1997, 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2009, 2011, 2012, 2013, 2015, 2016, 2019

Sur toute cette période (37 ans) nous distinguons 06 années à fort impact, 16 années à faible impact et 15 années neutre.

Indemne à la figure 34, la figure 35 a été moyennée plutôt à l'Est de la zone d'étude, sur l'ACE autour des latitudes 15°S-15°N et des longitudes 30°E-45°E. Elle nous révèle une très forte variabilité interannuelle de l'impact de la VIS sur la pluie de la saison MAM, caractérisée par une alternance entre les séquences des pluies accrues et des pluies atténuées pendant la saison. Le tableau 4 est identique au tableau 3, mais en ACE (30°E-45°E de longitude).

Tableau 4: Identique au tableau 3 mais en ACE

Années à fort impact	Années à faible impact	Années neutre
1983, 1985, 1987, 1990, 1997, 1999, 2005, 2015, 2018	1991, 1992, 1996, 1998, 2000, 2003, 2006, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2017, 2019	1984, 1986, 1988, 1989, 1993, 1994, 1995, 2001, 2002, 2004, 2007, 2008, 2014, 2016

Il ressort de cette classification que l'AC de l'Est reçoit 09 années de forts impacts, 14 années de faible

impact et 14 années neutres. En comparaison avec l'Ouest de l'AC, l'Est de l'AC subit plus les effets de la VIS, caractérisée par 04 années d'augmentation anormale des pluies (1987, 1999, 2005 et 2018) et 05 années de réduction anormale des pluies de la saison (1983, 1985, 1990, 1997 et 2015) sur la région.

La figure 36 montre l'influence des ondes 25-70-jours sur les variations interannuelles des pluies de la saison MAM en Afrique centrale de l'Est (droite bleu), en Afrique centrale de l'Ouest (droite rouge) et sur toute la région (droite orange). Dans les trois cas, la tendance est à la baisse des précipitations de la saison depuis l'année 2000.

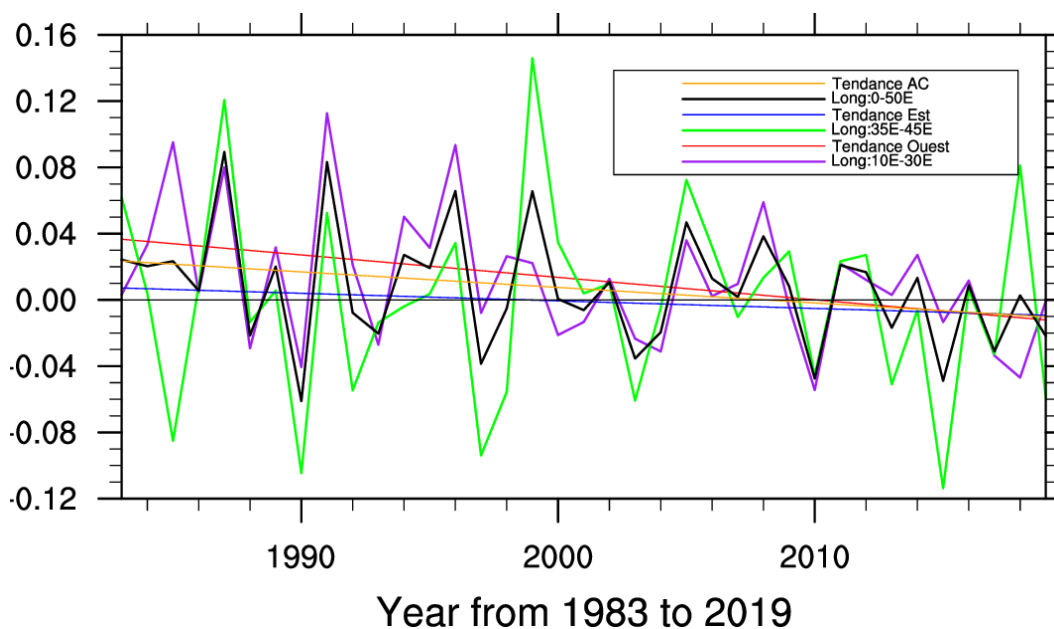


Figure 36 Tendence des variations interannuelles de la saison des pluies de MAM en ACO (droite rouge), ACE (droite bleue) et en AC (droite orange). Le temps en année est représenté sur l'axe des abscisses et l'anomalie de précipitations filtrées est représenté sur l'axe des ordonnées.

Pour étudier la structure spatiale des variations interannuelles de l'influence de la VIS sur la saison des pluies de MAM en AC, nous avons d'abord filtrée l'anomalie des précipitations entre 25 et 70 jours, ensuite nous avons appliqué l'analyse en composantes principales (EOF) sur la donnée filtrée pour isoler les structures spatiale dominante de la variabilité (figure 13). Il ressort que l'EOF 1 présentant un modèle unique sur toute la région entre 10°S - 10°N et 10°E - 45°E, exprime 8,6% de la variance totale, contre 7,9% exprimé par l'EOF 2, qui présente une structure dipolaire de l'Ouest vers l'Est. Nous avons reconstruit la donnée filtrée en utilisant ces deux composantes principales. Cette donnée reconstruite représente ainsi la variabilité intra-saisonnière des pluies de la saison MAM en AC, de 1980 à 2019. La figure 37 nous montre la structure spatiale de la VIS des pluies de la saison MAM en AC, année par année, de 1980 à 1999. Nous remarquons tout d'abord que les années 1983 et 1986 ne contiennent pas le signal de l'onde 25-70-jours pendant la saison MAM. Sur la barre de couleur, le blanc indique que l'onde n'a aucun effet sur les pluies de

la région, la couleur verte indique que l'onde contribut à augmenter les pluies de la saison et la couleur marron indique que l'onde tend à réduire les pluies de la saison dans la zone considérée. Il est clair que l'influence de l'onde 25-70-jours varie fortement d'une année à une autre sur toute la période d'étude. La figure 38 est une prolongation de la figure 37, de 2000 à 2019. De toutes ces années, l'année 1985 se démarque particulièrement avec un plus fort impact sur les pluies, caractérisée par une diminution sur l'ACE et une augmentation sur l'ACO. Ce résultat corrobore bien ceux de Tchakoutio et al., (2020) qui détecte l'année 1985 comme une année de plus forte activité de l'onde 25-70-jour dans l'OLR en AC. De plus, depuis 1985, les pluies de la saison MAM ont diminué, ce qui a eu des conséquences majeures sur les moyens de subsistance en Afrique de l'Est (CW Wainwright et al., 2019). Tout comme l'année 1985, les années 1988, 1990, 1993, 2003, 2010 et 2017 sont caractérisées par une baisse des pluies de la saison MAM sur presque toute la région entre les latitudes 10°S -10°N et les longitudes 10°E - 45°E. Cependant, cette réduction des pluies est moins sévère que celle observée en 1985. Au cours des années 1984, 1985, 1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 1998 et 2008, on observe plutôt une augmentation des pluies de la saison à l'Ouest (10° - 30°E) et une réduction à l'Est (25°E - 40°E), avec une plus forte augmentation à l'Ouest en 1985, 1987, 1991 et en 1996; tandis que pendant les années 1987, 1999, 2000, 2005, 2006, 2009 et 2018, on assiste à une augmentation généralisée des pluies à l'Est. Les années 1987, 1999 et 2018 se distinguent par une plus grande augmentation des pluies à l'Est comparée aux autres années. En général, l'impact pendant les années 1985, 1987, 1990, 1991, 1997, 1999, 2015 et 2018 est plus important que toutes les autres années. Nous pouvons également distinguer les années neutres qui ne subissent aucune influence de la VIS comme 1986, 2001, 2002, 2007 et 2016. Les années 1990 et 2010 se distinguent par une baisse des pluies de la saison sur presque toute la zone d'étude, entre 10°E et 45°E de longitude. Enfin, nous avons les années caractérisées par une augmentation des pluies sur presque toute la zone entre les latitudes 10°S - 10°N et les longitudes 10°E - 45°E, comme les années 1987 et 2005.

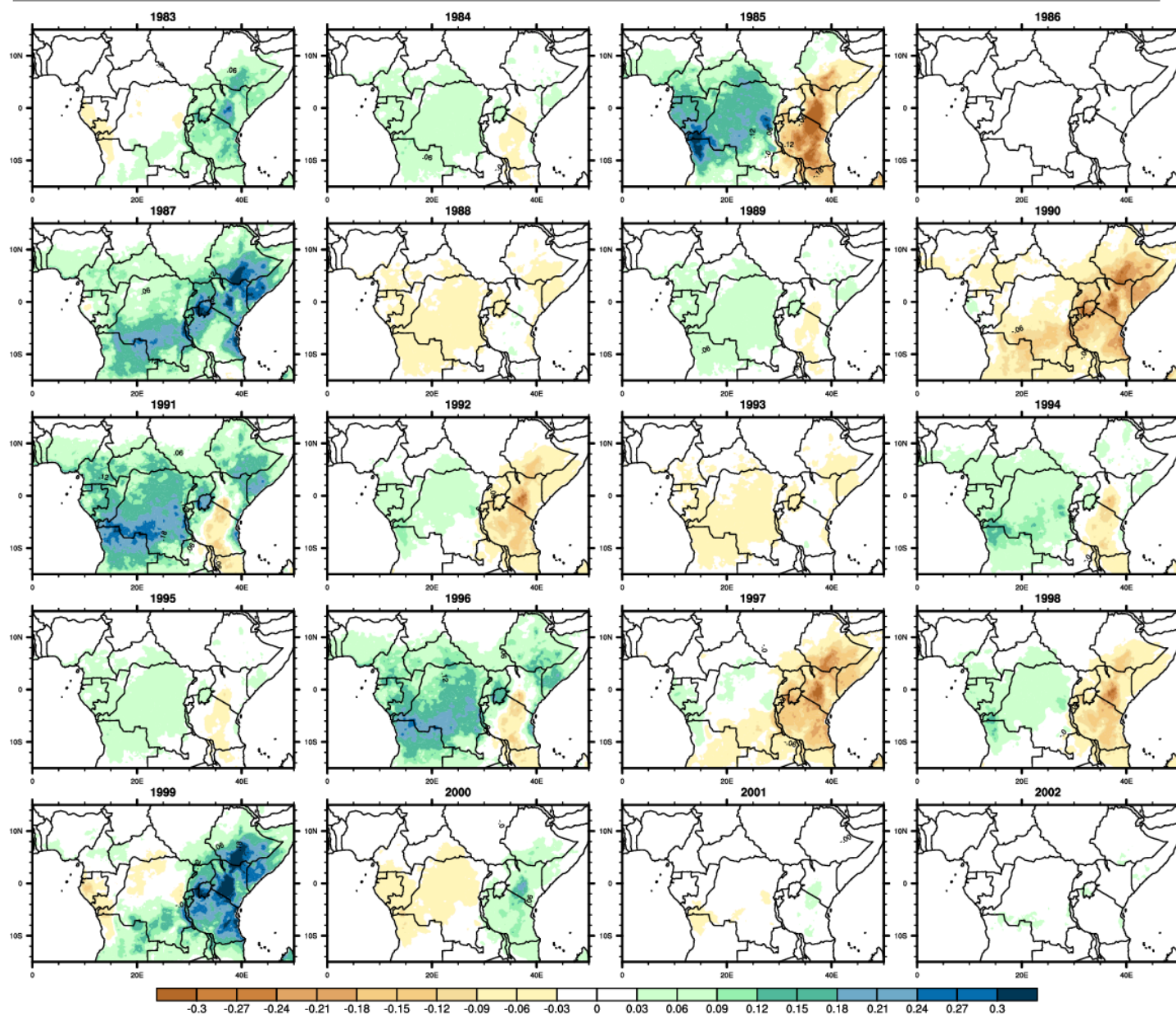


Figure 37 Anomalie des précipitations filtrées (en mm) dans la bande 25-70-jours pendant la saison MAM, de 1983 à 2002

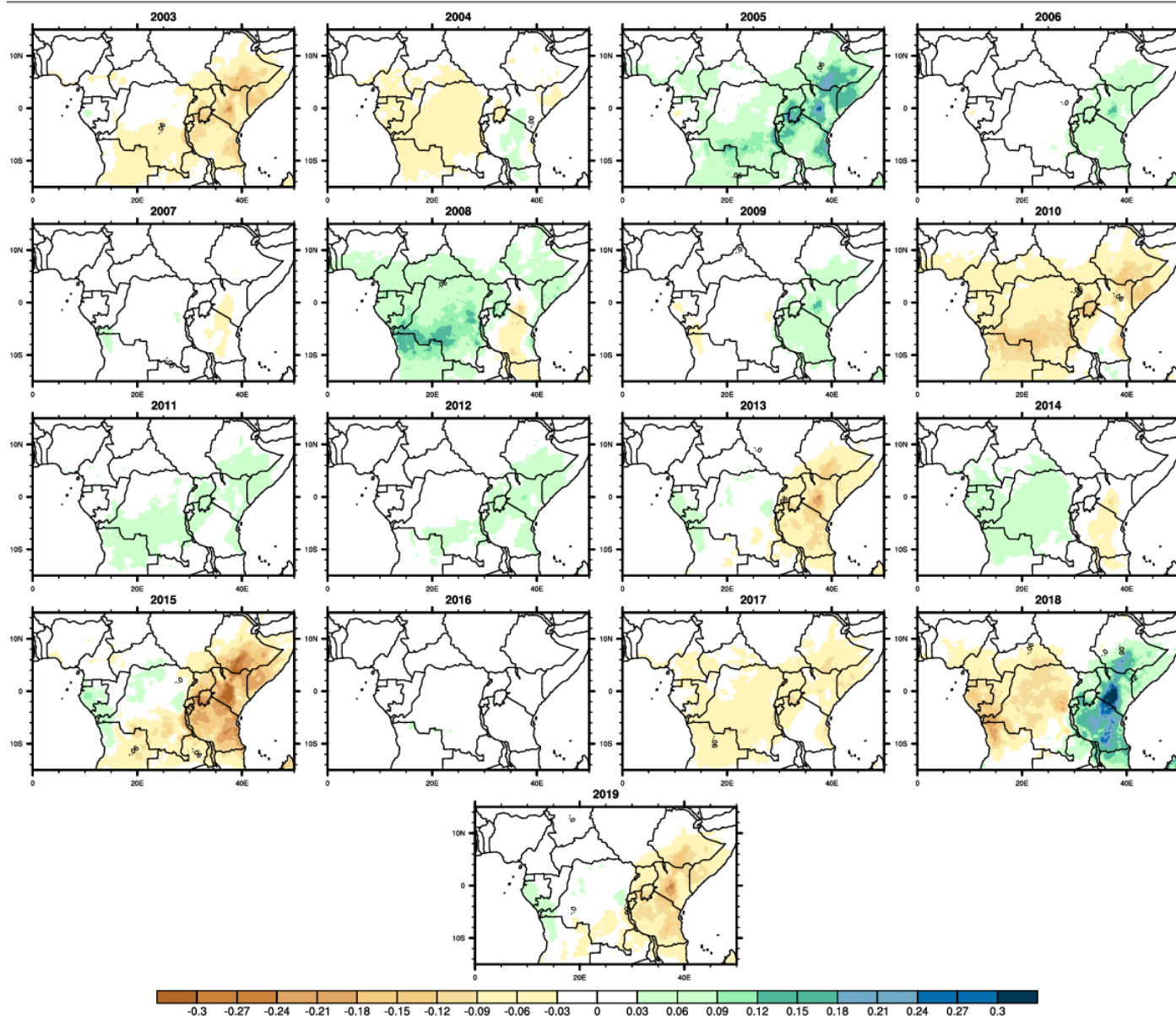


Figure 38 Identique à la figure 37, mais de 2000 à 2019

L'analyse des séries temporelles des anomalies journalières des précipitations sur la période 1983-2019 révèle une variabilité interannuelle significative dans les deux parties de la région, l'Afrique centrale de l'Ouest (ACO) et l'Afrique centrale de l'est (ACE). Cette variabilité est influencée par l'oscillation intra-saisonnière 25-70 jours, qui se manifeste par des années avec des précipitations supérieures à la moyenne et des années avec des précipitations inférieures à la moyenne. En ACE, il y a eu 9 années de forte augmentation des pluies, 14 années de faibles et 14 années neutres. En ACO, il y a eu 6 années de forte augmentation des pluies, 16 années de faibles impacts et 15 années neutres. Dans les deux régions, la tendance est à la baisse des précipitations de la saison MAM depuis l'année 2000. L'analyse de la structure spatiale de l'onde 25-70 jours montre que son influence sur les précipitations n'est pas homogène dans les deux régions. En ACO, l'onde se propage d'Ouest en est, avec une phase active sur la partie occidentale et une phase

inactive sur la partie orientale. En ACE, la propagation est plus complexe, avec des zones d'activité et d'inactivité plus dispersées.

En conclusion, la structure spatiale de l'onde 25-70-jours à une forte variabilité interannuelle, qui se caractérise par des années de distribution d'anomalies positives sur presque toute la région (1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005, et 2008), les années de distribution d'anomalies négatives sur presque toute la région (1988, 1990, 1992, 1997, 2003, 2004, 2010, 2015 et 2017); les années caractérisées par une distribution mixte (Est - Ouest) des anomalies positives et négative de l'onde (1983, 1985, 2000, 2018 et 2019) et enfin les années d'anomalies presque nulle sur la grande partie de la région (1986, 2001, 2002, 2007 et 2016). La suite de ce travail consistera à analyser la distribution spatiale des précipitations pendant ces différentes phases de l'onde.

b. Influence de l'onde sur les variations interannuelles des précipitations

La distribution spatiale des précipitations au cours de la saison MAM varie fortement d'une zone à une autre de la région (figure 39), avec des points plus arrosés comme la région côtière de l'océan atlantique entre 5°S et 5°N, la Guinée équatoriale, le Gabon, la région littorale du Cameroun, le Lac Victoria et le Sud-ouest de l'Ethiopie. Le nord du Bassin du Congo reçoit des précipitations modérées comparé aux régions sus-évoquées. Ce résultat est en accord avec ceux de Raghavendra et al., (2018) et Taylor et al., (2018) qui ont prouvé que l'intensité et la fréquence des orages ont augmenté entre Avril et Juin, de 1982 à 2016. De même, Camberlin 2007 montre que les fluctuations intra-saisonnières des pluies dans une bonne partie des ces régions seraient liées à l'OMJ, qui peut augmenter ou diminuer les précipitations en Afrique centrale.

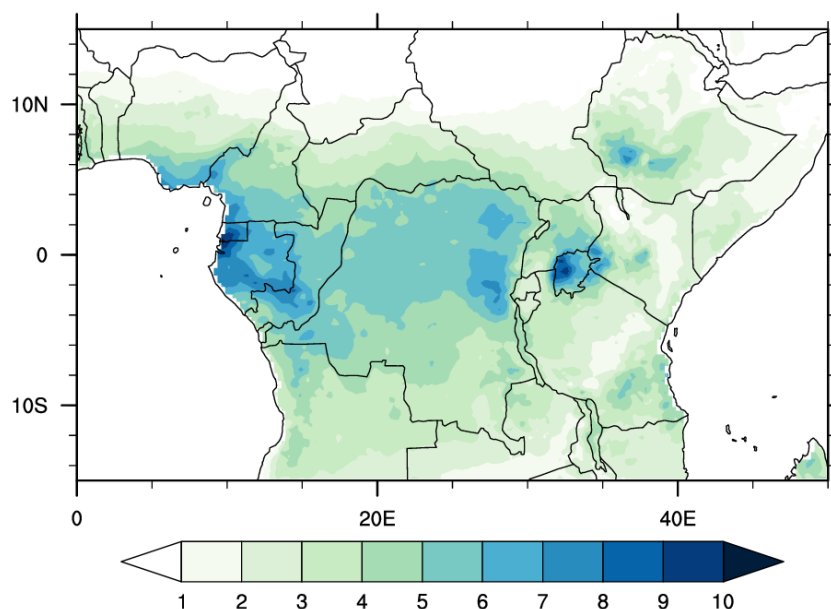


Figure 39 Climatologie annuelle des précipitations pendant la saison MAM, en mm.

Les variations interannuelles des pluies de la saison MAM en AC sont fortement associées à la VIS. Cette association se caractérise par une forte augmentation des précipitations pendant les années de forte amplitude de l'onde, et varie d'une région à l'autre du domaine d'étude, avec des régions qui enregistrent plutôt une diminution des précipitations. Sur la figure 40.a, les régions comme le Nord du BC, toute la côte Atlantique, la Guinée Equatoriale, le Gabon, le Sud du Congo, l'Ethiopie, le nord du Lac Victoria et de l'Ouganda, la partie Nord du Mozambique de notre zone d'étude, connaissent une augmentation des précipitations au cours de la saison, tandis que le Sud du BC, la chaîne de montagnes d'Afrique de l'Est, le Sud du Lac Victoria et le Kenya enregistrent une diminution des précipitations saisonnière. Le pic des anomalies positives des pluies est observé principalement sur la Guinée Equatoriale, le Gabon, le Sud du Congo, le Sud-ouest du Cameroun, le Nord-est de l'Angola, et toute la partie ouest de l'Ethiopie. La figure 40.b représente la distribution spatiale de l'anomalie des précipitations saisonnière pendant les années de faibles amplitudes de la VIS. Cette distribution spatiale est opposée à celle observée pendant les années de fortes amplitudes de l'onde. Les régions caractérisées par une augmentation des pluies de la figure 40.a sont maintenant caractérisées par une diminution, et vis-versa.

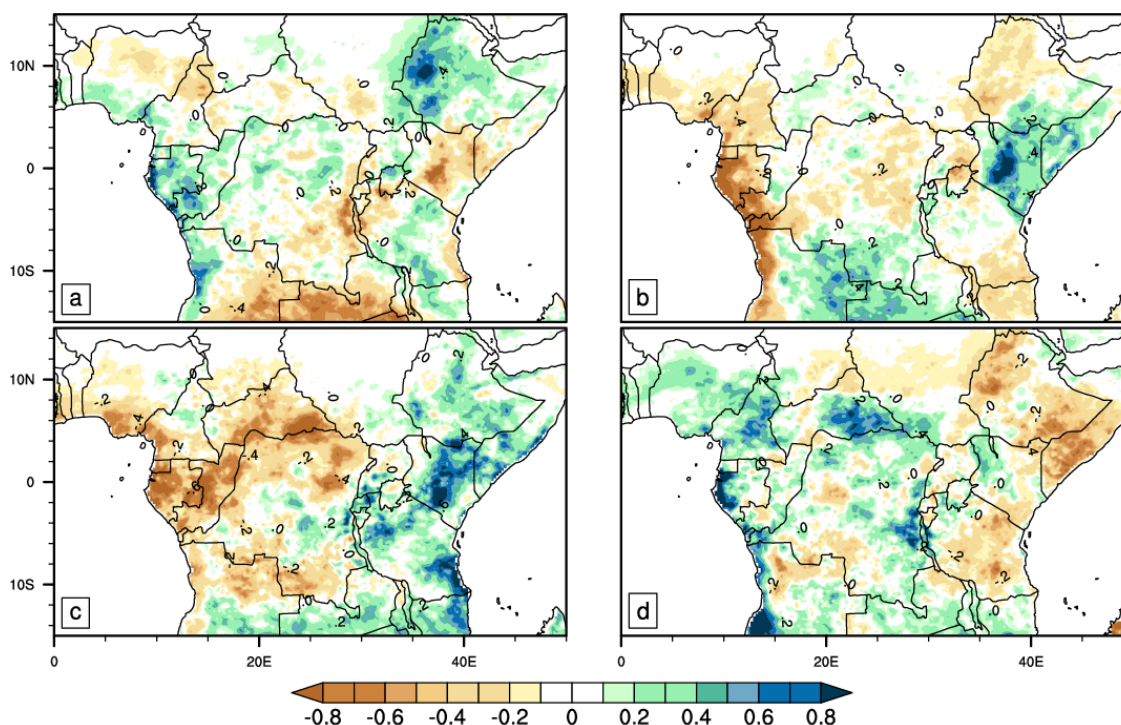


Figure 40 Distribution spatiale de la moyenne journalière de l'anomalie des précipitations de la saison MAM pendant les années de forte amplitude de la VIS (a.), de faible amplitude (b.) sur la grande partie de la zone d'étude; pendant les années de distribution mixte de l'amplitude (c.) et pendant les années d'amplitude nulle (d.)

La figure 40.c montre une distribution dipolaire est-ouest de l'anomalie des précipitations sur la zone. Ce dipôle est caractérisé par une diminution des précipitations à l'Ouest de la région entre les latitude 10°S - 10°N et les longitudes 0°E - 30°E, et une augmentation des précipitations entre les longitudes 30°E - 45°E. Le pic

d'anomalie positive est sur la côte de l'océan indien et le centre du Kenya. La figure 40.d présente également les spots d'anomalies positives (qui dominant à l'Ouest de la zone d'étude, avec le pic tout au long de la côte Atlantique) et négative (qui dominant dans la partie Est à partir de 35°E). Ceci suggère que la variabilité interannuelle de la saison de pluies MAM en AC peut être modulée par d'autres facteurs en dehors de la VIS.

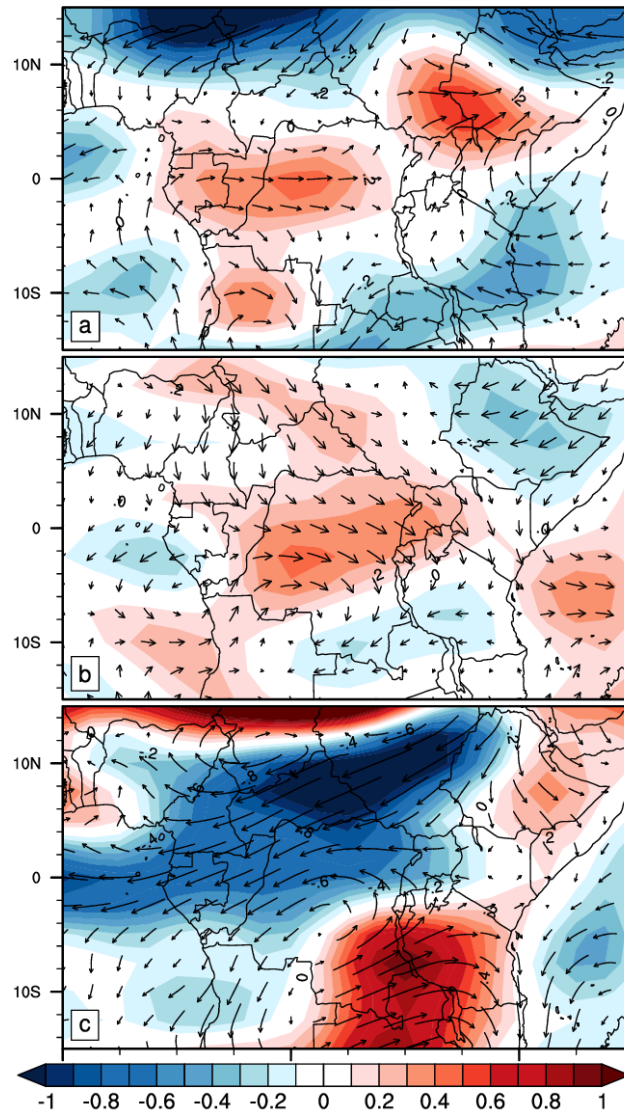


Figure 41 Anomalie du vent zonal à 850 hPa en m/s (en couleur), au cours de la saison MAM et pendant les années de forte VIS (a.), de faible VIS (b.) et pendant les années de distribution dipolaire de l'amplitude de la VIS en AC. le vecteur de référence est à 1.5 m/s.

La figure 41 montre la moyenne saisonnière (MAM) de l'anomalie du vent zonal à 850 hPa en AC pendant les années de forte VIS (figure 41.a), de faible VIS (figure 41.b) avec un motif spatiale unique de l'amplitude sur la région; et pendant les années ayant un motif spatial dipolaire de l'amplitude de la VIS (figure 41.c). Pendant les années de forte VIS, on observe les anomalies de vents d'Est qui traversent toutes les longitudes (de 50°E à 0°E) au-dessus de 10°N, avec une légère inclinaison vers le Sud-ouest. Ce flux peut être associé à

l'assèchement de toute la région affectée au cours de la saison. Ces anomalies de vents d'Est sont également observées au Sud-est de la zone d'étude, de l'océan indien vers le continent en dessous de l'Équateur, et est légèrement incliné vers le Nord sur le Kenya et vers le Sud dans le Sud-est du BC. On peut également observer des anomalies de vents d'Ouest qui dominent sur les côtes de l'océan Atlantique et sur le Nord du Bassin du Congo. Ce flux de vent d'Ouest est intense à l'Ouest de l'Ethiopie. L'humidité peut ainsi être transportée de l'océan Atlantique vers le continent et de l'océan indien vers le continent, et favoriser ainsi l'augmentation ou la diminution des précipitations que nous observons de part et d'autre sur la région (figure 40.a). Sur la figure 41.b, la circulation est dominée par des anomalies de vent d'Ouest principalement sur le BC dans la partie de l'océan indien de notre zone d'étude. Ce flux de vents d'Ouest sur le BC est orienté vers le Sud-est, et s'affaiblit complètement à la traversée des hautes terres d'Afrique de l'Est. Les alizés du Nord peuvent être observés et soufflent vers le Sud-est, du Lac Tchad vers l'Équateur, en traversant le Cameroun et la République Centrafricaine (RCA). Sur l'Ethiopie, la circulation est dominée par l'anomalie de vent d'Est, orienté vers le Sud-ouest. La circulation sur la figure 41.c est dominée par une structure dipolaire méridionale, caractérisée d'une part, par des anomalies de vent d'Est très intense sur la partie Nord-ouest de la zone d'étude. Ce flux souffle du Nord-ouest de l'Ethiopie jusqu'à l'océan Atlantique, en traversant le Soudan du Sud, la RCA, le Sud du Tchad, le Cameroun, le Nord et l'Est de la RDC, le Congo, le Gabon, la Guinée Equatoriale et la partie Nord-ouest de l'Angola qui apparaît dans notre zone d'étude. Et d'autre part, par les anomalies de vents d'Ouest, au Sud-est de la partie continentale de la zone d'étude. Cette circulation favorise la distribution de l'air sec (humide) de part et d'autre du continent, en provenance des océans Atlantique (à l'Ouest) et indien (à l'Est), et du désert au dessus de 10°N, et qui constitue une source potentielle de l'augmentation (diminution) des précipitations saisonnières pendant les années de forte (faible) VIS en AC.

A 200 hPa, la circulation varie fortement d'une année à une autre (figure 42). Elle est dominée par l'anomalie des vents d'Est qui traversent toute la zone d'étude de l'océan indien jusqu'à l'océan Atlantique au-dessus de 10°S (figure 42.a). Sur la figure 42.b, on observe plutôt l'anomalie de vent d'Ouest sur toute la région, très intense à l'Ouest entre 0°E et 25°E et orienté vers le Nord-est au-dessus de l'Équateur et vers le Sud-est en dessous de l'Equateur. Ce flux s'affaiblit sur la partie Est de la région entre 25°E et 30°E, et sort du continent avec une orientation vers le Sud-est, dans l'océan indien. Dans la figure 42.c, la circulation est dominée par les anomalies de vent d'Est entre 5°S et 15°S, tout au long des longitudes; et entre 0°E - 15°E et toutes les latitudes. Au Nord-ouest de la région ces anomalies de vent d'Est sont orientées vers le Sud-ouest. Le Nord-est de la région est caractérisé par l'anomalie de vent d'Ouest qui souffle vers le Nord-est, sur l'Ethiopie, la Somalie, le Kenya et l'Est du Soudan du Sud. En conclusion, la variabilité interannuelle de la saison de pluies MAM en AC est fortement influencée par les variations intra-saisonnières, qui modulent à la fois l'augmentation et la baisse des précipitations saisonnière en AC, en fonction des années de forte et faible amplitude de l'onde, et de sa structure spatiale dipolaire sur notre zone d'étude. Cette modulation

interannuelle est associée aux anomalies de la circulation atmosphérique à 850 hPa et à 200 hPa, pendant ces différentes années caractéristique de la VIS. Plusieurs études ont associées l'augmentation/diminution des précipitations saisonnières sous les tropiques africaines aux anomalies de la circulation, principal moteur du transport de l'humidité (Vellinga and Milton 2018, Finney et al., 2018, Tamoffo et al. 2019, Seregina et al., 2020, Sandjon et al., 2020, Zebaze et al., 2022, Palmer et al., 2023).

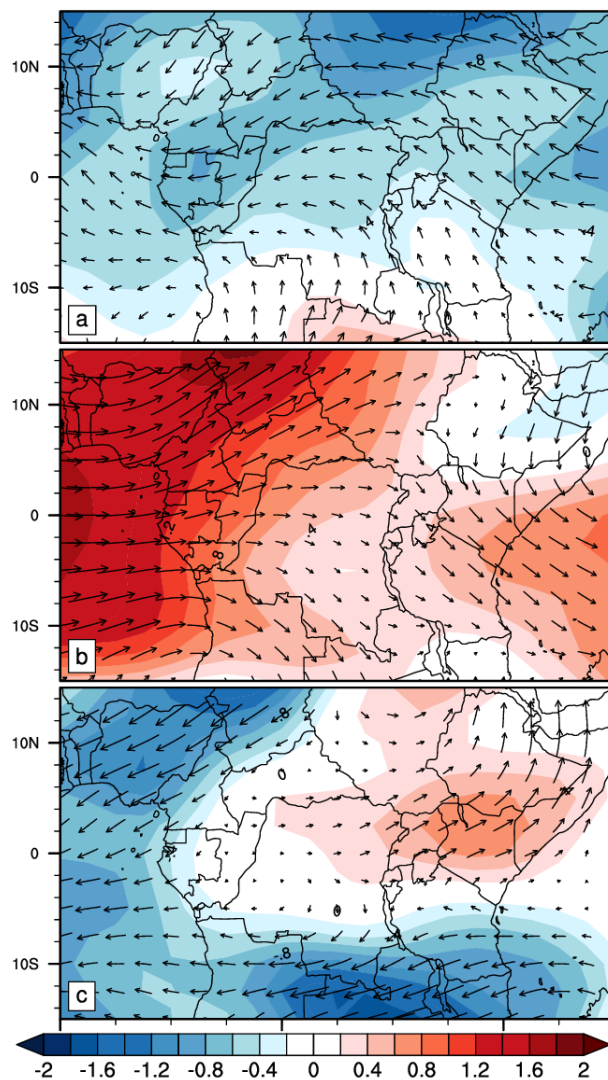


Figure 42 Identique à la figure 41, mais à 200 hPa. Le vecteur de référence du vent est 3m/s

Ces résultats pourraient apporter une valeur ajoutée à l'amélioration des prévisions des précipitations dans la région. La variabilité interannuelle des précipitations associée à l'onde 25-70 jours a des implications importantes pour la gestion des ressources en eau et l'agriculture en Afrique centrale. La compréhension de la structure spatiale de l'onde peut aider à mieux prédire les zones qui seront les plus affectées par les déficits ou les surplus de précipitations. Des modèles climatiques plus sophistiqués et des observations plus fines du système climatique permettront d'améliorer la prévision des variations interannuelles des précipitations et de mieux anticiper leurs impacts sur les sociétés et les environnements.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

Cette étude présente une analyse de l'influence des ondes 25 - 70 - jours sur les variations intra-saisonniers et interannuelles des pluies pendant la saison MAM (mars-avril-mai) en AC. Premièrement, nous avons défini des événements intra-saisonniers forts et faibles en utilisant les deux premières composantes principales (PC1 et PC2) issues de l'analyse en composantes principales des anomalies quotidiennes filtrées de l'OLR, entre 1980 et 2019. Cela a conduit à l'identification de 71 SIE (événements intra-saisonniers forts) et 66 WIE (événements intra-saisonniers faibles) sur toute la période d'étude. Par la suite, nous avons examiné l'influence de ces amplitudes et des phases de l'onde sur les variations intra-saisonniers et interannuelles de la moyenne saisonnière des précipitations. La relation avec les phases de l'oscillation de Madden-Julian (OMJ) a également été explorée, et les mécanismes dynamiques et thermodynamiques sous-jacents à ces influences ont été analysés. Nous avons analysé les variations interannuelles de la structure spatiale de la VIS et examiné les effets sur la variation interannuelles de la moyenne saisonnière des précipitations dans la région.

En ce qui est de l'impact des amplitudes de l'onde, il ressort que les SIE sont associés à des anomalies pluviométriques positives sur la majeure partie de la région, avec des valeurs maximales centrées sur l'est de l'AC et sur la partie de l'océan Indien de la région, pendant la saison des pluies (MAM). Ces anomalies sont liées à une circulation troposphérique dominante à 850 hPa caractérisée par un flux d'Ouest de bas niveau provenant de l'océan Atlantique équatorial et un flux nord-ouest de l'océan Indien. Ces flux apportent de l'air froid de l'Atlantique et de l'océan Indien sur le continent, ce qui favorise les précipitations.

Les WIE sont associés à des anomalies pluviométriques négatives sur la partie orientale de l'AC (15°S-5°N ; 25°E-40°E) et à des anomalies positives sur la partie occidentale (15°S-5°N ; 5°E-20°E). Ces anomalies sont liées à une circulation troposphérique dominante à 850 hPa caractérisée par un flux d'Est des hautes terres d'Afrique de l'Est vers la côte atlantique. Cette circulation alimente la convection observée sur le bassin du Congo. Les SIE contribuent entre 20 et 30% aux précipitations saisonnières totales sur une grande partie de la région, atteignant environ 50% sur le lac Victoria, le nord de la Tanzanie, le centre du Kenya et le lac Malawi. Les WIE, quant à eux, contribuent de -20 à -50% aux précipitations saisonnières totales sur la partie orientale de la région.

Ainsi, les événements intra-saisonniers jouent un rôle important dans la distribution spatiale des précipitations en Afrique centrale. Les anomalies pluviométriques liées aux SIE et aux WIE peuvent avoir des implications importantes pour les activités humaines et les écosystèmes. Par exemple, les SIE peuvent

entraîner des inondations et des glissements de terrain, tandis que les WIE peuvent entraîner des sécheresses et des famines.

Nous avons également montré que l'influence des phases de l'onde 25 -70- jours sur les pluies varie fortement d'une phase à une autre. La phase 1 est associée à une diminution des précipitations sur toute la région d'AC, tandis que la phase 4 est associée à une augmentation des précipitations dans la région. Les phases 2, 3, 5, 6, 7 et 8 sont caractérisées par une distribution dipolaire des anomalies des pluies, avec des anomalies positives à l'Ouest et des anomalies négatives à l'Est. Les mécanismes physiques qui sous-tendent cet impact comprennent des changements dans la circulation atmosphérique et l'énergie statique humide. Les phases de la VIS qui sont associées à des anomalies positives des pluies sont associées à des changements dans la circulation atmosphérique qui favorisent la convection et les précipitations. Les phases de l'onde qui sont associées à des anomalies positives des précipitations sont associées à des vents d'Est plus forts qui transportent l'humidité vers la région. Celles qui sont associées à des anomalies positives des pluies sont associées à des augmentations de l'énergie statique humide, ce qui favorise la convection et les précipitations. Ces résultats ont des implications importantes pour la compréhension et la prévision des précipitations saisonnières en AC. Elles suggèrent que les phases de la VIS peuvent être utilisées pour prévoir les conditions météorologiques et les précipitations dans la région.

Les résultats ont également révélé que l'influence des phases de l'OMJ (tel que définie par Wheeler & Hendon) sur les précipitations varie clairement d'une phase à l'autre. Au cours des phases 1 et 2, les précipitations sont généralement plus abondantes sur l'Afrique centrale, avec un maximum sur l'est de la région. Ces phases sont associées à un flux d'Ouest dans les couches inférieures de l'atmosphère, qui transporte l'air froid de l'océan Atlantique vers le continent. Au cours des phases 5 et 6 de l'OMJ, les précipitations sont généralement plus faibles sur l'Afrique centrale, avec un maximum sur l'Ouest de la région. Ces phases sont associées à un flux d'Est dans les couches inférieures de l'atmosphère, qui transporte l'air chaud de l'océan Indien vers le continent. Les phases 3, 4, 7 et 8 présentent des anomalies de précipitations plus faibles, avec une distribution spatiale plus variable. L'étude a également examiné la corrélation dans l'anomalie composite des précipitations entre les événements intra-saisonniers (SIE et WIE) et les indices des phases de l'OMJ. Les résultats montrent que l'influence des SIEs est fortement corrélée à celle des phases 1 et 2 de l'OMJ, tandis que l'influence des WIEs est faiblement corrélée à celle des phases de l'OMJ, à l'exception de la phase 7.

L'analyse des séries temporelles de la structure spatiale de la VIS 25-70-jours de la saison MAM, en Afrique centrale de l'Est (ACE) et en Afrique centrale de l'Ouest (ACO), montre une forte variabilité interannuelle de l'impact de la VIS sur les pluies. En ACE, la VIS a un impact significatif sur les pluies, avec des années de fortes augmentations ou de fortes diminutions des précipitations. Sur la période 1983 - 2019, il y a eu 9 années de forts impacts, 14 années de faibles impacts et 14 années neutres. En ACO, la VIS a également un impact significatif sur les pluies, mais l'impact est moins marqué qu'en ACE. Sur la même

période, il y a eu 6 années de forts impacts, 16 années de faibles impacts et 15 années neutres. Dans les deux régions, la tendance est à la baisse des précipitations de la saison MAM depuis l'année 2000.

La variation interannuelle de la structure saisonnière de l'onde 25-70-jours montre des années caractérisées par un motif unique de l'anomalie de l'amplitude de l'onde sur toute la région; celles décrites par une structure dipolaire de l'onde; et les années neutre de l'onde (anomalie nulle de l'amplitude). Les années 1987, 1989, 1991, 1994, 1996, 1999, 2005 et 2008 présentent l'anomalie positive l'amplitude de l'onde sur toute la région (années de forte VIS); les années 1988, 1990, 1992, 1997, 2003, 2004, 2010, 2015 et 2017 se distinguent par une distribution d'anomalies négatives sur toute la région (années de faible VIS). Et les années 1983, 1985, 2000, 2018 et 2019 révèlent une distribution dipolaire Est-Ouest de l'anomalie de l'amplitude l'onde (années de VIS mixte) en AC. Ainsi, pendant les années de forte VIS, les zones côtières à l'Océan Atlantique et l'Ouest de l'Ethiopie connaissent une forte augmentation des précipitations saisonnière; tandis que le Sud du Bassin du Congo (BC) et le Kenya se caractérisent par une diminution anormale. Pendant les années de faible VIS, le phénomène est opposé dans les régions précédentes. Au cours des années de VIS mixte on observe une forte baisse des précipitations à l'Ouest de l'AC contre une forte augmentation à d'Est, entre 25°E et 45°E. Cette modulation interannuelle de la pluie saisonnière est associée à une modulation interannuelle des anomalies de la circulation atmosphérique à 850 hPa et à 200 hPa en AC.

L'étude démontre un rôle crucial des ondes 25-70 jours dans la variabilité intra-saisonnière et interannuelle des précipitations en Afrique centrale. La compréhension de ces ondes est donc essentielle pour améliorer la prévision des précipitations et la gestion des ressources en eau dans la région.

Perspectives

Ce travail ouvre la voie à de nouvelles recherches sur le climat de l'Afrique centrale. Des études plus approfondies sont nécessaires pour mieux comprendre les mécanismes physiques qui sous-tendent la relation entre l'oscillation intra-saisonnière 25-70 jours et les précipitations. L'utilisation de modèles climatiques plus précis permettra d'affiner la compréhension du climat et de ses variations. La collaboration entre climatologues et autres scientifiques, tels que les hydrologues et les agronomes, est essentielle pour développer des solutions aux problèmes liés au changement climatique. La sensibilisation du public aux enjeux du changement climatique est nécessaire pour encourager l'adoption de comportements plus responsables.

References bibliographiques

- Anderson, J. R., Stevens, D. E., & Julian, P. R. (1984). Temporal Variations of the Tropical 40-50 Day Oscillation. *Monthly Weather Review*, *112*(12), 2431–2438. <2431:tvottd>2.0.co;2
- Are there tropical deserts?* (n.d.). Quora. Retrieved January 28, 2024, from <https://www.quora.com/Are-there-tropical-deserts>
- Berhane, F., & Zaitchik, B. (2014). Modulation of Daily Precipitation over East Africa by the Madden–Julian Oscillation*. *Journal of Climate*, *27*(15), 6016–6034. Bessafi, M., & Wheeler, M. C. (2006). Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden–Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Monthly Weather Review*, *134*(2), 638–656. <https://doi.org/10.1175/mwr3087.1>
- Bigot, S. Y. L. V. A. I. N., et al. "Fluctuations pluviométriques et analyse fréquentielle de la pluviosité en Afrique centrale." *IAHS PUBLICATION* (1998): 71-78.
- Camberlin, P., Janicot, S., & Pocard, I. (2001). Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, *21*(8), 973–1005.
- Camberlin, Pierre, et al. "Pluviométrie et crises climatiques en Afrique tropicale: changements durables ou fluctuations interannuelles." *Historiens et Géographes* 379 (2002): 263-273.
- Camberlin, Pierre. "L'Afrique centrale dans le contexte de la variabilité climatique tropicale interannuelle et intra-saisonnière." *L'Afrique Centrale, le Cameroun et les changements globaux*. 2007.
- Carvalho, L. M. V., Jones, C., & Liebmann, B. (2004). The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, *17*(1), 88–108. <0088:tsaczi>2.0.co;2
- Chauvin, F., Roehrig, R., & Lafore, J.-P. (2010). Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes. *Journal of Climate*, *23*(10), 2544–2561.
- Chen, M., Shi, W., Xie, P., Silva, V. B. S., Kousky, V. E., Wayne Higgins, R., & Janowiak, J. E. (2008). Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D4).
- Chikoore, H., & Jury, M. R. (2010). Intraseasonal Variability of Satellite-Derived Rainfall and Vegetation over Southern Africa. *Earth Interactions*, *14*(3), 1–26.
- Chou, C., & Neelin, J. D. (2004). Mechanisms of Global Warming Impacts on Regional Tropical Precipitation*. *Journal of Climate*, *17*(13), 2688–2701. <2688:mogwio>2.0.co;2
- Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C.-A., & Tu, J.-Y. (2009). Evaluating the “Rich-Get-Richer” Mechanism in

- Tropical Precipitation Change under Global Warming. *Journal of Climate*, 22(8), 1982–2005.
- Coëtlogon, G. de, Janicot, S., & Lazar, A. (2010). Intraseasonal variability of the ocean — atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1), 426–441.
- Cook, K. H. (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, 12(5), 1165–1184.<1165:gotaej>2.0.co;2
- Cook, K. H., & Vizy, E. K. (2015). The Congo Basin Walker circulation: dynamics and connections to precipitation. *Climate Dynamics*, 47(3–4), 697–717.
- De Souza, E. B., & Ambrizzi, T. (2006). Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *International Journal of Climatology*, 26(13), 1759–1776.
- Dezfuli, A. K., & Nicholson, S. E. (2010). A note on long-term variations of the African easterly jet. *International Journal of Climatology*, 31(13), 2049–2054.
- Dezfuli, A. K., & Nicholson, S. E. (2013). The Relationship of Rainfall Variability in Western Equatorial Africa to the Tropical Oceans and Atmospheric Circulation. Part II: The Boreal Autumn. *Journal of Climate*, 26(1), 66–84.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., de Felice, P., & Laurent, H. (1999). Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics*, 15(11), 795–822.
- Djebata, J.-M., Nguimalet, C. R., & Camberlin, P. (2021). Variabilité saisonnière et intra-saisonnière de la pluviométrie en milieu forestier dans le Sud-ouest centrafricain. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 384, 367–373.
- Donald, A., Meinke, H., Power, B., Maia, A. de H. N., Wheeler, M. C., White, N., Stone, R. C., & Ribbe, J. (2006). Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall. *Geophysical Research Letters*, 33(9).
- Duchiron, B. (2003). *Variabilité interannuelle de la pluviométrie dans l'espace riverain de l'océan Indien*.
- Duchon, C. E. (1979). Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, 18(8), 1016–1022.<1016:lfloat>2.0.co;2
- Dyer, E. L. E., Jones, D. B. A., Nusbaumer, J., Li, H., Collins, O., Vettoretti, G., & Noone, D. (2017). Congo Basin precipitation: Assessing seasonality, regional interactions, and sources of moisture. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(13), 6882–6898.
- Farnsworth, A., White, E., Williams, C. J. R., Black, E., & Kniveton, D. R. (2011). Understanding the Large Scale Driving Mechanisms of Rainfall Variability over Central Africa. In *Advances in Global Change Research* (pp. 101–122). Springer Netherlands.
- Fernandes, L. G., & Grimm, A. M. (2022). *Global ENSO Modulation of MJO and its Impacts on South*

- America. Research Square Platform LLC.
- Fernandes, L. G., & Loikith, P. C. (2023). *Does El Niño affect MJO-AR connections over the North Pacific and associated North American precipitation?* Research Square Platform LLC.
- Feudjio, A. T., Tanessong, R. S., Mamadou, O., & Orou, J. B. C. (2021). *Assessing precipitation seasonal forecasts in Central Africa using North American Multimodel Ensemble (NMME)*. Research Square Platform LLC.
- Finney, Declan L., et al. "The effect of westerlies on East African rainfall and the associated role of tropical cyclones and the Madden–Julian Oscillation." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.727 (2020): 647-664.
- Fontaine, B., & Bigot, S. (1993). West African rainfall deficits and sea surface temperatures. *International Journal of Climatology*, 13(3), 271–285.
- Fowler, M. D., & Pritchard, M. S. (2020). Regional MJO Modulation of Northwest Pacific Tropical Cyclones Driven by Multiple Transient Controls. *Geophysical Research Letters*, 47(11).
- Gbobaniyi, E., Sarr, A., Sylla, M. B., Diallo, I., Lennard, C., Dosio, A., Dhiédiou, A., Kamga, A., Klutse, N. A. B., Hewitson, B., Nikulin, G., & Lamptey, B. (2013). Climatology, annual cycle and interannual variability of precipitation and temperature in CORDEX simulations over West Africa. *International Journal of Climatology*, 34(7), 2241–2257.
- Gebrechorkos, S. H., Hülsmann, S., & Bernhofer, C. (2019). Long-term trends in rainfall and temperature using high-resolution climate datasets in East Africa. *Scientific Reports*, 9(1).
- Giannini, A. (2010). Mechanisms of Climate Change in the Semiarid African Sahel: The Local View. *Journal of Climate*, 23(3), 743–756. <https://doi.org/10.1175/2009jcli3123.1>
- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques : Les bases scientifiques et physiques. In Quatrième rapport d'évaluation de GIEC. 2 février 2007, France
- Godard, Alain, and Martine Tabeaud. *Les climats: mécanismes, variabilité et répartition*. Armand Colin, 2009.
- Gonmadje, C. F., Doumenge, C., Sunderland, T. C. H., Balinga, M. P. B., & Sonké, B. (2012). Analyse phytogéographique des forêts d'Afrique Centrale: le cas du massif de Ngovayang (Cameroun). *Plant Ecology and Evolution*, 145(2), 152–164.
- Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., & Alcoba, M. (2013). Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 923–940.
- Gruber, A., & Krueger, A. F. (1984). The Status of the NOAA Outgoing Longwave Radiation Data Set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 65(9), 958–962. <0958:tsotno>2.0.co;2
- Gu, G., & Adler, R. F. (2004). Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon

- System. *Journal of Climate*, 17(17), 3364–3377.<3364:seavaw>2.0.co;2
- Gunta, S., Bhat, H. G., & Manjunatha, B. R. (2022). The Response of Geopotential Height Anomalies to El Niño and La Niña Conditions and Their Implications to Seasonal Rainfall Variability over the Horn of Africa. *Atmospheric and Climate Sciences*, 12(02), 475–492.
- Hendon, H. H., Zhang, C., & Glick, J. D. (1999). Interannual Variation of the Madden–Julian Oscillation during Austral Summer. *Journal of Climate*, 12(8), 2538–2550.<2538:ivotmj>2.0.co;2
- Hidayat, R. (2016). Modulation of Indonesian Rainfall Variability by the Madden-Julian Oscillation. *Procedia Environmental Sciences*, 33, 167–177.
- Hidayat, R., & Kizu, S. (2009). Influence of the Madden–Julian Oscillation on Indonesian rainfall variability in austral summer. *International Journal of Climatology*, 30(12), 1816–1825.
- Hirst, A. C., & Hastenrath, S. (1983). Atmosphere-Ocean Mechanisms of Climate Anomalies in the Angola-Tropical Atlantic Sector. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7), 1146–1157.<1146:aomoca>2.0.co;2
- Hoell, A., Gaughan, A. E., Magadzire, T., & Harrison, L. (2021). The Modulation of Daily Southern Africa Precipitation by El Niño–Southern Oscillation across the Summertime Wet Season. *Journal of Climate*, 34(3), 1115–1134.
- Hoell, A., Hoerling, M., Eischeid, J., & Barsugli, J. (2021). Preconditions for extreme wet winters over the contiguous United States. *Weather and Climate Extremes*, 33, 100333.
- Hogan, E., Shelly, A., & Xavier, P. (2014). The observed and modelled influence of the Madden-Julian Oscillation on East African rainfall. *Meteorological Applications*, 22(3), 459–469.
- Hong, G., Heygster, G., Notholt, J., & Buehler, S. A. (2008). Interannual to Diurnal Variations in Tropical and Subtropical Deep Convective Clouds and Convective Overshooting from Seven Years of AMSU-B Measurements. *Journal of Climate*, 21(17), 4168–4189.
- Hou, D., Charles, M., Luo, Y., Toth, Z., Zhu, Y., Krzysztofowicz, R., Lin, Y., Xie, P., Seo, D.-J., Pena, M., & Cui, B. (2014). Climatology-Calibrated Precipitation Analysis at Fine Scales: Statistical Adjustment of Stage IV toward CPC Gauge-Based Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6), 2542–2557.
- Hulme, M. (1992). Rainfall changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990. *International Journal of Climatology*, 12(7), 685–699.
- Hulme, M., Doherty, R., Ngaru, T., New, M., & Lister, D. (2001a). African climate change: 1900–2100. *Climate Research*, 17, 145–168.
- Hulme, M., Doherty, R., Ngaru, T., New, M., & Lister, D. (2001b). African climate change: 1900–2100. *Climate Research*, 17, 145–168.
- Hung, M.-P., Lin, J.-L., Wang, W., Kim, D., Shinoda, T., & Weaver, S. J. (2013). MJO and Convectively Coupled Equatorial Waves Simulated by CMIP5 Climate Models. *Journal of Climate*, 26(17),

6185–6214.

- Jackson, B., Nicholson, S. E., & Klotter, D. (2009). Mesoscale Convective Systems over Western Equatorial Africa and Their Relationship to Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review*, 137(4), 1272–1294.
- Janicot, S., & Fontaine, B. (1997). Évolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945–1994). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 324(10), 785–792.
- Janicot, S., Mounier, F., Gervois, S., Sultan, B., & Kiladis, G. N. (2010). The Dynamics of the West African Monsoon. Part V: The Detection and Role of the Dominant Modes of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves. *Journal of Climate*, 23(14), 4005–4024.
- Janicot, S., Mounier, F., Hall, N. M. J., Leroux, S., Sultan, B., & Kiladis, G. N. (2009). Dynamics of the West African Monsoon. Part IV: Analysis of 25–90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *Journal of Climate*, 22(6), 1541–1565.
- Janicot, S., Thorncroft, C. D., Ali, A., Asencio, N., Berry, G., Bock, O., Bourles, B., Caniaux, G., Chauvin, F., Deme, A., Kergoat, L., Lafore, J.-P., Lavaysse, C., Lebel, T., Marticorena, B., Mounier, F., Nedelec, P., Redelsperger, J.-L., Ravegnani, F., ... Ulanovsky, A. (2008). Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, 26(9), 2569–2595.
- Janicot, Serge, et al. "Intraseasonal variability of the West African monsoon." *Atmospheric Science Letters* 12.1 (2011): 58-66.
- Jones, C. (2015). The Madden–Julian Oscillation and the Monsoons. In *Springer Climate* (pp. 207–224). Springer International Publishing.
- Jones, C., & Carvalho, L. M. V. (2011). Will global warming modify the activity of the Madden–Julian Oscillation? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(655), 544–552.
- Jones, C., Waliser, D. E., Lau, K. M., & Stern, W. (2004). Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. *Journal of Climate*, 17(23), 4575–4589.
- Jury, M. R., Enfield, D. B., & Mélice, J. (2002). Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño–Southern Oscillation associations and links with continental climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C10).
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., ... Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.<0437:tnyrp>2.0.co;2

- Kamga, F. M. (2000). Validation of general circulation climate models and projections of temperature and rainfall changes in Cameroon and some of its neighboring areas. *Theoretical and Applied Climatology*, 67(1–2), 97–107.
- Kamsu-Tamo, P. H., Janicot, S., Monkam, D., & Lenouo, A. (2014). Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales. *Climate Dynamics*, 43(12), 3377–3401.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. (2002). NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), 1631–1643.<1631:nar>2.3.co;2
- Katz, R. W., & Brown, B. G. (1992). Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages. *Climatic Change*, 21(3), 289–302.
- Kessler, W. S. (2001). EOF Representations of the Madden–Julian Oscillation and Its Connection with ENSO*. *Journal of Climate*, 14(13), 3055–3061.<3055:erotmj>2.0.co;2
- Kim, D., Sperber, K., Stern, W., Waliser, D., Kang, I.-S., Maloney, E., Wang, W., Weickmann, K., Benedict, J., Khairoutdinov, M., Lee, M.-I., Neale, R., Suarez, M., Thayer-Calder, K., & Zhang, G. (2009). Application of MJO Simulation Diagnostics to Climate Models. *Journal of Climate*, 22(23), 6413–6436.
- Klingaman, N. P., Jiang, X., Xavier, P. K., Petch, J., Waliser, D., & Woolnough, S. J. (2015). Vertical structure and physical processes of the Madden-Julian oscillation: Synthesis and summary. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), 4671–4689.
- Koteswaram, P. (1958). The Easterly Jet Stream in the Tropics. *Tellus*, 10(1), 43–57.
- Koudahe, K., Kayode, A. J., Samson, A. O., Adebola, A. A., & Djaman, K. (2017). Trend Analysis in Standardized Precipitation Index and Standardized Anomaly Index in the Context of Climate Change in Southern Togo. *Atmospheric and Climate Sciences*, 07(04), 401–423.
- Krishnamurthy, V., & Shukla, J. (2000). Intraseasonal and Interannual Variability of Rainfall over India. *Journal of Climate*, 13(24), 4366–4377.<0001:iaivor>2.0.co;2
- Lanczos, C. "Applied Analysis Prentice Hall." *New York* (1956).
- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D. J., Lafore, J.-P., Sultan, B., & Pelon, J. (2009). Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33(2–3), 313–330.
- Lavender, S. L., & Matthews, A. J. (2009a). Response of the West African Monsoon to the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 22(15), 4097–4116.
- Lavender, S. L., & Matthews, A. J. (2009b). Response of the West African Monsoon to the Madden–Julian Oscillation. *Journal of Climate*, 22(15), 4097–4116.

- Lawrence, D. M., & Webster, P. J. (2001). Interannual Variations of the Intraseasonal Oscillation in the South Asian Summer Monsoon Region. *Journal of Climate*, 14(13), 2910–2922. <2910:ivotio>2.0.co;2
- Leduc-Leballeur, M., de Coëtlogon, G., & Eymard, L. (2012). Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales: wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671), 387–400.
- Leduc-Leballeur, M., Eymard, L., & de Coëtlogon, G. (2011). Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(657), 992–1003.
- Liebmann, Brant, and Catherine A. Smith. (1996) "Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset." *Bulletin of the American Meteorological Society* 77.6: 1275-1277.
- Longandjo, G.-N. T., & Rouault, M. (2020). On the Structure of the Regional-Scale Circulation over Central Africa: Seasonal Evolution, Variability, and Mechanisms. *Journal of Climate*, 33(1), 145–162.
- Longandjo, Georges-Noel Tiersmondo. *The Hydroclimate Variability of Central Africa: seasonal cycle, mechanisms, teleconnections and impacts on neighbouring regions*. Diss. University of Cape Town, 2018.
- Longley, R. W. (1952). MEASURES OF THE VARIABILITY OF PRECIPITATION. *Monthly Weather Review*, 80(7), 111–117. <0111:motvop>2.0.co;2
- Losada, T., Rodriguez-Fonseca, B., Mohino, E., Bader, J., Janicot, S., & Mechoso, C. R. (2012). Tropical SST and Sahel rainfall: A non-stationary relationship. *Geophysical Research Letters*, 39(12).
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1971). Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(5), 702–708. <0702:doadoi>2.0.co;2
- Madden, R. A., & Julian, P. R. (1994). Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review. *Monthly Weather Review*, 122(5), 814–837. <0814:ootdto>2.0.co;2
- Mahé, Gil. *Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique: étude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes*. Ed. de l'ORSTOM, 1993.
- MAKANGA, JD MALOBA, and G. SAMBA. "Organisation pluviométrique sur l'espace Congo-Gabon (1950-1998)." (2000): 39-45.
- Maloney, E. D., & Hartmann, D. L. (2000). Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, 287(5460), 2002–2004.
- Maloney, E. D., & Shaman, J. (2008). Intraseasonal Variability of the West African Monsoon and Atlantic ITCZ. *Journal of Climate*, 21(12), 2898–2918.
- Maloney, E. D., & Zhang, C. (2016). Dr. Yanai's Contributions to the Discovery and Science of the MJO. *Meteorological Monographs*, 56, 4.1-4.18.

- Matthews, I., & Baker, S. (2004a). Active Appearance Models Revisited. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), 135–164.
- Matthews, I., & Baker, S. (2004b). Active Appearance Models Revisited. *International Journal of Computer Vision*, 60(2), 135–164.
- Mayta, V. C., Ambrizzi, T., Espinoza, J. C., & Silva Dias, P. L. (2018). The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *International Journal of Climatology*, 39(1), 343–360.
- McCollum, J. R., Gruber, A., & Ba, M. B. (2000). Discrepancy between Gauges and Satellite Estimates of Rainfall in Equatorial Africa. *Journal of Applied Meteorology*, 39(5), 666–679.
- Mekonnen, A., Thorncroft, C. D., Aiyyer, A. R., & Kiladis, G. N. (2008). Convectively Coupled Kelvin Waves over Tropical Africa during the Boreal Summer: Structure and Variability. *Journal of Climate*, 21(24), 6649–6667.
- Mölg, T., Chiang, J. C. H., Gohm, A., & Cullen, N. J. (2009). Temporal precipitation variability versus altitude on a tropical high mountain: Observations and mesoscale atmospheric modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643), 1439–1455.
- Moron, V., Bigot, S., & Roucou, P. (1995). Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951–1990). *International Journal of Climatology*, 15(12), 1297–1322.
- Moron, V., Vautard, R., & Ghil, M. (1998). Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. *Climate Dynamics*, 14(7–8), 545–569.
- Mounier, F., & Janicot, S. (2004). Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 31(16).
- Mounier, F., Janicot, S., & Kiladis, G. N. (2008). The West African Monsoon Dynamics. Part III: The Quasi-Biweekly Zonal Dipole. *Journal of Climate*, 21(9), 1911–1928.
- Mpeta, E., & Jury, M. (2001). Intra-seasonal convective structure and evolution over tropical East Africa. *Climate Research*, 17, 83–92.
- Mpounza, M., and M. J. Samba-Kimbata. "Aperçu sur le climat de l'Afrique centrale occidentale." *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique, ORSTOM* (1990): 31.
- Murthy, C. S., Singh, J., Kumar, P., & Sesha Sai, M. V. R. (2017). A composite index for drought hazard assessment using CPC rainfall time series data. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 14(9), 1981–1988.
- Neelin, J. D., Chou, C., & Su, H. (2003). Tropical drought regions in global warming and El Niño teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 30(24).
- Nguyen, H., & Duvel, J.-P. (2008). Synoptic Wave Perturbations and Convective Systems over Equatorial

- Africa. *Journal of Climate*, 21(23), 6372–6388.
- Nicholls, N., & Wong, K. K. (1990). Dependence of Rainfall Variability on Mean Rainfall, Latitude, and the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 3(1), 163–170.<0163:dorvom>2.0.co;2
- Nicholson, S. E. (2018). The ITCZ and the Seasonal Cycle over Equatorial Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(2), 337–348.
- Nicholson, S. E., & Dezfuli, A. K. (2013). The Relationship of Rainfall Variability in Western Equatorial Africa to the Tropical Oceans and Atmospheric Circulation. Part I: The Boreal Spring. *Journal of Climate*, 26(1), 45–65.
- Nicholson, S. E., & Entekhabi, D. (1986). The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the southern oscillation. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology Series A*, 34(3–4), 311–348.
- Nicholson, S. E., & Grist, J. P. (2003). The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa. *Journal of Climate*, 16(7), 1013–1030.<1013:tseota>2.0.co;2
- Nicholson, S. E., & Kim, J. (1997a). THE RELATIONSHIP OF THE EL NIÑO–SOUTHERN OSCILLATION TO AFRICAN RAINFALL. *International Journal of Climatology*, 17(2), 117–135.<117::aid-joc84>3.0.co;2-o
- Nicholson, S. E., & Kim, J. (1997b). THE RELATIONSHIP OF THE EL NIÑO–SOUTHERN OSCILLATION TO AFRICAN RAINFALL. *International Journal of Climatology*, 17(2), 117–135.<117::aid-joc84>3.0.co;2-o
- Obubu, J. P., Mengistou, S., Fetahi, T., Alamirew, T., Odong, R., & Ekwacu, S. (2021). Recent Climate Change in the Lake Kyoga Basin, Uganda: An Analysis Using Short-Term and Long-Term Data with Standardized Precipitation and Anomaly Indexes. *Climate*, 9(12), 179.
- Omeny, Peter A., et al. "East African rainfall variability associated with the Madden-Julian Oscillation." *Journal of Kenya Meteorological Society Volume 2.2* (2006).
- Pai, D. S., Bhate, J., Sreejith, O. P., & Hatwar, H. R. (2009). Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India. *Climate Dynamics*, 36(1–2), 41–55.
- Palmer, Paul I., et al. "Drivers and impacts of Eastern African rainfall variability." *Nature Reviews Earth & Environment* 4.4 (2023): 254-270.
- Peel, M. C., McMahon, T. A., & Finlayson, B. L. (2002). Variability of Annual Precipitation and Its Relationship to the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15(5), 545–551.<0545:voapai>2.0.co;2
- Pierre Camberlin. L’Afrique Centrale dans le contexte de variabilité climatique tropicale interannuelle et intra-saisonnière. L’Afrique Centrale, le Cameroun et les changements globaux, Juin 2007, Yaoundé, Cameroun. 25–39. hal-00320705

- Poan, Dazangwendé Emmanuel. *Documentation et interprétation physique de la variabilité intra-saisonnière de la mousson africaine; application à la prévision*. Diss. 2013.
- Pohl, B., & Camberlin, P. (2006a). Influence of the Madden–Julian Oscillation on East African rainfall. I: Intraseasonal variability and regional dependency. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(621), 2521–2539.
- Pohl, B., & Camberlin, P. (2006b). Influence of the Madden–Julian Oscillation on East African rainfall. I: Intraseasonal variability and regional dependency. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(621), 2521–2539.
- Pokam, W. M., Bain, C. L., Chadwick, R. S., Graham, R., Sonwa, D. J., & Kamga, F. M. (2014). Identification of Processes Driving Low-Level Westerlies in West Equatorial Africa. *Journal of Climate*, 27(11), 4245–4262.
- Pohl, Benjamin. *L'Oscillation de Madden-Julian et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique Subsaharienne*. Diss. Université de Bourgogne, 2007.
- Pourasghar, F., Tozuka, T., Ghaemi, H., Oettli, P., Jahanbakhsh, S., & Yamagata, T. (2014). Influences of the MJO on intraseasonal rainfall variability over southern Iran. *Atmospheric Science Letters*, 16(2), 110–118.
- Rauniyar, S. P., & Walsh, K. J. E. (2011). Scale Interaction of the Diurnal Cycle of Rainfall over the Maritime Continent and Australia: Influence of the MJO. *Journal of Climate*, 24(2), 325–348.
- Risi, C., & Duvel, J.-P. (2014). L'oscillation de Madden-Julian, principal mode de variabilité intra-saisonnière dans les tropiques. *La Météorologie*, 8(86), 57.
- Roehrig, R., Chauvin, F., & Lafore, J.-P. (2011). 10–25-Day Intraseasonal Variability of Convection over the Sahel: A Role of the Saharan Heat Low and Midlatitudes. *Journal of Climate*, 24(22), 5863–5878.
- Roehrig, Romain. *Variabilité intra-saisonnière de la mousson africaine: caractérisation et modélisation*. Diss. Paris Est, 2010.
- Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8), 1606–1626.<1606:garspp>2.0.co;2
- Saji, N., & Yamagata, T. (2003). Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Research*, 25, 151–169.
- Samba-Kimbata, M. J., and M. Mpounza. "Les facteurs climatiques limitants de l'agriculture dans la vallée du Niari dans la Climatologie tropicale." *Cahiers du Centre de Recherches de Climatologie* 13 (1990): 77-90.
- Sandjon, A. T., Nzeukou, A., & Tchawoua, C. (2012a). Intraseasonal atmospheric variability and its interannual modulation in Central Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 117(3–4), 167–179.
- Sandjon, A. T., Nzeukou, A., & Tchawoua, C. (2012b). Intraseasonal atmospheric variability and its

- interannual modulation in Central Africa. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 117(3–4), 167–179.
- Sandjon, A. T., Nzeukou, A., Tchawoua, C., & Siddi, T. (2014). On the Differences in the Intraseasonal Rainfall Variability between Western and Eastern Central Africa: Case of 10–25-Day Oscillations. *Journal of Climatology*, 2014, 1–10.
- Sandjon, A. T., Nzeukou, A., Tchawoua, C., Sonfack, B., & Siddi, T. (2013). Comparing the patterns of 20–70 days intraseasonal oscillations over Central Africa during the last three decades. *Theoretical and Applied Climatology*, 118(1–2), 319–329.
- Seth, A., Rauscher, S. A., Biasutti, M., Giannini, A., Camargo, S. J., & Rojas, M. (2013). CMIP5 Projected Changes in the Annual Cycle of Precipitation in Monsoon Regions. *Journal of Climate*, 26(19), 7328–7351.
- Seth, A., Rauscher, S. A., Rojas, M., Giannini, A., & Camargo, S. J. (2010). Enhanced spring convective barrier for monsoons in a warmer world? *Climatic Change*, 104(2), 403–414.
- Seregina, Larisa S., et al. "Using seasonal rainfall clusters to explain the interannual variability of the rain belt over the Greater Horn of Africa." *International Journal of Climatology* 41 (2021): E1717-E1737.
- Sinclair, Z., Lenou, A., Tchawoua, C., & Janicot, S. (2015). Synoptic Kelvin type perturbation waves over Congo basin over the period 1979–2010. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 130–131, 43–56.
- Sultan, B., & Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3353–3356.
- Sultan, B., & Janicot, S. (2003a). The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 16(21), 3407–3427.<3407:twamdp>2.0.co;2
- Sultan, B., & Janicot, S. (2003b). The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 16(21), 3407–3427.<3407:twamdp>2.0.co;2
- Suzuki, T. (2010). Seasonal variation of the ITCZ and its characteristics over central Africa. *Theoretical and Applied Climatology*, 103(1–2), 39–60.
- Taguela, Thierry. (2023). Central Africa rainfall and associated mechanisms as represented in General Circulation Models (GCMs): Case study of the MetUM outputs.
- Takayabu, Y. N., Iguchi, T., Kachi, M., Shibata, A., & Kanzawa, H. (1999). Abrupt termination of the 1997–98 El Niño in response to a Madden–Julian oscillation. *Nature*, 402(6759), 279–282.
- Tamo, Pierre Honoré Kamsu. *Analyse de la variabilité atmosphérique à l'échelle intra-saisonnière et de sa prévisibilité au-dessus de la côte guinéenne et de l'Afrique Centrale*. Diss. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI; Université de Douala, 2017.
- Tamoffo, A. T., Amekudzi, L. K., Weber, T., Vondou, D. A., Yamba, E. I., & Jacob, D. (2022). Mechanisms of Rainfall Biases in Two CORDEX-CORE Regional Climate Models at Rainfall Peaks over Central

- Equatorial Africa. *Journal of Climate*, 35(2), 639–668.
- Tamoffo, A. T., Dosio, A., Vondou, D. A., & Sonkoué, D. (2020). Process-Based Analysis of the Added Value of Dynamical Downscaling Over Central Africa. *Geophysical Research Letters*, 47(17).
- Tan, H., Ray, P., Barrett, B. S., Tewari, M., & Moncrieff, M. W. (2018). Role of topography on the MJO in the maritime continent: a numerical case study. *Climate Dynamics*, 55(1–2), 295–314.
- Tazalika, L., & Jury, M. R. (2008). Intra-seasonal rainfall oscillations over central Africa: space-time character and evolution. *Theoretical and Applied Climatology*, 94(1–2), 67–80.
- Tchakoutio Sandjon, A. (2016a). On the Annual Variations in the Amplitude of 25-70-Day Intraseasonal Atmospheric Oscillations in Central Africa. *Earth Sciences*, 5(3), 39.
- Tchakoutio Sandjon, A. (2016b). On the Annual Variations in the Amplitude of 25-70-Day Intraseasonal Atmospheric Oscillations in Central Africa. *Earth Sciences*, 5(3), 39.
- Tchakoutio Sandjon, A. (2016c). On the Annual Variations in the Amplitude of 25-70-Day Intraseasonal Atmospheric Oscillations in Central Africa. *Earth Sciences*, 5(3), 39.
- Tchakoutio Sandjon, A., Djiotang Tchotchou, A. L., Vondou, D. A., Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Tanessong, R. S., & Nzeukou Takougang, A. (2021). On the variations in the frequency of 25–70-day intraseasonal oscillations in Central Africa using wavelet-based indices. *SN Applied Sciences*, 3(3).
- Thorncroft, C. D., Nguyen, H., Zhang, C., & Peyrillé, P. (2011). Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654), 129–147.
- Thorne, V., Coakeley, P., Grimes, D., & Dugdale, G. (2001). Comparison of TAMSAT and CPC rainfall estimates with raingauges, for southern Africa. *International Journal of Remote Sensing*, 22(10), 1951–1974.
- Tomaziello, A. C. N., Carvalho, L. M. V., & Gandu, A. W. (2015). Intraseasonal variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during austral summer and winter. *Climate Dynamics*, 47(5–6), 1717–1733.
- Trenberth, K. E., & Olson, J. G. (1988). An Evaluation and Intercomparison of Global Analyses from the National Meteorological Center and the European Centre for Medium Range Weather Forecasts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 69(9), 1047–1057. <1047:aeaiog>2.0.co;2
- Valadão, C. E. A., Carvalho, L. M. V., Lucio, P. S., & Chaves, R. R. (2016). Impacts of the Madden-Julian oscillation on intraseasonal precipitation over Northeast Brazil. *International Journal of Climatology*, 37(4), 1859–1884.
- van der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaeffli, B., & Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9).

- Vashisht, A., & Zaitchik, B. (2022). Modulation of East African Boreal Fall Rainfall: Combined Effects of the Madden–Julian Oscillation (MJO) and El Niño–Southern Oscillation (ENSO). *Journal of Climate*, 35(6), 2019–2034.
- Ventrice, M. J., & Thorncroft, C. D. (2013). The Role of Convectively Coupled Atmospheric Kelvin Waves on African Easterly Wave Activity. *Monthly Weather Review*, 141(6), 1910–1924.
- Ventrice, M. J., Thorncroft, C. D., & Janiga, M. A. (2012a). Atlantic Tropical Cyclogenesis: A Three-Way Interaction between an African Easterly Wave, Diurnally Varying Convection, and a Convectively Coupled Atmospheric Kelvin Wave. *Monthly Weather Review*, 140(4), 1108–1124.
- Ventrice, M. J., Thorncroft, C. D., & Janiga, M. A. (2012b). Atlantic Tropical Cyclogenesis: A Three-Way Interaction between an African Easterly Wave, Diurnally Varying Convection, and a Convectively Coupled Atmospheric Kelvin Wave. *Monthly Weather Review*, 140(4), 1108–1124.
- Ventrice, M. J., Thorncroft, C. D., & Roundy, P. E. (2011). The Madden–Julian Oscillation’s Influence on African Easterly Waves and Downstream Tropical Cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 139(9), 2704–2722.
- Vincent, Dayton G., et al. "Relationship Between Intraseasonal Oscillation and Subtropical Wind Maxima Over the South Pacific Ocean." *Fifth Conference on Climate Variations*. No. NAS 1.26: 204114. American Meteorological Society, 1991.
- Vondou, D. A., & Haensler, A. (2017). Evaluation of simulations with the regional climate model REMO over Central Africa and the effect of increased spatial resolution. *International Journal of Climatology*, 37(S1), 741–760.
- Vondou, D. A., Nzeukou, A., Lenouo, A., & Mkankam Kamga, F. (2010). Seasonal variations in the diurnal patterns of convection in Cameroon–Nigeria and their neighboring areas. *Atmospheric Science Letters*, 11(4), 290–300.
- Wang, B. (n.d.). Theory. In *Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System* (pp. 307–360). Springer Berlin Heidelberg. Retrieved January 27, 2024, from
- Wang, B., Chen, G., & Liu, F. (2019). Diversity of the Madden-Julian Oscillation. *Science Advances*, 5(7).
- Wheeler, M. C., & Hendon, H. H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 1917–1932.<1917:aarmmi>2.0.co;2
- Wheeler, M. C., Hendon, H. H., Cleland, S., Meinke, H., & Donald, A. (2009). Impacts of the Madden–Julian Oscillation on Australian Rainfall and Circulation. *Journal of Climate*, 22(6), 1482–1498.
- Wheeler, M., Kiladis, G. N., & Webster, P. J. (2000a). Large-Scale Dynamical Fields Associated with Convectively Coupled Equatorial Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(5), 613–640.<0613:lsdfaw>2.0.co;2

- Wheeler, M., Kiladis, G. N., & Webster, P. J. (2000b). Large-Scale Dynamical Fields Associated with Convectively Coupled Equatorial Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(5), 613–640. <0613:lsdfaw>2.0.co;2
- Wikimedia, C. aux projets. (2003, August 29). Tropique. *Fondation Wikimedia, Inc.*
- Wu, D., Zhao, S., Li, J., & Wang, W. (2023). Influences of atmospheric intraseasonal oscillation in mid–high latitudes on winter haze pollution over the Beijing-Tianjin-Hebei region. *International Journal of Climatology*, 43(7), 3173–3188.
- Xie, Y., Xu, K., Zhang, T., & Liu, X. (2013). Five-year study of cloud-to-ground lightning activity in Yunnan province, China. *Atmospheric Research*, 129–130, 49–57.
- Yang, W., Seager, R., Cane, M. A., & Lyon, B. (2015). The Annual Cycle of East African Precipitation. *Journal of Climate*, 28(6), 2385–2404.
- Yasunari, T. (1979). Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 57(3), 227–242.
- Yu, J., Zou, Y., Kim, S. T., & Lee, T. (2012). The changing impact of El Niño on US winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 39(15).
- Zebaze, S., Jain, S., Salunke, P., Shafiq, S., & Mishra, S. K. (2019). Assessment of CMIP5 multimodel mean for the historical climate of Africa. *Atmospheric Science Letters*, 20(8).
- Zebaze, S., Pathak, R., Komkoua Mbienda, A. J., Pokam Mba, W., Salunke, P., Anand, A., Vondou, D. A., Lenouo, A., & Mishra, S. K. (2022). An investigation into the role of synoptic conditions on Central African precipitation variability. *Acta Geophysica*, 70(2), 943–962.
- Zhang, C. (2005). Madden-Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2).
- Zhou, X., Chen, L., Umuhoza, J., Cheng, Y., Wang, L., & Wang, R. (2021). Intraseasonal oscillation of the rainfall variability over Rwanda and evaluation of its subseasonal forecasting skill. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 14(6), 100099.
- Zhou, X., & Holton, J. R. (2002). Intraseasonal Variations of Tropical Cold-Point Tropopause Temperatures. *Journal of Climate*, 15(12), 1460–1473. <1460:ivotcp>2.0.co;2
- Zipser, E. J., Cecil, D. J., Liu, C., Nesbitt, S. W., & Yorty, D. P. (2006). WHERE ARE THE MOST INTENSE THUNDERSTORMS ON EARTH? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(8), 1057–1072.

Liste des publications

Wamba Tchinda, C., Tchakoutio Sandjon, A., Djiotang Tchotchou, A. L., Nzeudeu Siwe, A., Vondou, D. A., & Nzeukou, A. (2023). The influence of intraseasonal oscillations on rainfall variability over Central Africa: case of the 25–70 days variability. *Scientific Reports*, 13(1), 19842.

(Impact Factor: 4.6)

SANDJON, Alain Tchakoutio, **TCHINDA, Claudin Wamba**, VONDOU, Derbetini Appolinaire, *et al.* Interannual variations in the amplitude of 25–70-day intraseasonal oscillations in Central Africa and relationship with ENSO. *Bulletin of Atmospheric Science and Technology*, (2020), vol. 1, p. 387-405.

(Impact Factor: 2.2)

Ateliers et école d'été

1. Participation à la 4ème école d'été sur la théorie, les mécanismes et la modélisation hiérarchique de la dynamique du climat : Variabilité de l'Atlantique et interactions des bassins tropicaux aux échelles de temps interannuelles à multi-décennales organisé en ligne par le Centre international Abdus Salam de physique théorique (CIPT), Trieste, du 31 juillet 2023 au 11 août 2023 août 2023.
2. ICTP PHYSIQUE SANS FRONTIÈRES : CAMEROUN-ÉCOLE SUR LA MODÉLISATION DU CLIMAT tenu à la salle de l'école des sciences et technologies de l'Université de Dschang du 5 au 9 juin 2023.
3. Participation à la 3e école d'été sur la théorie, les mécanismes et la modélisation hiérarchique de la dynamique du climat : Océans tropicaux, ENSO et leurs téléconnexions organisée en ligne par le Centre international Abdus Salam de physique théorique (CIPT), Trieste, du 18 juillet 2022 au 29 juillet 2022
4. Participation à l'atelier sur les données climatiques et les techniques d'analyse des prévisions saisonnières, organisé en ligne par le Centre international Abdus Salam de physique théorique (CIPT), Trieste, du 09 janvier 2023 au 28 février 2023.



Interannual variations in the amplitude of 25–70-day intraseasonal oscillations in Central Africa and relationship with ENSO

Alain Tchakoutio Sandjon^{1,2,3} · Claudin Wamba Tchinda¹ ·
Derbetini Appolinaire Vondou¹ · Armand Nzeukou² · Wilfried Pokam Mba^{1,4}

Received: 17 October 2019 / Accepted: 3 August 2020 / Published online: 27 August 2020
© Springer Nature Switzerland AG 2020

Abstract

The interannual variations in the intraseasonal oscillations (ISO) activity have long been investigated in different geographical areas around the world. However, Central Africa (CA) remains a serious gap in climate variability studies, especially at intraseasonal timescales because very few of these studies focused on this region. In this paper, we investigated the interannual variations in the amplitude of intraseasonal oscillations (ISO) in CA, using an ISO index (ISOI), extracted from the wavelet transform on the 25–70-day filtered daily Outgoing Longwave Radiation (OLR) data. Results showed that the ISOI in CA undergoes large interannual variations with some years of high as 1985 and 1990, and years of very low ISO as 1981 and 2001. The composite analysis revealed that the warm El Niño Southern Oscillation (ENSO) years are characterized by negative ISOI in most part of CA, while cold ENSO years are dominated by positive ISOIs. The lagged correlations computed between ISOIs and Niño3.4 index showed that the relationship ISOI-ENSO varies much spatially, but the correlation coefficients are globally low, with maxima around ± 0.5 . The empirical orthogonal function (EOF) analysis applied on monthly ISOI revealed that two main spatial structures characterize ISOI variability, which explain 15.7% and 8.4% of the total variance, respectively. The first is marked by mostly positive loadings, crossing CA from northwest to southeast, and the second

✉ Alain Tchakoutio Sandjon
stchakoutio@yahoo.com

¹ Laboratory of Environmental Modelling and Atmospheric Physics, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

² Laboratory of Industrial Systems and Environmental Engineering, Fotso Victor University Institute of Technology, Bandjoun, Cameroon

³ Department of Computer Science Including Basic Sciences, Higher Technical Teacher's Training College Kumba, University of Buea, Buea, Cameroon

⁴ Department of Physics, Higher Teacher Training College, University of Yaounde I, Yaoundé, Cameroon

emerges as a quasi-meridional, with positive loadings located around the latitude equator. The principal component (PC) time series confirm the strong interannual variations of the ISOI amplitude. The extreme ENSO years are characterized by an anomalous easterly winds coming from the Indian Ocean, which reverses around Eastern Central Africa borders and blow back into the ocean. These easterly winds bring warm (or cold) air fluxes from the Ocean, which may be responsible for the modulation of the atmospheric anomalous convection at intraseasonal timescales.

Keywords Rainfall · Intra-seasonal variations · Wavelet analysis · El Niño southern oscillation

1 Introduction

The intraseasonal oscillations refer to all cycles whose duration is greater than the synoptic timescale (a few days) and less than the duration of a rainy season (typically 3 months). Then, the ISOs lie on special timescales between the traditional definitions of weather and climate. Its broad impact on different components of the Earth system, especially by its dominant component, the Madden–Julian Oscillation (MJO), makes it an extremely interesting and important subject for research. It has been proved in many studies that the tropical ISO closely connected to variability in other components of the Earth system, such as the ocean circulation, marine biology, and atmospheric chemistry (Zhang 2005).

Until the years 1960s, the low-resolution data as well as the less powerful mathematical tools allowed the study of the rainfall variability in the tropics only at large temporal scales, especially the annual cycle and interannual variability. However, since the beginning 1970s, the availability of satellite data led the researchers to the development of higher-resolution satellite-based products (Arkin and Meisner 1987; Rao et al. 1997; Arkin and Xie 1997; Huffman et al. 1997; Huffman et al. 2001; Adler 2003; McCollum et al. 2003; Huffman et al. 2009). Consequently, the researchers developed some powerful mathematical techniques to study of rainfall variability within a season. The notion of intraseasonal timescale was then raised in the scientific community, and since then, many authors studied the characteristics of intraseasonal rainfall variability in some regions in the tropics (e.g., Madden and Julian 1971; Anderson et al. 1984; Levey and Jury 1996; Sultan and Janicot 2001; Tazalika and Jury 2008; Maloney and Jeffrey 2008; Tchakoutio et al. 2012).

It is well known that in the tropics, the MJO is the dominant phenomenon of the atmospheric variability at intraseasonal timescales (10–90 days) (Madden and Julian 1994; Tazalika and Jury 2008; Tchakoutio et al. 2014). In addition, many authors showed that MJO is largely responsible for the intraseasonal climate variance in the tropics and subtropics (Singh et al. 1992; Mapande and Reason 2005; Pohl and Camberlin 2007; Pohl et al. 2007; Maloney and Jeffrey 2008; Farnaz et al. 2014). For example, the MJO has been proved to impact significantly the intraseasonal rainfall distribution over the two rainy seasons in East Africa (Kijazi and Reason 2005; Pohl and Camberlin 2007). The MJO modulates large-scale convective activity within the tropics, and consequently modulates some fields that impact tropical cyclone activity such as vertical wind shear, midlevel moisture, vertical motion, and sea level pressure (Hall et al. 2001; Barrett and Leslie 2009; Klotzbach 2014). Berhane et al. (2015) found that the MJO has a significant impact on convection and precipitation over large portions of the Equatorial West Africa. Most recently, Grimm (2019) showed that the MJO increases the average daily precipitation by more than 30% of the climatological value and

doubles the frequency of extreme events over central-east South America. Given its impacts on climate, the MJO will indefinitely continue to draw the attention of researchers, because a good parameterization of its processes can be very important for the understanding of tropical climate.

One of the most important characteristics of the MJO is its variations. This results in the variations in several important atmospheric and oceanic parameters which include both lower- and upper-level wind speed and direction, cloudiness, rainfall, sea surface temperature (SST), and ocean surface evaporation. It has been proved in many studies that the amplitude of MJO varies throughout the year and from one year to another. To study these variations, many authors have developed MJO (ISO) indices to define an MJO cycle in the tropics (Wheeler and Hendon 2004; Tchakoutio et al. 2013). The basic principle is more often to analyze empirical orthogonal function (EOF) or extended EOF of different fields. By these procedures, the MJO indices differ from fields and data used, the filtering technique or could be averaged over different latitude bands as well. Moreover, in many of these studies a single MJO index is used to describe the MJO variation in a whole region or sometimes around the globe. However, in regions such as Central Africa where the rainfall abruptly changes within a few kilometers, it would be more appropriate to have the value of the ISO index (ISOI) for many points within the area, and this will surely improve the use of ISO intensity in regional climate models.

The interannual variations of MJO have been investigated by many authors around the world. For example Hendon et al. (1999) used OLR and zonal winds at 850 mb to show that the interannual variations of MJO intensity is associated with changes in the number of discrete MJO events each year and with changes in the amplitude of intraseasonal convection across the Indian and western Pacific Oceans. Teng and Wang (2003) used finite-domain wave number–frequency analysis to extract ISO and found that the strongest interannual variations of the ISO are observed in the off-equatorial western North Pacific. Tchakoutio et al. (2012) showed that the ISO amplitude undergoes strong interannual variations in central Africa, partially associated with El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Trenberth 1997). Li et al. (2019) applied multivariate Empirical Orthogonal Functions to show that the spatial pattern of the first mode of interannual variability associated with the East Asian summer monsoon corresponds to the Pacific–Japan (PJ) pattern. They showed that the MJO has a significant influence on the interannual variation of the PJ mode mainly in the lower troposphere (850 hPa), and the major part of the contribution comes from a change in frequency of the different phases of the MJO. They finally concluded that intraseasonal variation of the convection anomalies over the tropical eastern Indian and western Pacific Oceans plays an important role in the interannual variation of the PJ mode.

Despite all these studies, the interannual variations in the ISO activity and its possible predictability remain a serious challenge in climate variability studies. Moreover, the CA climate variability has not been well documented, though it is an interesting zone located between the Atlantic and Indian oceans, with complex topography and surface conditions. Then, the investigation of the mechanisms that induce the interannual variability of the ISO in CA is of crucial importance because of the impact of the ISO on the variations of many atmospheric fields (rainfall, pressure, wind). Some questions we may ask are “how the ISO intensity varies from year to another in CA? What is the relationship between the interannual variation patterns observed and low frequencies phenomena such as ENSO?”

Significantly, only Tchakoutio et al. (2012) addressed the interannual variations in the ISO intensity in CA. They used empirical orthogonal functions (EOF) to extract three dominant modes of intraseasonal variability in central African rainfall. Then, for each mode, they applied

wavelet analysis to extract the daily ISO indices used. However, this study was totally based only on the three EOFs, two centered in ECA and one in WCA. However, it would be more proper to have a spatial distribution of the ISO indices in order to draw consistent remarks about the spatial variations in the impact of ENSO on the ISO intensity.

CA is located between the latitudes 15° S– 15° N and longitudes 0 – 50° E, and it covers mainly the land and part of Atlantic and Indian oceans on its boundaries. The relief of the region is quite varied including highlands, mountains, and plateaus (Fig. 1a). In terms of vegetation, the western part (15° S– 15° N; 0 – 30° E) is almost covered by the Congo forest, which allows it to remain permanently wet throughout the year. The East African highlands are a very important climate factor because they lead the orographic rainfall, modifying the local and surrounding climate. Apart from some local contributing factors, the annual cycle of rainfall in Central Africa is dominated by the displacement of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) throughout the year (Fig. 1b). The ITCZ follows the sun in that the position varies seasonally. It moves north in the Northern Hemisphere summer and south in the Northern Hemisphere winter. Therefore, the ITCZ is responsible for the wet and dry seasons in the tropics. The ITCZ precipitation maximizes near 10° N during summer, while it peaks near 10° S during winter. Around the equator (6° S– 6° N), the mean annual rainfall is organized into four seasons: December–February (DJF), March–May (MAM), June–August (JJA), and September–November (SON) (Tsuneaki 2011).

Some previous authors showed that large-scale air–sea interactions, such as ENSO and the Indian Ocean Dipole (IOD) (Webster et al. 1999), are key factors governing to the interannual variations of precipitations in the tropics (Reason and Mulenga 1999; Richard et al. 2000; Camberlin et al. 2001; Saith and Slingo 2006; Tedeschi and Collins 2017; Gore et al. 2019). Several studies have also investigated the relationships between ENSO and regional climate in the tropics. Some of them studied the interannual variations of ISO activity and the relationship with ENSO. For example, Hendon et al. (1999) and Slingo et al. (1999) found that the amplitude of wintertime ISO activity is mostly uncorrelated with SST anomalies. Tchakoutio et al. (2012) studied the relationship between the interannual variations of ISO activity in CA and relationship with ENSO, and they concluded that the ISO appears to be highly modulated by ENSO events in Eastern central Africa (ECA), when compared with the Western Central Africa (WCA). In this study, we applied wavelet transform on the 25–70-day filtered daily OLR data to extract the daily ISOI in CA. Then, based on these indices, we investigated the interannual variations in the ISO amplitude and relationships with ENSO. The paper is organized as follows: the data and methods are described in Sect. 2. The main results and comments are presented in Sect. 3, and finally in Sect. 4 are found the summary and conclusions.

2 Data and methods

As stated earlier, the major difficulty for the study of the intraseasonal rainfall variability in Africa has so far been the availability of high-resolution rainfall data. However, since the advent of satellite measurements, the satellite-based data are more and more used in climate variability studies. Among these satellite data, some are very attractive because of their good temporal and spatial resolutions. Moreover, some satellite data have been proved to have linear relationship with rainfall and are then more often used as rainfall proxy (e.g., Arkin and Xie 1997; Yoo and James 1988). Among these rainfall proxies, the one used in this study is the

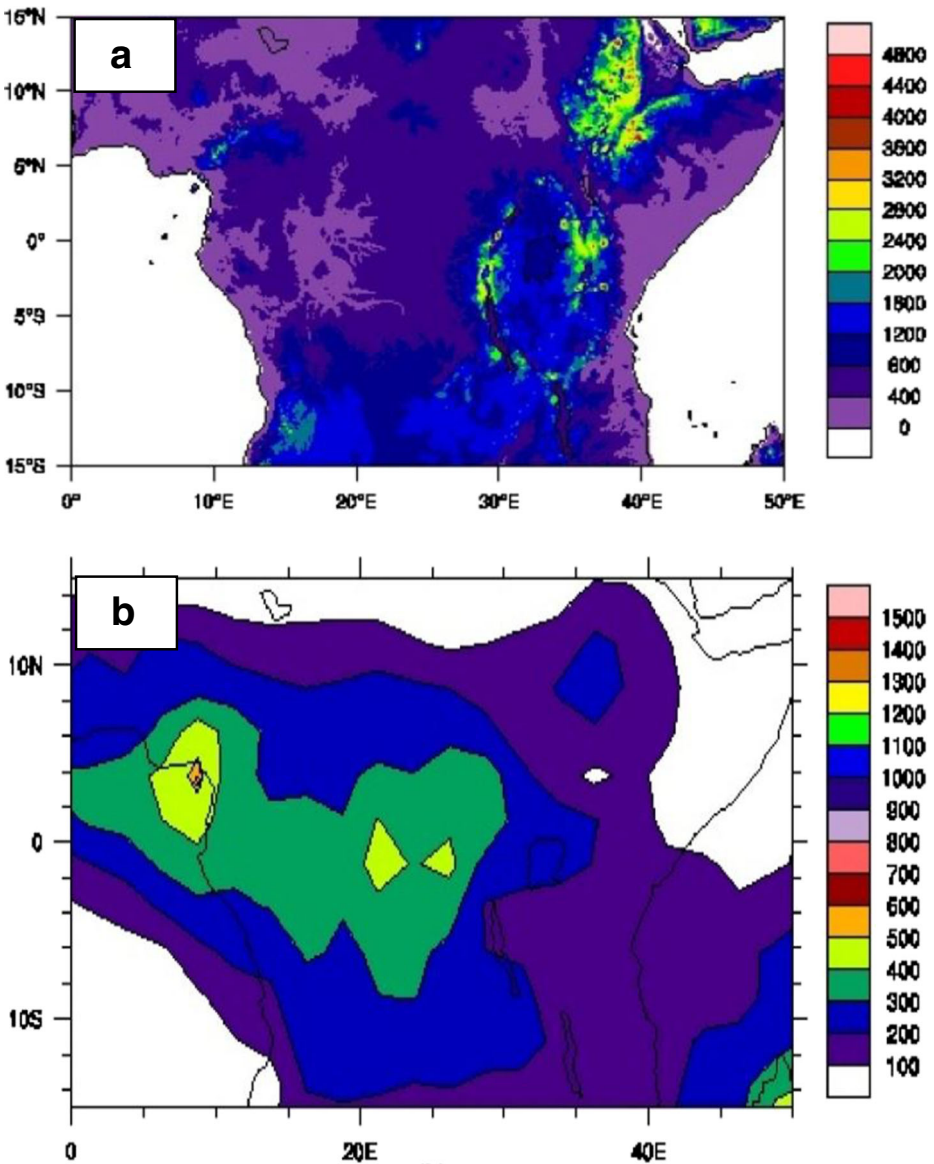


Fig. 1 **a** Surface elevation over the study area based on 30-min topographic data (meter) from digital elevation model (DEM) of the US Geological Survey (website <http://www.usgs.gov>). **b** Annual mean rainfall in CA, the plot is based $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ pentad GPCP precipitation (Huffman et al. 2009) for the period 1981–2000, the unit of precipitation is millimeters

daily OLR at $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitude–longitude resolution (Gruber and Krueger 1984; Liebmann and Smith 1996). It is well known that in the tropics, deep convection and rainfall can be estimated through low OLR values (values less than a well-chosen threshold). Furthermore, many authors showed that in the tropics, OLR values have a strong linear relationship with rainfall (Arkin and Richards 1981; Arkin and Meisner 1987; Arkin and Xie 1997; Yoo and

James 1988). This product is available on the NOAA website <http://www.esrl.noaa.gov> and can be freely downloaded.

Different indices are often used to identify an El Niño or La Niña events and to quantify their intensity. Most of these indices are the average of Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) in specific areas around the globe. For example, Niño4 corresponds to the zone delimited by the coordinates 160° E–150° W and 5° S–5° N; in Niño3.4, the zone is located at 5° S–5° N, 120°–170° W. However, among all these indices, the Niño 3.4 index is the most commonly used index to define El Niño and La Niña events. Other indices are mostly used to help characterize the unique nature of each event. To quantify the strength of ENSO and extract individual El Niño and La Niña events, the monthly Niño3.4 region (Trenberth and Stepaniak 2001) is used in this study. These monthly observed SSTA data have been freely downloaded from the National Oceanic and Atmospheric Administration website (<http://www.esrl.noaa.gov>).

In many studies in geophysics, some frequencies are of greater interest than others. Filters are then used to remove incoherent signals like noise and other undesired signals in the frequency range of interest. The filtering technique used in this study is the Lanczos filter (Lanczos 1956; Duchon 1979). Its main advantage is the reduction of Gibb's oscillation. In the Lanczos filter, the Fourier coefficients for the smoothed response function are determined by multiplying the original weighting function w_k , by a function that Lanczos called "sigma factors." Then, the weight function of relation becomes

$$\bar{w}_k = \frac{\sin 2\pi k f_c}{\pi k} \cdot \frac{\sin \pi k/n}{\pi k/n} \quad (1)$$

where $w_k = \frac{\sin 2\pi k f_c}{\pi k}$ are the classical Fourier weights.

The wavelet analysis (WA) is a very useful tool in signal processing, for the numerical analysis of discrete time series (Lee and Yamamoto 1994; Chao and Naito 1995; Torrence and Compo 1998). Its main feature is the time–frequency decomposition. It is a very powerful tool for harmonic analysis, because unlike the classical Fourier analysis which allows just the transformation of time series from the time–space into the time–frequency space, the WA is able to determine both the dominant time scales of variability and how they vary with time. The detailed literature on wavelet transform can be found in Torrence and Compo (1998). For a discrete sequence $x(n)$, the wavelet transform $W_n(s)$ is defined as the inner convolution of $x(n)$ with a scaled and translated version of $\psi(t)$.

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \Psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (2)$$

where s is the "dilation" parameter used to change the scale, and n is the translation parameter used to slide in time (Daubechies 1990). δt is the constant time interval between two consecutive values. $\psi(t)$ is the Wavelet function. Wavelet functions have many kinds, but in this study we used the Morlet wavelet which has better local character both in the time domain and in the frequency domain (Lee and Yamamoto 1994; Daubechies 1990). The asterisk (*) denotes complex conjugate. Then by varying the wavelet scale s and translating along the localized time index n , one can plot an image representing both the amplitude at any scale and how this amplitude evolves with time.

In the study of variations in the amplitude of the intra-seasonal signal, many authors have focused on the average signal at a global or regional scale. They generally used the principal component analysis to extract the dominant modes of intra-seasonal variability and then deduced the ISOI from the first two or three principal components (e.g., Wheeler and Hendon 2004; Tchakoutio et al. 2012). This approach, which is nevertheless scientifically correct, does not allow access to local variations in the intra-seasonal signal. However in the regions like CA where climatology is very complex, the ideal would be to have an idea about the spatial variations of the ISO signal in order to better understand their influence on the climatic fields. It is therefore necessary to build a gridded dataset of daily or monthly ISOI in order to investigate its spatio-temporal variations, the teleconnections and impacts of ISO on the climate system. The ISO index mostly used by many authors is the intraseasonal variance, generally obtained by applying a moving average filter on a given data time series (Jones and Carvalho 2011). However, in this study the ISOI used is once more the intraseasonal variance, but obtained here from WA. As stated above, the WA is able to determine both the dominant time scales of variability and how they vary with time. Unlike the moving average that gives the average variance on a chosen frequency band, the WA gives the intraseasonal variance as a function of frequency and time. By this process, it is easier for us to select for each time the signal at some particular frequencies.

To extract the ISOI and study the characteristics of ISO, our original time series has been firstly subjected to Lanczos bandpass filter with cutoff frequencies $1/70 \text{ day}^{-1}$ and $1/25 \text{ day}^{-1}$. After the filtering, the wavelet transform was applied to our 25–70-day filtered data, and we used the method of “Maximum Variance” to extract the ISOI. In this method, for each grid point in the study area, we calculated the wavelet variance spectrum and identified for each day the maximum variance. The value of this maximum variance is the ISOI. By this algorithm, we have built the daily ISOI datasets, with the same dimensions as the original time series. Because the ISOI field contained values ranging from 0 to $16,000 \text{ W}^2/\text{m}^4$, we normalized the time series in order to reduce the range and better observe the variations. We then took the deviation from the mean in the units of standard deviation.

3 Results and analyses

Figure 2 presents the yearly mean spatial structures of the normalized ISOIs in CA, within 1981–2015. As can be easily seen on this figure, the spatial distribution of the ISOI varies considerably from 1 year to another, with some zones of high ISOI and others corresponding to lower ISOI. The zones of highest ISOIs are mostly observed in the northern hemisphere. The year 1985 in particular is characterized by high ISOI almost all over the study area, while 1994 experienced low-amplitude ISO all around the study area. After EOF analysis, Tchakoutio et al. (2012) extracted three main modes of variability in CA with high spatial loadings over north Congo, South Ethiopia, and southwestern Tanzania. Then, they studied the year-to-year variations in the principal components and found that the Ethiopian and Tanzanian modes undergo larger interannual variations, compared to Congo mode. They concluded that interannual variations of ISO activity are larger in ECA, when compared with WCA. However, unlike this observation, this study showed that the ISOI variation over the Northern Congo does not reflect the entire WCA. Similarly, the ISOI variations over South Ethiopia and southwestern Tanzania cannot be attributed to the whole of ECA. The yearly mean ISOIs are displayed in the Fig. 3. It is revealed on this figure that there are some years where ISOI appears to be very high, such as 1985/1986, 1990/1991, 1997/1998, and 2002/2003, and the years

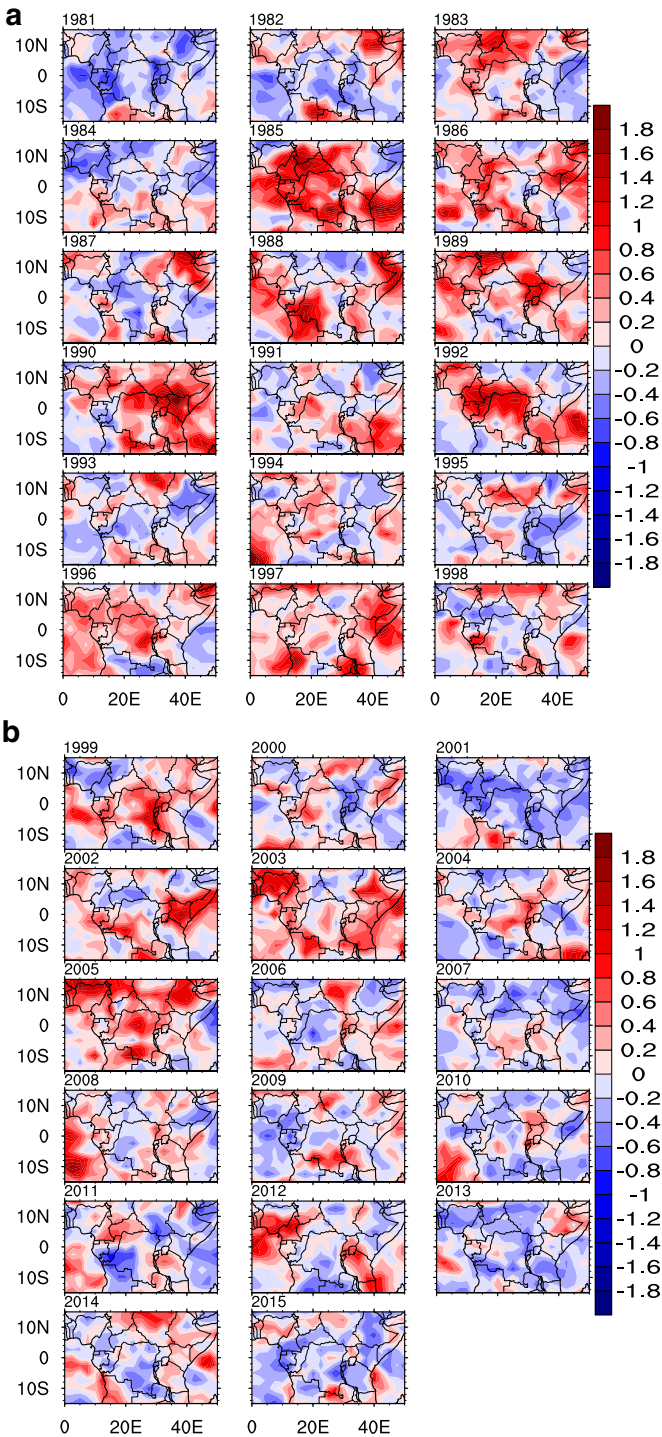
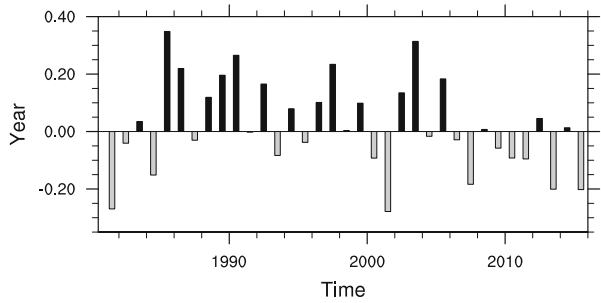


Fig. 2 Yearly mean ISOI in the study area within 1981–2015. The ISOI is dimensionless because the original field has been normalized. The corresponding year is indicated at the left top of each plot

Fig. 3 Interannual variations of the area-averaged normalized ISOI in CA within 1981–2015. The positive values are shaded in black and negative values in gray, for clarity



where ISOI is extremely low such as 1981, 1984, 1993, 2001, 2009, 2013, and 2015. It is also noticeable that the ISO was globally low in the early 2010s.

Some researchers have studied the relationship between the interannual variations in the ISO activity and low-frequency phenomena such as ENSO cycle, and found that there is no significant linear relationship between ISO amplitude and ENSO index (Slingo et al. 1999; Hendon et al. 1999; Kessler 2001; Tang and Yu 2008). Moreover, Tchakoutio et al. (2012) computed the lagged correlation between ENSO index and ISO indices derived from the three principal components and showed that the three modes exhibits low correlation coefficients with ENSO index. Nevertheless, they proved that the highest ISO amplitudes are often observed during La Niña and ENSO neutral years while the lowest ISO amplitudes are typically characteristics of El Niño years. We used composite analysis to analyze the relationship between sea surface temperature (SST) and intra-seasonal oscillations. Figures 4 and 5 show composites of normalized monthly ISOIs during El Niño years (warm ENSO) and La Niña, respectively. To achieve it, we first identified within the study period the dates where the normalized Niño3.4 indices is greater than ± 1.2 . Then, in the monthly ISOI field, we selected the grid values corresponding to these dates and averaged all of these cases to get a mean field associated with $t = 0$. After we have fixed these dates, we redo this composite by considering the month before ($t-1$), and the month after ($t+1$) and so on. In Fig. 4, one can note that during El Niño conditions, the CA is mostly characterized by negative ISOIs covering the northern Congo and part of Atlantic ocean between $t0-5$ and $t0-3$ and almost all the area below 10° N from $t0-1$ to $t0+6$. As for the La Niña conditions (index less than -1), the CA is dominated by positive ISOIs in its most part (Fig. 5).

Figures 6 and 7 display the lagged correlation between the Niño3.4 index and ISO indices for El Niño and La Niña conditions, respectively. Unlike the conclusion of Tchakoutio et al. (2012), the relationship between ENSO and ISOI varies much spatially and is not homogeneous neither in WCA or ECA. Under El Niño conditions (Fig. 6), one can note some centers of high negative correlations located mainly around the rift valley and East African highlands. Globally, the correlation coefficients are negative all over the study area for El Niño conditions. As for La Niña conditions, the correlation coefficients are mostly positive (Fig. 7). Once more, the East African highlands are characterized by higher correlation coefficients, especially around South Ethiopia and Southwestern Tanzania. Further studies are necessary to explain these spatial variations in the relationship ENSO-ISOI. Despite the fact there is no significant correlation between ISOI and ENSO, some studies showed that the ISO amplitude tends to be low during El Niño years (Warm ENSO) and high during La Niña and (Cold ENSO) (e.g., Tchakoutio et al. 2012).

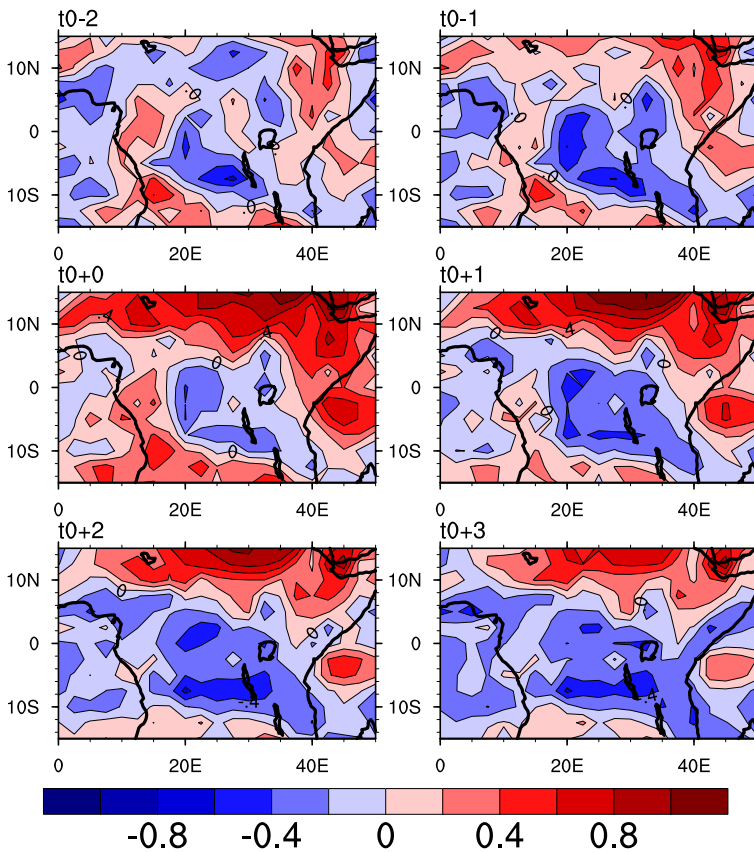


Fig. 4 Composite of normalized monthly ISOIs during El Niño years. The time t_0 corresponds to the months where the Niño 3.4 index is greater than 1.2

EOF analysis is a powerful tool for identifying coherent patterns which explains the largest fraction of the total variance of a field. In EOF analysis, a field is partitioned into mathematically orthogonal (independent) modes which *sometimes* may be interpreted as atmospheric and oceanographic modes. Typically, the EOFs are found by computing the eigenvalues and eigenvectors of a *spatially weighted anomaly* covariance matrix of a field. The derived eigenvalues provide a measure of the *percent variance explained* by each mode. Figure 8 presents the spatial loadings of the two first EOFs retained after the EOF analysis on the monthly mean ISOI, according to criteria proposed by North et al. (1982). They explain 15.7% and 8.4% of the total variance, respectively. The first EOF presents diagonal spatial distribution, with a belt of high positive loadings crossing CA from northwest to southeast, surrounded by ISOI negative loadings on both sides. This zone of high loadings is co-located with the zone of lowest ISOI observed in the composite analysis of Fig. 4 during El Niño years at $t_0 + 2$ and $t_0 + 3$, and this mode can then be termed the El Niño mode. As for the second EOF (EOF2), it emerges as a quasi-meridional structure, with positive loadings located around the equator in the western part of CA and slightly shifted to 10° S in the eastern part. The zone of high loadings here is collocated with the zone of highest ISOI observed in the composite

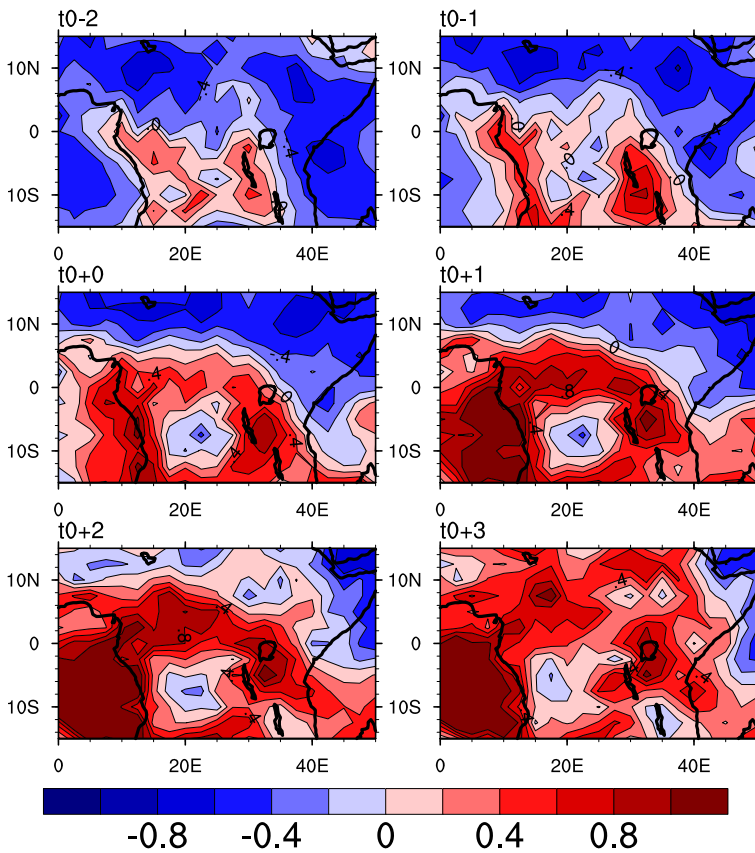


Fig. 5 Same as Fig. 4, but for La Niña years. The time t_0 corresponds to the months where the Niño 3.4 index is lower than -1.2

analysis of Fig. 5 during La Niña years at t_0 and $t_0 + 1$, and this mode can then be termed the La Niña mode. The principal components (PCs) of the two EOFs reveal a strong interannual variability for each of the two EOFs (Fig. 9). For each PC (PC1 and PC2 for the first and second principal components, respectively), we have calculated the annual mean amplitude for an easy analysis of the relationship with ENSO events. PC1 reveals the highest ISO activity during 1985 (highest value of score) and the lowest in 2002 (lowest value of score). PC2 is almost in phase opposition with the PC1. In fact, years of positive amplitude in PC1 generally correspond to the negative amplitude in PC2. The years 2005–2015 are characterized by below-normal ISOI for PC1 and above-normal ISOI for PC2. To investigate the phase relationship between PCs, we computed the lag correlation between PC1 and PC2 (Fig. 10). The high negative values of correlation coefficient suggest that the two EOF modes represent different phases of the same mode of variability, probably linked with ENSO.

A year should be considered as warm ENSO when the index is greater than $+1.2$ and cold ENSO when the index is lower than -1.2 . The neutral years correspond to an ENSO index between $+1.2$ and -1.2 . Following this threshold method described above, the warm ENSO years selected are 1982/1983, 1986/1987, 1991/1992, 1997,

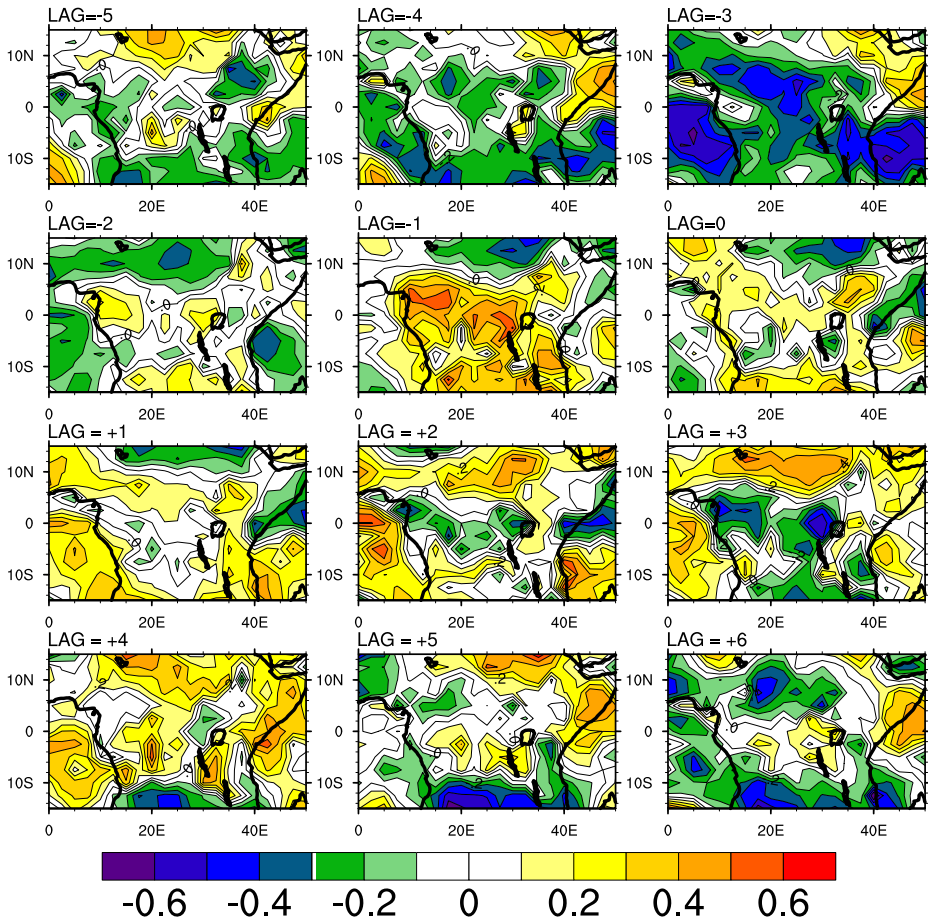


Fig. 6 Lagged correlations between Niño 3.4 indices and monthly ISOI during El Niño years. The lag time is indicated at the top of each plot

2002, and 2015 and the cold ENSO years 1985/1986, 1988/1989, 1999/2000 and 2007/2008, and 2011. Then, for PC1, warm ENSO years generally correspond to below-normal ISO intensity and the cold ENSO years to above-normal ISOI, and this relationship is obviously reversed for PC2.

Figure 11 shows the composite 850-hPa wind anomalies over Africa and the surrounding oceans during extreme ENSO years (El Niño and La Niña). It is noticeable that in the early stage of the El Niño event, one can observe an anomalous easterly wind coming from the Indian Ocean sector, mainly between 0 and 15° N reverses around the Rift valley (around the longitude of 35° E) and blow back into the ocean. Corresponding to this anomalous circulation, a warm air flux from the Indian Ocean enters ECA during El Niño years, which may be responsible for the modulation of the atmospheric anomalous convection at intraseasonal timescales. Two months before an El Niño event (t_0-2), the vertical motion field is characterized by negative anomalies (subsidence) over the entire southern hemisphere, while uplift is clearly observed between 0 and 5° S over the African continent. The situation is reversed at t_0 , but the uplift is dominating the study area. These intense vertical motions reveal high variation

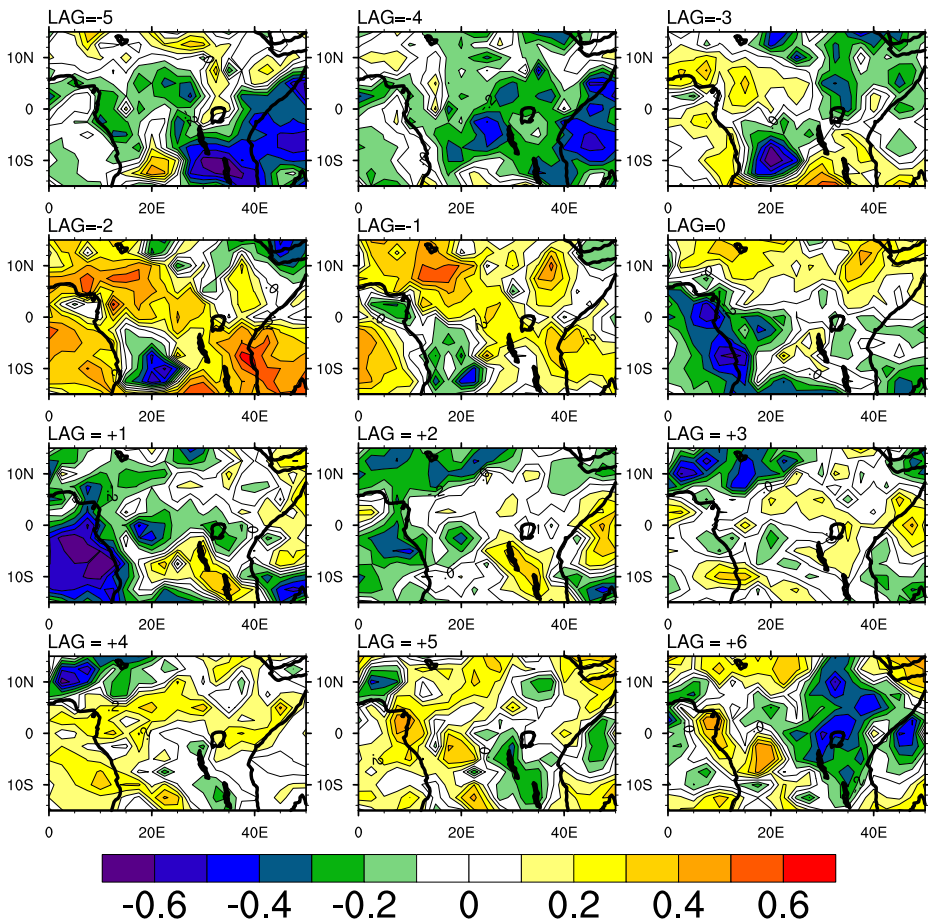


Fig. 7 Same with Fig. 6, for La Niña years. The lag time is indicated at the top of each plot

of convective activity in study area during El Niño (or La Niña) years. This result could bring some added value to the improvement of ISO predictability and forecast skill in CA. For instance Kim et al. (2018) studied Madden–Julian oscillation (MJO) and its teleconnections in boreal winter in the Global Seasonal Forecast System, using real-time multivariate MJO index (Wheeler and Hendon 2004) and showed that the MJO prediction skill during the first 2 weeks of the hindcast is slightly higher in neutral and La Niña years than in El Niño years, especially in the upper-level zonal wind anomalies.

4 Summary and conclusions

In this paper, we studied the interannual variations in the ISO intensity using 35 years of daily OLR data. Firstly, ISO intensity index (ISOI) was derived, using wavelet analysis on the 25–70-day filtered OLR data.

The plot of yearly mean ISOI suggested that the ISO intensity undergoes large interannual variations with some years of very strong ISO activity such as 1985, 1986, 1990, 1991, 1997,

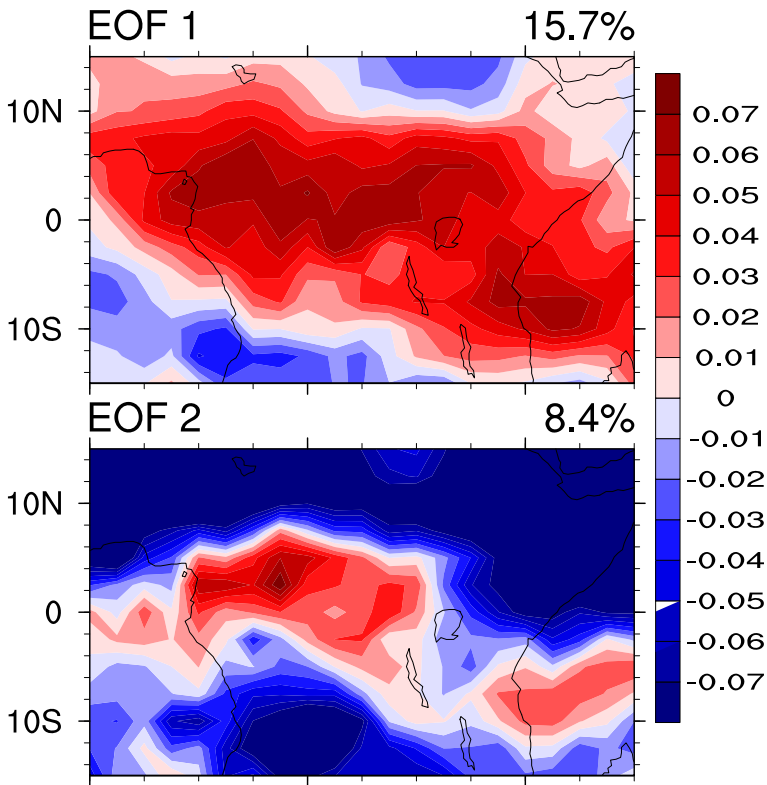


Fig. 8 Spatial loadings for the two first EOFs of long time monthly ISOI. The corresponding EOF is indicated at the upper left of each plot. EOFs were computed using the whole time series of monthly ISO for the period 1981–2015

Fig. 9 Annual mean time series of the amplitude of the two leading PCs. The normalized amplitudes are dimensionless and the plot formats are identical

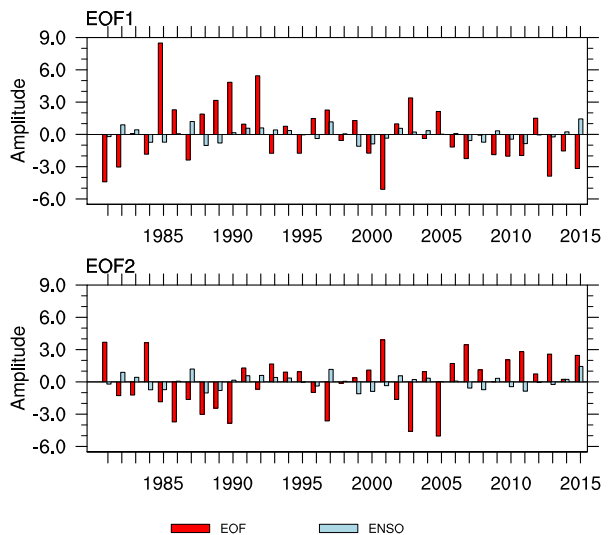
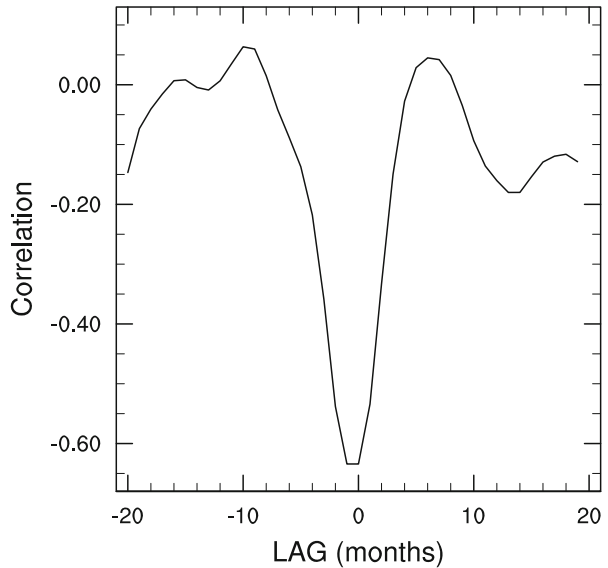


Fig. 10 Correlation between monthly time series of PC1 and PC2



1998, 2002, and 2003 and years of low ISO activity such as 1981, 1984, 1993, 2001, 2009, 2013, and 2015. The composite analysis showed that during El Niño conditions, CA is almost characterized by negative ISOIs covering mainly the northern Congo and part of the Atlantic Ocean. As for La Niña conditions, CA experiences positive ISOI in its most part. Unlike some previous studies, the relationship between ENSO and ISOI varies much spatially with center of high correlation coefficients, located mainly around east African highlands. The EOF analysis revealed two dominant modes of monthly ISOI variations, which explain 15.7% and 8.4% of the total variance, respectively. The first EOFs (EOF1) loadings presents a diagonal spatial structure, with a belt of positive loadings (ISOI intensification), crossing CAs from northwest to southeast, surrounded by ISOI enhancement on both sides. The second EOF loadings exhibit a meridional structure, with positive loadings around the equator. For the two EOFs, the PC time series exhibits high interannual variations with some years of very high ISOI and other years of very low ISOI. The second PC is in phase opposition with PC1. Unlike the previous studies, the relationship ISO-ENSO varies much spatially. The composite 850-hPa wind anomalies over Africa and the surrounding oceans showed that during extreme ENSO years (El Niño and La Niña), an anomalous easterly winds coming from the Indian Ocean reverses around the Rift valley (around the latitude of 35° E) and blow back into the ocean. This anomalous circulation brings a warm (or cold) moisture flux possibly responsible for the modulation of the atmospheric anomalous convection at intraseasonal timescales. This result is consistent with the findings of Kijazi *and Reason* (2005), who studied the influence of ENSO on intraseasonal variability of rainfall over coastal Tanzania (located in East Africa) and showed that in general, El Niño appears to be associated with above average rainfall while La Niña is associated with below average rainfall over ECA. Furthermore, they argued that wet conditions during El Niño years were associated with enhanced convection and low-level easterly anomalies over the equatorial western Indian Ocean implying enhanced advection of moisture from the Indian Ocean while the reverse is true for La Niña years.

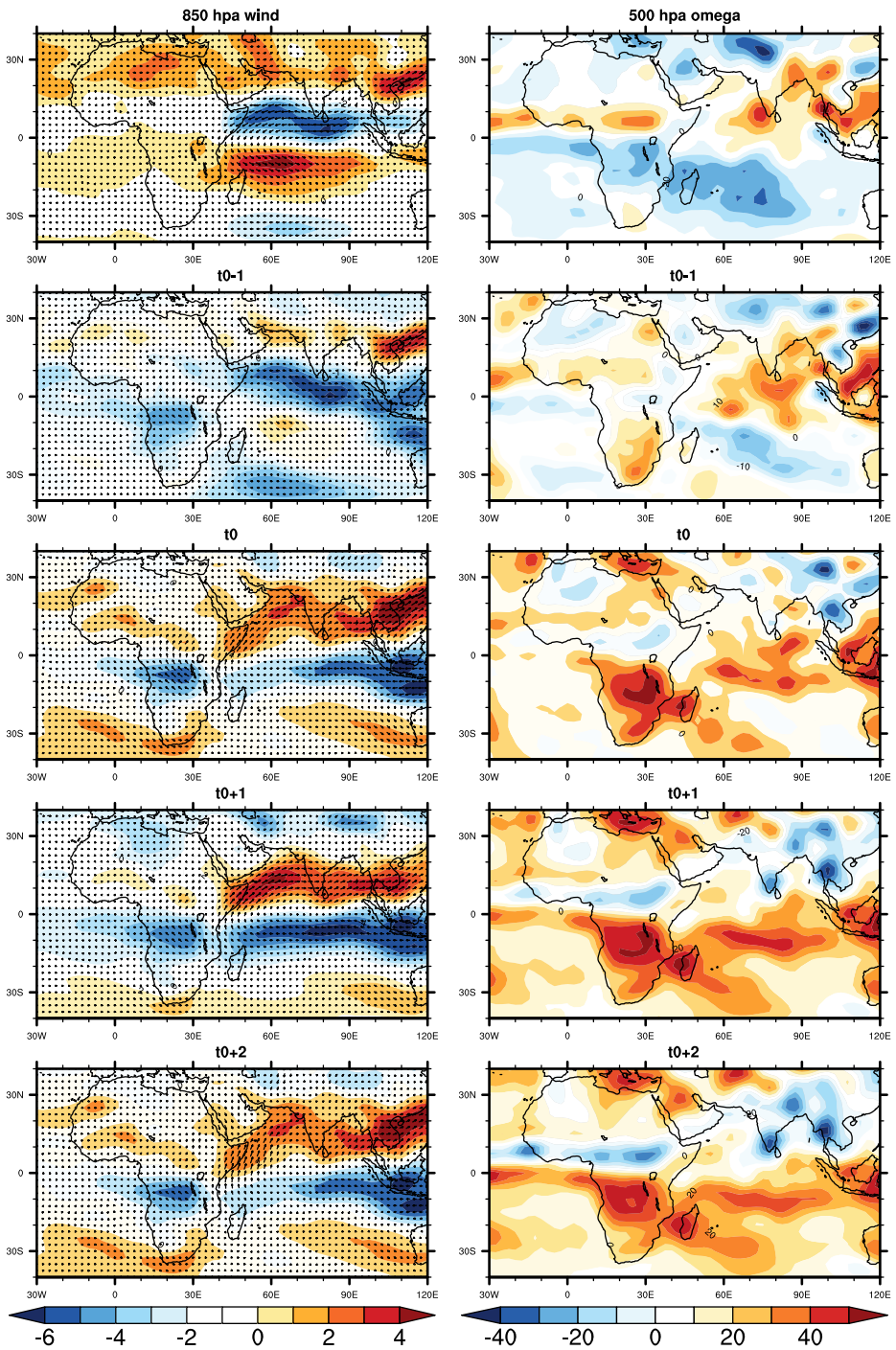


Fig. 11 Eight hundred fifty-hPa filtered wind anomalies (left) and 500-hPa motion anomalies for the composite ISO from t_0-2 months to t_0+2 months during extreme ENSO years. t_0 denotes the reference time

To summarize this study, we showed that the ISO intensity in CA undergoes strong interannual variations, using daily ISO indices extracted from the wavelet analysis of the daily OLR data. These interannual variations are partly due to ENSO. The ISOI-ENSO relationship largely varies spatially, with some zones of high correlation coefficients and some others with very low correlations. The intensification (enhancement) of convective activity during extreme ENSO years may be partially due to the warm (or cold) air fluxes coming from the Indian Ocean. Further investigations are necessary to better document the mechanisms governing the interactions between ISO and ENSO.

Acknowledgments Most of the scripts used in this study were written in NCL (with the website <http://www.ncl.ucar.edu>). The OLR data were obtained from the NOAA website <http://www.esrl.noaa.gov>. All the administrator members of this website are gratefully acknowledged for maintaining the updated data.

Compliance with ethical standards

Conflict of interest The authors declare that they have no conflict of interest.

References

- Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro F, Xie P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P, Nelkin E (2003) The Version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J Hydrometeorol* 4:1147–1167
- Anderson JR, Stevens DE, Julian PR (1984) Temporal variations of the tropical 40–50-day oscillation. *Mon. Weather. Rev* 112:2431–2438
- Arkin PA, Meisner N (1987) The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–1984. *Mon. Wea. Rev.* 115:51–74
- Arkin P, Richards F (1981) On the relationship between satellite observed cloud cover and precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 109:1081–1093
- Arkin PA, Xie P (1997) Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *J. Climate.* 9:840–858
- Barrett BS, Leslie LM (2009) Links between tropical cyclone activity and Madden–Julian oscillation phase in the North Atlantic and Northeast Pacific basins. *Mon Weather Rev* 137:727–744
- Berhane F, Zaitchik BF, Badr HS (2015) The Madden-Julian oscillation's influence on spring rainy season precipitation over equatorial West Africa. *J. Climate* 28(22):8653–8672. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00510.1>
- Camberlin P, Janicot S, Poccarr I (2001) Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *21(8):973–1005*
- Chao BF, Naito (1995) Wavelet analysis provides a new tool for studying Earth's rotation. *EOS.* 76:161–165
- Daubechies I (1990) The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Trans Inform Theory* 36:961–1004
- Duchon CE (1979) Lanczos filtering in one and two dimensions. *J Appl Meteorol* 18:1016–1022
- Farnaz P, Tomoki T, Hooshang G, Pascal O (2014) Influences of the MJO on intraseasonal rainfall variability over southern Iran: MJO and rainfall variation over southern Iran. *Atmos Sci Lett* 16:110–118. <https://doi.org/10.1002/asl2.531>
- Gore M, Abiodun BJ, Kucharski F (2019) Understanding the influence of ENSO patterns on drought over southern Africa using SPEEDY. *Clim Dyn* 54:307–327
- Grimm AM (2019) Madden–Julian oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. *Clim Dyn* 53:907–932. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04622-6>
- Gruber A, Krueger AF (1984) The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull Amer Meteor Soc* 65:958–962
- Hall JD, Matthews AJ, Karoly DJ (2001) The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden–Julian oscillation. *Mon Weather Rev* 129:2970–2982

- Hendon HH, Zhang C, Glick J (1999) Interannual variation of the Madden Julian oscillation during austral summer. *J. Climate* 12:2538–2550
- Huffman GJ, Adler RF, Arkin PA, Chang A, Ferraro R, Gruber A, Janowiak JE, McNab A, Rudolf B, Schneider U (1997) The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull Am Meteorol Soc* 78:5–20
- Huffman GJ, Adler RF, Morrissey M, Bolvin D, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *J. Hydrometeorol* 2:36–50
- Huffman GJ, Adler RF, David TB, Guojun GD (2009) Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1. *Geophys Res Lett* 36:L17808. <https://doi.org/10.1029/2009GL040000>
- Jones C, Carvalho LMV (2011) Stochastic simulations of the Madden–Julian oscillation activity. *Clim Dyn* 36: 229–246. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0660-2>
- Kessler W (2001) EOF representations of the Madden–Julian oscillation and its connection with ENSO. *J. Clim* 14:3055–3061
- Kijazi AL, Reason CJC (2005) Relationships between intraseasonal rainfall variability of coastal Tanzania and ENSO. *Theor Appl Climatol* 82:153–176
- Kim H, Lee M, Kim D, Kang HS, Hyun YK (2018) Representation of boreal winter MJO and its teleconnection in a dynamical ensemble seasonal prediction system. *J. Climate* 31:8803–8818. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0039.1>
- Klotzbach PJ (2014) The Madden–Julian oscillation’s impacts on worldwide tropical cyclone activity. *J. Climate* 27(6):2317–2330
- Lanczos C (1956) *Applied analysis*. Prentice-Hall, p 539
- Lee TLD, Yamamoto A (1994) Wavelet analysis: theory and applications. *Hewlett Packard J*:44–52
- Levey KM, Jury MR (1996) Composite intraseasonal oscillations of convection over Southern Africa. *J. Climate* 9(8):1910–1920
- Li X, Gollan G, Greatbatch R, Lu R (2019) Impact of the MJO on the interannual variation of the Pacific–Japan mode of the East Asian summer monsoon. *Clim Dyn* 52:3489–3501. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4328-7>
- Liebmann B, Smith CA (1996) Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77:1275–1277
- Madden RA, Julian PR (1971) Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28:702–708
- Madden RA, Julian PR (1994) Observations of the 40–50 day tropical oscillation. A review. *Mon Weather Rev* 122:814–837
- Maloney ED, Jeffrey S (2008) Intraseasonal variability of the West African monsoon and Atlantic ITCZ. *J. Climate*. 21:2898–2918
- Mapande AT, Reason CJC (2005) Links between rainfall variability on intraseasonal and interannual scales over western Tanzania and regional circulation and SST patterns. *Meteorog Atmos Phys* 89:215–234
- McCollum J, Nelkin E, Klotter D, Berte Y, Diallo BM, Gaye I, Kpabebe G, Ndiaye O, Noukpozoukou MM, Thiam A, Toure AA, Traore AK, Nicholson SE, Some B (2003) Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part I Validation of GPCP Rainfall Product and Pre-TRMM Satellite and Blended Products. *J. App Meteor* 40:1355–1368
- North GR, Bell TL, Cahalan RF, Moeng FJ (1982) Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Weather Rev* 110:699–706
- Pohl B, Camberlin P (2007) Influence of the Madden-Julian Oscillation on East African rainfall. Part I: Intraseasonal variability and regional dependency. *Quart J Roy Meteor Soc* 132:2521–2539
- Pohl B, Richard Y, Fauchereau N (2007) Influence of the Madden-Julian oscillation on Southern African summer rainfall. *J. Climate*. 20:4227–4242
- Rao JS, Theon MSV, Abbott III V (1976) Satellite-derived global oceanic rainfall atlas. NASA.SP-410, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, p 31
- Reason CJC, Mulenga H (1999) Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the South Indian ocean. *Int. J. Climatol.* 23:377–393
- Richard Y, Trzaska S, Roucou P, Rouault M (2000) Modification of the Southern African rainfall variability/El Niño Southern oscillation relationship since the late 1960s. *Clim Dyn* 16:883–895
- Saith N, Slingo J (2006) The role of the Madden–Julian oscillation in the El Niño and Indian drought of 2002. *Int J Climatol* 26:1361–1378
- Singh SV, Kripalani RH, Sikka DR (1992) Interannual variability of the Madden–Julian oscillations in Indian summer monsoon rainfall. *J. Clim* 5:973–978
- Slingo JM, Rowell DB, Sperber KR, Nortley F (1999) On the predictability of the interannual behavior of the Madden–Julian oscillation and its relationship with El Niño. *Q J R Meteorol Soc* 125:583–609

- Sultan B, Janicot S (2001) Intraseasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys Res Lett* 28(3):523–526
- Tang Y, Yu B (2008) MJO and its relationship to ENSO. *J Geophys Res* 113:1–18, D14106. <https://doi.org/10.1029/2007JD009230>. *J Meteor Soc*, 62:777–717
- Tazalika L, Jury MR (2008) Intraseasonal rainfall oscillations over central Africa: space-time character and evolution. *Theo.App.Climatol*. 94:67–80
- Tchakoutio AS, Nzeukou A, Tchawoua C (2012) Intraseasonal atmospheric variability and its interannual modulation in central Africa. *Meteorog Atmos Phys* 117:167–179
- Tchakoutio AS, Nzeukou A, Tchawoua C, Kamga FM, Vondou D (2013) A comparative analysis of intraseasonal variability in OLR and 1DD GPCP data over central Africa. *Theo.App.Climatol*. 116(1–2): 37–49
- Tchakoutio AS, Nzeukou A, Tchawoua C, Sonfack B, Tengelen S (2014) On the differences in the intraseasonal rainfall variability between Western and Eastern Central Africa: case of 10_25-day oscillations. *J Climatol* 2014:1–10. <https://doi.org/10.1155/2014/434960>
- Tedeschi RG, Collins M (2017) The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. *Int.J.Climatol*. 37:3319–3339
- Teng H, Wang B (2003) Interannual variations of the boreal summer intraseasonal oscillations in the Asian-Pacific region. *J.climate* 16:3572–3584
- Torrence C, Compo GP (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bull.Amer.Meteor.Soc*. 79:61–78
- Trenberth KE (1997) The definition of El Niño. *Bull Am Meteorol Soc* 78:2771–2777
- Trenberth KE, Stepaniak DP (2001) Indices of El Niño evolution. *J Clim* 14: 1697–1701
- Tsuneaki S (2011) Seasonal variation of the ITCZ and its characteristics over Central Africa. *Theor Appl Climatol* 103:39–60
- Webster PJ, Moore AM, Loschnigg JP, Leben RP (1999) Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Lett Nat* 401(6751):356–360
- Wheeler CM, Hendon HH (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. *Mon.Wea.Rev* 132(8):1917–1193
- Yoo JM, James C (1988) Spatial dependence on the relationship between rainfall and outgoing longwave radiation in the tropical Atlantic. *J.Climate*. 7:1047–1054
- Zhang C (2005) Madden-Julian oscillation. *Rev Geophys* 43(2):1–36



OPEN The influence of intraseasonal oscillations on rainfall variability over Central Africa: case of the 25–70 days variability

Claudin Wamba Tchinda¹✉, Alain Tchakoutio Sandjon^{1,2,3}, Angennes Lucie Djiotang Tchotchou¹, Audryck Nzeudeu Siwe¹, Derbetini A. Vondou¹ & Armand Nzeukou³

The influence of intra-seasonal oscillations (ISO) on rainfall in Central Africa (CA) during the March–May (MAM) season is assessed using the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Prediction Center daily gridded rainfall data. ISO indices are defined using the time series analysis of the first two principal components resulting from the empirical orthogonal function, applied to daily filtered outgoing longwave radiation. Based on these indices, a total of 71 strong Intraseasonal Events (SIEs) and 66 weak Intraseasonal Events (WIEs) were selected using threshold method. The results show that SIEs are associated with enhanced rainfall conditions over almost all the study area, while WIEs provide a meridional dipole-like rainfall pattern, consisting of increasing precipitation in the western part and decreasing in the eastern part of CA. The relationship with Madden–Julian Oscillation (MJO) was also examined. The positive rainfall anomalies associated with MJO phases progress eastward and are modulated by the 850 and 200 hPa horizontal wind. The circulation, linked to geopotential height anomalies at lower layers, tends to strengthen (reduce) the convective activity over the region during extreme ISO events and for the MAM season throughout the study period. Uncentered pattern correlation was further used to assess the link between ISO and MJO phases during the MAM season and we found a correlation of 0.5 in precipitation anomalies between phases 1 and 2 of the MJO and the SIEs; -0.4 and -0.6 between phases 5 and 6 and the SIEs respectively, suggesting a strong relationship between ISO events and MJO.

Rainfall in the tropics is one of the most difficult atmospheric parameters to predict because of the complexity of the processes involved in its generation. Meanwhile, the economy of Central Africa (CA) countries strongly depends on rain-fed agriculture, hydro-power generation and forest products. Therefore, the understanding of the variabilities of rainfall within a season is critically needed for socio-economic activity planning. The area of this study extends from 0° – 50° E to 15° S to 15° N mostly over the continent and part of the Indian and Atlantic Oceans. The topography of the region highly varies from one location to another. Western part consists of plains and Mount Cameroon, the eastern part consists of highlands, plateaus and rifts. In addition, improving our knowledge of the mechanisms driving intra-seasonal events can be of great importance to improve seasonal to subseasonal weather forecasting over the tropics. This is even as important as in recent decades, many African regions have been affected by rainfall variability and long-term changes in rainfall distribution and intensity. Generally defined as fluctuations with periods longer than the synoptic scale but shorter than the seasonal time scale, the ISO are a prominent feature of tropical weather, particularly in the Indo-Pacific region^{1–3}. The ISO was initially identified by Madden and Julian¹ where they found a peak in the co-spectrum of the 850 and 150 mb zonal wind components in the period range 41–53 days. Since then, many researchers greatly documented the ISO patterns in different regions around the tropics (e.g.^{4–18}). Tazalika and Jury¹⁹ investigated the spatial distribution of ISO over Central Africa and found three dominant modes of variability. Few years later, Sandjon

¹Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric Physics, Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon. ²Department of Computer Science Including Basic Sciences, Higher Technical Teacher's Training College Kumba, University of Buea, Buea Road, P.O Box 249, Kumba, Cameroon. ³Laboratory of Industrial Systems and Environmental Engineering, Fotso Victor University Institute of Technology, University of Dschang, Bandjoun, Cameroon. ✉email: wambatchindaclaudin@yahoo.fr

et al.²⁰ studied the ISO patterns in CA and confirmed that the three dominant modes of variability exhibit high spatial loadings over Northern Congo, Southern Ethiopia, and Southwestern Tanzania, respectively. Moreover they showed that the ISO intensity globally decreases from one decade to another between 1980 and 2010.

The intraseasonal rainfall variability in CA has two dominant frequency bands: the 10–25-day band and the 25–70-day band. This variability has been studied extensively, enriching our understanding of the region's climate. For example, Sandjon et al.²¹ analyzed the 10–25-day intraseasonal variability of rainfall over CA, and found that it is more pronounced in eastern than western Central Africa. Zhou et al.²² assessed the dominant intraseasonal precipitation mode during the February–May rainy season in Rwanda, finding that it exhibits significant variability on the 10–25-day time scale and is associated with anomalous westerly winds. However, the focus of this study is the 25–70-day frequency band during the MAM season. This is because previous studies by Sandjon et al.^{14,23} and Tchakoutio et al. (2021) have shown that the intensity of the 25–70-day mode peaks during the MAM season. The MAM season is a typical rainy season in Central Africa and has been the subject of several studies^{24–26}.

Although the aforementioned studies investigated the impact of ISO on the intra-seasonal variability of precipitation across Central Africa, they mostly focused on the ISO patterns and total rainfall distribution, and did not really investigate the mechanisms of ISO impact on precipitation. No particular attention was carried out on the MAM season and on how the MJO modulates the ISO as well as the response of the coupling MJO-ISO on the rainfall system. Yet, understanding such a coupling is critically needed to improve seasonal to subseasonal forecasts, which are strongly required for agricultural and other socio-economic activity planning.

The aim of this study is therefore to examine the impact of intraseasonal oscillation 25–70-day on rainfall variability over CA during the MAM season. The link between the MJO indices and ISO is also assessed. The response of the region's atmospheric circulation features such as convection, the upper and lower layers' atmospheric circulation are also investigated in order to understand the reasons behind the pattern of the rainfall climatology during the MJO-ISO interaction.

The remainder of the paper is structured as follows: the details of the data used and their sources are described in Section "Data and method". The methods employed to extract the signal of MJO and ISO are presented in Section "Results and discussion". Section "Summary and conclusion" discusses the results and the paper ends with a summary and conclusions in Sect. 5.

Data and method

Data

Outgoing longwave radiation (OLR)

In this study, the daily OLR data is used as a proxy for convection. It is well known that in the tropics, deep convection and rainfall can be estimated through low OLR values (values less than a well-chosen threshold). It has been successful to highlight the evolution of convection over tropical Africa²⁷, and over many other regional regions (e.g.^{28–34}). The OLR is spatialized on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid³⁶ and covers the period from 1980 to 2019, with gaps filled by temporal and spatial interpolation. The OLR datasets are available on the NOAA website <http://www.esrl.noaa.gov> and can be freely downloaded.

Climate prediction center (CPC) rainfall data

Daily rainfall data were used to establish the degree of association with MJO. This data set from the Climate Prediction Center (CPC) Unified (Chen et al.³⁶) over Central Africa, available on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ fixed latitude–longitude grid, is based on station precipitation observations. CPC-Unified draws on archives of station observations, including Global Historical Climate Network, the Global Summary of the Day, the World Meteorological Organization's Global Telecommunication System, and national and international agencies. CPC-Unified considers orography and implements quality control techniques based on comparisons with satellite-derived precipitation and model forecasts. It has been used in many studies to evaluate rainfall over the world (e.g.: Thorne et al.^{37–41}). CPC Global Unified Precipitation data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>

NCEP–NCAR reanalysis winds and geopotential heights

Global analyses of winds and geopotential heights are obtained from the National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis⁴² on a 2.5 grid. Using data from 1980 to 2019, we maximize the benefits of the input of satellite observations into the reanalysis. We are thus confident in the representation of the circulation that it provides. The daily Zonal and meridional wind fields are deemed to be “most trustworthy” due to their direct dependence on instrumental measurements^{11,12}. Datasets are available at $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitude–longitude resolution. The indices for MJO used in this study are Real-time Multivariate MJO (RMM) Indices defined by Wheeler and Hendon⁴³, for the period of 1980–2019. These indices are available for download on the following web site: https://www.psl.noaa.gov/mjo/mjindex/rMII_index_latest.txt. To extract MJO components from the 850 hPa, 200 hPa zonal wind and OLR, the annual cycle and components of interannual variability are removed. Two principal component time series from multivariate EOF of the MJO components are defined as RMM1 and RMM2. These scores are normalized by their standard deviations over the studied period.

Methodology

Lanczos filtering

In atmospheric science, digital filtering is often used to isolate frequencies that are of interest in a dataset. Lanczos filtering is a technique that has been widely used to extract desired timescale in the atmospheric fields around

the tropics^{14,21,23,44,45,46}. This filtering technique involves the use of a specific type of window function known as the Lanczos window, defined as:

$$w(n) = \text{sinc}\left(\frac{2n}{M-1} - 1\right) \quad (1)$$

where $\text{sinc}(x) = \frac{\sin(\pi x)}{\pi x}$ and 'M' is the number of points in the output window.

This window function has proved particularly effective for climate analyses, offering a balance between reduced Gibbs oscillations and good properties in spectral domains^{47,48}.

Empirical orthogonal function (EOF) analysis

EOF analysis is a statistical technique that reduces the dimensionality of a dataset while retaining as much information as possible. Over the years, the EOF analysis technique has been widely used in meteorology and climatology particularly for understanding precipitation variability by identifying the major mode of variation^{43,45,49–51}. It is a multivariate process that transforms correlated data into uncorrelated variables, hence lowering variability. The first principal component defines the most variation, while the second explains the most variation⁵². The EOF analysis is based on the following mathematical formulas:

The covariance matrix:

$$M = \text{cov}(X) \quad (2)$$

where 'M' is the covariance matrix, 'X' the data matrix and 'cov()' is the covariance function;

The eigenvectors and eigenvalues of the covariance matrix:

$$(M - \lambda I)v = 0 \quad (3)$$

where 'v' is the eigenvector, 'λ' is the eigenvalue and 'I' is the identity matrix;

Projection of the data onto the principal component:

$$x' = X * v \quad (4)$$

where 'x'' is the projection of the data on to the principal component, 'X' the data matrix and 'v' is the eigenvector.

Principal components seek to explain the most variance possible using the fewest possible components.

ISO indices and selection of sISOs et wISOs

We defined strong and weak ISO using the ISO indices computed from the scores of the first EOFs obtained after the EOF analysis on the filtered OLR anomalies. Therefore to extract the intra-seasonal time scales, we first filtered these anomalies using a 25–70-day Lanczos bandpass filter⁴⁷ with 141 weights over the region (15°S–150°N, 0–50°E). We then applied a 5 days running mean on the filtered anomalies to remove synoptic-scales signals. The empirical orthogonal functions (EOFs) were calculated from the 25–70-day filtered OLR anomaly as presented in the Fig. 1, for illustration.

The time series of the first two principal components (PC1 and PC2) are then combined to calculate a single vector that measures the overall variation of the ISO amplitude. This vector can represent the ISO intensity and it is expressed as follows:

$$A = \sqrt{PC1^2 + PC2^2} \quad (5)$$

Moreover it is well known that in meteorology, when seasonal variations are present within a dataset, it often helps to express the data in terms of standardized anomalies. Standardized anomalies are calculated by dividing anomalies (deviation from the mean) by the climatological standard deviation. The standardized data so obtained generally provide more information about the magnitude of the anomalies because influences of the dispersion have been removed. The ISO amplitude index used in this study is the standardized form of the ISO amplitude obtained in Eq. 5

$$Anom = \frac{A - \bar{A}}{\sigma} \quad (6)$$

where 'A' is the amplitude of the ISO signal, 'σ' is the standard deviation and 'Ā' is the amplitude mean. 'Anom' is the standardized anomaly denoted now as ISO index. Figure 2 represents the time series of the daily amplitude index of the 25–70-day intraseasonal oscillation over CA from 1980 to 1990. We have plotted this time series over 10 years only, for a better illustration of the different peaks. This figure clearly shows that ISO intensity highly varies with time, with some sequences of extremely high amplitude, followed by periods of relatively low values. Moreover, a deep look into this figure reveals that the ISO intensity is also cyclical, each cycle being characterized by an increase of ISO amplitude that reaches a maximum and then decays subsequently. We then focused on the amplitude peak for each cycle, to define sISOs and wISOs. The sISOs are defined as ISO sequences with standardized amplitude peaks greater than 1 and wISOs, the sequences corresponding to the standardized amplitude peak less than 0. Indeed this method of selection, generally called threshold method, has been widely used by researchers in climate variability studies in many parts of the world, including CA^{53,54}, with relevant results. Following this method, one can notice that there are years essentially characterized by sISOs, such as 1981–1982, 1985–1986, and 1988–1990, and some other years mostly characterized by wISOs, such as 1982–1983, 1984–1985, and 1987–1988. The method of extraction of ISO indices here is similar to that used by some authors^{43,45}. In fact, after extracting the dominant modes of intra-seasonal variability, these authors have used this method to deduce

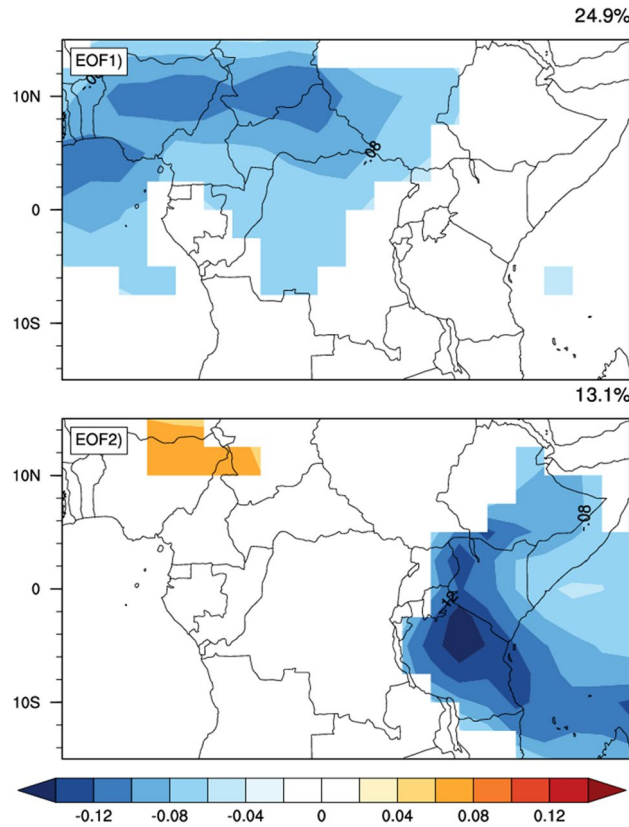


Figure 1. Spatial loadings for the first two EOFs of long time daily filtered OLR anomaly (W/m^2) over CA, during MAM season and from 1980 to 2019. Values between -0.05 and 0.05 are not plotted for a better presentation. The corresponding EOF is indicated at the upper left angle in each plot.

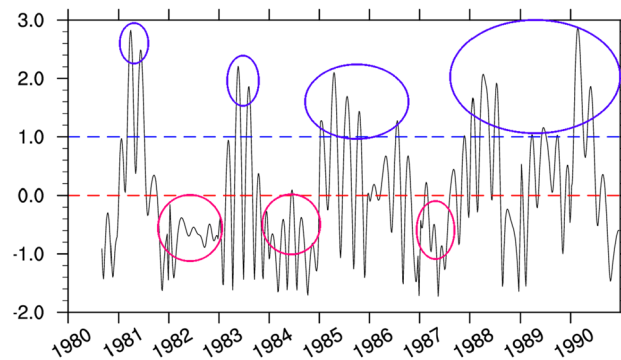


Figure 2. Time series of standardized anomalies of the ISO amplitude, from 1980 to 1990. We presented the results for just 10 years, for a better presentation. The dashed lines represent the references for the selection of IEs. Red is the reference for peaks anomalies greater than 1 and blue is the reference for peaks less than 0.

the ISO index from the first two principal components. Time indexes of these circled peaks were then selected, and are used to build all the ISO composites.

To examine the influence of ISO on the spatial distribution of the intra-seasonal rainfall, a composite of daily filtered rainfall anomalies is presented based on strong and weak ISO events during MAM season over the entire study period. To evaluate the corresponding changes in the circulation and convection, composite of daily filtered 850 hPa and 200 hPa wind, geopotential high at 925 hPa and OLR were also prepared for the two defined ISO events.

In order to assess the influence of MJO on CA rainfall at intra-seasonal time scales, a composite of daily filtered rainfall anomalies is presented based on each phase. Only dates of MAM season during which the amplitude of MJO exceed 1 were considered for the composite.

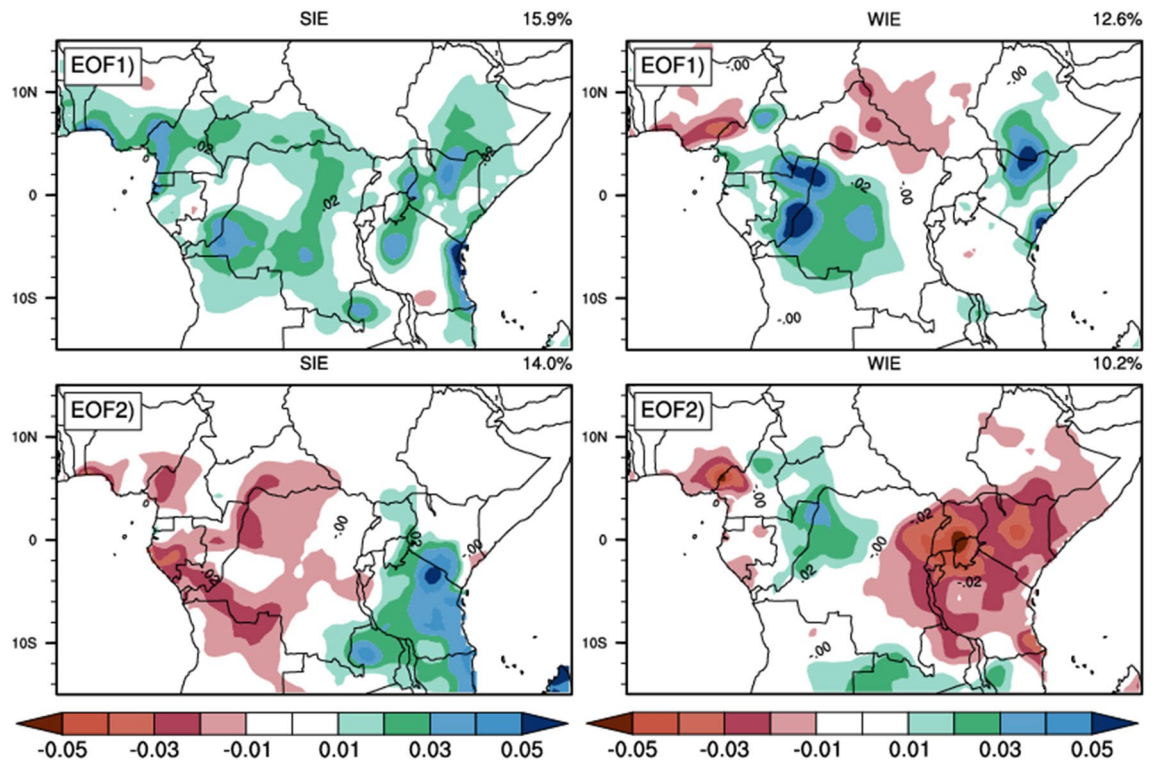


Figure 3. Spatial structure of the 25–70-day filtered daily rainfall anomalies for MAM season associated with the first two principal components during SIEs (left column) and WIEs (right column) and over the 1980–2019 period. The corresponding EOF as well as the percentage of variance explained are indicated at the top left (for EOF) and the top right (for the percentage variance) of each figure.

Composite of Moist static energy, 850 hPa and 200 hPa wind anomaly, geopotential height at 925 hPa were also created to provide additional information on weather conditions. In fact, composite analysis is a powerful technique used to determine some of the basic structural characteristics of a meteorological or climatological phenomenon that are difficult to observe in totality. Many authors have used this technique to explore rainfall distribution during ISO and MJO phases around the world^{14,23,51,55–57}.

The relation between the MJO and intra-seasonal rainfall variability was accessed by calculating the uncentered patterns correlation between intraseasonal rainfall at each MJO phase and intraseasonal rainfall during the SIEs/WIEs. This shows the similarity between the two fields⁵⁸.

Results and discussion

Structure of the 25–70 days intraseasonal oscillations

To investigate the spatial structure of the intraseasonal rainfall variability over CA, we performed EOF analysis on composites of daily filtered precipitation anomalies for the SIEs and WIEs, respectively (Fig. 3). To achieve this, we first calculated the daily anomaly of precipitation before, and then filtered to extract the intraseasonal time scale as described in the methodology section. We therefore created the time series of daily filtered precipitation anomalies. The EOF analysis was performed on the resulting filtered data time series and this was done separately for SIEs and WIEs. The results show that during SIEs, EOF 1 and EOF 2 account for 15.9% and 14% of the total variance, respectively, while during WIEs, they account for 12.6% and 10.2%, respectively. During SIEs, the spatial loadings of EOF1 exhibits a unique pattern that consists of positive loading over most parts of the region, extending within Latitude 10°S to 10°N and Longitude 0° to 50°E over the land. This suggests an increasing trend of rainfall during SIEs in MAM (Djebata et al.⁵⁹). However EOF2 loadings show an East–West dipole pattern that consists of positive loadings over the eastern part extending within Longitude 25°E to 40°E and negative loadings in the western part between 10°S 10°N and Longitude 0° to 25°E. As for WIEs, the EOF1 spatial loadings reveals the overall dominance of positive loadings, with a small area of negative loadings around the latitude of 10°N This feature is almost reversed for EOF2 where positive loadings are found in west and East Africa and around and negative loadings over central Africa.

Figure 4 below shows the time sequence of the composite of filtered rainfall anomalies (shaded) and the 850 hPa horizontal winds anomalies (vectors) from t_0-20 to t_0+20 days in 10-day steps. t_0 represent the reference time, that is the time corresponding to the peak intraseasonal events. During SIEs, at the early stage (t_0-20), CA is marked by negative rainfall anomalies over almost all the region, except Cameroon and Guinea Atlantic coasts. At the stage t_0-10 , CA is marked by some spots of positive rainfall anomalies, which grow to reach the mature stage at t_0 and extend over most parts of the area. These positive anomalies disappear progressively from the west of the study area, and are replaced by the negative anomaly at t_0+10 , which progressively expands and

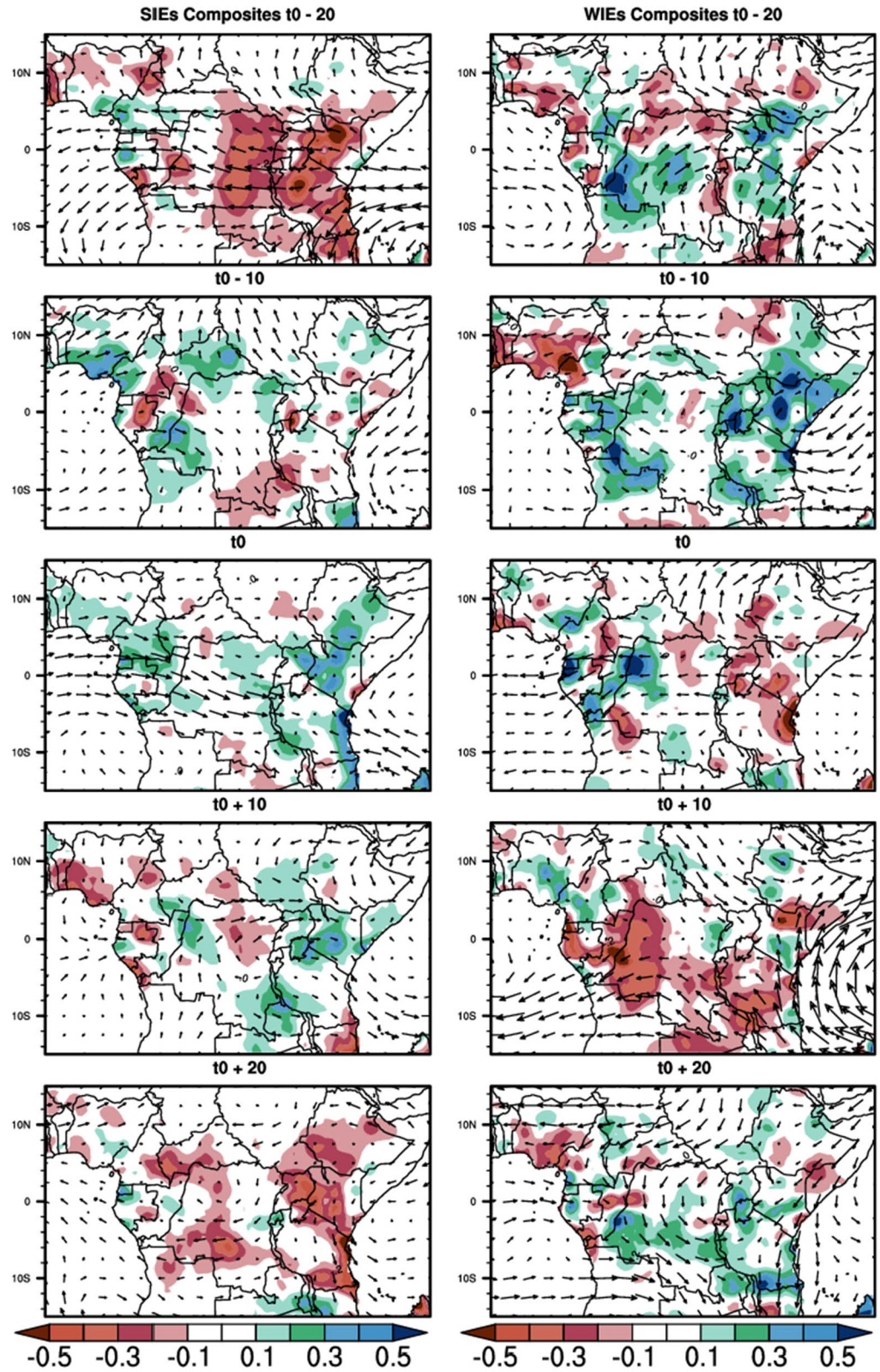


Figure 4. Composites of 25–70-day filtered rainfall anomalies (shaded contours, in mm) and 850 hPa horizontal winds anomalies (in m/s) during SIEs and WIEs for the MAM season. The reference wind vector is 3 m/s.

covers almost the whole area at $t_0 + 20$, as well as at $t_0 - 20$. For the 850 hPa horizontal winds, during SIEs, we observe at $t_0 - 20$ that the winds are mostly westward, from Indian ocean to the Atlantic ocean over the Equatorial region (around $2^\circ\text{N} - 5^\circ\text{S}$ latitude) and southwestward over Atlantic ocean (around $5^\circ\text{S} - 12^\circ\text{S}$ latitude). At $t_0 - 10$, northeastward wind anomalies are found over the latitude $5^\circ\text{N} - 15^\circ\text{N}$. An anticyclonic circulation dominates over the Indian ocean part of the study area. At t_0 , the situation is almost opposite to $t_0 - 20$, the dominant circulation is the Eastward flow around equator (5°S to 5°N latitude) that slopes southeastward from Congo Basin and ends over the East African highlands. Another circulation feature at this stage is the northwestward flow from the Indian ocean that penetrates the continent. This circulation starts to weaken in speed and magnitude at $t_0 + 10$ and the sense in the Indian Ocean is opposite to what it was at t_0 . At $t_0 + 20$, the circulation is very weak over the continent and is oriented to the Northwest below the Equator in the Atlantic Ocean and to the Southeast in the Indian Ocean. The circulation flow increases during the WIEs and is very scarcely structured, with the development of anticyclone over the Congo Basin and the Indian Ocean. The positive rainfall anomalies are more intense at each stage.

At 200 hPa (Fig. 5), the circulation is very intense and varies strongly in direction and sense from one time lag to another. During the SIEs and at $t_0 - 20$, a wave train crosses the whole study area from west over the Atlantic Ocean to east over the Indian Ocean. This eastward circulation starts to weaken in the west at $t_0 - 10$, and at t_0 it is completely reversed, blowing from east to west over the whole study area. At $t_0 + 10$ the circulation has weakened considerably in the Congo Basin, and swings eastward over the Atlantic Ocean between the Equator and 5°S latitude before stopping over the continental coasts. On the other side of the continent, the wind blows north-eastwards over the Indian Ocean. At $t_0 + 20$ the easterly wind anomalies that cross the continent from the Indian Ocean tilt to the southwest as it exits the continent over the Atlantic Ocean, and returns to the continent below 10°S latitude. During the WIEs, the circulation is weak in the Congo Basin except at $t_0 + 10$ when the wind converges towards the Southeast.

This high variability in the sense, direction and intensity of the circulation, from one time sequence composite to another, at the surface and at high altitude, is associated with the variability in the spatial extent of positive and negative rainfall anomalies in Central Africa, during SIEs and WIEs.

Influence of ISO peaks on rainfall variability and associated circulation at intra-seasonal time scale

For the entire study period (1980–2019) and for MAM season, we identified 71 SIEs and 66 WIEs.

Figure 6 highlights, for the 71 SIEs, the spatial distribution of daily filtered rainfall anomalies (a), daily filtered OLR anomalies (c), daily filtered geopotential height anomalies (e). It also shows, for the 66 WIEs, the spatial distribution of daily filtered rainfall anomalies (b), daily filtered OLR anomalies (d) and the daily filtered geopotential height anomalies (e). Dotted lines on all of these composite maps indicate regions where the values are significant at the 95% level. Line vectors indicate daily filtered wind anomalies at 850 hPa level composed over SIEs (column left) and WIEs (column right). It is clear that the impact of the 25–70 day ISO on precipitation strongly depends on the intra-seasonal events observed, the strong and the weak events. Figure 6a shows positive rainfall anomalies expanding mainly over most parts of the study area, all around latitudes $10^\circ\text{N} - 10^\circ\text{S}$ and longitudes $10^\circ\text{E} - 40^\circ\text{E}$; suggesting above-normal precipitation over these regions during SIEs. This spatial structure of intra-seasonal rainfall corroborates well with the work of Sandjon et al.⁴⁵, who documented three dominant modes of intra-seasonal variability in CA, with spatial loadings centered over northern Congo, southern Ethiopia and southwestern Tanzania, respectively. In Fig. 6b, we can observe a dipolar structure in the spatial distribution of the filtered precipitation anomalies. This dipole is characterized by a strengthening of negative anomalies in the eastern part ($15^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}, 25^\circ\text{E} - 40^\circ\text{E}$) and positive anomalies in the western part ($15^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}, 5^\circ\text{E} - 20^\circ\text{E}$) of our study area. This distribution of rainfall anomalies is not uniform all over the study region. There are points where the anomaly is almost zero and others where it is the highest. These two figures are similar to the structure of ISO described in Fig. 3, for EOF 1 during SIEs and EOF 2 during WIEs, respectively. The filtered OLR anomalies during SIEs (Fig. 6c) show negative values throughout the study area. This suggests that SIEs bring anomalous convection, with the core centered over eastern Central Africa and on the part of the Indian Ocean of the region. In Fig. 6d, is shown the distribution of both positive and negative filtered OLR anomalies throughout our area of interest. An East–West dipolar structure can be observed, with negative anomalies over the western Congo Basin and positive anomalies in the East. This matches well with the structure of rainfall anomalies in Fig. 6b, suggesting that this anomalous convection can be responsible for the rainfall pattern previously observed. The geopotential height is the height of the visible pressure surface. It is very essential for locating troughs and ridges which are the upper-level counterparts of surface cyclones and anticyclones (Gunta et al.⁶⁰).

In Fig. 6e, negative filtered geopotential height anomalies at 925 hPa during SIEs are observed over the region, with maximum values centered around the north ($10^\circ\text{N} - 15^\circ\text{N}, 5^\circ\text{E} - 30^\circ\text{E}$) and over the Indian Ocean portion of the study area. This suggests a cold air temperature that can contribute to rainfall generation over these regions. During the WIEs, positive anomalies of filtered 925 hPa geopotential height (Fig. 6f) feature the northern part of the region along latitudes $5^\circ\text{N} - 15^\circ\text{N}$ and the longitudes $10^\circ\text{E} - 35^\circ\text{E}$; and over the north of Zambia and a part south Congo Basin. These high geopotential height anomalies are associated with the anticyclonic circulation at 850 hPa level over the North hemisphere (clockwise) and the Southern hemisphere (counterclockwise). Negative anomalies are observed over the northeast of the region, whereas zero or near-zero anomalies characterize the rest of the study area. These positive anomalies would depict suppressed convection associated with vertical shrinking of the convection band that enhances cold air divergence in lower layers, therefore reducing precipitation (Gunta et al., 2022).

However, it is important to note that the dominant tropospheric circulation at 850 hPa during SIEs (Fig. 6a, c and e), is the low level westerly flows from the Equatorial Atlantic Ocean with a latitudinal extension between

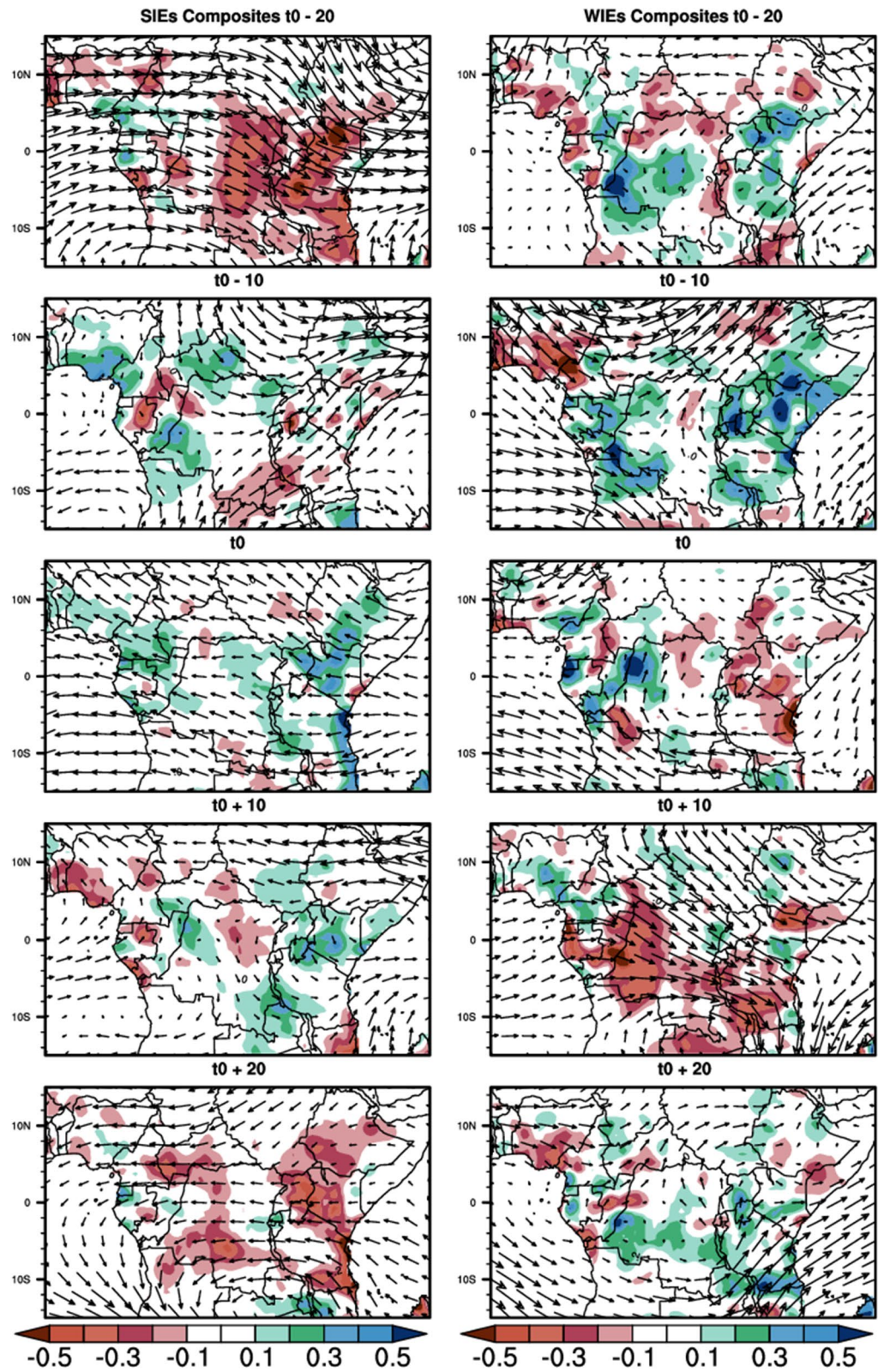


Figure 5. Same as in Fig. 4 but the horizontal wind anomaly is at 200 hPa and the reference vector length is 5 m/s.

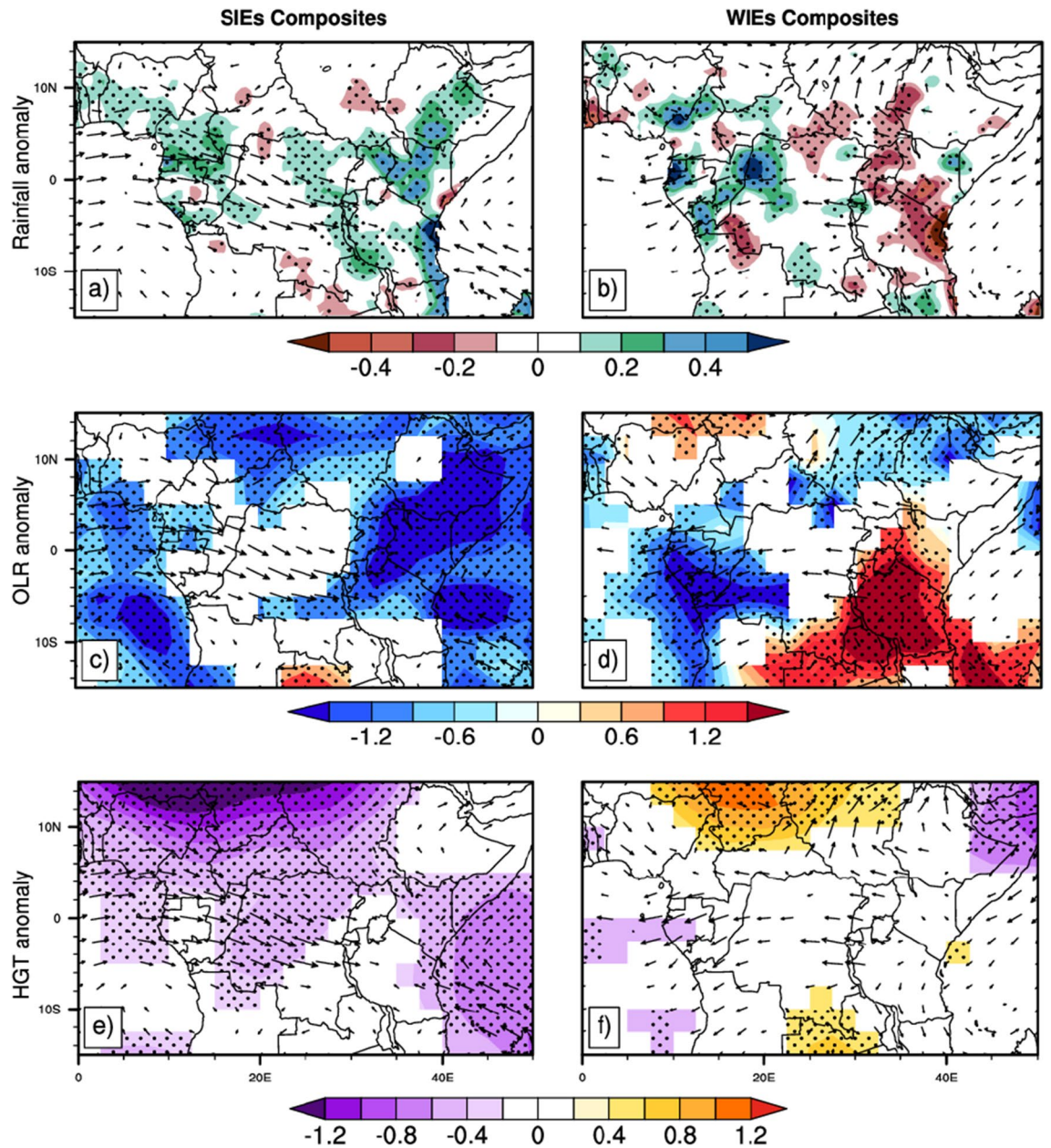


Figure 6. Composite of filtered rainfall (a), OLR (b) and the geopotential height at 925 hPa (c) anomalies, based on SIEs (a, c and e) and WIEs (b, d and f) during MAM season. Dots indicate areas with significant values at 95% confidence level. Arrows indicate filtered wind anomalies at 850 hPa. Anomalies between -0.01 and 0.01 m/s are not represented.

5°S and 5°N , that penetrate the landmass and change southeasterly around the Congo Basin, then stop on the East African highland. And in the Eastern part, the dominant feature is the Northwesterly flow from the Indian Ocean that penetrates the continent through Tanzania and Nairobi East coast, and ends on their western coast. These westerly and Easterly flows bring cold air from the Atlantic and Indian Ocean to the continent and enhance precipitation. During WIEs the circulation features are the easterly flow from east Africa high lands to the Atlantic coast where it takes the southward direction, over the equatorial line. This feeds the convection observed over the Congo basin. We can also observe a divergent circulation over the eastern part (10°S to 10°N , 25°E to 40°E) which contributes to the drying of this region during the WIEs. Areas over which we have a divergent circulation correspond to areas of reduced rainfall (negative rainfall anomaly) while regions of convergent circulation correspond to increased rainfall (positive rainfall anomaly). This circulation pattern is responsible for the dipolar distribution of rainfall anomalies in the region during WIEs. For that matter, Longandjo and Rouault⁶¹, suggested that Congo basin cells may play an important role in rainfall redistribution over Central Africa.

At 200 hPa, (Fig. 7) the dominant pattern of circulation during SIEs (Fig. 7a,c,e) is a strong easterly flow over the region from the Indian Ocean that crosses the continent, sloping northwestward above the latitude 5°N , southwestward below the latitude 10°S . This suggests very strong convective activity over the region. During

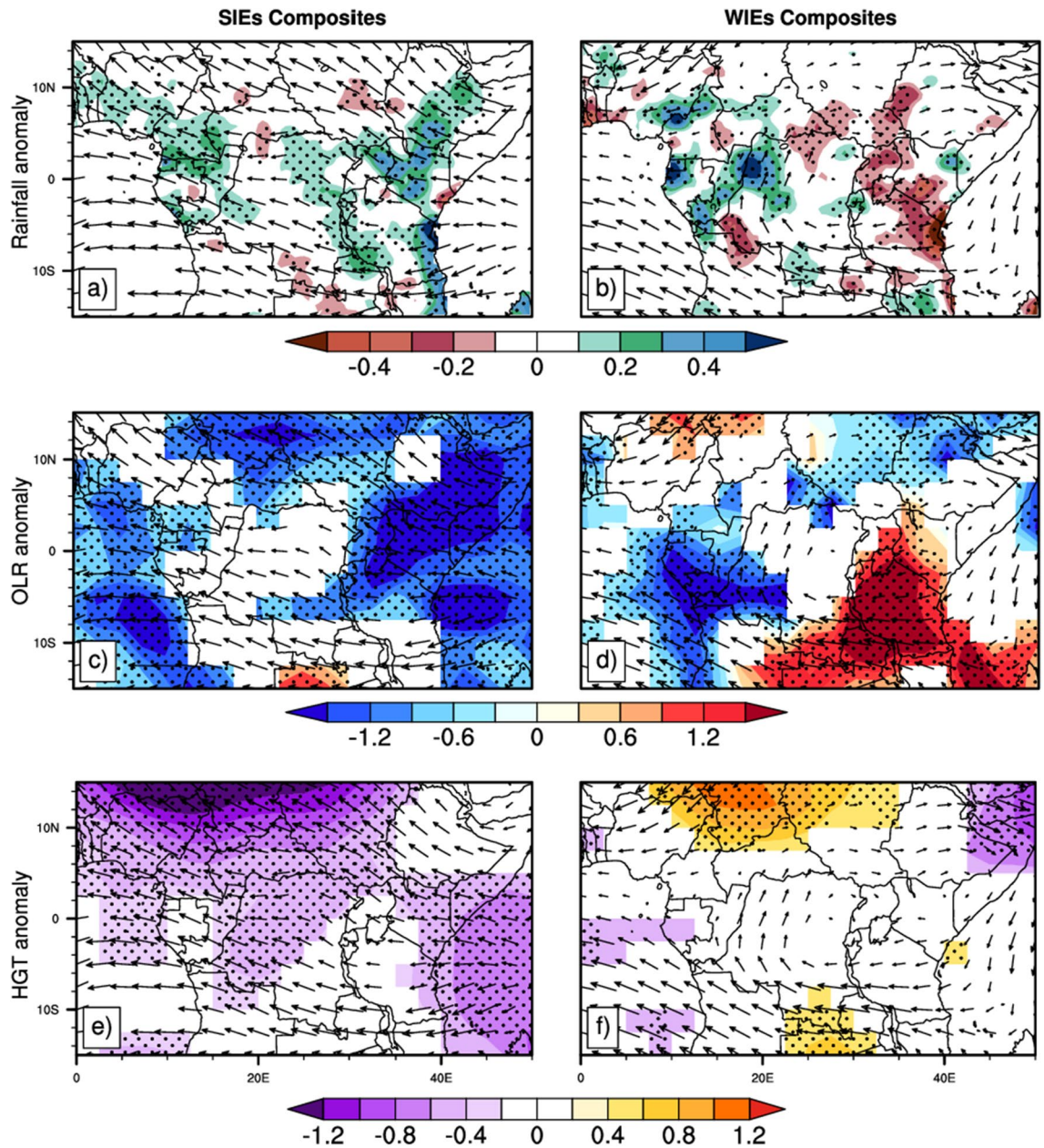


Figure 7. Same as in Fig. 3, but arrows indicate daily filtered wind anomalies at 200 hPa. Anomalies between -0.01 and 0.01 m/s are not represented.

WIEs (Fig. 7b,d,f), the dominant patterns at upper level are the southeasterly flow that crosses the continent over the southern part and falls in the Atlantic ocean; and the cyclonic circulation over East regions, from 20°E to 50°E and 5°S to 5°N . This circulation creates a subsidence zone extended over the longitude 20°E to 50°E (area that experiences reduced rainfall during WIEs). The wind anomaly patterns at 850 hPa and 200 hPa during SIEs were found to be conducive to the development of convection as shown by the enhanced negative OLR anomaly (Fig. 3c); and to the maintenance of cold air temperature (enhanced negative geopotential height anomalies in Fig. 6e), which would explain the positive rainfall anomalies over the region.

Studies of Farnsworth et al.⁶² revealed that the region Central Africa is very complex, with different mechanisms influencing rainfall in each region and season. It is therefore evident that circulation features at upper and lower layers during SIEs and WIEs are partly responsible for the differences in the spatial distribution of rainfall over Central Africa. Nevertheless, other mechanisms still need to be investigated in order to have more information about the association.

One main question raised here is, how much is the contribution of the intra-seasonal rainfall during the ISO, on the total seasonal precipitation of MAM? The ISO rainfall contribution in terms of percentages is calculated as follows:

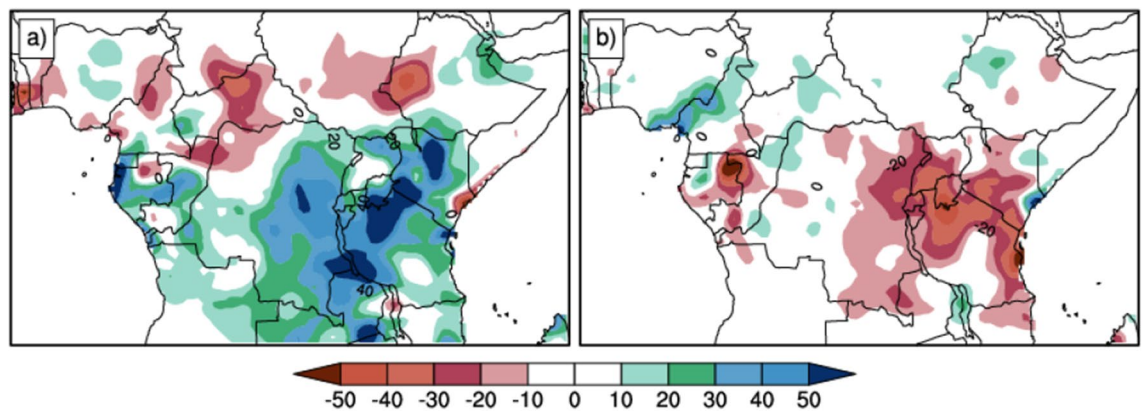


Figure 8. Spatial distribution of the impact rate for SIEs composite (a) and WIEs composite (b) in percentage.

Phases	Number of case
Phase 1	310
Phase 2	285
Phase 3	308
Phase 4	281
Phase 5	238
Phase 6	259
Phase 7	310
Phase 8	342
Total	2333
SIEs	71
WIEs	66

Table 1. Number of MJO events per phase, during the MAM season for the whole study period (1980–2019).

$$\frac{P_{iso} - P_{MAM}}{P_{MAM}} \times 100 \quad (7)$$

where P_{iso} is the average over ISO (SIEs/WIEs) of the daily filtered rainfall anomalies. P_{MAM} is the total average over all days of MAM season of the filtered rainfall anomalies.

Overall, the spatial rainfall anomaly pattern associated with the strong and weak IEs, described in section "Results and discussion".b, is reflected in the intra-seasonal rainfall impact. The percentage of contribution due to the SIEs (Fig. 8a) ranges from 20 to 30% over a large part of the region extending 5°N to 15°S of Latitude and 12°E to 40°E of Longitude; reaching around 50% of the daily rainfall anomaly over Lake Victoria, Northern Tanzania, Central Kenya and Lake Malawi. Conversely, during the weak IEs, values ranging around –20% and –50% are observed over the eastern part of the region (Fig. 8b), indicating a very weak contribution to total seasonal rainfall during WIEs.

Relationship with MJO

We first evaluate MJO impacts on the intraseasonal variability of rainfall, convective activity and circulation in Central Africa during the 8 MJO phases⁴³. It is clear that changes in the spatial distribution of intra-seasonal rainfall are from one phase of the MJO to another.

During the 40 rainy seasons of the analysis period (1980–2019) of this study, the number of days under each of the eight strong MJO Phases varies from 238 in Phase 5 to 342 in Phase 8 (Table 1).

Figure 9 displays in color, the spatial loading of daily filtered rainfall anomalies composite over each phase of MJO according to the RMM index for MAM season. Arrows in each phase indicate the composite of daily filtered horizontal wind anomalies. During phase 1, the rainfall anomalies are positive over most parts of Central Africa (–10°S, 10°N), indicating enhancement of precipitation. Few negative anomalies are observed over Southwest of Tanzania and South of Nairobi. During Phase 2, the intra-seasonal rainfall anomaly patterns were few similar to that of Phase 1 but for noticeable changes in the strength of the anomalies. One of those changes is that the region which experienced the maximum positive anomalies in Phase 1 have shifted Eastward from 0°–25°E to 25°E–40°E in Phase 2. With the appearance of maximum positive anomaly over North Tanzania, Rwanda and East of Kenya. These positive rainfall anomalies indicate an increase of rainfall over the regions. Phase 3 shows a dipolar-like pattern of the spatial distribution of rainfall anomalies over Central Africa. The Eastern part (–10°S,

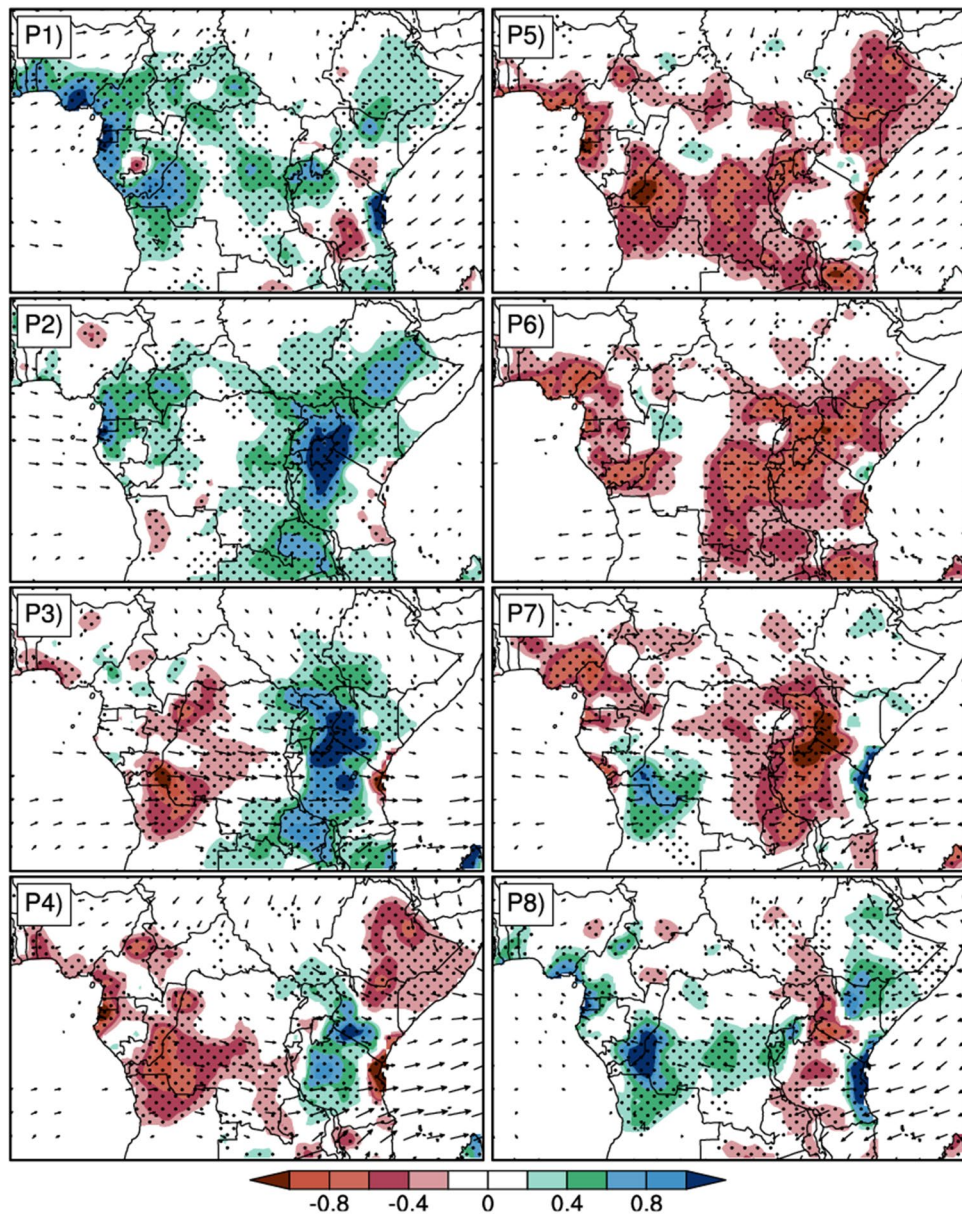


Figure 9. Composite of the daily filtered precipitation anomalies for each phase of the MJO. Anomalies between 0.05 mm and 0.05mm² are not represented. Dotted lines indicate areas where the t-test is significant at 95%. Arrows indicate filtered wind anomalies at 850 hPa. Anomalies between -0.01 and 0.01 m/s are not represented, and the reference magnitude of the wind is 2 m/s.

10°N ; 0° , 25°E) experiences negative anomalies while the Western part (-10°S , 10°N ; 25° , 40°E) experiences positive anomalies. Compared to Phase 2, regions of positive anomalies in phase 3 have shifted Eastward with reduction of the intensity. While the negative anomalies tended to propagate Eastward and strengthen. In Phase 4, the spatial distribution of rainfall anomalies was almost the same as in Phase 3, but with weakened and reduced spatial extension of positive anomalies (over Central and western Tanzania, Southern and western Kenya, and Uganda) and strengthened and increased spatial extension of negative anomalies. However in the Eastern part (35°E – 50°E) of the study area, the region was nearly divided into two halves of opposite rainfall anomalies with positive values over Southwestern part and negative values over the Northeastern and the Indian Coasts. Phases 5 and 6 show strong negative rainfall anomalies over most parts, which was nearly opposite to that during Phases 1 and 2. During the subsequent phase (Phase 7), the spatial distribution of rainfall anomalies is nearly opposite to that in Phase 3 (Wet regions in Phase 3 are dry in Phase 7 and inversely). This same observation is noticed in Phase 8 according to Phase 4. These results are nearly consistent with that of Omeny et al.⁶³ which revealed strong association between East African rainfall and the MJO to the west of the region, especially around Lake Victoria.

It is clear that during its life cycle, MJO favored strengthening rainfall during the first two phases and weakening it in phases 5 and 6. This strengthening rainfall shifted Eastward in Phase 3 and in Phase 4 during which it

tends to disappear, and started reappearing in Phases 7 and 8 in the Western parts. This finding is also in phase with that of Emily Hogan et al.⁶⁴ who found that the MJO has a large impact on the intra-seasonal variability of precipitation in East Africa, with a strong dependence on its phases. They also suggested the existence of a dipole over the western highlands and the east coast that changes in sign over the lifetime of the MJO. Vashisht and Zaitchik⁶⁵ mentioned that daily rainfall responses depend on MJO phases.

During the above phase 1, the circulation is too weak over the most area, excepted the southwesterly flow over the Indian Ocean which stops on the eastern coast; and the westerly wind anomalies that propagate over the Atlantic Ocean and ends at the continental coasts. The circulation in phase 2 is almost identical to phase 1, except that the westerly wind anomalies strengthened in speed and penetrated the continent around latitudes 5°S–5°N, up to the East African mountain ranges where they stopped. However, the easterly winds over the Indian Ocean weakened considerably. During phase 3 the west to east wind circulation strengthened considerably and flowed over the Indian Ocean from the Atlantic Ocean across the entire continental area. This low-level Westerly has shifted southward in the southern hemisphere and evolves between 5°S and 10°S. It progressively blows cold air Eastward over the land. During Phase 4, the circulation has considerably weakened over the western part (0°–30°E) and strengthened over the Eastern part (30°E to 50°E and 5°N to 10°S) mainly across the Indian Ocean. In the subsequent phase (phase 5), it has weakened over the entire area except across the Indian Ocean over which it is oriented Northeastward. Over the Western part (0° to 30°E), the weak circulation is Northeastward in the North hemisphere and Eastward across the equator and the lower latitude of the South hemisphere. In Phase 6 the Easterly flow that began in Phase 5 has now strengthened over the longitude 0° to 30°E and considerably weakened along the longitude 35°E to 50°E. The circulation observed from Phase 1 to the Phase 4 has changed oppositely respectively from Phase 5 to Phase 8.

The spatial distribution of the horizontal circulation in the lower layers is very impacted during the life cycle of the MJO, and seems to be phase dependent. It is associated with the Eastward movement of the positive rainfall anomalies distribution from Phase 1 to Phase 8.

Figure 10 is the same as Fig. 9, but vectors represent the zonal filtered wind anomalies at 200 hPa. The dominant features of the circulation from Phase 1 to Phase 8 are a strong Easterly flow (phases 2, 3 and 4) that crosses the entire study area from the Indian Ocean to the Atlantic Ocean, and the strong Westerly flow (phases 6, 7 and 8) over the region. Meanwhile, Phase 1 shows a very weak circulation over almost all the land region, except Northern Ethiopia and the Indian Ocean that experienced a Westerly flow from the East coasts over the longitude 35°E to 50°E. The Atlantic Ocean is recovered by a north–south flow from the continental coasts. Phase 5 also shows very weak circulation over the continent. In contrast to Phase 1, the easterly winds flow over the Indian Ocean and stop around the coast, and the westerly winds over the Atlantic Ocean stop at the coast.

In the above paragraph, changes in the rainfall anomaly patterns associated with the eight Phases of MJO were examined. Now we explore how these changes are related to the changes in convection over the Central Africa region, using the moist static energy (MSE) anomaly. Figure 11 shows the composite of daily MSE anomalies for the different Phases of the MJO. It can be seen that the effect of MJO on MSE is also very phase dependent. During phase 1, positive MSE anomalies cover the entire region, with highest and significant values over the southern part, extending from 5°S to 15°S of latitude and 5°E to 35°E of longitude. In phase 2, these peak of positive anomalies has extended Eastward to the longitude 50°E, and some negative anomalies started appear from the west coast of the Atlantic ocean above Equator, over Congo Brazzaville, Gabon, the southern Cameroon, the west of Congo Basin and the eastern part of the horn of Africa. In phase 3, the spatial coverage of the significant positive MSE anomalies have considerably reduced and are centered over most part of Tanzania and the southern part of Kenya. We can also observe a North–South gradient pattern of positive and negative MSE anomalies (positive anomalies over the North and negative over Southward) over the eastern part of the region, from 30°E to 45°E and 15°S to the Equator. In phase 4, negative MSE anomalies are also dominant over the region, as in phase 3. The significant positive anomalies are located only over the North of Tanzania, while the negative has extended over the southern part of the region, from 5°E to 50°E under the latitude 5°S. In phase 5 the entire region is dominated by negative MSE anomalies, with significant values over Sudan, a part of southern Congo Basin, Northern Zambia and over the southern regions of Atlantic and Indian oceans. The distribution of anomalies seem to be opposite to that in phase 1. During phase 6, the areas covered by negative anomalies start to shrink and we observe the formation of positive anomalies in the west of the study area, above 6°S latitude. The spatial distribution of these anomalies is the reverse of that of phase 2, in that the areas that were dominated by positive/negative anomalies in phase 2 are occupied by negative/positive anomalies in phase 6. The progression of these positive anomalies eastward will continue in phase 7 with a suppression of negative anomalies. The spatial pattern is opposed to that of Phase 3. In phase 8, the positive anomalies spread over almost the whole study area. The spatial distribution is almost the opposite of what we had in phase 4. As a result, areas with negative anomalies are extremely stable, traducing absence of convective activity and thus dry conditions. These areas match well those of Fig. 9 that experience reduced rainfall. However, areas with positive anomalies of MSE are less stable, favoring much convective activity and thus more wet conditions. These areas of above normal MSE at the surface also match well with those in Fig. 9 that experience positive rainfall anomalies. This result is similar to that of Yang et al.⁶⁶ in their study of the annual cycle of East African precipitation.

The above-normal convection (characterized by positive anomalies of MSE at surface) that propagates eastward during phases 2, 3, and 4 of the MJO is accompanied by the eastward horizontal geostrophic wind flow in the upper layers. At the same time, the positive anomalies that appear and evolve eastward during phases 5, 6, 7, and 8 of the MJO are accompanied by the westward horizontal geostrophic wind flow in the upper layers. The horizontal westerly wind flows in the lower layers, carries cold air from the Atlantic Ocean in Pases 1, 2, 3 and 4, and distributes it over the continent in each region according to the topography. In Phases 5, 6, 7 and 8 the warm air from the Indian ocean is carried to the continent by the easterly flow that dominates in those phases.

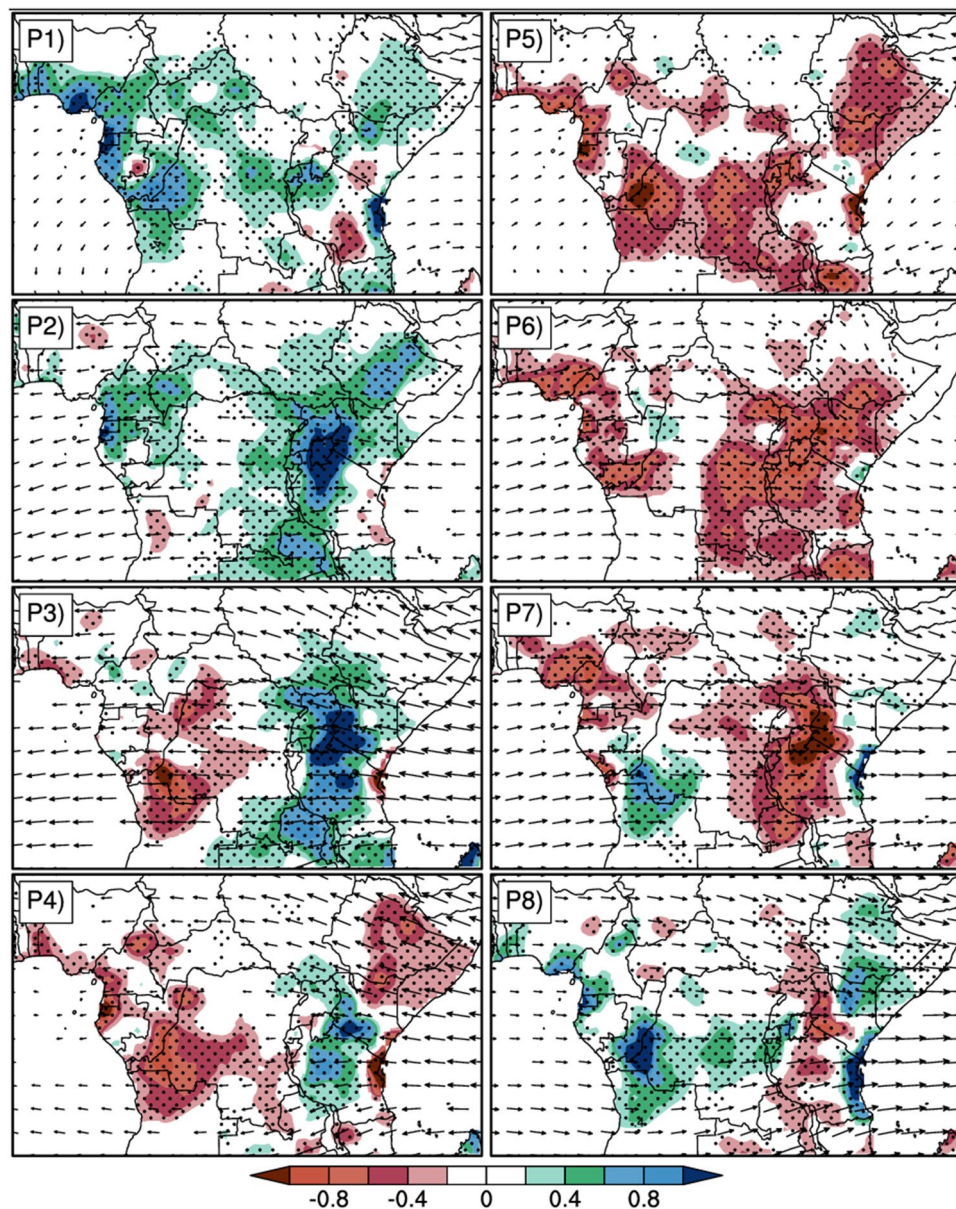


Figure 10. Same as in Fig. 9 but arrows indicate filtered wind anomalies at 200 hPa. Anomalies between -0.01 and 0.01 m/s are not represented, and the reference magnitude of the wind is 5 m/s.

To measure the similarity between the composite of filtered rainfall anomalies during SIEs (WIEs) and the composite rainfall during each of the MJO phases, we present in Table 2 below the uncentered pattern correlation between composited filtered rainfall anomalies during the MJO and ISO. There is a strong positive correlation (0.5) between MJO phases 1 and 2 and SIE. This suggests that the spatial distribution of the intra-seasonal rainfall over Central Africa during Strong ISO and the phases 1 and 2 of the MJO are nearly similar. Similarly, we observe a strong negative correlation (-0.6) between MJO phase 6 and SIEs. This also suggests that the regions where an increase in rainfall is observed during phase 6 correspond to the regions where a suppression or a significant decrease in rainfall is recorded during SIEs. However, the correlation with the other phases is very weak (below 0.5), indicating that there is no similarity between these phases of the MJO and SIEs. The correlation between MJO phases and WIEs is very low overall, reaching 0.03 between phase 2 and WIEs; with the exception of the correlation between phase 7 and WIEs which substantially reaches 0.5. This means that there is a very weak similarity between the phases of the MJO and WIEs, except with phase 7 which bears a considerable resemblance.

Summary and conclusion

In this study, we investigated the influence of the 25–70-day intra-seasonal variability on rainfall during the MAM season. Firstly, we defined strong and weak intra-seasonal events using the first two principal components (PC1 and PC2), derived from the EOF analyses of daily filtered anomalies of OLR data, from 1980 to 2019. This led to

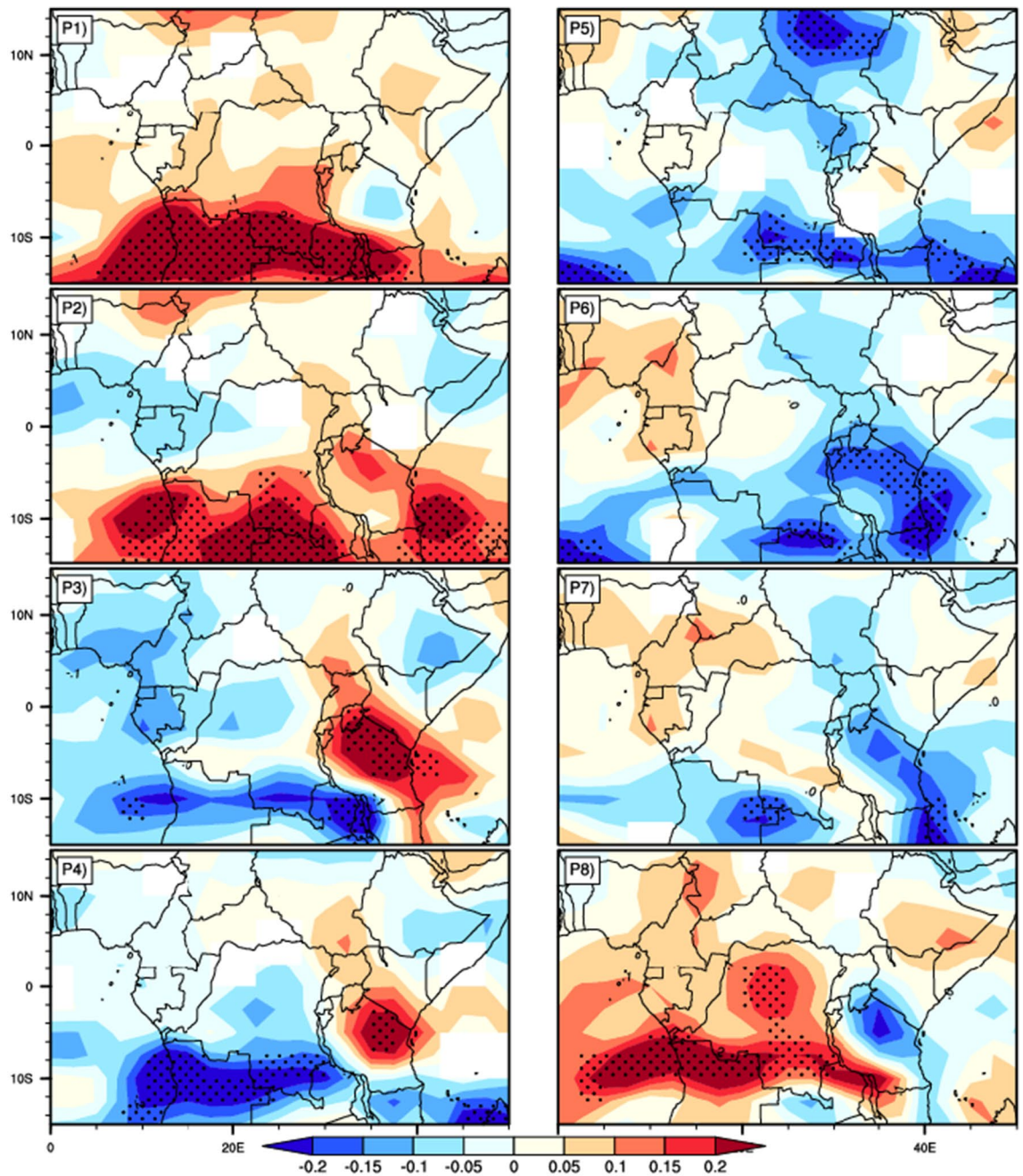


Figure 11. Longitude–Latitude diagram of MSE anomalies composited over the 8 phases of MJO in Central Africa. The diagram is plotted at 850 hPa. Dotted indicates areas where the t-test is significant at 95%. For each phase, the number of the phase is indicated at top left of the plot.

	Phase 1	Phase 2	Phase 3	Phase 4	Phase 5	Phase 6	Phase 7	Phase 8
SIEs	0.5	0.5	0.3	−0.2	−0.4	−0.6	−0.4	0.3
WIEs	0.05	−0.003	−0.3	−0.24	−0.02	0.05	0.4	0.21

Table 2. Uncentered pattern correlation between composite of filtered anomalies of precipitation according to each MJO phase and SIEs(WIEs). Significant values are in [bold].

the identification of 71 SIEs and 66 WIEs over the entire study period. The life cycle of the ISO events is around 40 days (Fig. 4). The composite of daily filtered rainfall anomalies showed that during strong intra-seasonal events, the spatial distribution of rainfall is affected, giving rise to zones of above-normal rainfall. During weak intra-seasonal events, the spatial structure of rainfall is an East–West dipole like pattern, with suppressed rainfall over the East and enhancement rainfall in the West. The earlier (t_0-20) and the last stages (t_0+20) are bounded to reduced rainfall over most part of CA with p-values within longitude 15°E to 50°E ; while the intermediate stages (t_0-10 , t_0 and t_0+10) are related to an increase in precipitation over CA. During WIEs, the first stage (t_0-20) is associated with increased rainfall over the Congo Basin and the East of East-African highland which extends and strengthens further at t_0-10 over most part of the region. This spatial distribution is strongly modulated by the low level circulation and the geopotential height at intra-seasonal time scale, during the both SIEs and WIEs.

Results also revealed that the influence of MJO on the intra-seasonal rainfall clearly varies from one phase to another. Phases 1 and 2 generate heavy rainfall over most of the region; while during phases 3, 4, 7 and 8 there is an east–west dipolar distribution of positive and negative rainfall anomalies. During phases 5 and 6, we have a pronounced suppression of rainfall over the entire region. This influence is modulated by the low level circulation that brings cold (or warm) air from the surrounding Oceans to the continent.

The uncentered pattern correlation analysis revealed a similarity in spatial distribution between intra-seasonal rainfall during the SIEs and phases 1 and 2 of the MJO. As well, the correlation between rainfall anomalies during WIEs and MJO phase 7 also suggested a relationship of similarity in the spatial distribution of rainfall.

In sum, in this study, we showed that intra-seasonal oscillation (ISO) affects the spatial distribution of rainfall over Central Africa. Changes in the atmospheric circulation at low-level and high altitudes can be associated to those in the spatial distribution of rainfall in the region. The influence differs depending on the ISO event. Likewise, the MJO modulates rainfall in CA by generating a progressive eastward shift of the positive rainfall anomalies, from phase 1 to phase 8. Further inquiries are needed to better characterize the mechanisms regulating the interactions between ISO events and the MJO phases.

Data availability

The datasets analyzed during the current study are all available online: The OLR is available on the NOAA repository at <https://www.ncei.noaa.gov/data/outgoing-longwave-radiation-daily/access/> The CPC reanalysis, developed by the NCEP/Climate Prediction Center, is available at <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cpc.globalprecip.html> The NCEP-DOE Reanalysis 2 data is available from PSL at <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html>

Received: 31 July 2023; Accepted: 31 October 2023

Published online: 13 November 2023

References

- Madden, R. A. & Julian, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* **28**(5), 702–708 (1971).
- Madden, R. A. & Julian, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review. *Mon. Weather Rev.* **122**(5), 814–837. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3c0814:OOTD%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122%3c0814:OOTD%3e2.0.CO;2) (1994).
- Vincent, D. G., Hurrell, J. W., Speth, P., Sperling, T., Funk, A. & Zube, S. (n.d.). Relationship between intraseasonal oscillation and subtropical wind maxima over the South Pacific Ocean—NASA technical reports server (NTRS). *Fifth Conference on Climate Variations*.
- Berhane, F. & Zaitchik, B. Modulation of daily precipitation over East Africa by the madden–julian oscillation*. *J. Clim.* **27**(15), 6016–6034. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-13-00693.1> (2014).
- Donald, A. *et al.* Near-global impact of the Madden-Julian oscillation on rainfall. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2005gl025155> (2006).
- Hidayat, R. & Kizu, S. Influence of the Madden-Julian oscillation on Indonesian rainfall variability in austral summer. *Int. J. Climatol.* **30**(12), 1816–1825. <https://doi.org/10.1002/joc.2005> (2009).
- Jones, C. Chapter 10 The Madden–Julian Oscillation and the Monsoons. In *The Monsoons and Climate Change: Observations and Modeling* (Springer, 2016).
- Jones, C. & Carvalho, L. M. V. Will global warming modify the activity of the Madden-Julian Oscillation?. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**(655), 544–552. <https://doi.org/10.1002/qj.765> (2011).
- Mounier, F. Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1029/2004gl020665> (2004).
- Mpeta, E. & Jury, M. Intra-seasonal convective structure and evolution over tropical East Africa. *Clim. Res.* **17**, 83–92. <https://doi.org/10.3354/cr017083> (2001).
- Pohl, B. & Camberlin, P. Influence of the Madden–Julian oscillation on East African rainfall. I: Intraseasonal variability and regional dependency. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**(621), 2521–2539. <https://doi.org/10.1256/qj.05.104> (2006).
- Pohl, B. & Camberlin, P. Influence of the Madden–Julian oscillation on East African rainfall: II. March–May season extremes and interannual variability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**(621), 2541–2558. <https://doi.org/10.1256/qj.05.223> (2006).
- Rauniyar, S. P. & Walsh, K. J. E. Scale interaction of the diurnal cycle of rainfall over the maritime continent and Australia: Influence of the MJO. *J. Clim.* **24**(2), 325–348. <https://doi.org/10.1175/2010jcli3673.1> (2011).
- Sandjon, A. T., Tchinda, C. W., Vondou, D. A., Nzeukou, A. & Mba, W. P. Interannual variations in the amplitude of 25–70-day intraseasonal oscillations in Central Africa and relationship with ENSO. *Bull. Atmos. Sci. Technol.* **1**(3–4), 387–405. <https://doi.org/10.1007/s42865-020-00016-3> (2020).
- Tchakoutio Sandjon, A. On the annual variations in the amplitude of 25–70-day intraseasonal atmospheric oscillations in Central Africa. *Earth Sci.* **5**(3), 39. <https://doi.org/10.11648/j.earth.20160503.11> (2016).
- Wheeler, M. C., Hendon, H. H., Cleland, S., Meinke, H. & Donald, A. Impacts of the madden–julian oscillation on Australian rainfall and circulation. *J. Clim.* **22**(6), 1482–1498. <https://doi.org/10.1175/2008jcli2595.1> (2009).
- Wheeler, M., Kiladis, G. N. & Webster, P. J. Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J. Atmos. Sci.* **57**(5), 613–640. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057%3c0613:LSDFAW%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057%3c0613:LSDFAW%3e2.0.CO;2) (2000).
- Zhou, X. & Holton, J. R. Intraseasonal variations of tropical cold-point tropopause temperatures. *J. Clim.* **15**(12), 1460–1473. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015%3c1460:IVOTCP%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015%3c1460:IVOTCP%3e2.0.CO;2) (2002).

19. Tazalika, L. & Jury, M. R. Intra-seasonal rainfall oscillations over central Africa: Space-time character and evolution. *Theor. Appl. Climatol.* **94**(1–2), 67–80. <https://doi.org/10.1007/s00704-007-0349-6> (2008).
20. Sandjon, A. T., Nzeukou, A., Tchawoua, C., Sonfack, B. & Siddi, T. Comparing the patterns of 20–70 days intraseasonal oscillations over Central Africa during the last three decades. *Theor. Appl. Climatol.* **118**(1–2), 319–329. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-1063-1> (2013).
21. Sandjon, A. T., Nzeukou, A., Tchawoua, C. & Siddi, T. On the differences in the intraseasonal rainfall variability between Western and Eastern Central Africa: Case of 10–25-day oscillations. *J. Climatol.* **2014**, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2014/434960> (2014).
22. Zhou, X. *et al.* Intraseasonal oscillation of the rainfall variability over Rwanda and evaluation of its subseasonal forecasting skills. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.* **14**(6), 100099. <https://doi.org/10.1016/j.aosl.2021.100099> (2021).
23. Tchakoutio Sandjon, A., Djiotang Tchotchou, A. L., Vondou, D. A., Komkoua Mbienda, A. J., Guenang, G. M., Tanessong, R. S., & Nzeukou Takougang, A. On the variations in the frequency of 25–70-day intraseasonal oscillations in Central Africa using wavelet-based indices. *SN Applied Sciences*, **3**(3). <https://doi.org/10.1007/s42452-021-04285-1> (2021).
24. Feudjio, A. T., Tanessong, R. S., Mamadou, O. & Orou, J. B. C. *Assessing precipitation seasonal forecasts in Central Africa using North American Multimodel Ensemble(NMME)* (Research Square Platform LLC, 2021). <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-278585/v1>
25. Gebrechorkos, S. H., Hülsmann, S. & Bernhofer, C. Long-term trends in rainfall and temperature using high-resolution climate datasets in East Africa. *Sci. Rep.* <https://doi.org/10.1038/s41598-019-47933-8> (2019).
26. Zebaze, S. *et al.* An investigation into the role of synoptic conditions on Central African precipitation variability. *Acta Geophys.* **70**(2), 943–962. <https://doi.org/10.1007/s11600-022-00754-2> (2022).
27. Arkin, P. A. & Ardanuy, P. E. Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. *J. Clim.* **2**(11), 1229–1238. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002%3c1229:ECSPFS%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002%3c1229:ECSPFS%3e2.0.CO;2) (1989).
28. Kamsu-Tamo, P. H., Janicot, S., Monkam, D. & Lenouo, A. Convection activity over the Guinean coast and Central Africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales. *Clim. Dyn.* **43**(12), 3377–3401. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2111-y> (2014).
29. Mounier, F., Kiladis, G. N. & Janicot, S. Analysis of the dominant mode of convectively coupled kelvin waves in the West African monsoon. *J. Clim.* **20**(8), 1487–1503. <https://doi.org/10.1175/jcli4059.1> (2007).
30. Nguyen, H. & Duvel, J.-P. Synoptic wave perturbations and convective systems over Equatorial Africa. *J. Clim.* **21**(23), 6372–6388. <https://doi.org/10.1175/2008jcli2409.1> (2008).
31. Sinclair, Z., Lenouo, A., Tchawoua, C. & Janicot, S. Synoptic Kelvin type perturbation waves over Congo basin over the period 1979–2010. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* **130–131**, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.04.015> (2015).
32. Ventrice, M. J., Thorncroft, C. D. & Janiga, M. A. Atlantic tropical cyclogenesis: A three-way interaction between an African easterly wave, diurnally varying convection, and a convectively coupled atmospheric kelvin wave. *Mon. Weather Rev.* **140**(4), 1108–1124. <https://doi.org/10.1175/mwr-d-11-00122.1> (2012).
33. Wheeler, M. & Kiladis, G. N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.* **56**(3), 374–399. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056%3c0374:CCEWAO%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056%3c0374:CCEWAO%3e2.0.CO;2) (1999).
34. Yoo, J.-M. & Carton, J. A. Spatial dependence of the relationship between rainfall and outgoing longwave radiation in the Tropical Atlantic. *J. Clim.* **1**(10), 1047–1054. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1988\)001%3c1047:SDOTRB%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001%3c1047:SDOTRB%3e2.0.CO;2) (1988).
35. Murthy, C. S., Singh, J., Kumar, P. & Sessa Sai, M. V. R. A composite index for drought hazard assessment using CPC rainfall time series data. *Int. J. Environ. Sci. Technol.* **14**(9), 1981–1988. <https://doi.org/10.1007/s13762-017-1278-2> (2017).
36. Liebmann, B. & Smith, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**(6), 1275–1277. <https://doi.org/10.2307/26233278> (1996).
37. Chen, M. *et al.* Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *J. Geophys. Res.* **113**, D04110. <https://doi.org/10.1029/2007JD009132> (2008).
38. Thorne, V., Coakley, P., Grimes, D. & Dugdale, G. Comparison of TAMSAT and CPC rainfall estimates with raingauges, for southern Africa. *Int. J. Remote Sens.* **22**(10), 1951–1974. <https://doi.org/10.1080/01431160118816> (2001).
39. Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G. & Alcoba, M. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**(673), 923–940. <https://doi.org/10.1002/qj.2130> (2013).
40. Hoell, A., Gaughan, A. E., Magadzire, T. & Harrison, L. The modulation of daily Southern Africa precipitation by el niño–southern oscillation across the summertime wet season. *J. Clim.* **34**(3), 1115–1134. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0379.1> (2021).
41. Hou, D. *et al.* Climatology-calibrated precipitation analysis at fine scales: Statistical adjustment of stage IV toward CPC gauge-based analysis. *J. Hydrometeorol.* **15**(6), 2542–2557. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-11-0140.1> (2014).
42. Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L. & Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**(3), 437–472 (1996). [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
43. Wheeler, M. C. & Hendon, H. H. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Weather Rev.* **132**(8), 1917–1932. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3c1917:aarmmi%3e2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3c1917:aarmmi%3e2.0.co;2) (2004).
44. Pierre Camberlin. L'Afrique Centrale dans le contexte de variabilité climatique tropicale interannuelle et intrasaisonnière. L'Afrique Centrale, le Cameroun et les changements globaux, Juin 2007, Yaoundé, Cameroun. 25–39. hal-00320705
45. Sandjon, A. T., Nzeukou, A. & Tchawoua, C. Intraseasonal atmospheric variability and its interannual modulation in Central Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.* **117**(3–4), 167–179. <https://doi.org/10.1007/s00703-012-0196-6> (2012).
46. Tchakoutio Sandjon, A. On the annual variations in the amplitude of 25–70-day intraseasonal atmospheric oscillations in Central Africa. *Earth Sci.* **5**(3), 39. <https://doi.org/10.11648/j.earth.20160503.11> (2016).
47. Duchon, C. E. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **18**(8), 1016–1022. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1979\)018%3c1016:LFIOT%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1979)018%3c1016:LFIOT%3e2.0.CO;2) (1979).
48. Lanczos, C. *Applied Analysis* (Prentice-Hall, 1956).
49. De Souza, E. B. & Ambrizzi, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *Int. J. Climatol.* **26**(13), 1759–1776. <https://doi.org/10.1002/joc.1331> (2006).
50. Krishnamurthy, V. & Shukla, J. Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *J. Clim.* **13**(24), 4366–4377. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3c0001:iaivor%3e2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3c0001:iaivor%3e2.0.co;2) (2000).
51. Mayta, V. C., Ambrizzi, T., Espinoza, J. C. & Silva Dias, P. L. The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *Int. J. Climatol.* **39**(1), 343–360. <https://doi.org/10.1002/joc.5810> (2018).
52. Roy Bhowmik, S. K. & Sen Roy, S. Principal Component Analysis to study spatial variability of errors in the INSAT derived quantitative precipitation estimates over Indian monsoon region. *Atmosfera* **19**(4), 255–265 (2006).
53. Koudahe, K., Kayode, A. J., Samson, A. O., Adebola, A. A. & Djaman, K. Trend analysis in standardized precipitation index and standardized anomaly index in the context of climate change in Southern Togo. *Atmos. Clim. Sci.* **07**(04), 401–423. <https://doi.org/10.4236/acs.2017.74030> (2017).
54. Obubu, J. P. *et al.* Recent climate change in the lake kyoga basin, uganda: An analysis using short-term and long-term data with standardized precipitation and anomaly indexes. *Clim.* **9**(12), 179. <https://doi.org/10.3390/cli9120179> (2021).
55. Pai, D. S., Bhate, J., Sreejith, O. P. & Hatwar, H. R. Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India. *Clim. Dyn.* **36**(1–2), 41–55. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0634-4> (2009).

56. Valadão, C. E. A., Carvalho, L. M. V., Lucio, P. S. & Chaves, R. R. Impacts of the Madden-Julian oscillation on intraseasonal precipitation over Northeast Brazil. *Int. J. Climatol.* **37**(4), 1859–1884. <https://doi.org/10.1002/joc.4818> (2016).
57. Wu, D., Zhao, S., Li, J. & Wang, W. Influences of atmospheric intraseasonal oscillation in mid-high latitudes on winter haze pollution over the Beijing-Tianjin-Hebei region. *Int. J. Climatol.* **43**(7), 3173–3188. <https://doi.org/10.1002/joc.8023> (2023).
58. Zebaze, S., Jain, S., Salunke, P., Shafiq, S. & Mishra, S. K. Assessment of CMIP5 multimodel mean for the historical climate of Africa. *Atmos. Sci. Lett.* <https://doi.org/10.1002/asl.926> (2019).
59. Djebata, J.-M., Nguimalet, C. R., & Camberlin, P. Variabilité saisonnière et intra-saisonnière de la pluviométrie en milieu forestier dans le Sud-ouest centrafricain. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* **384**, 367–373. <https://doi.org/10.5194/piahs-384-367-2021> (2021).
60. Gunta, S., Bhat, H. G., & Manjunatha, B. R. The response of geopotential height anomalies to el niño and la niña conditions and their implications to seasonal rainfall variability over the horn of africa. *Atmospheric and Climate Sciences* **12**(02), 475–492. <https://doi.org/10.4236/acs.2022.122028> (2022).
61. Longandjo, G.-N.T. & Rouault, M. On the structure of the regional-scale circulation over Central Africa: Seasonal evolution, variability, and mechanisms. *J. Clim.* **33**(1), 145–162. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0176.1> (2020).
62. Farnsworth, A., White, E., Williams, C. J. R., Black, E. & Kniveton, D. R. Understanding the large scale driving mechanisms of rainfall variability over Central Africa. In *Advances in Global Change Research*, 101–122. (Springer Netherlands, Dordrecht, 2011). Retrieved from <https://doi.org/10.1007/978-90-481-3842-55>
63. Omeny, P. A., Ogallo, L., Okoola, R., Hendon, H., & WHEELER, M. (2006). East African rainfall variability associated with the Madden-Julian Oscillation. *J. Kenya Meteorol. Soc.* **2**(2).
64. Hogan, E., Shelly, A. & Xavier, P. The observed and modeled influence of the Madden-Julian Oscillation on East African rainfall. *Meteorol. Appl.* **22**(3), 459–469. <https://doi.org/10.1002/met.1475> (2014).
65. Vashisht, A. & Zaitchik, B. Modulation of East African boreal fall rainfall: Combined effects of the madden-julian oscillation (MJO) and el niño-southern oscillation (ENSO). *J. Clim.* **35**(6), 2019–2034. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0583.1> (2022).
66. Yang, W., Seager, R., Cane, M. A., & Lyon, B. The Annual Cycle of East African Precipitation. *J. Clim.* **28**(6), 2385–2404. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-14-00484.1> (2015).

Author contributions

All authors contributed to the study conception and design. Material preparing, data collection and analysis were performed by C.W.T., A.T.S. and D.A.V. The first draft of the manuscript was written by C.W.T. and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

Funding

The authors declare that no funds, grants, or other support were received during the preparation of this manuscript.

Competing interests

The authors declare no competing interests.

Additional information

Correspondence and requests for materials should be addressed to C.W.T.

Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

© The Author(s) 2023