

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR : Sciences et Technologies

Département de physique

Mémoire de Master

Mention : Physique et Applications

Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan

Analyse des conditions atmosphériques associées à la saison des pluies 2020 au Sahel

Présenté par **Ousmane BA**

Sous la direction du **Prof Moctar CAMARA**

Soutenu publiquement le 12 avril 2024 devant le jury composé de :

Prénom et Nom	Grade	Qualité	Établissement
M. Bamol Ali SOW	Maître de Conférences	Président	UASZ
M. Samo DIATTA	Maître de Conférences	Rapporteur	UASZ
M. Mamadou Lamine MBAYE	Maître de Conférences	Examineur	UASZ
M. Moctar Camara	Professeur Titulaire	Directeur de mémoire	UASZ

Dédicaces

Je dedie ce memoire à mes feu parents :

Mon père Dialal Ba

Ma mère Hawa Ka

Pour m'avoir inculqué de bonnes valeurs et l'amour du travail bien fait et l'intégrité. J'aurai aimé qu'ils soient là encore pour assister ce jour mais le bon Dieu a choisi autrement. Que la terre leur soit légère !

A mon grand frère Mamadou Ba et ma sœur Bandel Ba pour leur soutien et encouragement.

A mon homonyme feu El hadji Ousmane Ndiaye qui m'a très tôt accueilli, élevé et m'a inscrit pour la première fois à l'école française .

A ma mère adoptive Adja Astou Ndiaye.

A mes très chers amis et camarades de promotion de Cem Cald Mbour et UASZ :Samba Silèye Mbow, Georges Fidèle Blin Diédhiou, Ibrahima Cissé, Ndiaga Cissé, Sokhna Mouhsinatou Mbacké Thiaw .

A ma famille d'accueil à Ziguinchor particulièrement à ma tutrice Maman Fatou Ba, Thierno Malick Konaté ainsi que sa femme Gnima Bandjinka.

A ma très chère cousine et confidente Salamata Ka.

Remerciements

Tout d'abord je rends grâce à Allah de m'avoir donné la force et la santé de réaliser ce travail.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude au Professeur Moctar Camara, du département de physique de l'université Assane Seck de Ziguinchor, d'avoir accepté de diriger ce travail. Sa direction, sa modestie, ses conseils, sa disponibilité, sa rigueur, son envie de transmettre le savoir, ses encouragements et ses remarques constructives m'ont été d'un apport précieux pour le bon déroulement de ce travail. Je le prie de bien vouloir accepter mes plus vifs et mes plus sincères remerciements pour l'aide et le soutien qu'il m'a apporté pour ce travail. Qu'il trouve ici, l'expression de ma très profonde reconnaissance et mon estime la plus sincère !

J'exprime également ma très profonde reconnaissance au Dr Ibrahima Diba pour tout son soutien et les conseils qu'il m'a toujours apportés.

Je remercie tous les membres du jury à sa tête le Président d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Mes remerciements vont à l'endroit des membres du corps professoral du département de physique : Dr Bamol Ali Sow, Dr Samo Diatta, Dr Mamadou Lamine Mbaye, Dr Ababacar Ndiaye, Dr Habib Boubacar Dieng, Dr Moustapha Thiam, Dr Diouma Kobor et Dr Lat Grand Ndiaye pour avoir participé à ma formation de la licence jusqu'en Master.

Je voudrais également exprimer ma profonde reconnaissance à toute de l'équipe de recherche du Laboratoire d'Océanographie des sciences de l'environnement et du Climat (Losec).

Je tiens à remercier mes camarades promotion : Makhmouth, Thierno, Amadou, Birame, Moussa et Cheikh pour leur soutien et encouragement. Je remercie à tous ceux j'aurai oublié de près ou de loin !

Résumé

L'Afrique de l'Ouest, en particulier le Sahel, a connu un changement climatique au cours des dernières décennies. Ce changement climatique a été associé à des événements extrêmes tels que les inondations de l'année 2020, qui ont causé des dommages matériels et humains dans plusieurs zones de l'Afrique de l'Ouest. L'objectif de l'étude est d'analyser les conditions atmosphériques associées à la saison des pluies de l'année 2020 au Sahel. Pour atteindre notre but, nous avons d'abord cherché à comprendre la distribution spatiale de la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature ou SST en anglais) avant et pendant la saison des pluies 2020. Ensuite, il s'est agi d'étudier les conditions dynamiques et thermodynamiques associées à la saison des pluies 2020 en la comparant à la climatologie 1991-2020. Les résultats obtenus avec les données de pluie du Global Precipitation Climatology Project (GPCP) montrent que la pluie est excédentaire durant l'année 2020 sur toute la bande sahélienne avec des maxima localisés sur une ceinture allant du Niger au Sénégal en passant par le Burkina Faso et le Mali. Cette forte pluviométrie a provoqué les inondations dévastatrices de l'année 2020 dans cette bande sahélienne. Le cycle annuel montre que la pluie est plus forte en 2020 comparée à la climatologie 1991-2020 surtout durant le cœur de l'hivernage (juillet à septembre). L'analyse de la SST montre des anomalies positives sur l'ensemble du domaine avant la saison des pluies (Mars-Avril) synonyme d'un certain réchauffement. Ensuite, une anomalie négative de SST est détectée dans le golfe de Guinée en Mai-Juin (début de la saison des pluies) et durant le cœur de la saison des pluies 2020 traduisant la présence d'une forte langue d'eau froide qui correspond à un refroidissement des eaux dans cette région. Cette forte langue d'eau froide peut induire un fort gradient de température entre le golfe de Guinée et le continent ; ce qui peut aboutir à l'établissement d'un fort flux de mousson. Les réanalyses du National Center for Environmental Prediction (NCEP) version 2 indiquent que le flux de mousson et le Jet d'Est Tropical (JET) sont plus forts durant la saison des pluies 2020 comparée à la climatologie 1991-2020 en cohérence avec la distribution de la SST. Le jet d'Est Africain (JEA) est positionné plus au Nord. En sus de cela, humidité intégrée dans les basses couches (pression réduite au niveau de la mer) est plus forte (faible) en 2020 dans la bande sahélienne suggérant la présence d'un environnement instable favorable à la convection. L'analyse de la divergence en haute troposphère (200 hPa) indique une forte situation de divergence qui est cohérente avec le renforcement de la pluie en zone Guinéenne et dans la bande sahélienne en 2020, comparée à la climatologie 1991-2020. L'analyse de la pression réduite au niveau de la mer montre un anticyclone de St Hélène plus fort et une situation dépressionnaire favorable à la convection au Sahel en 2020. Le profil vertical de la vitesse verticale montre deux zones de mouvements ascendants beaucoup plus développées en 2020 que pour la climatologie 1991-2020. La première zone d'ascendance située au Sud est relative à la convection humide ; alors que la seconde traduit la présence de la dépression thermique saharienne (convection sèche) au Nord du Sahel. L'ensemble de ces résultats montrent que les conditions dynamiques et thermodynamiques étaient plus favorables à un hivernage pluvieux en 2020 ; ce qui peut se traduire par la survenue des pluies diluviennes observées durant cette année.

Mots clés : Conditions atmosphériques, mousson, JEA, JET, SST, Sahel

Abstract

West Africa, particularly the Sahel, has experienced climate change in recent decades. This climate change has been associated with extreme events such as the floods of 2020, which caused material and human damage in several areas of West Africa. The objective of the study is to analyze the atmospheric conditions associated with the 2020 rainy season in the Sahel. To achieve our goal, we first sought to understand the spatial distribution of the Sea Surface Temperature (SST) before and during the 2020 rainy season. Then, it was a matter of study the dynamic and thermodynamic conditions associated with the 2020 rainy season by comparing it to the 1991-2020 climatology. The results obtained with rainfall data from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) show that there is excess rain during the year 2020 over the entire Sahelian strip with maxima localized on a belt going from Niger to Senegal via BurkinaFaso and Mali. This heavy rainfall caused the devastating floods of the year 2020 in this Sahelian region. The annual cycle shows that the rain is heavier in 2020 compared to the 1991-2020 climatology, especially during the core of the rainy season (July to September). The SST analysis shows positive anomalies across the entire area before the rainy season (March-April) synonymous with a certain warming. Then, a negative SST anomaly is detected in the Gulf of Guinea in May-June (beginning of the rainy season) and during the core of the 2020 rainy season reflecting the presence of a strong tongue of cold water which corresponds to a cooling of the waters in this region. This strong cold tongue water can induce a strong temperature gradient between the Gulf of Guinea and the continent ; which can result in the establishment of a strong monsoon flow. The National Center for Environmental Prediction (NCEP) version 2 reanalyses indicate that the monsoon flow and the Tropical Eastern Jet (TEJ) are stronger during the 2020 wet season compared to the 1991-2020 climatology consistent with the distribution of the SST. The African Easterly Jet (AEJ) is positioned further north. In addition to this, the integrated humidity in the lower levels (reduced pressure at sea level) is stronger (lower) in 2020 in the Sahelian band suggesting the presence of an unstable environment favorable for convection.

The analysis of the divergence in the upper troposphere (200 hPa) indicates a strong divergence situation which is consistent with the strengthening of rain in the Guinean zone and in the Sahelian belt in 2020, compared to the 1991-2020 climatology. Analysis of reduced sea level pressure shows a stronger St Helena anticyclone and a low pressure situation favorable to convection in the Sahel in 2020. The vertical profile of the vertical velocity shows two zones of ascending movements that are much more developed in 2020 than for the 1991-2020 climatology. The first upward zone located to the South relates to moist convection ; while the second reflects the presence of the Saharan thermal low (dry convection) in the North of the Sahel. All of these results show that dynamic and thermodynamic conditions were more favorable for a humid rainy season in 2020 ; This can be translated as the occurrence of the torrential rains observed during this year.

WordsKeys : Atmospheric conditions, monsoon, EAJ, TEJ, SST, Sahel

Liste des Acronymes

AMMA :	Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine
AO :	Afrique de l'Ouest
CILSS :	Comité Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse
EOT :	Téléconnexions Orthogonales Empiriques
ERSST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
FIT :	Front Intertropical
GPCP :	Global Precipitation Climate Projet
ICOADS :	International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset
IDE :	Integrated Development Environment
JAS :	Juillet-Aout- Septembre
JEA :	Jet d'Est Africain
JET :	Jest d'Est Tropical
JOST :	Jet d'Ouest Subtropical
LEF :	Langue d'Eau Froide
LG :	Ligne de Grain
NCEP :	National Center for Environmental Prediction
NOAA :	National Oceanic and Atmosphric Administration
OEA :	Ondes d'Est Africaine
OMM :	Organisation Mondiale de la Météorologie
SCM :	Systèmes Convectifs Méso-échelles
SHL :	Heat Low Saharan
SPI :	Standardized precipitation index
TSM :	Temperature Surface de la Mer
ZCIT :	Zone de Convergence Intertropicale

Table des matières

Dédicaces	i
Remerciements	ii
Résumé	iii
Abstract	iv
Liste des Acronymes	v
Introduction	1
1 GÉNÉRALITÉS SUR LE SYSTÈME CLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST	3
1.1 contexte et problématique	3
1.2 Climat	4
1.3 Dynamique de l'atmosphère	4
1.4 Le système de mousson en Afrique de l'Ouest	7
1.4.1 Flux de mousson	9
1.4.2 Flux d'harmattan	12
1.4.3 Le Front Inter Tropical	12
1.4.4 Le Jet d'Est Africain (JEA)	13
1.4.5 Le Jet d'Est Tropical(JET)	14
1.4.6 Le Jet d'Ouest Subtropical(JOST)	14
1.4.7 Dépression thermique Saharienne	14
1.4.8 Les ondes d'Est Africaines	16
1.4.8.1 Les ondes de période 3-5 jours	16
1.4.8.2 Les ondes de périodes 6-9 jours	17
1.4.9 Les systèmes convectifs	17
1.4.9.1 Les systèmes uni-cellulaires(ou isolés)	17
1.4.9.2 L'orage –multicellulaire	17
1.4.9.3 Les systèmes convectifs de méso-échelles	17
2 DONNÉES ET MÉTHODES	19
2.1 Description des données	19

2.1.1	Observations du GPCP	19
2.1.2	Réanalyses de NCEP version 2	19
2.1.3	Observations de Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST)	20
2.2	Méthodologie	20
2.2.1	Présentation de la zone d'étude	20
2.2.1.1	Caractéristiques physiques	22
2.2.1.2	Principaux types de sols	22
2.2.1.2.1	Plateaux cuirassés	22
2.2.1.2.2	Les Vallées sèches	22
2.2.1.3	Types de végétation	22
2.2.1.3.1	Végétation Soudanienne	22
2.2.1.3.2	La végétation sahélienne	23
2.3	méthodes statistiques et les logiciel utilisés	24
2.3.1	méthodes statistiques	24
2.3.1.1	Indice Pluviométrique	24
2.3.1.2	Anomalie de Température	24
2.3.1.3	Divergence du vent	25
2.3.1.4	Humidité intégrée	25
2.3.2	Les logiciels utilisés	25
2.3.2.1	CDO(climate data operators),NCO (netCDF operators)	25
2.3.2.2	PYTHON	25
2.3.2.3	GrADS (Grid Analysis and Display System)	26
3	RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	27
3.1	Variabilité de la pluviométrie au Sahel	27
3.2	Le cycle annuel de la pluie	28
3.3	Variabilité interannuelle de la pluie au Sahel	29
3.4	Température de surface de la mer	30
3.5	Vent zonal dans les basses, moyennes et hautes couches de l'atmosphère	31
3.6	Profil vertical du vent zonal	32
3.7	Divergence du vent à 200 hpa	34
3.8	Humidité relative intégrée dans les basses couches (1000-850 hPa)	34
3.9	Pression de surface réduite au niveau de la mer	35
3.10	Profil vertical du Vent vertical	37
	Conclusion et Perspectives	38
	Bibliographie	46

Table des figures

1.1	Bilan énergétique en moyenne globale et annuelle du système "Terre-Atmosphère". Les flèches jaunes représentent le rayonnement solaire (ultraviolet), les flèches rouges le rayonnement émis par la Terre et l'Atmosphère (infrarouge), les flèches vertes et bleues respectivement les flux de chaleur sensible et latente. Les unités sont en $w.m^{-2}$ (source :Kiehl et Trenberth, 1997).	5
1.2	Répartition inégale de l'énergie (Source : Beucher, 2010).	6
1.3	circulations atmospheriques(Source : Lespinas, 2008).	7
1.4	schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des différents éléments de la mousson africaine : le flux de mousson, le flux d'Harmattan et les vents zonaux dominants (JEA : Jet Africain; JET : Jet d'Est Tropical et JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical)(source : Peyrillé, 2006).	9
1.5	Schéma synthétisant les composantes essentielles de la mousson de l'Afrique de l'Ouest(source :Lafore et al., 2010).	9
1.6	variation de la position de ZCIT durant l'année(source : http://www.cyclonextreme.com)	11
1.7	pluies journalières (en mm,jour-1) entre 10°E et 10°W (Source :Sultan et Janicot., 2003).	12
1.8	La circulation atmosphérique en saison de mousson en Afrique de l'Ouest.(MétéoFrance)	13
1.9	principales caractéristiques de grande échelle de la mousson de l'Afrique de l'Ouest Atlantique tropical (source : Parker et al., 2005).	15
1.10	Position des zones de fortes pluviometries en AO (Montagnes Fouta Djallon , Jos et Mont Cameroun).(Source :(Camara et al., 2013).	16
1.11	Modele conceptuel d'une Ligne de Grain (soure :(Lafore, J-P., 2004)).	18
2.1	Localisation géographique de la zone d'étude(source :Hatshorn et Hammel).	21
2.2	Topographie de la zone d'étude.	21
2.3	Les types de sols au niveau des pays membres du CILLS.Source :Projet Alerte Précoce et Prévision des Productions Agricoles,Agrhymet,2001.	24
3.1	Pluie moyenne en été (JAS) pour la climatologie 1991-2020 (A), l'année 2020 (B)et leur différence(C).	28
3.2	Cycle annuel de la pluie en 2020 et pour la climatologie 1991-2020.	29
3.3	Indice pluviométrique standardisé des précipitations moyenné dans la zone (10°N-18°N , 15°W-15°E.) de 1991 à 2020.	30
3.4	Anomalie de SST en Mars-Avril, Mai-Juin, Juillet-Aout-Septembre par rapport à la climatologie 1991-2020.	31
3.5	Distribution du vent zonal en été dans les basses couches (850hpa),dans les moyennes couches(700hpa),dans les hautes couches (200hpa) pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020.	32

TABLE DES FIGURES

3.6	Profil vertical de la vitesse zonale en été (moyenne Juillet-Aout-Septembre)moyenné entre les longitudes 15°W et 15°E pour la climatologie 1991-2020(A) et l'année 2020(B)	33
3.7	Divergence à 200 hPa en été boréal (JAS) pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020.	34
3.8	Distribution de l'humidité relative sur la période juillet-Aout-Septembre(JAS)pour la climatologie 1991-2020(A),l'année 2020 (B) et leur difference(C).	35
3.9	Pression réduite au niveau de la mer en été (moyenne juillet-Août-Septembre -JAS) pour la climatologie 1991-2020 (A), l'année 2020 (B) et leur différence (C).	36
3.10	Profil vertical de la vitesse verticale en été (moyenne Juillet-Aout-Septembre)moyenné entre les longitudes 15°W et 15°E pour la climatologie 1991-2020(A) et l'année 2020 (B).	37

Introduction

Le climat sahélien est caractérisé par une longue saison sèche et un hivernage (saison des pluies) qui débute en juin et se termine en septembre-octobre [1]. Cette dernière saison est associée au processus de transfert de l'humidité océanique en direction du continent, connu sous le nom de mousson ouest-africaine. Ce mouvement est régi par une translation d'ensemble de l'équateur météorologique et de son couloir dépressionnaire, la zone de convergence intertropicale (ZCIT), vers le nord. Cette translation est impulsée par l'attraction des dépressions thermiques sahariennes et la plus grande vigueur des noyaux anticycloniques de l'hémisphère sud pendant l'hiver [2].

Dès le mois de mars, la migration d'ensemble du système équatorial, ainsi que des flux d'alizés issus de l'hémisphère sud, commence leur progression vers le nord. Les alizés du sud, qui traversent l'équateur géographique, subissent une rotation due à la force de Coriolis appliquée à l'hémisphère nord. Ils acquièrent ainsi une nouvelle direction, du sud-ouest au nord-est, qui matérialise le flux de mousson et permet le transfert de l'humidité vers le continent en maintenant les caractéristiques thermiques et hydriques du flux d'origine.

Les cumuls de pluie associés à cette translation déterminent le sous-type de climat. La zone sahélienne typique présente une pluviométrie annuelle moyenne comprise entre 200 et 400 mm. Si l'on considère les zones sahélo-soudanienne au sud et sahélo-sahélienne au nord dans leur ensemble, elles reçoivent respectivement entre 400 et 800 mm et entre 50 et 200 mm de précipitations par an en moyenne [3]. L'irrégularité climatique est la norme dans cette région de l'Afrique de l'Ouest [4].

Dans les années 2000, les chercheurs ont intensivement étudié la mousson africaine pour mieux comprendre la complexité associée à sa variabilité spatio-temporelle à travers un ambitieux programme appelé AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) [1]. Alors que la hausse des températures à l'échelle mondiale est indéniable, l'évolution de la pluviométrie est jusqu'à présent beaucoup moins évidente en raison de sa forte variabilité spatio-temporelle. Cependant, l'intensification du cycle hydrologique sous l'effet des fortes températures pourrait entraîner une augmentation de l'évaporation et des précipitations en raison de l'augmentation du pouvoir évaporant de l'air. Différentes études portant sur l'évolution des précipitations ont montré que le changement climatique, principalement causé par les activités anthropiques, s'est traduit par une intensification des précipitations et une récurrence accrue des événements extrêmes. Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM), les inondations ont touché de nombreuses régions du monde et ont causé des milliers de victimes au cours de la décennie 2001-2010. Ce phénomène s'est également reproduit lors de la saison des pluies en 2020, entraînant plusieurs pertes de vies humaines, des dommages matériels, des milliers de personnes déplacées, la famine et des problèmes de santé dans la bande

sahélienne.

Dans la bande sahéenne, le Niger est le pays le plus impacté avec 71 morts et 90 blessés. Plus de 350.000 personnes sont affectées par ces inondations, en particulier dans la région de Maradi où six sites de déplacés internes ont été d'ailleurs touchés.

De ce fait, plus de 9000 réfugiés et déplacés se retrouvent sans abris.

Au Sénégal en une journée, il a été enregistré plus de pluies que durant la saison des pluies habituelle dans la banlieue de Dakar. De fortes précipitations ont provoqué des inondations dévastatrices durant l'année 2020 occasionnant de nombreux victimes et dégâts : des habitations ont été détruites, des écoles ont été occupées voire même défigurées par les eaux pluviales et des véhicules ont flottés dans les torrents de boue.

Au Mali, les inondations ont provoqué des milliers de déplacés internes et de membres des communautés locales. La destruction de centaines de maisons est constatée dans les régions GAO, Mopti, Ségou et Sikasso.

Quant au Burkina Faso, ces pluies ont affecté l'ensemble des 13 régions, causant la mort de 41 personnes et 112 blessés. Les pluies torrentielles ont causé des dégâts considérables et ont provoqué le déplacement interne à travers toute la région du Sahel, où plus de 12000 personnes ont vécu dans la rue [5, 6].

Ces inondations touchant la bande sahéenne mettent en évidence la vulnérabilité et la faiblesse des capacités de résilience et d'adaptation des états africains[7].

C'est dans ce contexte que s'inscrit notre étude qui a comme objectif général d'analyser les conditions atmosphériques associées à la saison des pluies en 2020.

Ce travail se décline sous deux objectifs spécifiques :

- Caractériser la distribution de la SST pendant et surtout avant la saison des pluies 2020 afin de déterminer s'il existait des conditions propices à l'avènement d'une saison des pluies humides au Sahel en 2020.
- Déterminer les conditions dynamiques et thermodynamiques associées à la saison des pluies 2020.

Ce mémoire s'articule autour de trois chapitres :

Chapitre 1 présente des généralités sur le système climatique en Afrique de l'Ouest. Ce chapitre fournit un contexte général sur le climat de la région sahéenne et les processus météorologiques qui influencent la saison des pluies.

Chapitre 2 traite des données et méthodes utilisées. Ce chapitre détaille les données climatiques et la méthodologie utilisée dans notre étude.

Chapitre 3 est dédié aux résultats et discussions. Il présente ainsi les résultats des analyses des conditions dynamiques et thermodynamiques associées à la saison des pluies 2020. Nous discuterons des conclusions tirées de ces résultats et de leur pertinence pour la compréhension du climat sahéen. Enfin, la conclusion du rapport résumera les principaux résultats et les perspectives de recherches futures.

Chapitre 1

GÉNÉRALITÉS SUR LE SYSTÈME CLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST

Dans ce chapitre, nous abordons les principaux éléments qui régissent le climat de l'Afrique de l'Ouest en été boréal, en mettant l'accent sur la circulation atmosphérique. Les éléments suivants sont décrits dans ce chapitre : la circulation de mousson, le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (JET), les Ondes d'Est Africaines (OEA) ainsi que les systèmes précipitants.

1.1 contexte et problématique

Au cours du xxe siècle, une diminution de l'intensité de la mousson a été observée à l'échelle mondiale [8], et en particulier au Sahel où la tendance à la baisse est la plus marquée [9]. Cependant, depuis le début des années 1990, on observe plutôt une reprise des précipitations au centre du Sahel [10, 11]. Dans ce contexte de changement climatique, il est important de se questionner sur l'évolution des précipitations en lien avec les conditions dynamiques et thermodynamiques de l'atmosphère, notamment celles de l'année 2020 marquée par des inondations dévastatrices sur toute la bande sahélienne, entraînant des pertes matérielles et humaines considérables.

Des études préliminaires réalisées par Monerie (2013) suggèrent une possible augmentation des précipitations au cœur de la mousson (juillet à septembre) et pendant la phase de retrait (septembre à octobre) [12]. Ces résultats laissent entrevoir une complexité dans l'évolution des précipitations au Sahel, avec des variations spatio-temporelles importantes. Il est donc nécessaire d'approfondir les recherches pour mieux comprendre les mécanismes sous-jacents à ces fluctuations et pour évaluer l'impact du changement climatique sur les précipitations dans la région.

Dans ce contexte, l'analyse des conditions atmosphériques dynamiques et thermodynamiques de l'année 2020, marquée par des inondations exceptionnelles, permettra d'apporter des informations précieuses sur les facteurs influençant ces événements et de mieux appréhender les liens entre le changement climatique et les précipitations au Sahel. Cette étude contribuera à une meilleure compréhension des phénomènes climatiques dans la région et à l'élaboration de mesures d'adaptation et de gestion des risques pour faire face aux futurs changements du climat.

1.2 Climat

Le climat est défini comme l'ensemble des conditions atmosphériques moyennées sur une longue période, généralement d'au moins 30 ans, dans une région donnée. Selon l'Organisation météorologique mondiale (OMM), le climat est caractérisé par des statistiques à long terme telles que les valeurs moyennes, les variances, les probabilités et les valeurs extrêmes des différents éléments météorologiques dans une région spécifique. Il s'agit d'une synthèse des conditions météorologiques dans cette région. Le système climatique est l'ensemble des interactions entre différentes composantes de la Terre, notamment l'atmosphère (air sec, vapeur d'eau, impuretés, ozone, gaz carbonique, etc.), l'hydrosphère (les étendues d'eau liquide), la lithosphère (la surface terrestre), la cryosphère (les régions glacées, montagneuses ou polaires) et la biosphère (la végétation, la faune et l'activité humaine). Sous l'influence du rayonnement solaire, ces composantes interagissent en permanence par le biais de processus physiques, chimiques et biologiques tels que le rayonnement, le cycle de l'eau, le cycle du carbone, le transfert de chaleur et de mouvement, entre autres. Le climat lui-même est le résultat de ces interactions à l'échelle locale et régionale, ce qui explique la complexité et la diversité des climats existants sur Terre. Les processus climatiques sont influencés par de nombreux facteurs, tels que la géographie, l'altitude, la proximité des océans, les courants marins, les masses d'air, les variations saisonnières, les interactions entre les différents systèmes climatiques, et bien sûr, les émissions de gaz à effet de serre et le changement climatique d'origine humaine. La compréhension du climat et de ses composantes est essentielle pour évaluer les changements climatiques passés et futurs, ainsi que pour développer des stratégies d'adaptation et de mitigation face aux impacts du changement climatique [13].

1.3 Dynamique de l'atmosphère

Le rayonnement solaire est le moteur du climat sur Terre. Lorsqu'un corps est exposé au soleil, il absorbe le rayonnement électromagnétique thermique émis par celui-ci. Ce rayonnement se propage à travers le vide interplanétaire, puis à travers l'atmosphère, avant d'être en partie absorbé par la surface terrestre. À son tour, la surface terrestre émet un rayonnement propre. La Terre reçoit ainsi, sous forme de rayonnement thermique de courte longueur d'onde, l'énergie rayonnée par le soleil. L'énergie absorbée par la surface terrestre est ensuite réémise vers l'espace. L'absorption et la réémission par la surface terrestre entraînent une modification de la gamme de fréquences du rayonnement électromagnétique par rapport au rayonnement solaire incident[14]. Le climat à la surface de la Terre est régi par les lois du système climatique, qui est un système très complexe comprenant principalement l'atmosphère, la lithosphère, l'hydrosphère, la cryosphère et la biosphère. Ces éléments interagissent en permanence par le biais de phénomènes physiques, chimiques et biologiques tels que le rayonnement, le cycle de l'eau, le cycle du carbone, le transfert de chaleur et les mouvements atmosphériques. La circulation générale de l'atmosphère est le mouvement à l'échelle planétaire de la couche d'air qui entoure la Terre, redistribuant la chaleur provenant du soleil en conjonction avec la circulation océanique. Elle englobe les grands mouvements horizontaux et verticaux de l'atmosphère à l'échelle mondiale[15]. Le soleil est le principal moteur de ces mouvements, fournissant de l'énergie à la Terre, principalement sous forme de rayonnement à très courtes longueurs

d'onde et dans le proche infrarouge. Une partie de ce rayonnement traverse l'atmosphère, tandis que la majorité est absorbée et/ou renvoyée vers la surface par les nuages et les gaz à effet de serre tels que la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde nitreux, l'ozone, etc. La fraction du rayonnement qui est renvoyée vers la surface terrestre contribue à réchauffer celle-ci ainsi que les basses couches de l'atmosphère, créant une température moyenne de 14°C à la surface du globe au lieu de -18°C, qui serait normalement observée sans effet de serre[16].

- Bilan radiatif

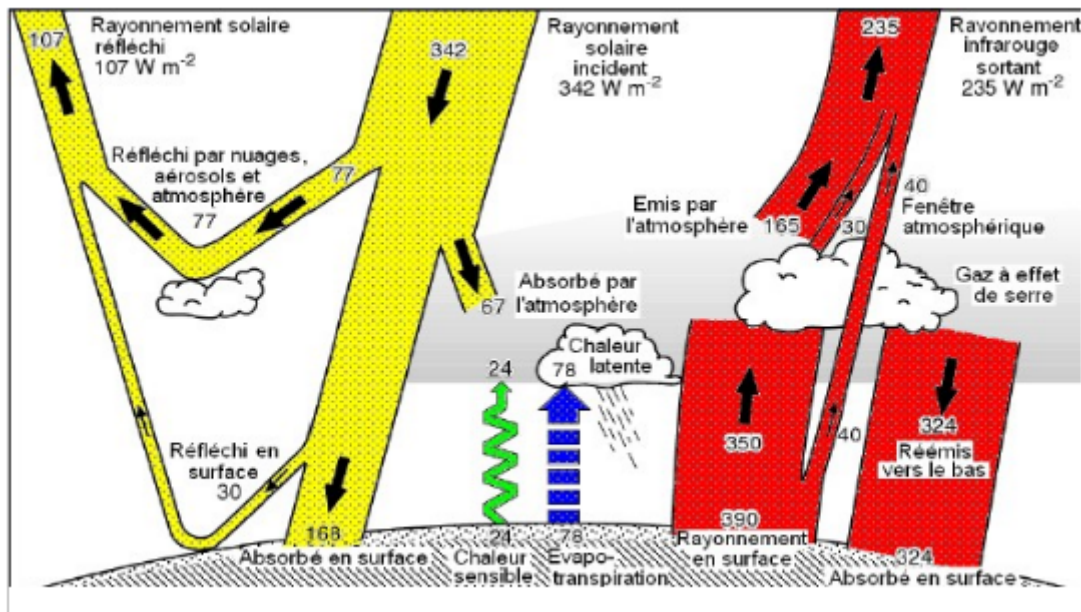


Figure 1.1 – Bilan énergétique en moyenne globale et annuelle du système "Terre-Atmosphère". Les flèches jaunes représentent le rayonnement solaire (ultraviolet), les flèches rouges le rayonnement émis par la Terre et l'Atmosphère (infrarouge), les flèches vertes et bleues respectivement les flux de chaleur sensible et latente. Les unités sont en $W \cdot m^{-2}$ (source :Kiehl et Trenberth, 1997).

Ce schéma illustre le bilan radiatif et les échanges d'énergie dans le système climatique[17]. Des mouvements ascendants se créent, mais en s'élevant, l'air se refroidit, environ 1° tous les 100 mètres dans la troposphère, ce qui le rend instable jusqu'à la tropopause. L'air redescend alors vers le sol. Cette circulation forme un courant de convection. De telles boucles de circulation portent le nom de cellule [18]. Le modèle de circulation générale propose trois cellules de convection dans chaque hémisphère : une cellule équatoriale dans le sens direct, dite cellule de Hadley, une cellule à circulation inverse de la précédente, dite cellule de Ferrel, et une cellule polaire à nouveau à circulation directe. L'Afrique de l'Ouest étant située dans la région équatoriale, rassemble les cellules de Hadley .L'influence de la force de Coriolis limite ainsi l'étendue de cette cellule de Hadley à des latitudes voisines de plus ou moins 30°N [19]. Le flux solaire absorbé par le système Terre-Atmosphère est la résultante du rayonnement solaire incident modulé par l'albédo du système Terre-Atmosphère. Un corps possédant un albédo de 0,3 réémet 30% du rayonnement solaire (RS) vers l'espace .Le climat du système terrestre est d'abord défini par son bilan radiatif net, soit la différence entre le flux solaire qu'il absorbe et le infrarouge qu'il émet vers l'espace. Ce bilan n'a pas une répartition uniforme, les régions polaires sont toujours déficitaires alors que les régions intertropicales sont globalement excédentaires (jusqu'à 360 w.m^{-2} qu'aux pôles 0 w.m^{-2} pendant la nuit polaire)[14].

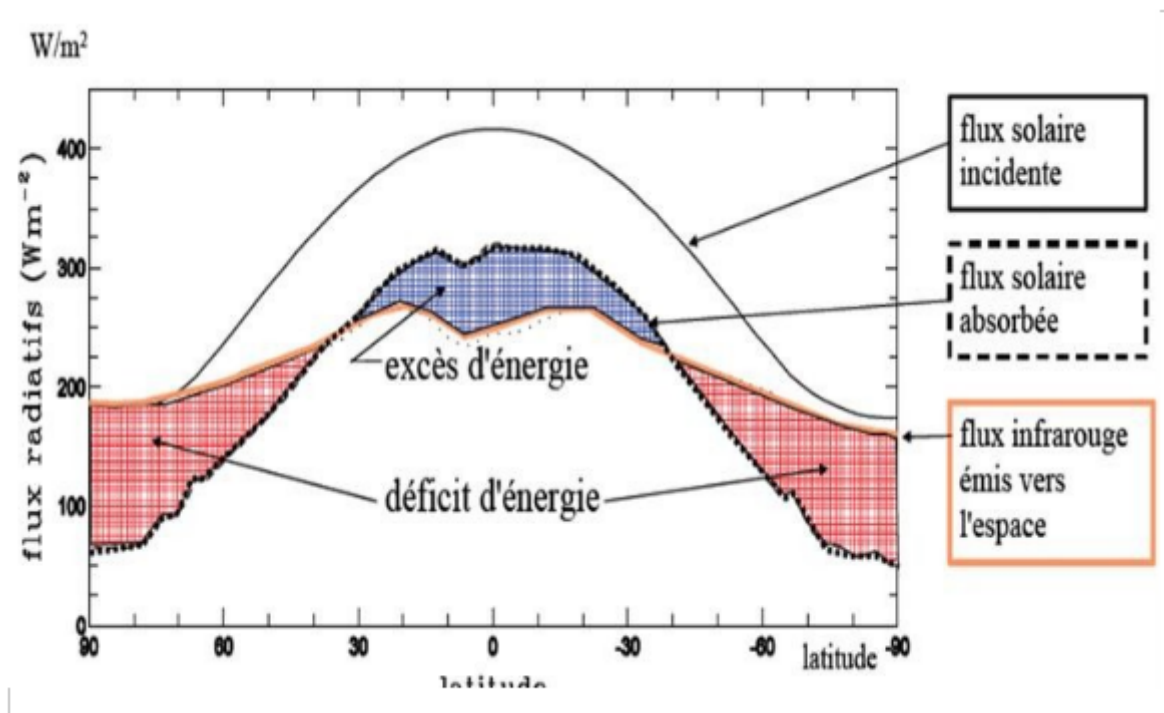


Figure 1.2 – Répartition inégale de l'énergie (Source : Beucher, 2010).

À latitude égale, des disparités régionales très importantes peuvent être observées. L'exemple le plus frappant est, en été boréal, le Sahara, déficitaire en énergie, alors que les océans subtropicaux sont excédentaires. La surface du Sahara a un pouvoir réfléchissant (albédo) de l'énergie solaire important et ne peut stocker l'énergie reçue en profondeur dans le sol, ce qui l'oblige à la ré-émettre immédiatement vers l'atmosphère et l'espace sous forme de chaleur. Les océans ont en revanche un albédo faible et une forte capacité à stocker l'énergie reçue dans la couche de mélange, limitant

ainsi les pertes par rayonnement infrarouge[20]. La circulation atmosphère générale ainsi définie (figure 1.3), assure 70 à 80% du transfert de l'énergie entre les régions à bilan radiatif positif et celles à bilan radiatif négatif. Elle joue un rôle considérable dans le cycle de l'eau, assurant le transport d'énormes quantités de vapeur d'eau. Selon Palmen (1951) dans un modèle de circulation générale atmosphérique sans prise en compte des continents et des océans, on observe trois cellules de circulation des vents entre l'équateur et les pôles. Les cellules de Hadley s'étendent de l'équateur jusqu'à environ 0°N et S, englobant l'Afrique de l'Ouest et la zone de circulation de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO). Les cellules de Ferrel se situent aux latitudes moyennes, entre (de 30°N à 60°N. Enfin, les cellules polaires se trouvent au nord de 60° et au sud de 60°. Cependant, contrairement à l'idéalisation des cellules dans le modèle de Palmen, les cellules de Hadley sont dissymétriques et fortement modulées par le cycle saisonnier Janicot et Fontaine (1993) définissent la zone de convergence intertropicale (ZCIT) comme étant le lieu où les cellules des hémisphères nord et sud se rencontrent[2]. C'est dans cette zone que l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale, ce qui caractérise une zone de convection profonde et humide près de l'équateur. La trace au sol de la confluence des vents des deux hémisphères est associée à une convergence sèche appelée le Front Intertropical (FIT), qui est moins développé verticalement et se situe plus au nord que la ZCIT.

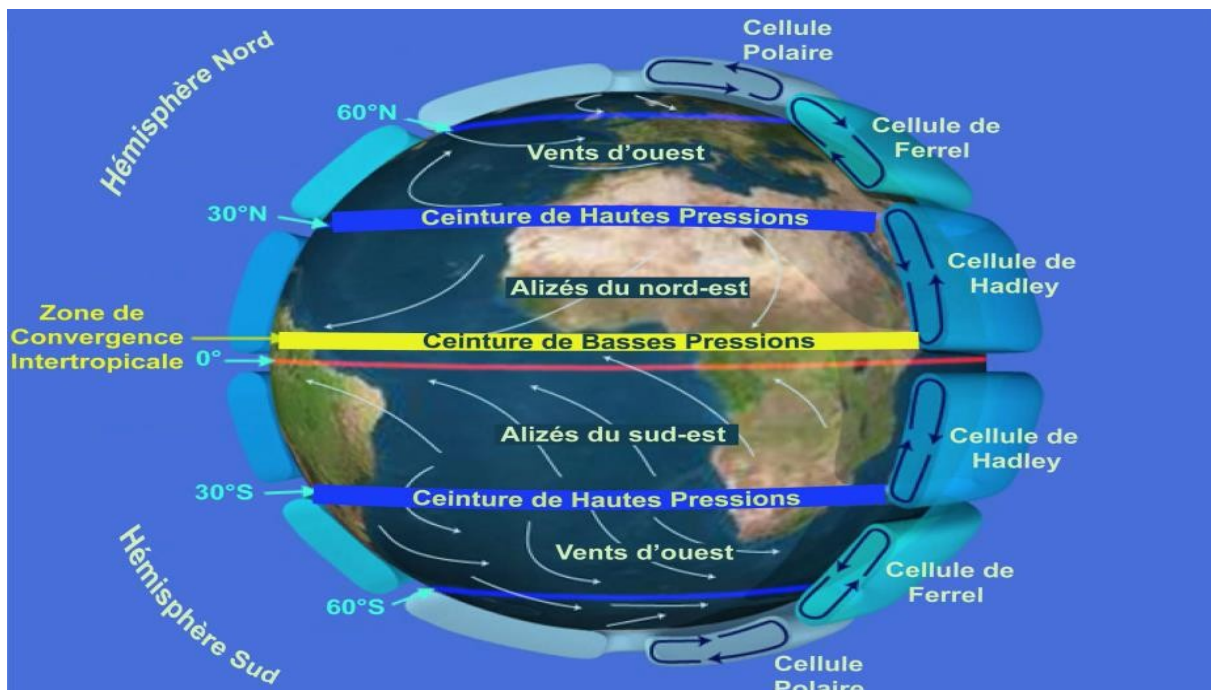


Figure 1.3 – circulations atmosphériques (Source : Lespinas, 2008).

1.4 Le système de mousson en Afrique de l'Ouest

La mousson africaine est le résultat d'un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. Elle constitue une réponse directe aux gradients méridionaux de l'événement humide et sec. Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des températures de surface de l'océan atlantique et du continent africain. L'océan ayant une grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'océan[21]. Cette différence crée un gradient thermique méridien très marqué, surtout dans la couche limite entre le golfe de

Guinée et les régions continentales de l'Afrique de l'Ouest pendant l'été boréal. Ce gradient est essentiel dans la dynamique de la mousson africaine ; il renforce les alizés de l'hémisphère sud, qui sont les vents de sud-est capables de traverser l'équateur. Une fois dans l'hémisphère nord, ces vents chargés d'humidité sont déviés vers l'est sous l'effet de la force de Coriolis et apportent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation des nuages. La saison de mousson est surtout marquée par la formation de nombreux systèmes convectifs à méso-échelle (SCM) qui sont à l'origine de la majorité des précipitations observées sur la bande sahélienne pendant la saison des moussons. La circulation de la mousson est un processus sensible aux états de surface océaniques et continentales. Plusieurs études ont montré que les températures de surface marines jouent un rôle important dans la circulation de la mousson d'Afrique de l'Ouest pendant l'été boréal [22, 23]. Un réchauffement de l'Atlantique du Sud associé à un refroidissement de l'Atlantique Nord limite la pénétration de l'humidité sur le continent. De nombreuses études ont souligné la sensibilité de la dynamique de la mousson et des précipitations aux processus de surface continentaux tels que l'albédo, la rugosité de surface, la végétation, l'humidité des sols et l'évaporation. L'albédo a une rétroaction positive sur la sécheresse à l'échelle pluriannuelle [24]. Quant à l'humidité des sols, sa baisse limite la convergence des flux d'humidité en réduisant les gradients verticaux et horizontaux d'énergie, suite à une réduction de l'évaporation [25]. La sensibilité de la circulation de la mousson à la végétation a été étudiée par Xue et al (1993), qui ont conclu que la désertification au Sahel réduit la convergence des flux d'humidité et de précipitations [26]. Plus tard, Zheng et al (1998) ont montré que la dégradation des forêts en zone guinéenne a des conséquences encore plus dramatiques sur la circulation de la mousson en réduisant l'énergie statique humide dans les basses couches [27]. Cela diminue l'intensité de la mousson et son potentiel pluviométrique sur le Sahel. Les gradients d'énergie entre le système océan-atmosphère jouent un rôle non seulement dans la circulation des basses couches, mais également dans la circulation de la troposphère, marquée par la présence du Jet d'Est Africain (JEA). Le climat d'Afrique de l'Ouest en été boréal est piloté par le système de mousson s'organisant autour d'éléments tels que le flux de mousson à 850 hPa au niveau des basses couches et de direction sud-ouest, le Jet d'Est Africain (JEA) dans la moyenne troposphère à 700 hPa et de direction est-ouest, le Jet d'Est Tropical (JET) dans la haute troposphère à 200 hPa et de direction est-ouest, et la dépression thermique saharienne. La circulation de la mousson africaine est donc un phénomène très complexe car elle implique de nombreux éléments très différents en interaction les uns avec les autres. Ces interactions sont résumées au niveau de la figure 1.4. La Figure 1.5 reproduit les mêmes éléments pour une vision planétaire en trois dimensions, montrant les composantes clés du système de mousson africaine et les interactions entre elles. Les deux principales structures convectives de grande échelle sont la zone de convergence intertropicale (ZCIT), caractérisée par un maximum de température potentielle équivalente, et la dépression thermique saharienne (SHL : Saharan Heat Low), associée à un maximum de température de surface entre juin et septembre [28].

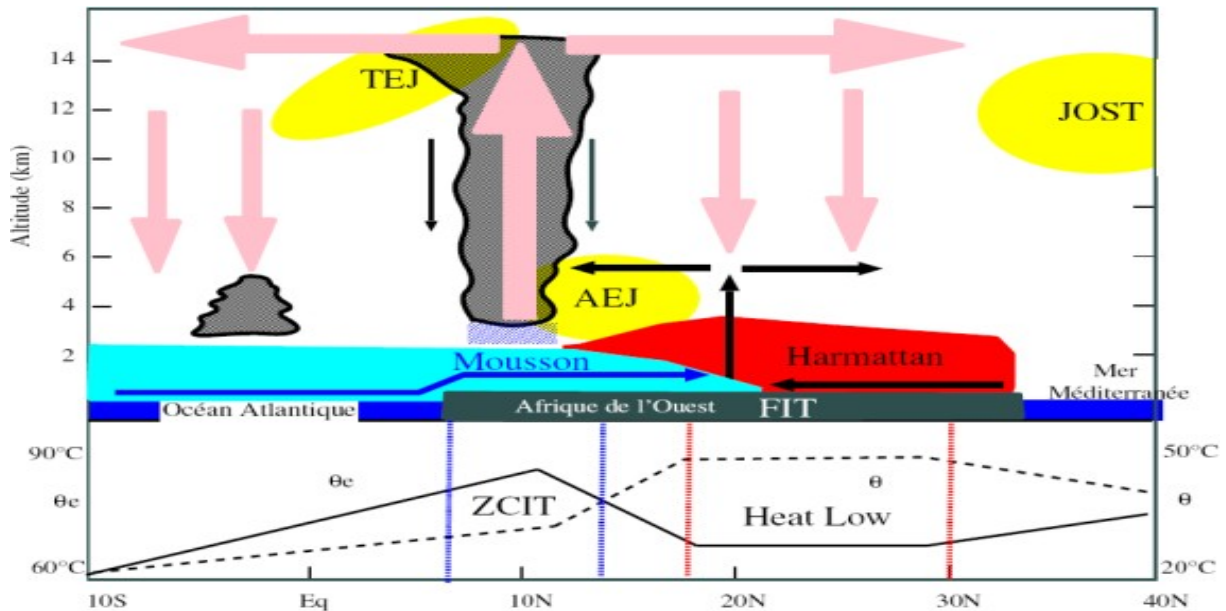


Figure 1.4 – schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des différents éléments de la mousson africaine : le flux de mousson, le flux d'Harmattan et les vents zonaux dominants (JEA : Jet Africain ; JET : Jet d'Est Tropical et JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical)(source : Peyrillé, 2006).

Le flux de mousson, le flux d'Harmattan et les vents zonaux dominants (JEA : Jet Africain ; JET : Jet d'Est Tropical et JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical) sont représentés dans le graphique du bas.

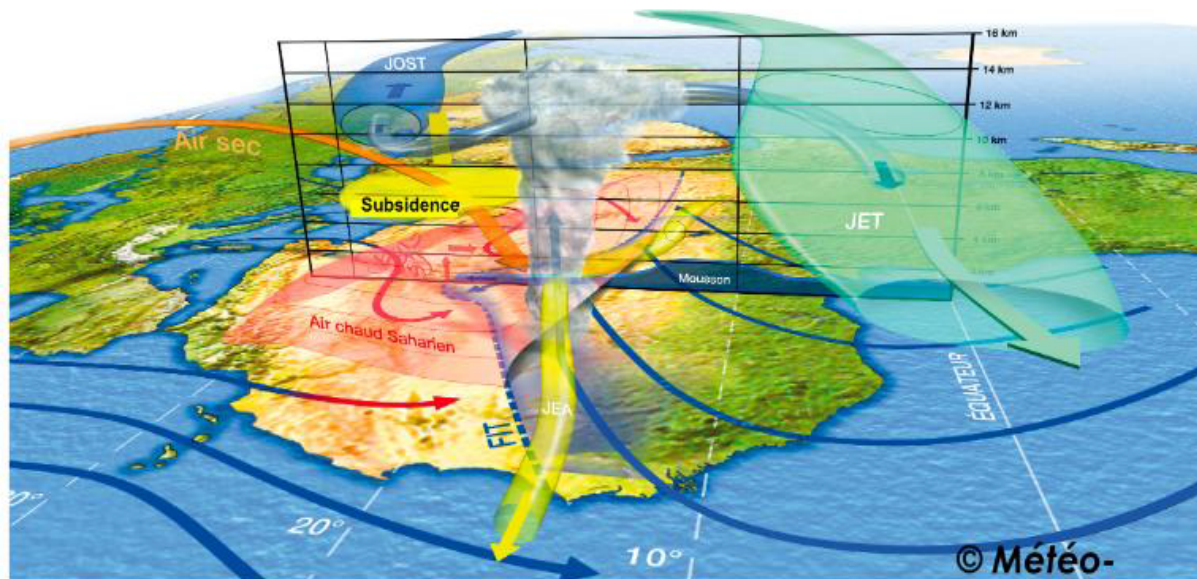


Figure 1.5 – Schéma synthétisant les composantes essentielles de la mousson de l'Afrique de l'Ouest(source :Lafore et al., 2010).

1.4.1 Flux de mousson

Les alizés de l'hémisphère sud (sud-est), issus de l'anticyclone de Sainte-Hélène, sont suffisamment renforcés pour traverser l'équateur et changer d'hémisphère. Ces vents chargés d'humidité, après avoir traversé l'équateur, sont déviés par la composante horizontale de la force de Coriolis, ce qui donne naissance au « flux de mousson » (vent du sud-ouest). Ce flux de mousson transporte sur

le continent de l'air chargé d'humidité nécessaire à la convection nuageuse. L'intensité du flux de mousson et son contenu énergétique sont donc déterminants pour sa localisation sur le continent. Sur le continent, ce flux de mousson rencontre un vent du nord-est chaud et sec en provenance du Sahara, correspondant aux alizés de l'hémisphère Nord. Ce vent, connu sous le nom d'harmattan, prévaut lorsque les cellules des Açores et de la Libye se combinent. Il souffle alors dans une direction zonale, est très chaud et très sec en raison de son long parcours continental. L'humidité relative peut chuter à moins de 10 %, ce qui empêche le développement et la formation des nuages. Le ciel est clair et l'amplitude diurne est très marquée, avec des températures basses la nuit en raison de l'absence de couverture nuageuse et des températures très élevées pendant la journée. Lorsqu'il est fort, le vent d'harmattan est accompagné de brumes sèches, dont l'origine peut être lointaine.

La convergence entre l'harmattan et le flux de mousson marque l'emplacement du Front Inter Tropical, une zone de transition où les masses d'air chaudes et humides du sud rencontrent les masses d'air chaudes et sèches du nord. Cette convergence donne souvent lieu à des conditions météorologiques instables et à la formation de précipitations[29]. La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est une région de la Terre où les alizés de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud se rencontrent. Elle est caractérisée par une zone de convergence des vents et de l'humidité, ce qui favorise la formation de nuages et de précipitations.

La ZCIT laisse une trace au sol, appelée Front Inter-Tropical (FIT), qui représente le lieu où se rencontrent les masses d'air chaudes et humides du sud et les masses d'air chaudes et sèches du nord. Le FIT correspond également aux zones de pressions minimales dans la dépression thermique continentale.

En Afrique de l'Ouest (AO), qui est une région continentale des tropiques, le cycle saisonnier des précipitations est important. Les précipitations en AO dépendent en grande partie de la migration de la ZCIT sur le continent. Lorsque la ZCIT se déplace vers le nord, les régions situées en dessous de son emplacement reçoivent généralement des précipitations abondantes, tandis que les régions au nord de son emplacement connaissent une saison sèche. Au fur et à mesure que la ZCIT se déplace vers le sud, les régions du nord entrent dans une saison des pluies, tandis que les régions précédemment humides connaissent une saison sèche. Cette migration de la ZCIT influence donc de manière significative le régime des précipitations en Afrique de l'Ouest [28]. La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est la zone de convergence des alizés maritimes et continentaux, tels que les alizés de l'hémisphère Sud (sud-est) et l'Harmattan en provenance du Sahara. Elle est également associée à l'ascendance de l'air tropical chaud et humide au sein des cellules de Hadley.

Les cellules de Hadley sont des cellules de circulation atmosphérique entre l'équateur et environ 30°N de latitude, dans lesquelles l'air chaud près de l'équateur s'élève, se refroidit, se condense pour former des nuages et des précipitations, puis se déplace vers les latitudes supérieures. La ZCIT marque le point de convergence où l'air ascendant se rencontre et provoque des conditions favorables à la formation de nuages et de précipitations.

L'Harmattan, vent sec et chaud en provenance du Sahara, se déplace vers le sud et rencontre la ZCIT, contribuant ainsi à son intensification et à la formation de conditions météorologiques particulières en Afrique de l'Ouest[30, 31, 32].

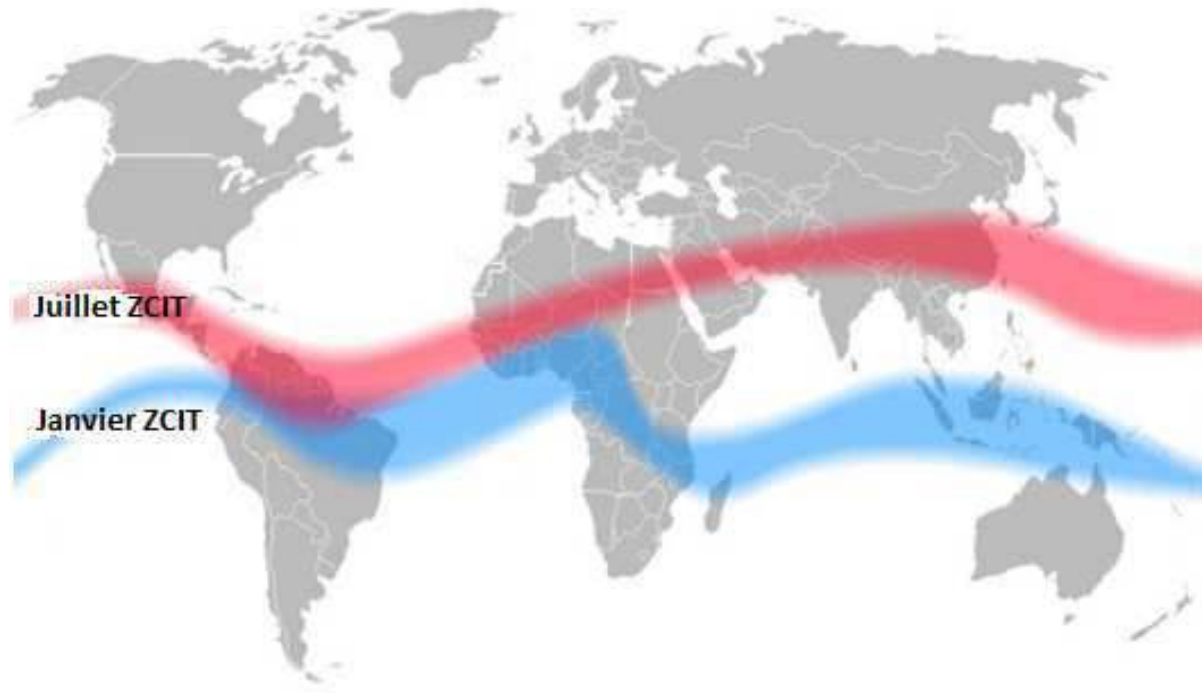


Figure 1.6 – variation de la position de ZCIT durant l'année(source : <http://www.cyclonextreme.com>)

Le flux de mousson se produit généralement de mai à septembre et peut être observé entre les niveaux de pression atmosphérique de 1000 hPa et 850 hPa. Il suit le déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et se divise en trois phases distinctes : Phase pré-mousson (pré-onset) : Cette phase marque l'établissement initial de la ZCIT sur le golfe de Guinée et le début de la saison pluvieuse dans cette région. La ZCIT migre vers le nord depuis sa position la plus méridionale 2°N à 5°N, et l'augmentation des précipitations se produit progressivement. Phase de mousson principale (onset) : C'est la phase la plus active de la mousson. La ZCIT atteint 5°N à 10°N, et les précipitations sont abondantes dans toute la région. Les pluies sont régulières et peuvent être accompagnées d'orages et de périodes de fortes précipitations. Phase de retrait de la mousson : Vers la fin de la saison de mousson, la ZCIT commence à se déplacer vers le sud, entraînant une diminution progressive des précipitations. Cette phase marque la fin de la saison pluvieuse et le retrait de la ZCIT.

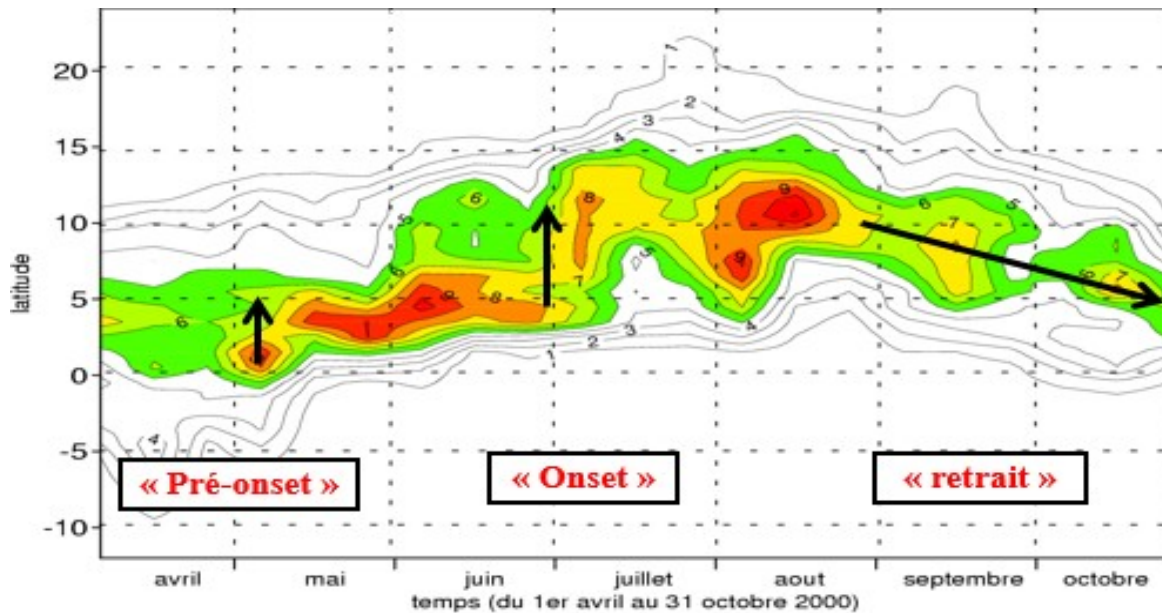


Figure 1.7 – pluies journalières (en mm.jour⁻¹) entre 10°E et 10°W (Source :Sultan et Janicot., 2003).

1.4.2 Flux d'harmattan

L'harmattan est un vent de secteur nord-est, chaud et sec, en provenance du Sahara (figure 1.8). Il est présent toute l'année sur l'Afrique du nord, à l'est du méridien de Greenwich. Il est particulièrement intense en hiver entre 5 m.s^{-1} et 8 m.s^{-1} en moyenne mensuelle, période à laquelle il est associé à une circulation anticyclonique située sur la Lybie. En été, l'harmattan est associé à une dorsale anticyclonique localisée sur le bassin méditerranéen, et présente alors une intensité beaucoup plus faible entre $3 - 5 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne mensuelle. La rencontre du flux de mousson (air humide) et du flux d'harmattan (air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée Front Inter Tropical[33]. Selon Janicot et al. (2007), cette zone se positionne autour de 20°N en Juillet[34].

1.4.3 Le Front Inter Tropical

La rencontre du flux de mousson avec le flux d'harmattan crée une zone de confluence en basses couches appelée Front Inter Tropical (FIT) .Sur la figure 1.4, il est représenté en pointillés noirs.Comme le montre le schéma, le FIT est une région zonale de basses pressions sur toute l'Afrique de l'Ouest . Sa position est marquée par un déplacement latitudinal annuel très large ; en février elle est située un peu plus au nord de la côte guinéenne alors qu'en juillet-août elle atteint sa position la plus au nord autour de 20°N . A cette variation annuelle, s'ajoute un cycle diurne très marqué avec une variation latitudinale journalière de l'ordre de 200 km [35]. Le FIT est identifié généralement selon deux critères : un critère dynamique basé sur l'inspection des champs de vent, dans ce cas le FIT est la région de convergence maximale et de très faibles vents (2 w.m^{-1}), et un critère thermodynamique basé sur la mesure de la température de rosée. Leroux (1970) et Buckle (1996) ont montré dans ce dernier cas que le FIT est la région où la température du point de rosée atteint 15°C [36, 37]. Selon Bou Karam et al. (2008), le FIT, de par sa nature, est une région qui

présente un fort cisaillement horizontal et vertical entre le flux de mousson et d'harmattan[38]. Durant la saison de mousson, cette interface est souvent perturbée par la propagation vers le nord de courants de densité émanant des systèmes convectifs qui se forment au sud du FIT [39]. FIT présente une structure inclinée .C'est le cas au cœur de la mousson d'été mais l'inclinaison disparaît en hiver, lorsque ce front se retire vers la côte[14].

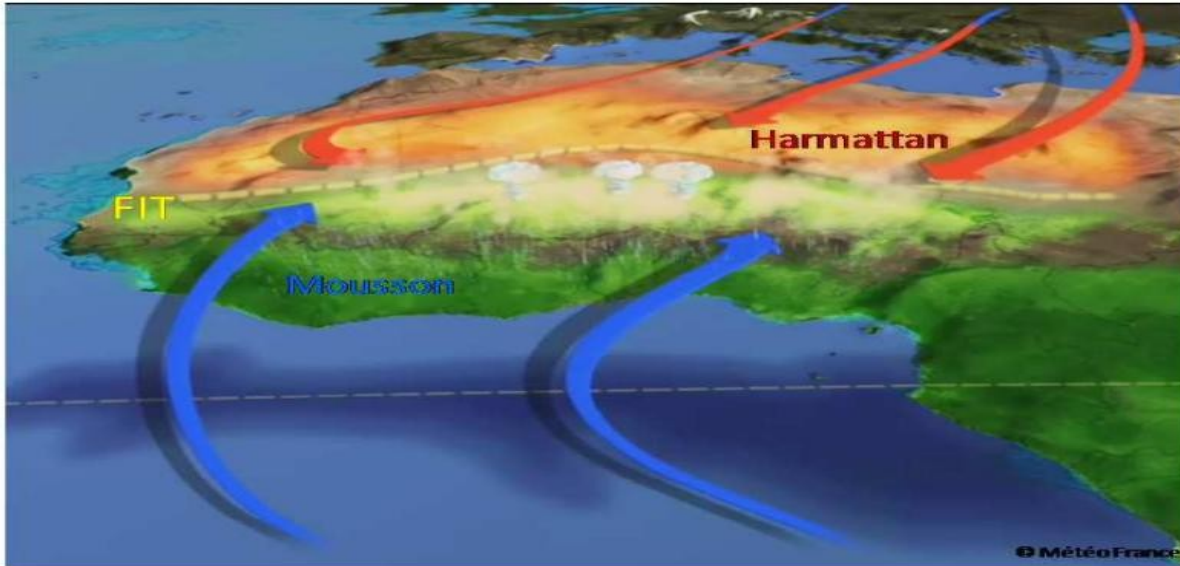


Figure 1.8 – La circulation atmosphérique en saison de mousson en Afrique de l'Ouest.(MétéoFrance)

1.4.4 Le Jet d'Est Africain (JEA)

Dans les couches moyennes entre le Sahara et le Golf de Guinée, le gradient thermique dirigé vers le nord génère un vent thermique qui prend l'aspect d'un jet entre la mer Rouge (vers 40°E) et l'Atlantique Est (40°W) soit sur près de 10000 km, et ce gradient se renverse en altitude entre 700 et 500 hPa [40]. C'est le Jet d'Est Africain (figure 1.4), au sein duquel naissent les ondes d'Est. Selon Cadet et Nnoli (1987), ce Jet transporte l'humidité au-dessus des régions Sahéliennes, structure et renforce les systèmes convectifs qui génèrent une bonne partie des précipitations au Sahel[41]. A l'échelle interannuelle, des travaux menés par Grist et Nicholson (2001) ont montré que les années humides (sèches) sont caractérisées par un maximum de l'intensité du JEA au Nord (au Sud) du Sahel, respectivement[42]. Durant la période de près-mousson (Mai à Juin) et de retrait de mousson (fin Septembre), le JEA est localisé vers la latitude 10°N tandis qu'au cœur de l'été (Juillet à Août), il est localisé vers 15°N avec une intensité moyenne de 15 m.s^{-1} . En hiver, ce flux

est localisé vers 5°N avec une intensité très faible. Il est primordial dans la circulation de mousson, car il est le siège d'instabilités barotropes (instabilités du cisaillement horizontal de l'écoulement) et baroclines (instabilités du champ de pression associée à un fort gradient horizontal de température). Ces instabilités peuvent donner naissance aux Ondes d'Est Africaines (OEA) qui ont une longueur d'onde d'environ 3000 km et qui se déplacent d'environ $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ d'est en ouest [43]. Ces OEA sont associées à la variabilité des systèmes convectifs [44] et donc à la variabilité des précipitations, mais aussi à l'activité cyclonique tropicale [45].

1.4.5 Le Jet d'Est Tropical(JET)

Dans la haute troposphère entre 100 et 200 hPa [46, 47] se trouve le Jet d'Est Tropical (JET) qui est un vent zonal généralement situé autour de $5 - 10^{\circ}\text{N}$. Sa vitesse moyenne est de l'ordre de $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Le JET est alimenté à grande échelle par la mousson indienne via la branche haute de la cellule de Walker (transport zonal de l'énergie, d'est en ouest), et renforcé au dessus de l'Afrique par la branche haute de la cellule de Hadley. Il résulte du gradient thermique entre l'Océan indien et le Sud-est de l'Asie[48, 49]. Le JET structure la circulation de divergence de haute altitude. La présence de ce jet favorise les cisaillements verticaux au dessus de l'Afrique, et donc la génération de systèmes convectifs. La circulation de la mousson africaine est donc très complexe, car elle fait intervenir beaucoup d'éléments très différents interagissant les uns avec les autres. Bien que de façon simplifiée, on puisse présenter ces interactions avec une symétrie zonale, les études plus récentes de ce système et notamment grâce à la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) ont permis de réaliser la figure 5 qui résume l'ensemble de ces interactions en trois dimensions.

1.4.6 Le Jet d'Ouest Subtropical(JOST)

Le Jet d'Ouest Subtropical est un courant d'air rapide et confiné que l'on trouve dans l'atmosphère, situé à proximité de la tropopause, entre la troposphère (où la température décroît avec l'altitude) et la stratosphère (où la température croît avec l'altitude), généralement entre 7 et 16 kilomètres au-dessus du niveau de la mer. Il peut atteindre jusqu'à $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ou $40\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et se localise environ à 30°N de latitude en période de mousson. Le JOST est plus intense en hiver boréal qu'en été boréal.

1.4.7 Dépression thermique Saharienne

Au nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse au fort chauffage radiatif au niveau du sol. Cette circulation thermique correspond à un maximum de température et un maximum de pression au sol, formant une dépression thermique typique des régions désertiques. Elle est cyclonique au sol en raison de l'effet de la force de Coriolis sur les vents de mousson et d'harmattan. En été, la dépression thermique se positionne au-dessus du désert dans le sud de l'Algérie et le nord du Mali. En plus de ce cycle annuel, il existe un cycle diurne associé principalement aux effets orographiques, se manifestant sous forme d'oscillations est-ouest pendant la période de mousson [50]. La dépression thermique saharienne (DTS), dont l'intensité dépend principalement

de la température de surface, est un élément clé du système de mousson en Afrique de l'Ouest[51]. En effet, la dépression thermique semble jouer un rôle dans l'avancement vers le nord du flux de mousson [52]. Des études montrent que la dynamique est à l'origine des pulsations d'une période de 4 à 5 jours observées dans le flux de mousson avant l'onset[53]. Une forte température de surface sur le Sahara favorise une couche de mélange profonde, renforçant ainsi la dépression de surface et entraînant une aspiration plus puissante de la mousson vers le nord. En retour, l'air froid et humide apporté par le flux de mousson va provoquer une ventilation et un affaiblissement de la dépression thermique, contribuant ainsi à l'intensité de la dépression thermique pendant la saison des pluies. Il existe également un cycle intra-saisonnier d'une période inférieure à 10 jours, ainsi qu'un second cycle intra-saisonnier d'une période de 10 à 60 jours, principalement liés à la circulation des moyennes latitudes. La température de surface dans cette région est telle qu'elle engendre une zone de convection sèche, limitée verticalement par la subsidence de la cellule de Hadley, ce qui inhibe le déclenchement de la convection nuageuse. Cette dépression thermique saharienne joue un rôle important dans la circulation de la mousson en inhibant une partie de la convection humide, tout en assurant le maintien du JEA.

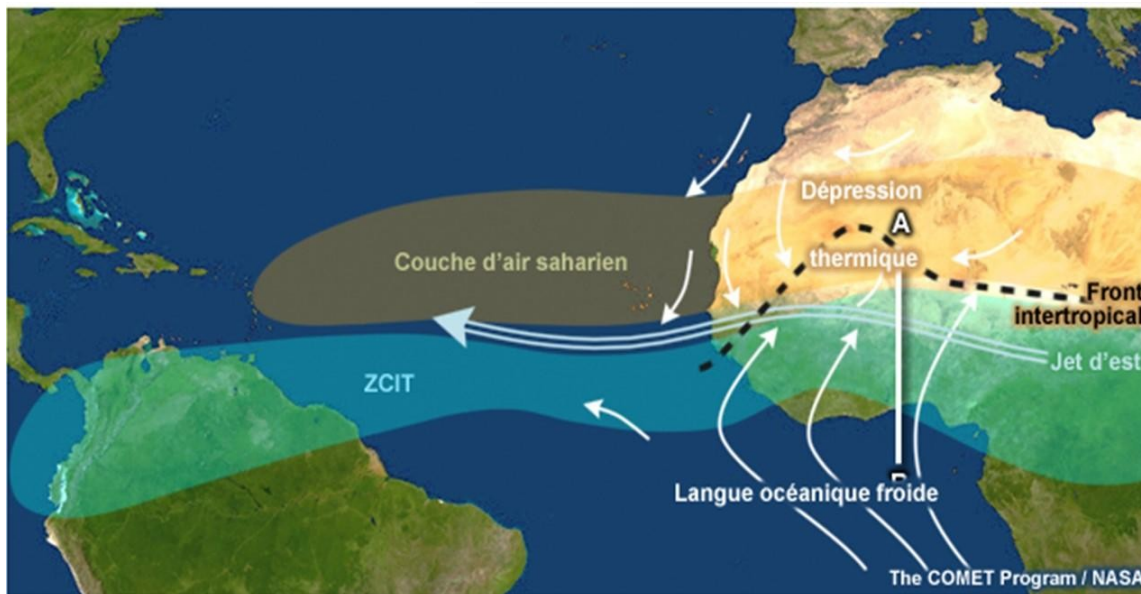


Figure 1.9 – principales caractéristiques de grande échelle de la mousson de l'Afrique de l'Ouest Atlantique tropicale (source : Parker et al., 2005).

De manière générale en Afrique de l'Ouest, on observe une augmentation des précipitations en se déplaçant vers le nord. Les maxima de pluie sont souvent observés sur le Fouta Djalon, le Mont Cameroun et les plateaux de Jost. La région de l'Afrique de l'Ouest est caractérisée par deux grands régimes pluviométriques (figure 1.10).

- le régime guinéen, qui présente une allure bimodale avec deux saisons des pluies et deux saisons sèches, et le régime de mousson, qui présente une seule saison des pluies[54].

Au niveau des basses latitudes, le régime guinéen est observé entre 5°N et 7.5°N . Il se caractérise par deux périodes de maximum de pluie. Le premier maximum est enregistré vers le mois de juin,

tandis que le deuxième maximum est observé vers le mois d'octobre, après une transition marquée par la petite saison sèche entre juillet et août, qui correspond au double passage de la ZCIT dans cette région.

- Le régime de mousson prédomine dans les latitudes supérieures, entre 10°N et 20°N , et diffère du régime guinéen par son caractère unimodal et son cycle saisonnier. Cette région est caractérisée par une alternance de deux saisons : une saison humide en été boréal, de juin à octobre, et une saison sèche dont la distribution et l'intensité varient avec la latitude (plus on va vers les latitudes élevées, moins il pleut).

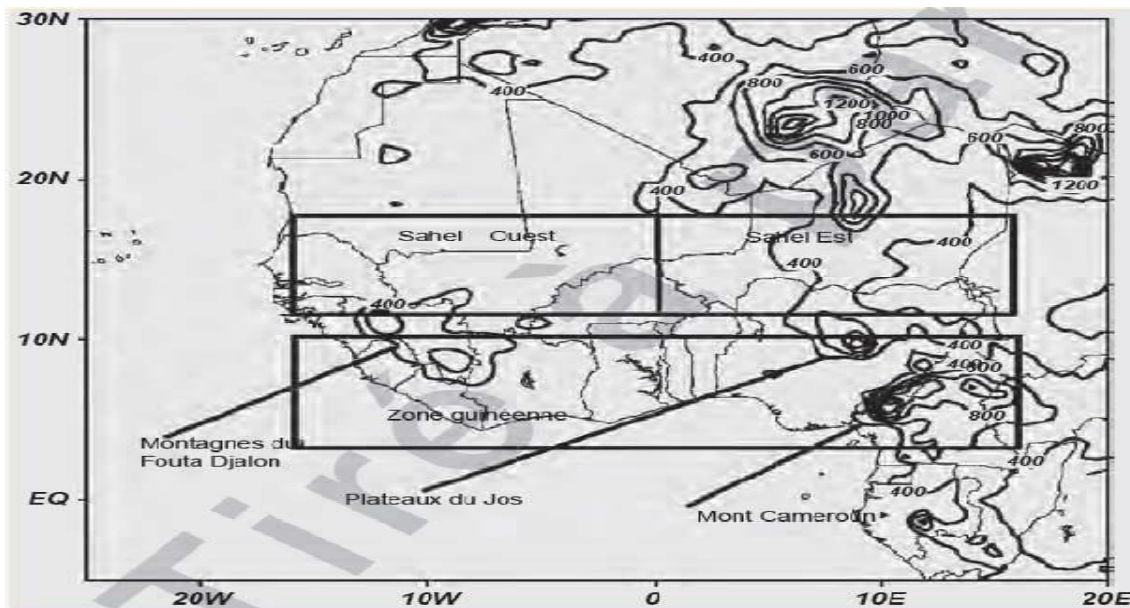


Figure 1.10 – Position des zones de fortes pluviométries en AO (Montagnes Fouta Djallon, Jos et Mont Cameroun). (Source : (Camara et al., 2013).

1.4.8 Les ondes d'Est Africaines

1.4.8.1 Les ondes de période 3-5 jours

Les ondes d'Est de période 3-5 jours et de longueur d'onde de 2000 à 3500 km, liées aux instabilités barotropes et baroclines du JEA [55]. Ces ondes modulent à la fois la convection et les précipitations en Afrique de l'Ouest pendant l'été boréal. Les ondes d'Est Africaines de période 3-5 jours sont des perturbations d'échelle synoptique observées sur l'Afrique centrale et occidentale, se déplaçant d'est en ouest dans la moyenne troposphère entre juin et octobre. Une onde d'Est africaine se forme tous les 3-5 jours entre juin et octobre sur la Corne de l'Afrique ($13^{\circ}\text{W}/30^{\circ}\text{E}$), s'intensifie à l'ouest de cette longitude (Tchad/Centrafrrique) et atteint son maximum vers 15°W avant de s'affaiblir au milieu de l'Atlantique 40°W . Certaines ondes atteignent les Caraïbes où elles se ré-intensifient, et elles sont à l'origine de 50% des dépressions tropicales. Elles jouent un rôle important sur l'Atlantique car elles peuvent se transformer en cyclones [56]. Il semble également que ces ondes d'Est Africaines peuvent initier un environnement favorable à l'apparition et au développement des lignes de grains sur le continent [57].

1.4.8.2 Les ondes de périodes 6-9 jours

Les ondes de périodes 6-9 jours sont moins fréquentes que celles de périodes 3-5 jours. Ces ondes sont uniquement observées sur la bande de latitude assez large comprise entre 17°N et 20°N [58]. La trace au sol du thalweg de l'onde d'est peut même se situer au niveau de la dépression thermique Saharienne vers 25°N, sa longueur d'onde est proche de 5500 km avec une vitesse de phase avoisinante 7 m.s^{-1} . A la différence des ondes de période 3-5 jours, le maximum de l'amplitude de la perturbation se situe vers 850 hPa. En utilisant la méthode de suivie automatique des lieux du maximum de la composante verticale du tourbillon relatif, Hodges et al(1995) ont montré l'existence d'une corrélation positive entre l'activité des ondes et celle des cyclones tropicaux [59]. Leurs études montrent que le nombre d'ondes traversant les côtes Ouest Africaine influe fortement sur l'activité des cyclones tropicaux. Les ondes 3-5 jours sont présentes tout au long de la saison tandis que les ondes 6-9 jours sont intermittentes (elles sont surtout fréquentes au début et à la fin de la saison d'été).

1.4.9 Les systèmes convectifs

Les pluies en Afrique de l'Ouest sont en majorité provoquées par les systèmes convectifs. Ces systèmes convectifs se déplacent d'est en ouest et modulent les précipitations. Après avoir atteint l'Atlantique, ils se transforment en cyclones. Ces systèmes convectifs jouent un rôle crucial dans le régime des précipitations en Afrique de l'Ouest et leur compréhension est essentielle pour l'étude et la prévision du climat ainsi que des phénomènes météorologiques de la région [43]. Ces systèmes convectifs expliquent plus de 90% des précipitations de la région de l'Afrique Soudano-Sahélienne. Ils sont donc d'une importance majeure d'un point de vue climatologique.

Les systèmes convectifs en Afrique de l'Ouest peuvent être scinder en trois grandes parties :

1.4.9.1 Les systèmes uni-cellulaires(ou isolés)

Ce sont des nuages formées d'une seule cellule avec des précipitations au sol limitées. Leur durée est courte (quelques heures).

1.4.9.2 L'orage –multicellulaire

C'est un système composé de plusieurs cellules convectives à différents stades de développement et enfin les systèmes convectifs de méso-échelles qui sont les systèmes convectifs les plus développés. Ces systèmes convectifs sont constitués d'orages qui se répartissent avec le temps, en lignes ou en zones, pour former des entités qui peuvent occuper plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres de longueur ou de diamètre (méso-échelle). Ces systèmes regroupent les lignes de grains qui sont responsables de la majeure partie de la pluviométrie annuelle en Afrique de l'ouest [14].

1.4.9.3 Les systèmes convectifs de méso-échelles

Ce sont les systèmes convectifs les plus fréquents en Afrique de l'Ouest. Selon Houze (1977) : « un système convectif de méso-échelle est un système nuageux qui apparaît en association avec des orages

produisant une zone continue de précipitations d'extension horizontale de l'ordre de 100 km ou plus dans au moins une direction ». Ces systèmes regroupent les lignes de grains qui sont responsables de la majeure partie de la pluviométrie annuelle en Afrique de l'ouest[60]. Ces systèmes convectifs évoluent d'Est en Ouest sur l'Afrique et peuvent aussi se transformer en cyclones tropicaux. Le temps de vie de ces systèmes est très variable selon les conditions environnementales, il peut aller de plusieurs heures à quelques jours. Leur passage est caractérisé au sol par une importante baisse de température et une forte intensité du vent. Une ligne de grain (LG) est formée d'un système nuageux s'étendant horizontalement sur quelques centaines de kilomètres. Elles (LG) se déplacent d'Est en Ouest et se composent de deux parties : la zone convective à l'avant qui donne des averses souvent violentes et une partie stratiforme à l'arrière avec des pluies plus faibles mais plus continues (La figure 1.4). Les lignes de grains (LG) sont les phénomènes météorologiques les plus violents qu'on observe en Afrique de l'Ouest. Elles sont associées à des ondulations du flux supérieur d'Est et sont renforcées par une convection locale de fin de journée ou par le soulèvement du flux humide de la mousson estivale, qui vient de la direction opposée, c'est-à-dire du Sud Ouest[61].

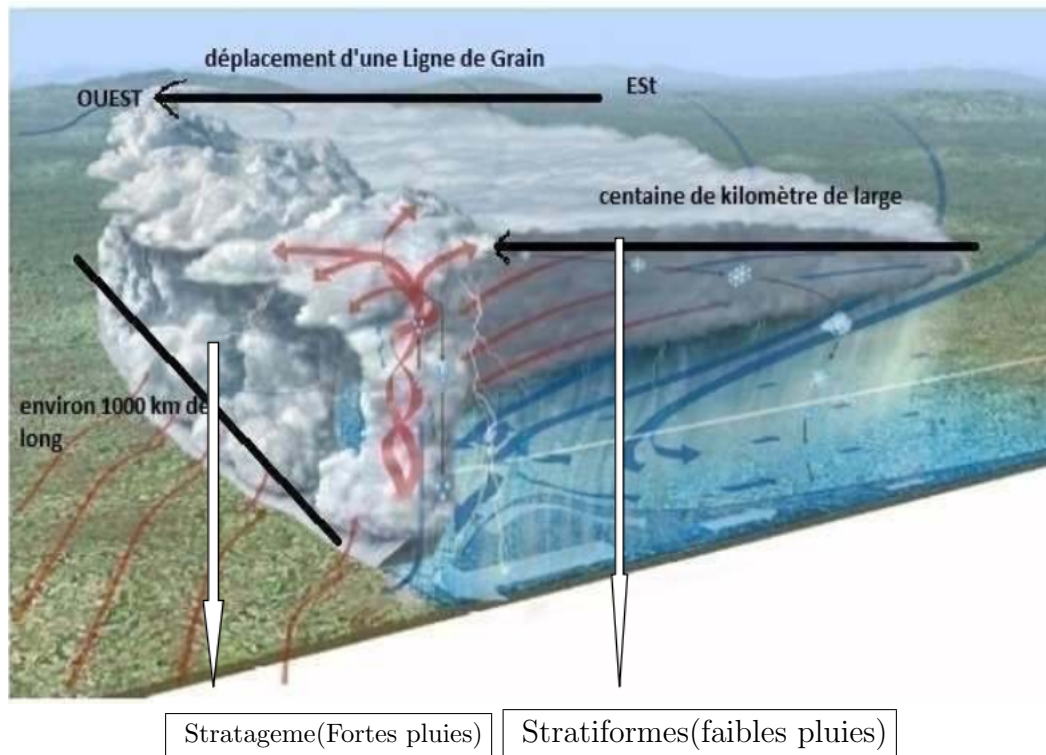


Figure 1.11 – Modele conceptuel d'une Ligne de Grain (source :(Lafore, J-P., 2004)).

Chapitre 2

DONNÉES ET MÉTHODES

Ce chapitre est dédié à la description des données et des méthodes utilisées dans notre travail. Nous présentons dans ce chapitre le domaine d'étude, les logiciels de traitement de données utilisés ainsi que les métriques considérés pour quantifier les conditions dynamiques et thermodynamiques associées à la saison des pluies 2020.

2.1 Description des données

Dans cette étude, nous avons utilisés les données de pluie GPCP, des NCEP2 , ERSST pour analyser les conditions atmosphériques associées à la saison des pluies 2020.

2.1.1 Observations du GPCP

Le produit mensuel du GPCP fournit une analyse cohérente des précipitations globales à partir d'une intégration de divers ensembles de données satellitaires au-dessus des terres et des océans et d'une analyse de jauge au-dessus des terres. Les données des stations pluviométriques, des satellites et des observations de sondage ont été fusionnées pour estimer les précipitations mensuelles sur une grille globale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de 1979 à aujourd'hui [62]. La combinaison minutieuse d'estimations satellitaires des précipitations fournit l'analyse la plus complète des précipitations disponibles à ce jour sur les océans mondiaux et ajoute les détails spatiaux nécessaires aux analyses des précipitations au-dessus des terres. En plus de la combinaison de ces ensembles de données, des estimations des incertitudes dans l'analyse des précipitations sont fournies dans le cadre des produits du GPCP.

2.1.2 Réanalyses de NCEP version 2

Une réanalyse est une combinaison de sorties d'un modèle météorologiques avec toutes les mesures d'observations (radiosondages , observations satellitaires, avions de recherches pour mesures, etc) disponibles sur une période de plusieurs années . Les réanalyses météorologiques fournissent des paramètres globaux (vents, vitesse verticale , précipitation , humidité , etc .) et elles sont actuellement le meilleur moyen pour décrire l'état global de l'atmosphère particulièrement dans les régions où les mesures sont insuffisantes : Afrique de l'Ouest en est une parfaite illustration. Le projet NCEP-DOE

Reanalysis 2 utilise un système d'analyse et de prévision à la fine pointe de la technologie pour effectuer l'assimilation de données à l'aide de données passées de 1979 à aujourd'hui [63]. Un grand nombre de ces données sont disponibles auprès de PSL dans son format d'origine 4 fois par jour et sous forme de moyennes quotidiennes et mensuelles. Il est très similaire à la réanalyse NCEP/NCAR et corrige certains problèmes d'assimilation dans la réanalyse NCEP. Ces données sont stockées sur une grille de résolution de $2^\circ \times 2^\circ$.

2.1.3 Observations de Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST)

Le jeu de données Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) est un jeu de données mensuel mondial de la température de surface de la mer, dérivé de l'International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset (ICOADS)[64]. La production de l'ERSST se fait sur une grille de $2^\circ \times 2^\circ$. L'ERSSTv5 a amélioré la variabilité spatiale et temporelle de la TSM en (réduisant le filtrage spatial dans l'entraînement des fonctions de reconstruction des télé-connexions orthogonales empiriques (EOT), en supprimant l'amortissement des hautes latitudes dans les EOT, et en ajoutant 10 EOT supplémentaires dans l'Arctique. ERSSTv5 a amélioré la TSM absolue en passant de l'utilisation de la température nocturne de l'air marin (NMAT) comme référence à la TSM des bouées comme référence pour corriger les biais de la TSM des navires. Les scientifiques ont encore amélioré ERSSTv5 en utilisant le First-Guess non ajusté au lieu du First-Guess avec une complétude spatiale améliorée à l'aide de méthodes statistiques. Cette analyse mensuelle commence en janvier 1854 et se poursuit jusqu'à aujourd'hui. Elle inclut des anomalies calculées par rapport à une climatologie mensuelle 1971-2000. La version la plus récente de l'ERSST, la version 5, utilise de nouveaux ensembles de données provenant de la version 3.0 d'ICOADS (températures de surface de la mer) SST ; la SST provient des flotteurs Argo au-dessus de 5 mètres, de la concentration de glace du Centre Hadley Ice-SST version 2 (HadISST2).

2.2 Méthodologie

2.2.1 Présentation de la zone d'étude

Notre zone d'étude se concentre sur l'Afrique de l'ouest délimité entre les latitudes $0 - 25^\circ\text{N}$ et les longitude $25^\circ\text{W} - 15^\circ\text{E}$ avec un focus sur le Sahel, situé dans la zone comprise entre les latitudes $10^\circ\text{N} - 18^\circ\text{N}$ et les longitudes $15^\circ\text{W} - 15^\circ\text{E}$. La région sahélienne présente une particularité par rapport à d'autres régions qui l'entourent. La zone d'intérêt regroupe les États suivants :le Burkina Faso, la Gambie, le Mali, la Mauritanie, le Niger, le Sénégal et le Tchad qui sont tous membres du Comité Inter-États de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel (CILSS).

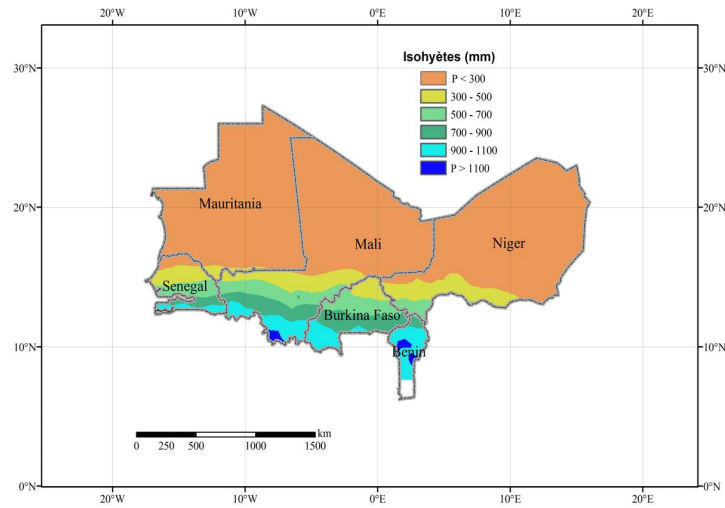


Figure 2.1 – Localisation géographique de la zone d'étude (source :Hatshorn et Hammel).

Cette figure montre la topographie de la région d'intérêt, mettant en évidence les reliefs tels que les montagnes du Fouta Djallon, les plateaux de Jos et le mont Cameroun à l'aide de couleurs distinctes (en bleu).

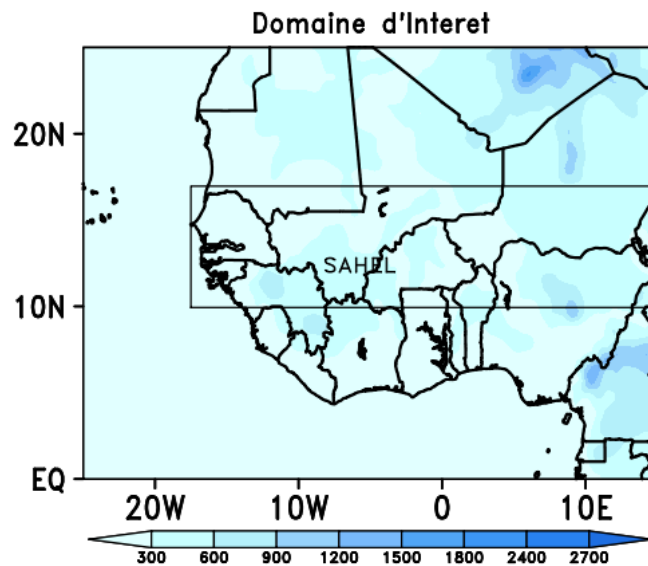


Figure 2.2 – Topographie de la zone d'étude.

2.2.1.1 Caractéristiques physiques

La majeure partie de l'espace géographique étudié se trouve en climat sahélien, dont la limite septentrionale est marquée par l'isohyète 200 mm tandis que le reste est localisé dans le domaine soudanien avec comme limite méridionale l'isohyète 1200 mm[65, 66, 67]. Dans cette zone, une continentalité très nette favorise le caractère semi-aride du climat. Il est difficile de trouver une homogénéité climatique lorsque l'on parcourt la sous-région du nord au sud ou d'ouest en est. Selon Pagney (1994), ces différences importantes s'expliquent par le fait que les franges du Sahel sont des zones de contact entre des climats arides (dont les formes extrêmes sont désertiques) et des climats humides (équatoriaux)[68]. Ces influences favorisent de nombreuses nuances climatiques locales.

2.2.1.2 Principaux types de sols

Les fortes variations climatiques au cours de cette période ont marqué l'organisation spatiale du paysage et des sols. Ceci montre, d'après Penning de Vries et Djitéye (1982), la complexité et la variabilité du milieu sahélien[69]. En se fondant sur les études des sols réalisées au niveau régional dont notamment les travaux de Pieri (1989) et surtout ceux de Bertrand (1998), quatre types de milieux pédologiques organisés en unités morphopédologiques constituent la couverture pédologique de notre zone d'étude [70, 71]. Cependant dans la couverture pédologique du Sahél, on distingue deux types de sols qui sont : les plateaux cuirassés, les vallées sèches.

2.2.1.2.1 Plateaux cuirassés

Ces formations sont marquées, dans les régions septentrionales, par la présence de cuirasses (lithosols) qui sont des affleurements de roches inaltérées, localement recouvertes d'un voile sableux peu épais donnant naissance à une végétation dont le faciès typique est désigné sous le nom de « brousse tigrée ». Ce sont des sols minéraux bruts dont le potentiel agricole est très médiocre et qui servent de zones de prélèvement de bois et de maigre pâturage de saison des pluies [72].

2.2.1.2.2 Les Vallées sèches

Dans la région méridionale de la zone des neuf pays du CILSS, on trouve souvent de vastes vallées qui creusent les plateaux gréseux du continental terminal. Ces vallées présentent fréquemment des cours d'eau interrompus par des accumulations massives de sable ou de sable argileux. Les sols rouges très épais se sont développés dans ces matériaux, avec un profil peu différencié, une apparence massive, une surface sableuse et une texture argilo-sableuse en profondeur (jusqu'à 35 % d'argile à environ 1 cm de profondeur) [72] (Figure 2.3).

2.2.1.3 Types de végétation

L'hétérogénéité du climat a des influences visibles sur la distribution de la flore, dans laquelle sont généralement distinguées les composantes floristiques sahélienne, soudanienne et guinéenne imbriquées[73]. On distingue deux types de végétation : la végétation soudanienne et la végétation sahélienne .

2.2.1.3.1 Végétation Soudanienne

Les forêts sèches : ces formations ligneuses sans strate graminéenne n'existent plus que sous la forme de quelques peuplements relictuels, dans des stations protégées des feux et des dégradations d'origine anthropique. Les formations les plus caractéristiques sont au nombre de quatre : forêts semi-humides, forêts à légumineuses, les forêts à Anogeissus, forêts galeries etc ...

Les savanes arborées ou boisées : ces formations issues de la dégradation des forêts claires et, bien souvent, maintenues en l'état par les feux de brousse, sont de très loin les formations végétales les plus fréquentes de l'ensemble du Centre Régional d'Endémisme soudanien. Elles sont caractérisées par une strate continue de héliophiles de la tribu des Androstérone (*Andropogon chinensis*, *A. gayanus*, *Schizachyrium sanguineum*, *Diheteropogon amplectens*), surcimée par une strate ligneuse ouverte. Leur couvert, dépassant rarement les 15 %, est constitué des espèces les plus tolérantes de la forêt claire comme *Burkea africana*, *Combretum* spp., *Terminalia* spp., *Pterocarpus erinaceus*, *Bombax costatum*, *Daniellia oliveri*, etc..

2.2.1.3.2 La végétation sahélienne

Les franges ripicoles sud-sahéliennes : les bords des mares et des berges des cours d'eau à écoulement temporaire sont en général dominés par *Mitragyna inermis*, accompagné par *Acacia nilotica*.

Les steppes et les savanes arbustives : c'est le type de végétation le plus largement répandu sur les sols sablonneux. Il se caractérise par l'existence d'une strate arbustive ou arborée très ouverte, souvent épineuse, surcimant un tapis herbacé discontinu à base de graminées annuelles. Les ligneux les plus fréquents sont :

- pour la zone méridionale (précipitations > 250 - 300 mm) : *Acacia Sénégal*, *A. laeta*, *Calotropis procera*, *Pterocarpus lucens*, *Combretum glutinosum*, *Sclerocarya birrea*, *Balanites aegyptiaca*, *Boscia senegalensis*, *Commiphora africana* pour les milieux à dominance sableuse et *Acacia seyal*, *A. nilotica*, *Anogeissus*, *leiocarpus*, *Ziziphus mauritiani* pour les zones plus limoneuses ou argileuses.
- pour la partie septentrionale (précipitations < 250 - 300 mm) : on retrouve sensiblement les mêmes espèces accompagnées par *Acacia tortilis*, *A. erenbergiana* et *Leptadenia pyrotechnica* [72].

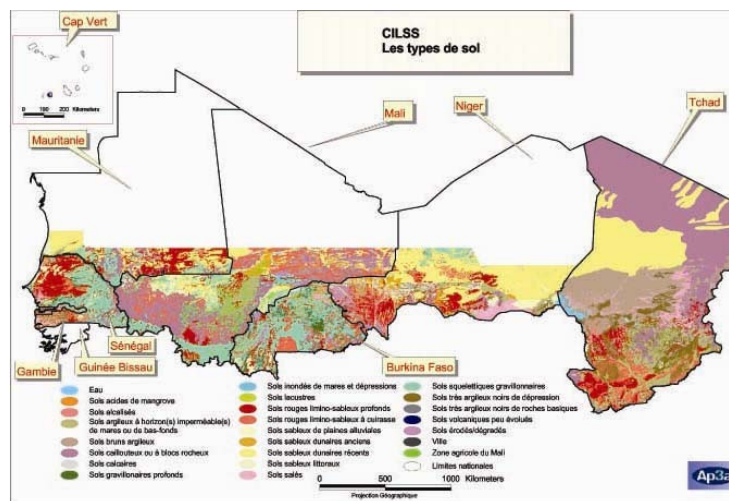


Figure 2.3 – Les types de sols au niveau des pays membres du CILSS. Source :Projet Alerte Précoce et Prévision des Productions Agricoles, Agrhymet, 2001.

2.3 méthodes statistiques et les logiciel utilisés

2.3.1 méthodes statistiques

2.3.1.1 Indice Pluviométrique

L'indice pluviométrique standardisé a été calculé sur la période de 1991-2020 en utilisant la formule suivante :

$$SPI = \frac{P_i - \bar{P}}{\delta} \quad [74] \quad (2.1)$$

Avec :

P_i :valeur de la pluviométrie annuelle de l'année i.

\bar{P} :valeur moyenne interannuelle de la pluviométrie sur la période étudiée.

δ :Écart -type de la pluviométrie sur la période étudiée.

2.3.1.2 Anomalie de Température

L'anomalie de SST (Sea Surface Temperature, en français Température de Surface de la Mer) peut être calculée en utilisant la formule suivante :

$$SST_{\text{anomalie}} = T_i - \bar{T} \quad (2.2)$$

où :

T_i : représente la valeur de la température de surface de la mer pour une période donnée.

\bar{T} :représente la moyenne de la température de surface de la mer sur une période de référence.

L'anomalie de SST est souvent utilisée pour analyser les variations et les changements de température de surface de la mer par rapport à une moyenne de référence.

2.3.1.3 Divergence du vent

La formule générale pour la divergence à une altitude donnée, telle que 200 hPa, peut être exprimée en termes des composantes :

$$\text{Div} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.3)$$

$\frac{\partial u}{\partial x}$: représente la variation horizontale de la composante zonale du vent.

$\frac{\partial v}{\partial y}$: représente la variation horizontale de la composante méridienne du vent.

2.3.1.4 Humidité intégrée

L'humidité relative intégrée est donnée par l'expression :

$$\text{Humidité relative intégrée} = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \text{HR} dz}{\int_{z_1}^{z_2} \text{HR}_s dz} \times 100\% \quad (2.4)$$

HR : représente l'humidité relative.

HR_s : représente l'humidité relative saturée à une température donnée.

z_1 et z_2 définissent les limites de l'intégration verticale, généralement mesurées en mètres ou en hectopascals (hPa).

2.3.2 Les logiciels utilisés

2.3.2.1 CDO(climate data operators),NCO (netCDF operators)

Les logiciel NetCDF Operators (NCO) et Climate Data Operators (CDO) sont des outils largement utilisés pour le traitement des données de modèles climatiques et de prévisions. Ces logiciels sont conçus pour travailler avec des ensembles de données au format GRIB et NetCDF, qui sont des formats couramment utilisés dans la communauté climatique. Les opérateurs fournis par ces logiciels comprennent des fonctions statistiques et arithmétiques simples, des outils de sélection et de sous-échantillonnage de données, ainsi que des fonctionnalités d'interpolation spatiale. Ces opérateurs permettent de manipuler les données de manière flexible et de réaliser diverses analyses et transformations. NetCDF Operators (NCO) se concentre principalement sur les opérations de ligne de commande, offrant des fonctionnalités pour extraire, filtrer et manipuler les données NetCDF. Il permet également d'effectuer des opérations mathématiques et statistiques sur les variables.

2.3.2.2 PYTHON

Python est un langage de programmation interprété, polyvalent et orienté objet. Il a été créé par Guido van Rossum et publié pour la première fois en 1991. Python se distingue par sa syntaxe simple et claire, qui favorise la lisibilité et la facilité de compréhension du code. Voici quelques caractéristiques et concepts clés de Python :

Utilisé par des sites web pionniers : tels que Microsoft, YouTube, Drop Box,... Python a une forte

demande sur le marché.

Richesse en outils : de nombreux IDE sont dédiés au langage Python : Pycharm, Wing, PyScripter, Spyder. Python est orienté objet : la puissance du langage python est fortement marquée par son aspect orienté objet, qui permet la création et la réutilisation de codes. En raison de cette possibilité de réutilisation, le travail est effectué efficacement et réduit beaucoup de temps. Au cours des dernières années, la programmation orientée objet s'est rapporté non seulement à des classes et des objets, mais à de nombreuses bibliothèques et frameworks. Python à son tour a connu dans ce contexte un grand essor : des dizaines de milliers de bibliothèques sont disponibles à l'aide de l'outil pip de gestion des packages.

Simplicité et lisibilité du code : Python a une syntaxe simple qui le rend appro prié pour apprendre la programmation en tant que premier langage. L'apprentissage est plus fluide et rapide que d'autres langages tels que Java, qui nécessite très tôt une connaissance de la programmation orientée objet ou du C/C++ qui nécessite de comprendre les pointeurs. Néanmoins, il est possible d'en apprendre davantage sur la programmation orientée objet en Python lorsqu'il est temps. Par conséquent, Python peut être utilisé comme prototype et peut être implémenté dans un autre langage de programmation après avoir testé le code.

Python est open source donc gratuit : Python étant un langage de programmation open source, il est gratuit et permet une utilisation illimitée. Avec cette licence open source, il peut être modifié, redistribué et utilisée commercialement. Avec cette licence, Python est devenu robuste, doté de capacités évolutives et portables et est devenu un langage de programmation largement utilisé.

Python est multi-plateforme : Python peut être exécuté sur tous les principaux systèmes d'exploitations, tels que : Mac OS, Microsoft Windows, Linus et Unix... Ce langage de programmation offre une meilleure expérience de travail avec n'importe quel système d'exploitation [75].

2.3.2.3 GrADS (Grid Analysis and Display System)

Le logiciel GrADS (Grid Analysis and Display System) est un logiciel largement utilisé dans les tâches d'accès, de manipulation et de visualisation des données de sorties de modèles et des données d'observations dans le domaine de la météorologie et de la climatologie. GrADS est un outil puissant et interactif conçu spécifiquement pour l'analyse et la représentation des données géospatiales. GrADS est capable de lire et de manipuler des ensembles de données dans différents formats, tels que les fichiers binaires, GRIB (GRIdded Binary) et NetCDF (Network Common Data Form). Les variables peuvent avoir jusqu'à cinq dimensions, incluant la longitude, la latitude, les niveaux verticaux, le temps et l'ensemble (pour les ensembles de données). GrADS utilise un fichier descripteur pour spécifier ces dimensions et les informations sur les variables. Ce logiciel offre une large gamme de fonctionnalités pour l'analyse et la visualisation des données géospatiales. Il permet d'effectuer des opérations statistiques, de réaliser des tracés et des cartes, d'interpoler les données, de créer des animations, de calculer des moyennes spatiales et temporelles, et bien d'autres manipulations et analyses.

Chapitre 3

RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats et les discussions de notre étude. Pour ce faire, nous analysons les réanalyses NCEP2 et les données de SST en comparant la saison des pluies 2020 avec la climatologie de 1991-2020. L'accent est mis sur la détermination des conditions dynamiques et thermodynamiques pouvant expliquer le caractère humide de l'année 2020.

3.1 Variabilité de la pluviométrie au Sahel

Nous présentons sur la [figure 3.1](#) la distribution zonale de la pluie moyenne en Juillet -Aout-septembre (JAS) pour les observations GPCP sur la période 1991-2020 et l'année 2020 ainsi que leur différence. La climatologie 1991-2020 et l'année 2020 montrent une répartition zonale de la pluie avec des maxima localisés dans la zone Guinéenne, dans l'Océan, dans les régions orographiques (Fouta Djallon :10°N,13°W, Plateaux Jos :10°N,7.5°E, Mont Cameroun :6°N,12°E) et au niveau de la frontière Nigeria/Cameroun. Des minima de précipitations sont observés au Nord au Sahel et au Sahara.

Ces résultats sont en accords avec les travaux de Diba et al.(2017), qui ont montré la même position des maxima et \des minimas dans cette zone [76].

La [figure 3.1 C](#) montre que la quantité de pluie enregistrée à la saison des pluies 2020 est supérieure à la moyenne climatologique 1991-2020 particulièrement dans la zone sahélienne créant ainsi des conditions favorables à une saison pluvieuse marquée par des inondations intenses durant cette année.

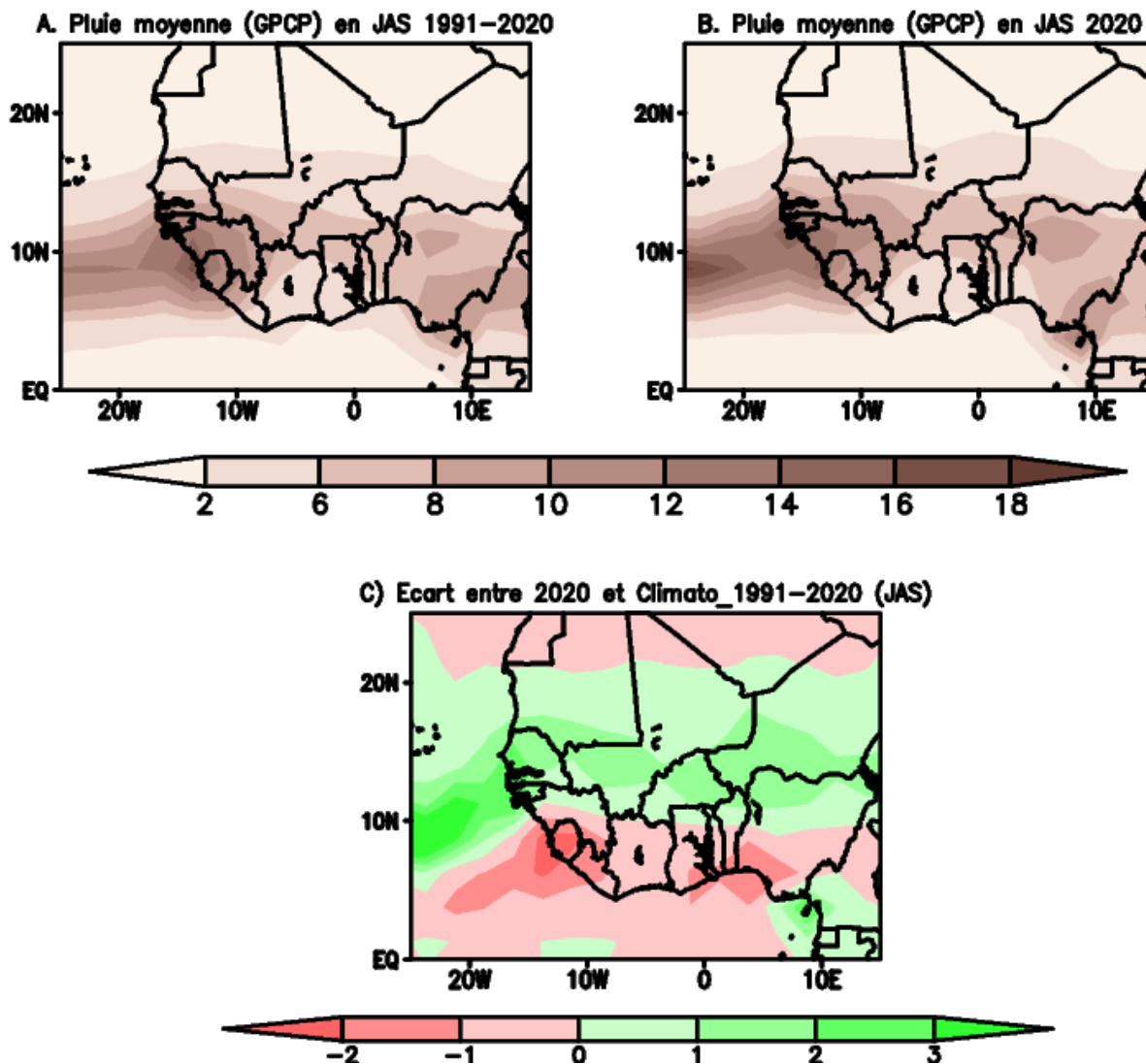


Figure 3.1 – Pluie moyenne en été (JAS) pour la climatologie 1991-2020 (A), l’année 2020 (B) et leur différence (C).

3.2 Le cycle annuel de la pluie

Dans le but de mieux étudier le régime de la pluviométrie de la saison des pluies 2020, nous avons évalué le cycle annuel de la pluie en comparant la climatologie 1991-2020 avec l’année 2020 à l’aide des observations GPCP.

La Figure 3.2 présente le cycle annuel de la pluie au sahel (10°N-18°N , 15°W-15°E.)

On constate sur cette figure que le mois de mai marque le début de la saison des pluies au sahel avec cependant de faibles quantités de pluie (1.2 mm/jour). La pluie moyenne en 2020 est supérieure à la moyenne climatologique au début de saison de pluie ; période qui est associée à la migration de la ZCIT qui se positionne à 5°N au mois de mai. De mai à juillet, la pluie se renforce davantage atteignant une valeur de 4.8mm/jour en 2020 ; valeur qui est supérieure à la moyenne climatologique 1991-2020. L’augmentation de l’intensité de la pluie est liée au déplacement de la ZCIT qui se situe de 5°N à 10°N entre mai-juin-juillet. Le maximum de pluie est enregistré au mois août. Il est plus prononcé en 2020 comparé à la moyenne climatologique 1991-2020, marquant ainsi le cœur de la saison des pluies au sahel (6mm/jour). Les études menées par Adegoke et Lamptey (2000)

ont montré que ce pic s'explique par la diminution de la température de surface de la mer et la divergence de l'humidité relative[77]. D'autres travaux réalisés par Diallo et al (2010) et Sylla et al (2009) soutiennent que ce pic est associé à un système de basse pression due au déplacement de la ZCIT provoquant ainsi un environnement instable [78, 79].

Du mois d'août à septembre, l'intensité de la pluie devient minimale tout en demeurant plus forte en 2020. De septembre à octobre, la pluie commence à diminuer marquant ainsi le retrait de la ZCIT correspondant la fin de la saison des pluies au sahel et le début de la seconde saison pluvieuse dans la zone Guinéenne.

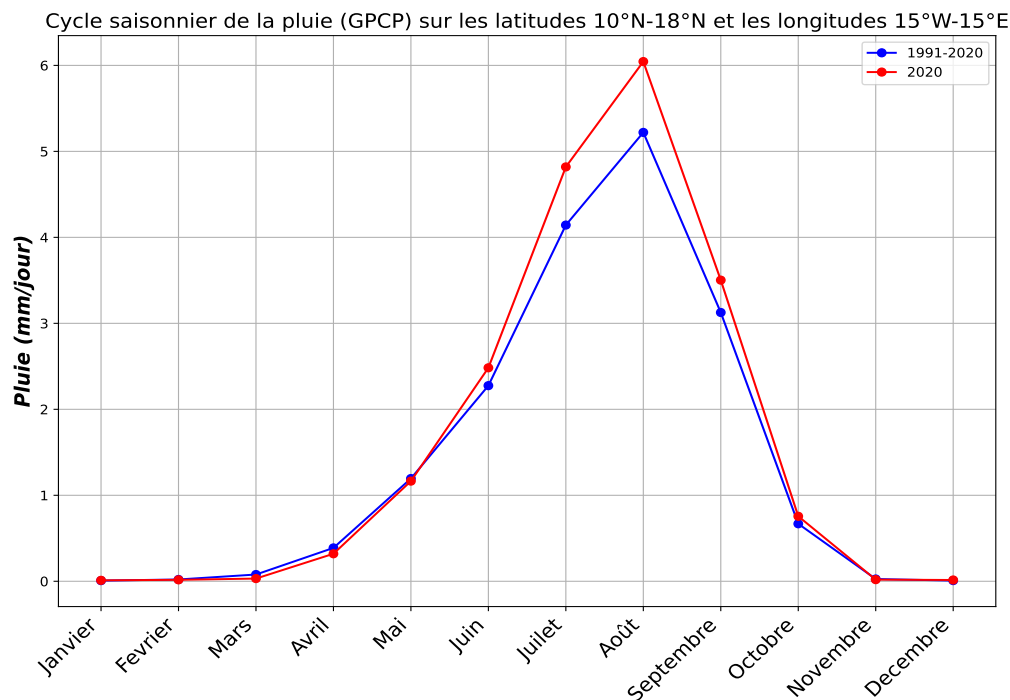


Figure 3.2 – Cycle annuel de la pluie en 2020 et pour la climatologie 1991-2020.

3.3 Variabilité interannuelle de la pluie au Sahel

Nous présentons l'indice pluviométrique standardisé (Standardized Precipitation Index -SPI) au Sahel (10°N-18°N , 15°W-15°E) pour la période de 1991-2020 sur la figure 3.3. Le SPI permet de distinguer les années excédentaires ou déficitaires par rapport à la moyenne climatologique et d'identifier les points saillants de la variabilité interannuelle des précipitations. Les années avec des anomalies positives représentent des années humides, tandis que celles avec des anomalies négatives représentent des années sèches. L'analyse des anomalies de précipitations révèle un retour des pluies au Sahel à partir des années 1990. Toutefois, il est important de souligner que les signes de reprise des pluies au Sahel sont relativement faibles et que la région connaît toujours des irrégularités pluviométriques. En se concentrant sur l'année 2020, qui fait l'objet de notre étude, nous constatons que les précipitations étaient supérieures à la moyenne de la période 1991-2020. Par ailleurs, il est important de noter l'existence d'un lien étroit entre les anomalies de précipitations et celles de la température de surface de l'océan. Des études antérieures réalisées par Lebel(2009) ont démontré que la température de surface de l'océan peut influencer les schémas de précipitations au Sahel

[11]. Cette relation souligne l'importance de prendre en compte les interactions entre l'océan et l'atmosphère pour mieux comprendre les variations des précipitations dans la région sahélienne. Les variations de la température de surface de l'océan peuvent affecter la circulation atmosphérique et les systèmes météorologiques, ce qui a un impact sur les régimes de précipitations dans la région sahélienne. Il est donc crucial de prendre en compte ces interactions entre les précipitations et la température de surface de l'océan pour une meilleure compréhension des variations climatiques au Sahel. Cette relation étroite souligne l'importance de l'océan en tant que facteur clé dans la modélisation et la prévision des précipitations dans cette région.

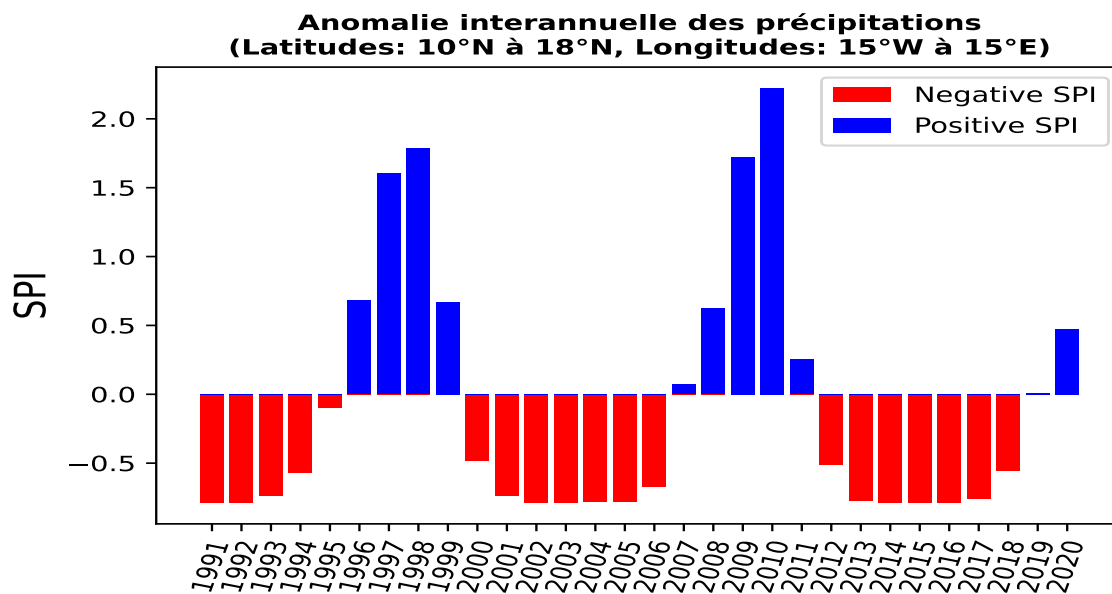


Figure 3.3 – Indice pluviométrique standardisé des précipitations moyenné dans la zone (10°N-18°N , 15°W-15°E.) de 1991 à 2020.

3.4 Température de surface de la mer

La [Figure 3.4](#) illustre la distribution de la température de surface de la mer (SST) en mars-avril, mai-juin et juin-septembre dans une région comprise entre les latitudes (30°N-10°S) et les longitudes (30°W-15°E). Une analyse de cette représentation met en évidence des anomalies positives de mars à avril sur tout le domaine, suivie d'écart à la moyenne positifs dans l'Atlantique Nord et négatifs dans le golfe de Guinée en mai-juin et juillet-septembre. Ces anomalies négatives sont synonymes de la présence de la langue d'eau froide. Durant le pic de la saison (juillet-août-septembre), l'anomalie positive dans l'Atlantique Nord est toujours visible. Cette langue d'eau froide favorise l'intensification du flux de mousson. En effet, des travaux menés par Caniaux et al (2011) ont établi une corrélation étroite entre l'apparition de cette langue d'eau froide et l'intensité de la mousson africaine. Selon ces auteurs, ce refroidissement se fait en réponse à la remontée de l'anticyclone de Saint-Hélène et à un renforcement des alizés[80]. À noter également que le refroidissement de la surface océanique coïncide avec une augmentation des précipitations au Sahel durant le cœur (juillet, août et septembre) et au début de la saison pluvieuse de 2020 (mai-juin). Le refroidissement des eaux du golfe de Guinée maintient le gradient thermique entre le continent et l'océan, favorisant ainsi le déplacement du flux de mousson vers le Sahel. Ce flux de mousson est corrélé à la migration de la Zone de Convergence

Inter-Tropicale (ZCIT) vers le nord durant les mois de juillet, août et septembre (JAS).

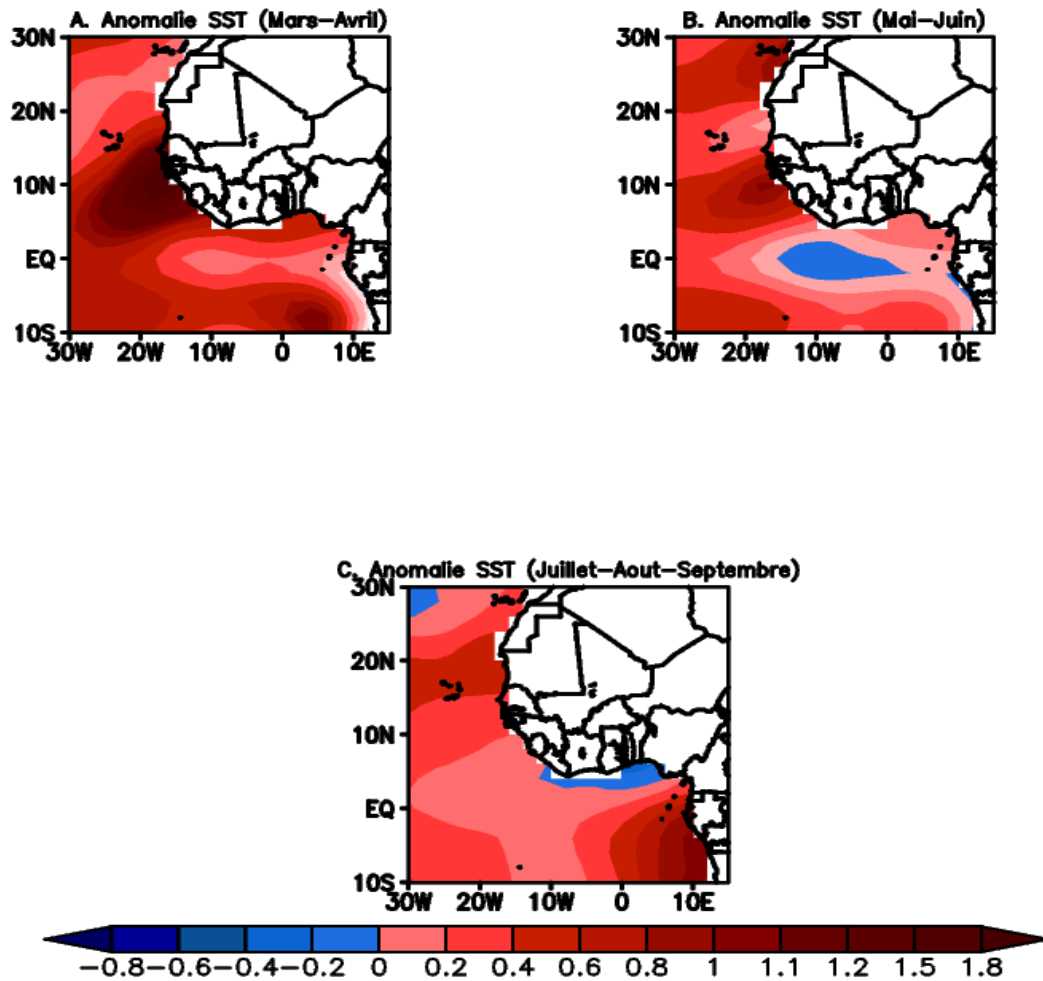


Figure 3.4 – Anomalie de SST en Mars-Avril, Mai-Juin, Juillet-Aout-Septembre par rapport à la climatologie 1991-2020.

3.5 Vent zonal dans les basses, moyennes et hautes couches de l’atmosphère

La [figure 3.5](#) représente la distribution en été boréal (moyenne Juillet-Septembre) du vent zonal dans les basses couches (850 hPa), les couches moyennes (700 hPa) et les hautes couches (200 hPa) sur la période de 1991-2020 et pour l’année 2020 dans le domaine (25°N-0° ;25°W-15°E). La comparaison montre que dans les basses couches (850 hPa), le flux de mousson situé à la latitude 15°N et atteignant une vitesse d’environ 3 à 4 m.s⁻¹, est plus fort en 2020 comparé à la climatologie 1991-2020. Dans les couches moyennes (700 hPa), le Jet d’Est Africain (JEA) positionné à la latitude 17°N et atteint une vitesse maximale d’environ 12 m.s⁻¹. Il est positionné plus au nord et est plus faible sur le sahel central en 2020 comparé à la climatologie 1991-2020. Enfin, dans les hautes couches (200 hPa), le Jet d’Est Tropical se trouvant autour de la latitude 5°N, a une vitesse maximale d’environ 16 m.s⁻¹. Le JET est plus fort en 2020 que durant la climatologie 1991-2020. Ces résultats sont cohérents avec les travaux de Nicholson et al(2001) qui ont montré que les années humides

au sahel sont caractérisées par la présence d'un fort flux de mousson, un JEA situé plus au Nord et un fort TEJ [81]. Cette augmentation de la pluviométrie, est associée à la diminution de la température de l'océan avant et durant le cœur de la saison des pluies. Des études antérieures ont montré, un lien étroit entre l'apparition de la langue d'eau froide (LEF) et l'intensité du flux de mousson africain [80]. Selon Caniaux et al (2011), la hausse du flux de mousson est associée à la migration rapide de la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale), favorisant l'augmentation des précipitations dans le Sahel. De plus, les études menées par Haarsma et al(2005) soutiennent que la hausse des précipitations au Sahel central est généralement associée à un gradient de température continent-océan et à une accentuation des vents et des flux d'humidité convergents dans le Sahel [82].

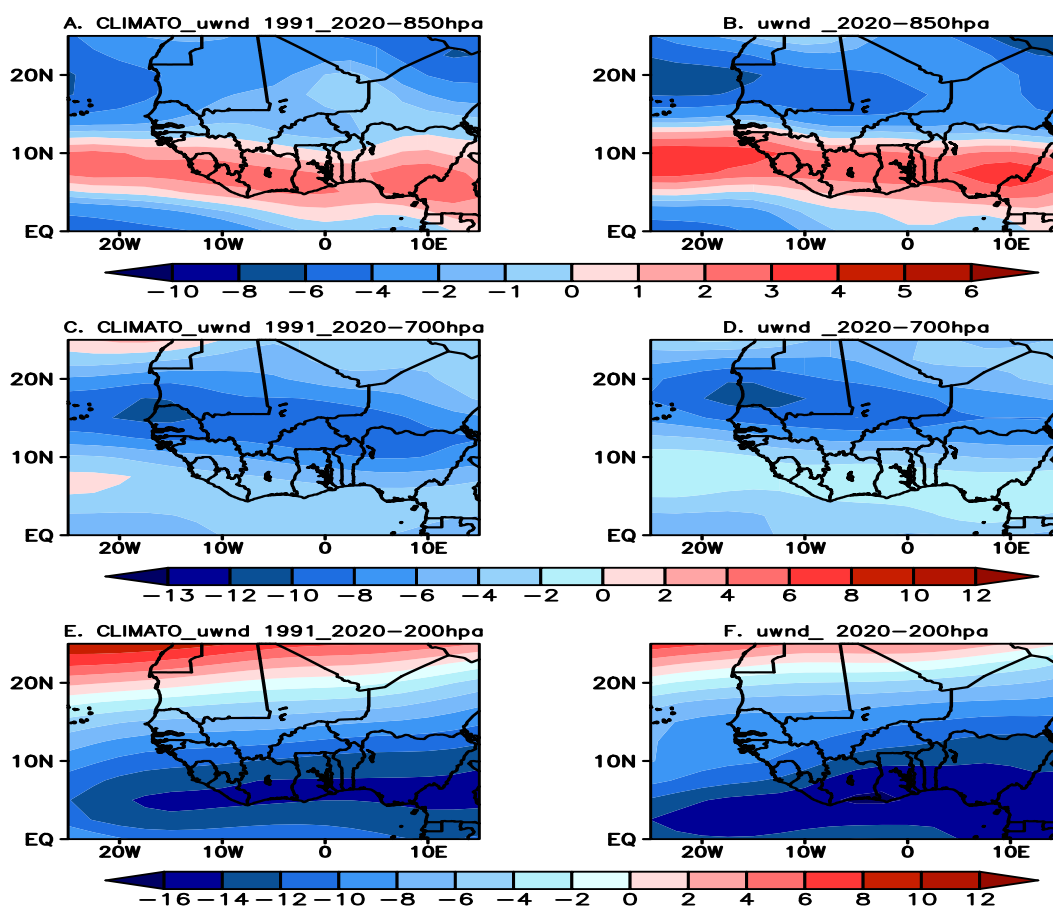


Figure 3.5 – Distribution du vent zonal en été dans les basses couches (850hpa), dans les moyennes couches (700hpa), dans les hautes couches (200hpa) pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020.

3.6 Profil vertical du vent zonal

La figure 3.6 en évidence le profil vertical de la vitesse zonale dans la basse, et haute troposphère, moyenné sur les longitudes 15°W- 15°E, variant sur les latitudes 0-°30N et aux de niveaux de pression 1000 à 100 hpa pour la climatologie de 1991-2020 et l'année 2020. L'analyse de cette figure montre dans la basse troposphère, un flux de mousson qui s'étend entre 5°N et 15°N, de 1000 à 850 hpa avec une vitesse maximale de 3 m.s^{-1} , est plus fort en 2020 que la moyenne pour la climatologie

1991-2020. Ces résultats sont en phase avec les travaux de Diallo et al(2010) qui montrent que le flux de mousson, un vent du sud-ouest apporte de l'humidité sur l'Afrique de l'Ouest[78]. Dans la moyenne troposphère, le AEJ est observé entre 700 à 500 hpa autour de 17°N avec une vitesse maximale de 12 m.s^{-1} . IL est plus positionné au Nord et s'affaiblit sur le sahel central avec une vitesse de 6 m/s en 2020 comparé à la climatologie de 1991-2020. Dans la haute troposphère, le TEJ s'installe dans l'été boréal à 200 hpa autour de 5°N et avec une vitesse maximale de 15 m.s^{-1} . Le TEJ est plus fort en 2020 que la moyenne pour la climatologie 1991-2020.

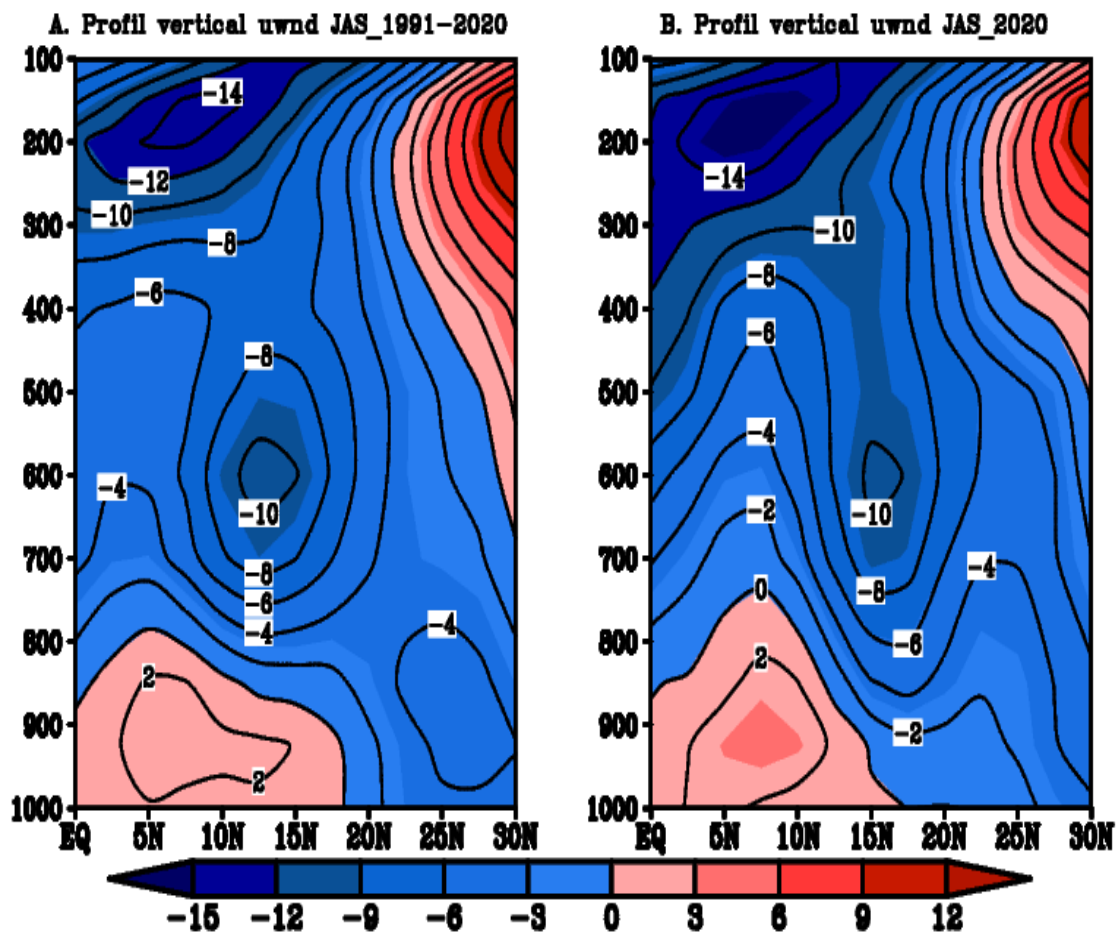


Figure 3.6 – Profil vertical de la vitesse zonale en été (moyenne Juillet-Aout-Septembre)moyenné entre les longitudes 15°W et 15°E pour la climatologie 1991-2020(A) et l'année 2020(B) .

3.7 Divergence du vent à 200 hpa

La [figure 3.7](#) montre la divergence du vent dans les hautes couches (200hpa) moyennée de juillet à septembre pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020.

Les zones de divergence négative (positive) indiquent une région de convergence (divergence). On remarque la présence d'une forte situation de divergence (fortes valeurs positives) dans les hautes couches en 2020 comparée à la moyenne climatologique 1991-2020. Cette zone de divergence s'étend du Golfe de Guinée au Nord du Sahel. Une situation de forte divergence en haute altitude est généralement associée à une convection profonde. Le pic de divergence, associé à une forte convection est témoin d'un maximum de pluie GPCP dans la zone Guinéenne et la bande sahélienne comme le montre la ([figure 3.1](#)).

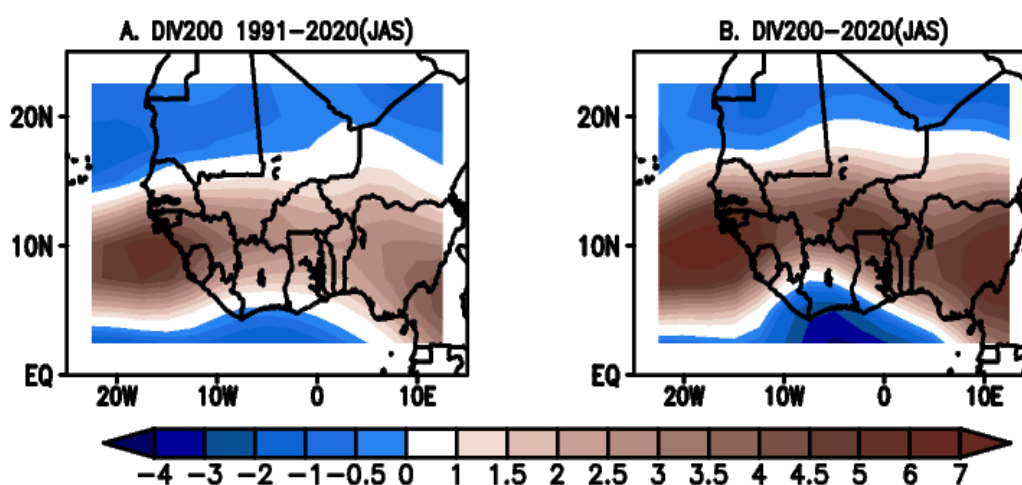


Figure 3.7 – Divergence à 200 hPa en été boréal (JAS) pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020.

3.8 Humidité relative intégrée dans les basses couches (1000-850 hPa)

La [figure 3.7](#) présente une comparaison de l'humidité relative moyennée dans les basses couches (1000 à 850 hPa) pour la climatologie 1991-2020 et l'année 2020. Cette comparaison met en évidence une anomalie d'humidité relative positive sur une grande partie du Sahel en 2020 comparée à la moyenne climatologique 1991-2020. En particulier, on observe une anomalie positive maximale au cœur de la saison de mousson (juillet-août-septembre) autour de 15°N, et une anomalie positive minimale entre 10°N et 20°N. Cette configuration est cohérente avec l'accélération du flux de mousson. Cette hausse du flux de mousson favorise le transport d'humidité vers la région du Sahel. La présence des conditions dynamiques favorables, associée à une forte humidité est cohérente avec une augmentation de la pluviométrie au-dessus des pays du sahel.

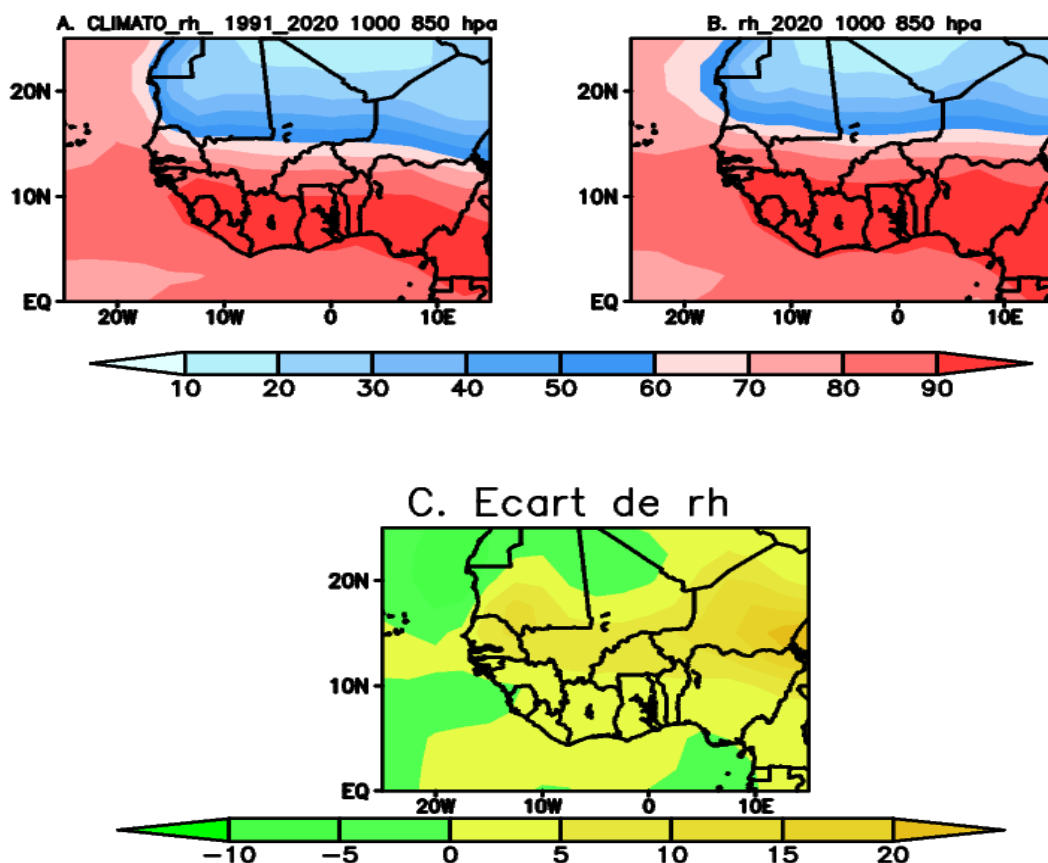


Figure 3.8 – Distribution de l’humidité relative sur la période juillet-Aout-Septembre(JAS) pour la climatologie 1991-2020(A), l’année 2020 (B) et leur différence(C).

3.9 Pression de surface réduite au niveau de la mer

La [figure 3.8](#) montre une comparaison entre la climatologie 1991-2020 et l’année 2020 en ce qui concerne la pression de surface du niveau de la mer. Une anomalie de pression de surface du niveau de la mer négative affecte le sahel, au cœur de la saison (JAS), ce qui signifie que la pression de surface du niveau de la mer en 2020 est plus basse que la moyenne sur la période de 1991-2020. Cette anomalie négative de la pression de surface du niveau de la mer est témoin d’un environnement instable. Cette instabilité associée à une forte humidité liée à un fort flux de mousson pourrait expliquer, en partie, la forte pluviométrie observée en 2020.

L’analyse de la variation de la pression réduite au niveau de la mer en 2020, met en évidence également le rôle important de la position de l’anticyclone de sainte-Hélène sur le renforcement du flux de mousson, et permet une meilleure compréhension de la variabilité spatio-temporelle des interactions entre Océan-Continent-Atmosphère.

La ([figure 3.8C](#)) montre un anticyclone de Sainte-Hélène situé environs 30°S plus fort en 2020 que la moyenne climatologique 1991-2020. Cette forte intensité de l’anticyclone de Sainte-Hélène est associée à une dynamique dépressionnaire propice à la convection au Sahel en 2020.

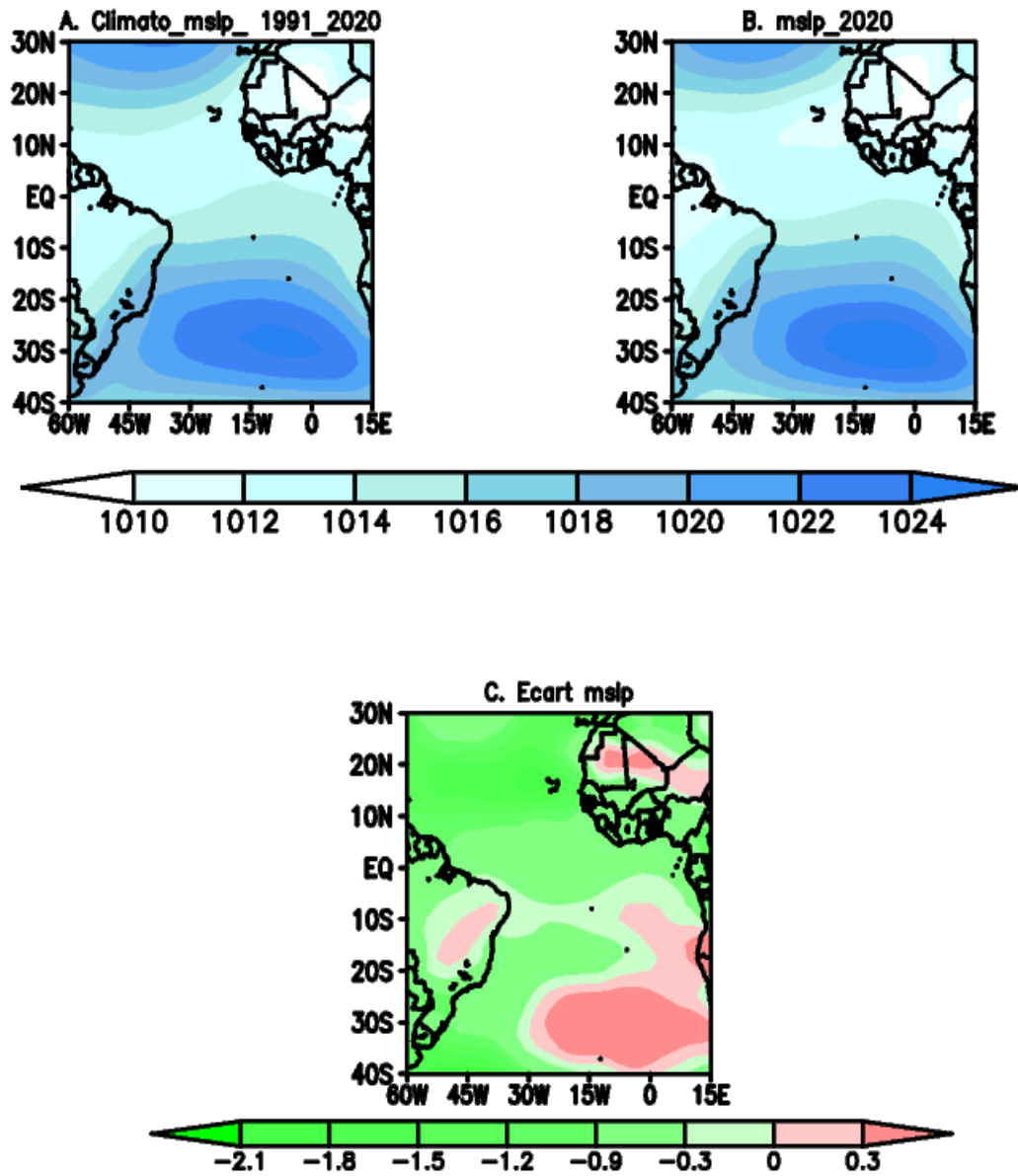


Figure 3.9 – Pression réduite au niveau de la mer en été (moyenne juillet-Août-Septembre -JAS) pour la climatologie 1991-2020 (A), l'année 2020 (B) et leur différence (C).

3.10 Profil vertical du Vent vertical

La [figure 3.9](#) représente le profil vertical de la vitesse verticale, moyenné sur les longitudes 15°W-15°E, variant sur les latitudes 0°-30N et aux niveaux de pression 1000 à 100 hpa pour la climatologie de 1991-2020 et l'année 2020.

L'analyse de cette figure montre une première zone d'ascendance observée entre 6°N et 9°N dans la zone Guinéenne et une seconde qui se situe au nord du sahel entre 18°N et 22°N .

On remarque une forte convection humide et sèche respectivement dans la zone Guinéenne et au Sahel en 2020 comparée à la moyenne climatologique.

Ces résultats sont en accord avec les travaux de Raj et al (2018) qui montrent que la première zone de mouvement ascendant situé dans la région de Guinée est lié à la convection humide sur la bande de pluie de mousson, tandis que la seconde zone est reliée à la convection sèche sur la dépression thermique Saharienne (DTS) ou Saharan Heat Low (SHL)[83]. Selon Sultan et Janicot(2003) la dépression Thermique saharienne est l'un des principaux moteurs des précipitations de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) ; Lavaysse et al(2009) dans la région du Sahel pendant l'été boréal[32, 50]. D'après Parker et al (2005), une intensification de la SHL tend à renforcer l'écoulement de la mousson et la probabilité d'occurrence d'une convection humide [51].

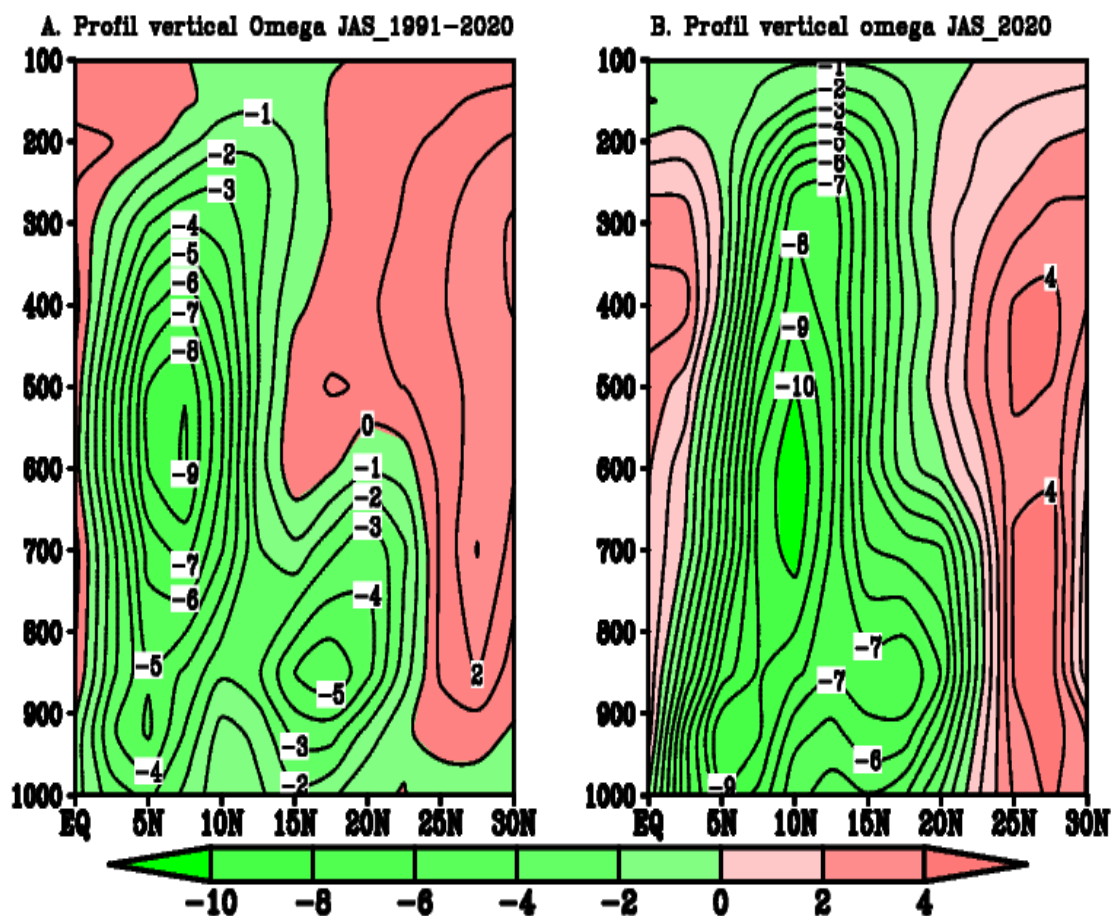


Figure 3.10 – Profil vertical de la vitesse verticale en été (moyenne Juillet-Aout-Septembre)moyenné entre les longitudes 15°W et 15°E pour la climatologie 1991-2020(A) et l'année 2020 (B).

Conclusion et Perspectives

L'évolution du régime des précipitations au sahel préoccupe et attire l'attention de plusieurs chercheurs. Cette question préoccupante revêt une importance capitale, notamment dans les régions où les pluies sont au cœur des préoccupations de la société. En cas de déficit, elles peuvent menacer la disponibilité de la ressource en eau et les rendements agricoles dépendant majoritairement de la saison pluviale. En cas d'excès, elles peuvent entraîner des événements hydrologiques extrêmes préjudiciables pour les populations, de plus en plus exposées au risque d'inondations, comme cela a été le cas lors de la saison des pluies 2020, qui a laissé un bilan macabre. Les précipitations sont également la signature des processus atmosphériques et environnementaux qui régulent la mousson d'Afrique de l'Ouest. Cependant, la mousson est un système complexe, dans lequel de nombreux processus et mécanismes interagissent, rendant ainsi difficile son étude à partir des modèles atmosphériques. Ce travail repose sur l'étude des conditions atmosphériques associées à la saison des pluies 2020 en se basant sur l'analyse des observations GPCP, SST et les réanalyses NCEP 2 en comparant la climatologie 1991-2020 et l'année 2020. Les résultats obtenus sont résumés ci-dessous :

- Une distribution zonale de la pluie avec des maxima observés dans la zone guinéenne, dans l'Océan et dans les régions orographiques.
- Un excédent de pluie enregistré en 2020 dépassant la climatologie 1991-2020 dans la bande sahélienne .
- Une distribution de la SST positive sur tout le domaine avant la saison des pluies (Mars-Avril) puis négative dans le golfe de Guinée pendant la saison des pluies (Mai-Juin et Aout-septembre).
- Un flux de mousson et un JET plus fort en 2020 associé à un AEJ positionné plus au Nord. A cela, il faut ajouter une forte humidité surtout dans les basses couches.
- Une forte divergence du vent en haute altitude en 2020 favorable à une convection profonde dans la bande sahélienne.
- Une pression de surface réduite au niveau de la mer beaucoup plus basse en 2020 que la moyenne pour la climatologie 1991-2020 sur la bande sahélienne associée à un fort anticyclone de Sainte-Hélène propice au renforcement du flux de mousson.
- Une forte ascendance dans la zone guinéenne associée à une puissante dépression thermique Saharienne en 2020.

Nous avons déjà simulé la saison des pluies 2020 avec la dernière version du modèle RegCM5. Ainsi, en termes de perspectives, il s'agira de :

- ➔ Caractériser en détails les conditions atmosphériques associées à la saison des pluies 2020.
- ➔ Évaluer la performance de ce modèle dans la représentation des pluies extrêmes observées durant cette saison.
- ➔ Analyser les conditions atmosphériques associées à ces pluies extrêmes.
- ➔ Évaluer la variation future de ces événements hydroclimatiques dans la région du Sahel en utilisant les scénarios de changement climatique SSP à l'horizon 2050 (futur proche) et 2100 (futur lointain).

Bibliographie

- [1] Bernard Fontaine, Pascal Roucou, Moctar Camara, Nicolas Vigaud, Abdourahamane Konaré, Seidou Ibrah Sanda, Arona Diedhiou, and Serge Janicot. Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine. *La Météorologie*, pages 41–48, 2012.
- [2] Serge Janicot and Bernard Fontaine. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*, 1993(1) :28–53, 1993.
- [3] Pierre Hiernaux, Eric Mougin, Lassine Diarra, Nogmana Soumaguel, François Lavenu, Yann Tracol, and Mamadou Diawara. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :114–127, 2009. Publisher : Elsevier.
- [4] Marcel Leroux. La dynamique de la grande sécheresse sahélienne/Dynamics of the Great Sahelian Drought. *Géocarrefour*, 70(3) :223–232, 1995. Publisher : Persée-Portail des revues scientifiques en SHS.
- [5] Inondations au Sahel : au moins 112 morts et plus de 700.000 personnes affectées (HCR) | ONU Info, September 2020.
- [6] Du Sénégal à l'Ethiopie, des pluies diluviennes ravagent la bande sahélienne. https://www.lemonde.fr/afrique/article/2020/09/18/du-senegal-a-l-ethiopie-des-pluies-diluviennes-ravagent-la-bande-sahelienne_6052790_3212.html/, September 2020. Consulté le 26-01-2024 22 :07 :07.
- [7] Zeineddine Nouaceur. La reprise des pluies et la recrudescence des inondations en Afrique de l'Ouest sahélienne. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 15) :89–109, 2020. Publisher : Martin, Claude.
- [8] Tianjun Zhou, Rucong Yu, Hongmei Li, and Bin Wang. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century. *Journal of Climate*, 21(15) :3833–3852, 2008. Publisher : American Meteorological Society.
- [9] Susan Solomon, Dahe Qin, Martin Manning, Kristen Averyt, and Melinda Marquis. *Climate change 2007-the physical science basis : Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*, volume 4. Cambridge university press, 2007.
- [10] Sharon Nicholson. On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of arid environments*, 63(3) :615–641, 2005. Publisher : Elsevier.

-
- [11] Thierry Lebel and Abdou Ali. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of hydrology*, 375(1-2) :52–64, 2009. Publisher : Elsevier.
- [12] Paul-Arthur Monerie, Pascal Roucou, and Bernard Fontaine. Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*, 33(4) :881–896, 2013. Publisher : Wiley Online Library.
- [13] Franck Lespinas. *Impacts du changement climatique sur l’hydrologie des fleuves côtiers en region Languedoc-Roussillon*. PhD Thesis, Perpignan, 2008.
- [14] Florent Beucher, S. Belamari, and I. Beau. *Météorologie tropicale : des alizés au cyclone*. Météo-France, 2010.
- [15] M. CHOCAT Bernard. *Contribution à l’étude de l’impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l’ouest. Analyse des conséquences d’une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale*. PhD Thesis, Université Montpellier II, 2001.
- [16] R. Sadourny. Le climat de la Terre, coll. *Dominos, Flammarion, Paris*, 1994.
- [17] Jeffrey T. Kiehl and Kevin E. Trenberth. Earth’s annual global mean energy budget. *Bulletin of the American meteorological society*, 78(2) :197–208, 1997. Publisher : American Meteorological Society.
- [18] Tatiana V. Plakhova, Anna Yu Romanchuk, Daria V. Likhosherstova, Alexander E. Baranchikov, Pavel V. Dorovatovskii, Roman D. Svetogorov, Tatiana B. Shatalova, Tolganay B. Egorova, Alexander L. Trigub, and Kristina O. Kvashnina. Size effects in nanocrystalline thoria. *The Journal of Physical Chemistry C*, 123(37) :23167–23176, 2019. Publisher : ACS Publications.
- [19] Justine RINGARD. Etude rétrospective et prospective des vagues de chaleur en Afrique de l’Ouest. 2013.
- [20] Serge Janicot, Jean-Luc Redelsperger, and Thierry Lebel. La mousson ouest-africaine : introduction à quelques contributions du programme d’étude multidisciplinaire AMMA. *La Météorologie*, 8(2), 2012.
- [21] Elfatih AB Eltahir and Cuiling Gong. Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of climate*, 9(5) :1030–1042, 1996.
- [22] Peter J. Lamb. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30(3) :240–251, 1978. Publisher : Taylor & Francis.
- [23] J. M. Lough. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa. *Monthly weather review*, 114(3) :561–570, 1986.
- [24] Jules G. Charney. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428) :193–202, 1975. Publisher : Wiley Online Library.
- [25] Elfatih AB Eltahir. A soil moisture–rainfall feedback mechanism : 1. Theory and observations. *Water resources research*, 34(4) :765–776, 1998. Publisher : Wiley Online Library.
- [26] Yongkang Xue and Jagadish Shukla. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part 1 : desertification. *Journal of climate*, 6(12) :2232–2245, 1993.

- [27] Xinyu Zheng and Elfatih AB Eltahir. The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, 11(8) :2078–2096, 1998. Publisher : American Meteorological Society.
- [28] Sharon E. Nicholson. A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Climate Dynamics*, 32 :1155–1171, 2009. Publisher : Springer.
- [29] D. O. Adefolalu, M. Senouci, A. Bounoua, and A. Boukri. Mean state during the onset phase of the West African monsoon in 1979. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series A*, 33(4) :327–343, 1985. Publisher : Springer.
- [30] Semyon A. Grodsky and James A. Carton. Coupled land/atmosphere interactions in the West African monsoon. *Geophysical Research Letters*, 28(8) :1503–1506, 2001. Publisher : Wiley Online Library.
- [31] D. O. Adefolalu. Monsoon onset in West Africa application of satellite imagery. *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology Series B Theoretical and Applied Climatology*, 32(2-3) :219–230, 1983.
- [32] Benjamin Sultan and Serge Janicot. The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of climate*, 16(21) :3407–3427, 2003. Publisher : American Meteorological Society.
- [33] Stefan Hastenrath. Prediction of Indian monsoon rainfall : further exploration. *Journal of climate*, 1(3) :298–304, 1988.
- [34] Serge Janicot, Chris D. Thorncroft, Abdou Ali, Nicole Asencio, Gareth Berry, Olivier Bock, Bernard Boulès, Guy Caniaux, Fabrice Chauvin, and Abdoulaye Deme. Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. In *Annales Geophysicae*, volume 26, pages 2569–2595. Copernicus Publications Göttingen, Germany, 2008. Issue : 9.
- [35] Benjamin Sultan, Serge Janicot, and Philippe Drobinski. Characterization of the diurnal cycle of the West African monsoon around the monsoon onset. *Journal of climate*, 20(15) :4014–4032, 2007.
- [36] Marcel Leroux. *La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale*. ASECNA, Direction de l’exploitation météorologique, 1970.
- [37] JULIAN MAYES. Monitoring local weather and climate. *Field and laboratory methods in primatology : A practical field guide*, pages 74–89, 2003.
- [38] D. Bou Karam, C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, J. Pelon, M. Chong, and A. Dabas. Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region : A representative case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(632) :621–634, April 2008.
- [39] C. Flamant, C. Lavaysse, M. C. Todd, J.-P. Chaboureau, and J. Pelon. Multi-platform observations of a springtime case of Bodélé and Sudan dust emission, transport and scavenging over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(639) :413–430, January 2009.

- [40] Kerry H. Cook. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of climate*, 12(5) :1165–1184, 1999. Publisher : American Meteorological Society.
- [41] D. L. Cadet and N. O. Nnoli. Water Vapour Transport Over Africa and the Atlantic Ocean During Summer 1979. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113(476) :581–602, April 1987.
- [42] Jeremy P. Grist and Sharon E. Nicholson. A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of climate*, 14(7) :1337–1359, 2001.
- [43] Vincent Mathon and Henri Laurent. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(572) :377–406, 2001. Publisher : Wiley Online Library.
- [44] Andreas H. Fink and Andreas Reiner. Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D11) :2002JD002816, June 2003.
- [45] Chris Thorncroft and Kevin Hodges. African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *Journal of Climate*, 14(6) :1166–1179, 2001.
- [46] Robert W. Burpee. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1) :77–90, 1972. Publisher : American Meteorological Society.
- [47] Gregory S. Jenkins, Amadou T. Gaye, and Bamba Sylla. Late 20th century attribution of drying trends in the Sahel from the Regional Climate Model (RegCM3). *Geophysical Research Letters*, 32(22) :2005GL024225, November 2005.
- [48] Masao Kanamitsu and T. N. Krishnamurti. Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months. *Monthly Weather Review*, 106(3) :331–347, 1978. Publisher : American Meteorological Society.
- [49] T. N. Krishnamurti and M. Kanamitsu. Northern summer planetary scale monsoon during drought and normal rainfall months. *Monsoon dynamics*, pages 19–48, 1981. Publisher : University Press Cambridge.
- [50] Christophe Lavaysse, Cyrille Flamant, Serge Janicot, Douglas J. Parker, J.-P. Lafore, Benjamin Sultan, and Jacques Pelon. Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33 :313–330, 2009. Publisher : Springer.
- [51] D. J. Parker, R. R. Burton, A. Diongue-Niang, R. J. Ellis, M. Felton, C. M. Taylor, C. D. Thorncroft, P. Bessemoulin, and A. M. Tompkins. The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(611) :2839–2860, 2005. Publisher : Wiley Online Library.
- [52] Fleur Couvreux, F. Guichard, Olivier Bock, Bernard Campistron, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger. Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset.

- Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(S1) :159–173, 2010. Publisher : Wiley Online Library.
- [53] Philippe Peyrillé, Jean-Philippe Lafore, and Jean-Luc Redelsperger. An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part I : Validation and key controlling factors. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(8) :2765–2782, 2007.
- [54] Benjamin Sultan. *Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l’Ouest et de la variabilité intra-saisonnière de la convection : Applications à la sensibilité des rendements agricoles*. PhD Thesis, Paris 7, 2002.
- [55] Richard J. Reed, Donald C. Norquist, and Ernest E. Recker. The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105(3) :317–333, 1977. Publisher : American Meteorological Society.
- [56] Arona Diedhiou, Serge Janicot, Alain Viltard, and Pierre de Felice. Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 25(15) :2805–2808, 1998. Publisher : Wiley Online Library.
- [57] Yi-Leng Chen and Yoshi Ogura. Modulation of convective activity by large-scale flow patterns observed in GATE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(6) :1260–1279, 1982. Publisher : American Meteorological Society.
- [58] A. Diedhiou, S. Janicot, A. Viltard, and P. De Felice. Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and the tropical Atlantic : A climatology from the 1979–95 NCEP/NCAR reanalyses. *Climate dynamics*, 18 :241–253, 2001. Publisher : Springer.
- [59] K. I. Hodges. Feature tracking on the unit sphere. *Monthly Weather Review*, 123(12) :3458–3465, 1995.
- [60] Robert A. Houze. Structure and dynamics of a tropical squall–line system. *Monthly Weather Review*, 105(12) :1540–1567, 1977. Publisher : American Meteorological Society.
- [61] D. Cadet and B. Guillot. EPSAT : Estimation des pluies par satellite. *ORSTOM Editeur*, 1991.
- [62] George J. Huffman, Robert F. Adler, David T. Bolvin, and Guojun Gu. Improving the global precipitation record : GPCP Version 2.1. *Geophysical Research Letters*, 36(17) :2009GL040000, September 2009.
- [63] Masao Kanamitsu, Wesley Ebisuzaki, Jack Woollen, Shi-Keng Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter. Ncep–doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11) :1631–1644, 2002. Publisher : American Meteorological Society.
- [64] Boyin Huang, Viva F. Banzon, Eric Freeman, Jay Lawrimore, Wei Liu, Thomas C. Peterson, Thomas M. Smith, Peter W. Thorne, Scott D. Woodruff, and Huai-Min Zhang. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I : Upgrades and intercomparisons. *Journal of climate*, 28(3) :911–930, 2015.
- [65] Robert Capot-Rey. *L’Afrique blanche française : le Sahara français*. 1953.
- [66] Pierre Quézel. *La végétation du Sahara : du Tchad à la Mauritanie*. (No Title), 1965.

- [67] Henry N. Le Houerou. *The grazing land ecosystems of the African Sahel*, volume 75. Springer Science & Business Media, 2012.
- [68] PAGNEY, P. 1994. Les climats de la terre. 2è édition... - Google Scholar.
- [69] FWT Penning De Vries and M. A. Djiteye. La productivité des pâturages sahéliens. *Une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle. PUDOC, Wageningen*, 1982.
- [70] Christian Pieri. *Fertilité des terres de savanes. Bilan de trente ans de recherche et de développement agricoles au sud du Sahara*. CIRAD-IRAT, 1989.
- [71] Roger Bertrand. *Du Sahel à la forêt tropicale : clés de lecture des sols dans les paysages ouest-africains*. Cirad, 1998.
- [72] Yvon-Carmen Houéhanou Hountondji. Dynamique environnementale en zones sahélienne et soudanienne de l'Afrique de l'Ouest : Analyse des modifications et évaluation de la dégradation du couvert végétal. *Belgique : Université de Liège*, 2008.
- [73] Norman Pye. The Vegetation of Africa : A Descriptive Memoir to Accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO Vegetation Map of Africa, 1985.
- [74] Nathaniel B. Guttman. COMPARING THE PALMER DROUGHT INDEX AND THE STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX ¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1) :113–121, February 1998.
- [75] Younes Derfoufi. Formation en langage Python. 2019.
- [76] Ibrahima Diba and Moctar Camara. Analyse De L'impact Du Changement De La Couverture Végétale Sur La Pluie Et La Température De Surface Au Sénégal. *Eur. Sci. J. ESJ*, 13 :270, 2017.
- [77] J. O. Adegoke and B. L. Lamptey. Intraseasonal variability of summertime precipitation in the Guinea coastal region of West Africa. In *Proceedings of the workshop on the West African monsoon variability and predictability. WMO-TD*, pages 115–118, 2000. Issue : 1003.
- [78] I. Diallo, M. Camara, Mouhamadou Sylla, and Amadou T. Gaye. Représentation haute résolution du système de mousson Ouest Africain avec un modèle climatique régional. *Journal des Sciences Pour l'Ingenieur*, 12, 2010.
- [79] M. B. Sylla, A. T. Gaye, J. S. Pal, G. S. Jenkins, and X. Q. Bi. High-resolution simulations of West African climate using regional climate model (RegCM3) with different lateral boundary conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 98(3-4) :293–314, October 2009.
- [80] Guy Caniaux, Hervé Giordani, Jean-Luc Redelsperger, Françoise Guichard, Erica Key, and Malick Wade. Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4), 2011. Publisher : Wiley Online Library.
- [81] Sharon E. Nicholson. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate research*, 17(2) :123–144, 2001.

- [82] Reindert J. Haarsma, Frank M. Selten, Suzanne L. Weber, and Michael Kliphuis. Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophysical Research Letters*, 32(17), 2005. Publisher : Wiley Online Library.
- [83] Jerry Raj, Hamza Kunhu Bangalath, and Georgiy Stenchikov. West African Monsoon : current state and future projections in a high-resolution AGCM. *Climate Dynamics*, 52(11) :6441–6461, June 2019.