

# Université Assane Seck de Ziguinchor



U.F.R Sciences et Technologies

Département de physique

**Mémoire de Master 2**

Mention : Physiques et Applications

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

Analyses de l'impact des téléconnexions sur la variabilité inter-annuelle de la précipitation en Afrique de l'Ouest avec le modèle SPEEDY

Présenté par Malick MBENGUE

Sous la direction

**Dr Samo DIATTA**

Sous la supervision de

**Dr Moctar CAMARA, Maître de Conférences CAMES**

Soutenu publiquement le 27 Mars 2019 devant le jury composé de :

<b>Prénoms</b>	<b>Nom</b>	<b>Grade</b>	<b>Qualité</b>	<b>Etablissement</b>
<b>Diouma</b>	<b>KOBOR</b>	Professeur Titulaire	Président de jury	UASZ
<b>Moussa</b>	<b>DIAKHATE</b>	Chercheur	Rapporteur	UCAD-ESP
<b>Moctar</b>	<b>CAMARA</b>	Maître de Conférences	Examineur	UASZ
<b>Joseph S.</b>	<b>DIATTA</b>	Maître Assistant	Examineur	UASZ
<b>Samo</b>	<b>DIATTA</b>	Maître Assistant	Encadrant	UASZ

## **Dédicaces**

---

À mon père feu Martin MBENGUE

À vous qui a la chance de lire ce document et avoir le courage de faire de mieux, je vous donne ma dédicace.

## Remerciement

---

J'adresse mes remerciements aux personnes qui m'ont aidé dans la réalisation de ce mémoire. En premier lieu, je remercie mon directeur de mémoire Dr. Samo DIATTA, enseignant-chercheur à l'université Assane Seck de Ziguinchor de m'avoir guidé dans ce travail.

Je remercie également les membres du jury avec, en sa tête le président d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Je remercie en personne Dr. Mamadou Lamine MBAYE, un enseignant-chercheur très rigoureux, exigeant et qui apporte beaucoup de courage. Mes remerciements vont à l'endroit de Monsieur Fred Kucharski, spécialiste en atmosphère à l'ICPT.

Je remercie également tous les enseignants-chercheurs du département de Physique : Dr Bamol Ali Sow, Dr Moctar Camara, Dr Moustapha Thiame, Dr Ababacar Ndiaye, Dr Diouma Kobor, Dr Lat Grand Ndiaye, Dr Ibrahima Sakho, Dr Modou TINE, Dr Joseph DIATTA.

Je remercie aussi les Post-doctorants (Dr. Ibrahima Diba et Dr. Alioune Badara Sarr) et doctorants (M. Hamady Ngansou Sabaly, M. Moustapha Sow, M. Cheikh Waly Diédhiou, M. Youssouf Coly et M. Jules Basse) du Laboratoire d'Océanographie, des sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC) pour l'aide qu'ils m'ont apporté.

Je remercie également mes camarades du master (Mamadou Ndour, Pierre Malang Sadio, Lamine Konté, Birane Ndom, Sérigne Mbacké Coly, Arame Diéye, Khadidiatou Sy, Marie André Faye, Mamadou Baro, Youssoupha Cissé, Youssouph Badji) pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apporté.

Je remercie mon tuteur, mon papa Mamadou Lamine SANÉ et sa famille d'avoir accepté de me loger avec toute l'amour fraternelle et sans aucune distinction. Je remercie mon père Bouré DIOUF, ma Maman Monique NDIAYE, Pauline NDIAYE, Ana et Jacqueline NDIAYE de leurs soutiens, mes frères et sœurs. Je remercie mes sœurs Ndoumbé MBENGUE, Marie Héléne MBENGUE, Josephine MBENGUE de m'avoir toujours soutenu.

J'adresse mes remerciements particuliers à ma famille tuteure pour m'avoir toujours poussé à poursuivre mes études. Vous m'avez encouragé et donné de la force. Un grand merci à ma mère qui m'a toujours fait confiance dans mes études et m'a soutenu dans tous les secteurs et mention spéciale à ma fille Fatou et Khady Ly.

## Résumé

---

La variabilité de la MOA est influencé par un ensemble de système de téléconnection dont la plupart est gouverné par la variation des températures de surface de l'océan, notamment sur le Pacifique tropicale, l'Atlantique sud et la mer méditerranéen Est. L'utilisation du modèle SPEEDY, nous a permis de mettre en évidence l'influence de chaque système de téléconnection sur la variabilité de la MOA. L'analyse des résultats obtenus montre qu'augmentation de l'anomalie de SST positive dans la zone ATL3 entraine un situation dipolaire de précipitation entre le Sahel (négative) et les régions du golfe de Guinée (positive). Une SSTA négative produit l'inverse. Une perturbation de SSTA positives dans la zone nino3.4 du pacifique tropical (phénomène El niño), favorise une réduction de la précipitation en AO et plus précisément au Sud du Sahel. Dans cette même zone de l'AO, la perturbation des SSTA négatives (phénomène La Nina) cause une augmentation de la précipitation. Une accentuation des SSTA positives dans la mer méditerranée cause une élévation de la quantité pluviométrique à l'Est et à l'Ouest sur le Sahel alors qu'une perturbation des SSTA négatives est à l'origine d'une diminution de la précipitation au Sahel. L'analyse met en évidence une diminution de la précipitation au Sahel, au Nord des pays du golfe de Guinée et une augmentation sur le Sud des pays du golfe en fonction de la combinaison des SSTA positives (+ATL3+ENSO+EMS). La combinaison opposée (-ATL-ENSO-EMS) des SSTA fait baisser la précipitation à l'Est et à l'Ouest du golfe de Guinée alors qu'une élévation est observée à l'Est et à l'Ouest du Sahel mais aussi au Sud du Nigéria. L'effet combinées +ATL3-ENSO-EMS des SSTA se manifeste par une variation dipolaire de la précipitation en AO (négative au Sahel et positive au golfe de Guinée) et quant à l'addition des SSTA opposées (-ATL3+ENSO+EMS), la précipitation est réduite sur le golfe et à l'Est du Sahel tandis qu'elle augmente au Sud et à l'ouest du Niger. L'impact des combinaisons +ATL3-ENSO+EMS et -ATL3+ENSO-EMS des SSTA, est caractérisé respectivement par une augmentation (excepté du Sud du Niger) et une diminution (sauf sur le Sud du Niger et du Mali) de la précipitation en Afrique de l'Ouest. La sommation +ATL3+ENSO-EMS des SSTA réduit la précipitation sur le Sahel et sur le Nord des pays de l'Est et de l'Ouest du golfe, elle l'augmente sur le golfe de Guinée et le centre du Niger. La sommation opposée (-ATL3-ENSO+EMS) est à l'origine d'une baisse de la précipitation sur le Sahel et d'une augmentation de la précipitation au golfe de Guinée.

Les résultats obtenus dans cette étude confirment dans la plupart des cas la littérature sur l'impact des systèmes de téléconnexions sur la variabilité de la mousson ouest africaine.

**Mots clés** : Téléconnection, la mousson ouest africaine, anomalies de température, SPEEDY, Atlantique tropicale Sud, mer méditerranéen, pacifique tropicale.

## Abstract

---

The variability of the MOA is influenced by a set of teleconnection systems, most of which are governed by variations in ocean surface temperatures, particularly over the tropical Pacific, the South Atlantic and the eastern Mediterranean Sea. The use of the SPEEDY model allowed us to highlight the influence of each teleconnection system on the variability of the MOA. Analysis of the results obtained shows that an increase in the positive SST anomaly in the ATL3 zone leads to a dipole precipitation situation between the Sahel (negative) and the Gulf of Guinea regions (positive). A negative SSTA produces the opposite. A disruption of positive SSTAs in tropical Pacific zone nino3.4 (El niño phenomenon), favours a reduction in precipitation in AO and more specifically in the southern Sahel. In the same area of the AO, the disruption of negative SSTA (La Nina phenomenon) causes an increase in precipitation. An increase in positive SSTAs in the Mediterranean Sea causes an increase in rainfall in the East and West over the Sahel, while a disruption of negative SSTAs causes a decrease in precipitation in the Sahel. The analysis shows a decrease in precipitation in the Sahel, in the North of the Gulf of Guinea countries and an increase in the South of the Gulf countries depending on the combination of positive SSTAs (+ATL3+ENSO+EMS). The opposite combination (-ATL-ENSO-EMS) of SSTAs reduces precipitation in the east and west of the Gulf of Guinea while an increase is observed in the east and west of the Sahel but also in southern Nigeria. The combined +ATL3-ENSO-EMS effect of SSTAs is manifested by a dipole variation in precipitation in AO (negative in the Sahel and positive in the Gulf of Guinea) and by the addition of opposite SSTAs (-ATL3+ENSO+EMS), precipitation is reduced over the Gulf and eastern Sahel while it increases in southern and western Niger. The impact of the combinations +ATL3-ENSO+EMS and -ATL3+ENSO-EMS of SSTAs, is characterized respectively by an increase (except in southern Niger) and a decrease (except in southern Niger and Mali) in precipitation in West Africa. The +ATL3+ENSO-EMS summation of the SSTAs reduces precipitation over the Sahel and over the North of the Eastern and Western Gulf countries, it increases it over the Gulf of Guinea and central Niger. The opposite summation (-ATL3-ENSO+EMS) is responsible for a decrease in precipitation over the Sahel and an increase in precipitation in the Gulf of Guinea.

The results obtained in this study confirm in most cases the literature on the impact of teleconnection systems on the variability of the West African monsoon.

**Keywords:** Teleconnection, West African monsoon, temperature anomalies, SPEEDY, South Tropical Atlantic, Mediterranean Sea, tropical Pacific.

## Liste des abréviations

<b>AJF</b>	Décembre Janvier Février
<b>AMMA</b>	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
<b>AO</b>	Afrique de l'Ouest
<b>AR5</b>	Assessment Report
<b>ATL3</b>	Atlantique Tropical Sud
<b>CC</b>	Changement Climatique
<b>CDKN</b>	Climate Development Knowledge Network
<b>DTS</b>	Dépression Thermique Saharienne
<b>EMS</b>	Eastern Mediterranean Sea
<b>ENSO</b>	El Niño Southern Oscillation
<b>FIT</b>	Front Intertropical
<b>GIEC</b>	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'évolution Climat
<b>HadISST</b>	Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set
<b>ICPT</b>	Centre Internationale de Physique Théorique
<b>JJAS</b>	Juin Juillet Août septembre
<b>LR</b>	Longwave Radiation
<b>LSC</b>	Large Scale Condensation
<b>MCA</b>	Maximal Covariance Analyse
<b>MCGA</b>	Modèle de Circulation Générale Atmosphérique
<b>MCR</b>	Modèle de Circulation Régionale
<b>MSE</b>	Moist Static Energy
<b>MOA</b>	Mousson Ouest Africaine
<b>MODIS</b>	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MSS</b>	Moist Static Energy Saturation
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NET</b>	Northeastern Trade
<b>NOAA</b>	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>ODI</b>	Overseers Development Institute
<b>OEA</b>	Onde d'Est Africaine
<b>OMM</b>	Organisation Météorologique Mondiale
<b>PIGB-PMRC</b>	Programme International Géosphère Biosphère-Programme Mondiale de Recherche sur le Climat
<b>PS</b>	Pression de Surface
<b>RH</b>	Relative Humidity

<b>SE</b>	Static Energy
<b>SET</b>	Southeastern Trade
<b>SPEEDY</b>	Simplified Paramétrisations, primitivE-Equation Dynamics
<b>SR</b>	Shortwave Radiation
<b>SSTA</b>	Sea Surface Temperature Anomalies
<b>T.30</b>	Résolution Horizontale de trente (30) kilomètre
<b>TEJ/AEJ</b>	Tropical Esterly Jet/African Esterly Jet
<b>TSO</b>	Température de Surface Océanique
<b>WAM</b>	West African Monsoon
<b>WAMP</b>	West African Monsoon Project
<b>ZCIT</b>	Zone de Convergence Intertropicale

# Liste des figures

---

## Liste des figures chapitre 1

<b>Figure 1.1</b> : Le climat mondiale (Historicair, 2006).....	3
<b>Figure 1.2</b> : Climat ouest Africaine et variation climat précédente de la mousson ouest africaine ( Sultan, 2008) .....	4
<b>Figure 1.3</b> : La moyenne annuelle de la pluviométrie (mm) durant la période de 1951-1989 (D'après L'Hôte et Mahé, 1996).....	4
<b>Figure 1.4</b> : Schéma de la cellule de Hadley où $gZ$ est l'énergie potentielle avec $g$ l'accélération de la pesanteur et $Z$ la hauteur du géopotential, $C_pT$ est l'énergie sensible avec $C_p$ la chaleur spécifique de l'air à pression constante et $T$ la température absolue de l'air et $LQ$ l'énergie latente avec $L$ , la chaleur latente de condensation de l'eau et $Q$ l'humidité spécifique (D'après Caminade, 2006)..	5
<b>Figure 1.5</b> : : Circulation saisonnière de la ZCIT (Sultan et al., 2003).....	6
<b>Figure 1.6</b> : Image dans le visible du spectromètre Moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) à bord du satellite Aqua du 6 mars 2004. © NASA .....	7
<b>Figure 1.7</b> : Coupe verticale du vent zonal et des flux de vent : À gauche, c'est la coupe verticale du vent zonal (m/s) moyenné sur la longitude $10^\circ\text{W} - 10^\circ\text{E}$ avec l'altitude en hPa. À droite c'est la carte des flux de vents moyennes en JJAS de 1998 à trois niveaux de pression : en haut c'est le TEJ à 200 hPa, au centre l'AEJ à 700 hPa et en bas le flux de mousson à 925 hPa (Ringard, 2013). .....	8
<b>Figure 1.8</b> : Schéma: Période de mousson (JAS) Fort flux de mousson de Sud Sud-Ouest et faible Harmattan de Nord, Nord-Est Période hivernale (DJF) Faible flux de mousson de Sud, Sud-Ouest et faible Harmattan Nord, Nord-Est (Leconte, 2003).....	10
<b>Figure 1.9</b> : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson ouest africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle ( $Q$ ) et de température potentielle équivalente ( $Q_e$ ) dans la couche limite atmosphérique (Source : Peyrillé, 2006) .....	11
<b>Figure 1.10</b> : Indice pluviométrique normalisé des pays du Sahel et des pays du golfe de Guinée en Afrique de l'Ouest identifiant, les années humides et les années sèches à partir des données du CRU.....	12
<b>Figure 1.11</b> : Circulation tropicale induite par la chaleur avec dans la basse troposphère: a) vitesse verticale et champ de vent forcés par chauffage situés dans la région $ x  < 2$ ; (b) la pression de perturbation avec la circulation induite montrant un fort afflux à l'ouest et un afflux relativement faible à l'est avec des écoulements dans la direction méridienne; (c) l'écoulement	

intégré au méridien montrant la fonction du cours d'eau avec un flux entrant à la surface et un flux sortant au-dessus de la zone de chauffage (Gill, 1980).....	14
<b>Figure 2. 2</b> : Calcul des variables primaire à partir de leurs représentation spectrales .....	19
<b>Figure 2. 3</b> : Les anomalies de température de surface des océans et localisation des zones de téléconnections. 1 correspond à l'Atlantique tropicale Sud (ATL3, 20°W-0°, 5°N-5°S), 2 représente le pacifique tropical (ENSO, 170°W-120°W, 5°N-5°S) et 3 c'est la mer Méditerranéen Est (EMS, 14°E-33°E, 32°N-37°N), en période de mousson ouest africaine (JJAS). Les unités sont en °K..	21
<b>Figure 2. 4</b> : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur l'Atlantique tropicale Sud. i) anomalies positives, ii) anomalies négatives. Unités sont en °K.....	21
<b>Figure 2. 5</b> : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur la zone ENSO. iii) anomalies positives, iv) anomalies négatives. Unités sont en °K.....	22
<b>Figure 2. 6</b> : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur la mer Méditerranéenne Est (EMS). v) anomalies positives, vi) anomalies négatives. Unités sont en °K .....	22

### Liste des figures chapitre 3

<b>Figure 3. 1</b> : Précipitation ( $\text{mm.jour}^{-1}$ ) et Vent ( $\text{m.s}^{-1}$ ) moyens saisonniers (JJAS) à 925hPa moyennée sur la période 1979 à 2015 et simulés par le modèle SPEEDY avec des SST standard climatologiques du HadISST. ....	26
<b>Figure 3. 2</b> : Distribution moyenne saisonnières (JJAS) sur la période 1979 à 2015 simulés par le modèle SPEEDY avec des SST standard climatologiques du HadISST, (a) Pression de surface (hPa.), (b) température de surface en °C à 925hPa, (c) géopotentiel (m) à 925hPa, et (d) humidité relative (%) à 925hPa. ....	27
<b>Figure 3. 3</b> : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations de SSTA sur ATL3. a) Simulation avec des SSTA positives sur ATL3 ; b) Simulation avec des SSTA négatives sur ATL3. Les unités sont en $\text{mm.jour}^{-1}$ . ....	29
<b>Figure 3. 4</b> : Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations de SSTA sur ATL3. a) simulation avec des SSTA positives sur ATL3 ; b) simulation avec des SSTA négatives sur ATL3. Les unités sont en hPa. ....	30
<b>Figure 3. 5</b> : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations de SSTA du pacifique tropicale. a) Simulation avec des SSTA positives suggérant un phénomène El nino ; b) Simulation avec des SSTA négatives suggérant un phénomène La nina. Les unités sont en $\text{mmjour}^{-1}$ . ....	31
<b>Figure 3. 6</b> : Réponses de la pression de surface (JJAS) en fonction des perturbations des SSTA de la zone ENSO. En a) Simulation avec des SSTA positives suggérant un phénomène El Nino ; b) Simulation avec des SSTA négatives suggérant un phénomène La Nina. Les unités sont en hPa. ....	32

<b>Figure 3. 7 :</b> Réponses de la précipitation en fonction des perturbations des SSTA sur l'EMS. a) Simulation avec les SSTA positives, b) Simulation avec les SSTA négatives. Les unités sont mmjour <sup>-1</sup> .....	33
<b>Figure 3. 8 :</b> Réponses de la pression de surface en JJAS, en fonction des perturbations de SSTA sur l'EMS. a) Simulation avec les SSTA positives de l'EMS ; b) Simulation avec les SSTA négatives sur l'EMS. Les unités sont en hPa .....	34
<b>Figure 3. 9 :</b> Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinainées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO-EMS. Les unités sont mm.jour <sup>-1</sup> .....	35
<b>Figure 3. 10 :</b> Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinainées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO-EMS. Les unités sont en hPa. ....	36
<b>Figure 3. 11 :</b> Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinainées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO+EMS. Les unités sont mmjour <sup>-1</sup> .....	37
<b>Figure 3. 12 :</b> Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinainées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. En a) simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO-EMS ; b) simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO+EMS. Les unités sont hPa.....	37
<b>Figure 3. 13 :</b> Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinainées dee SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO-EMS. Les unités sont mmjour <sup>-1</sup> .....	38
<b>Figure 3. 14 :</b> Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinainées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. En a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO-EMS. Les unités sont hPa .....	38
<b>Figure 3. 15 :</b> Réponses de la précipittation à 925hPa en fonction des perturbations combinées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO+EMS. Les unités sont mmjour <sup>-1</sup> . ....	39
<b>Figure 3. 16 :</b> Réponses de l'atmosphère sur la pression de surface en fonction des perturbations combinainées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO+EMS. Les unités sont hPa.....	40

## Table des annexes

---

Annexe 1 : .....	48
------------------	----

# Tableau des matières

---

DÉDICACES -----	I
REMERCIEMENT -----	II
RÉSUMÉ -----	III
ABSTRACT-----	V
LISTE DES ABRÉVIATIONS -----	VI
LISTE DES FIGURES -----	VIII
TABLE DES ANNEXES -----	XI
INTRODUCTION GÉNÉRALE -----	1
<b>CHAPITRE 1 : LE CLIMAT OUEST AFRICAIN ET LES SYSTÈMES DE TÉLÉCONNEXIONS -----</b>	<b>3</b>
1.1- Généralité sur le climat -----	3
1.2- Le climat de l’Afrique de l’Ouest -----	3
1.3.1- La mousson ouest africaine (MOA)-----	4
a- La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)-----	6
b- La dépression thermique Saharienne (DTS) -----	6
c- Les courants-jets de la MOA -----	7
d- Les Ondes d’Est Africaine (OEA)-----	9
e- Les alizés du flux de la MOA et l’Harmatan-----	10
1.4- Généralité sur les systèmes de téléconnexions atmosphériques -----	12
1.4.1- Définition -----	12
1.4.2- L’importances des systèmes de téléconnexions atmosphériques -----	13
1.4.3- Le mécanisme des systèmes de téléconnexions atmosphériques -----	13
<b>CHAPITRE 2 : MODÈLE SPEEDY ET MÉTHODOLOGIE -----</b>	<b>16</b>
2.1- Généralité sur la modélisation -----	16
2.2- Définition du Modèle à Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) SPEEDY -----	16
2.3- Caractéristiques de bases du modèle SPEEDY -----	17
2.5 Formulation du modèle SPEEDY -----	17
2.5.1- Les conditions aux limites -----	18
2.5.2- La paramétrisation physiques du modèle SPEEDY-----	19
2.5.3- La convection -----	19
2.6- Calcul des anomalies de température de surface -----	20

<b>CHAPITRE 3 : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS</b> .....	25
<b>3.1</b> Distribution spatiale des variables clés de la MOA sous l'influence d'une SST standard. ....	25
<b>3.1.1</b> Distribution moyenne saisonnière de la précipitation et du vent .....	25
<b>3.1.2</b> Distribution moyenne saisonnière de la température de surface, du géopotentiel, de la pression de surface et de l'humidité relative à 925hPa. ....	26
<b>3.2</b> Etudes de l'impact des systèmes de téléconnexions sur l'Atlantique sud, le Pacifique tropical et sur la Méditerranée. ....	27
<b>3.2.1.</b> Influence de la perturbation de ATL3 (téléconnection) sur la MOA .....	28
<b>a-</b> Distribution moyenne saisonnière de la précipitation.....	28
<b>b-</b> Distribution moyenne saisonnière de la pression de surface.....	29
<b>3.2.1.</b> Influence de la perturbation de la zone ENSO sur la MOA.....	30
<b>a-</b> Influence de la téléconnection ENSO sur la précipitation.....	30
<b>b-</b> Influence de la téléconnection ENSO sur la pression de surface.....	31
<b>3.2.2.</b> Influence de la téléconnection de la SSTA de l'EMS sur la MOA .....	32
<b>a-</b> Influence de la téléconnection EMS sur la précipitation .....	32
<b>b-</b> Influence de la téléconnection EMS sur la pression de surface .....	34
<b>3.2.3.</b> Analyse des effets combinés des différents systèmes de téléconnexions.....	34
<b>3.2.3.1-</b> Analyses des impacts des combinaisons de (+ATL3+ENSO+EMS) et (-ATL3-ENSO-EMS) sur la variabilité de la précipitation et la pression de surface....	34
<b>3.2.3.2-</b> Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3-ENSO-EMS) et (-ATL3+ENSO+EMS) sur la précipitation et la pression de surface .....	36
<b>3.2.3.3-</b> Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3-ENSO+EMS) et (-ATL3+ENSO-EMS) sur la précipitation et la pression de surface. ....	37
<b>3.2.3.4-</b> Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3+ENSO-EMS) et (-ATL3-ENSO+EMS) sur la précipitation et la pression de surface.....	39
<b>CONCLUSION ET PERSPECTIVES</b> .....	41
<b>WÉBOGRAPHIE</b> .....	48

## Introduction générale

---

Les précipitations dans les pays d'Afrique de l'Ouest (AO) présentent de fortes variabilités sectorielles mais également des variabilités interannuelles pouvant conduire à des années extrêmement sèches (par exemple : la sécheresse des années **1970**) ou à des inondations (par exemple : les inondations des années **1950**). Ces fluctuations pluviométriques entraînent d'énormes impacts dramatiques sur l'agriculture (**Tarhule et Lamb, 2003 ; Camara et al., 2013**) en AO. Le groupe d'expert international sur l'évolution du climat (**GIEC**) constat dans son cinquième rapport d'évaluation (**AR5**) que l'évolution du changement climatique aura des répercussions considérable dans l'interaction entre le peuple d'Afrique de l'Ouest et l'environnement naturel. La mousson ouest africaine (MOA) est à l'origine de la présence des précipitations dans les pays d'Afrique de l'Ouest sur la période allant de Juin à Septembre. Elle favorise la plus grande partie des revenus agricoles des populations d'Afrique de l'Ouest (AO) car l'agriculture dans la région est majoritairement pluviale (peu d'irrigation). Ce système de mousson est principalement lié aux activités des deux tiers de la population active. La MOA favorise les activités hydroélectriques de la région; elle apporte de l'humidité et optimise les conditions de vie dans les régions subsahariennes extrêmement arides et sèches. Elle est souvent corrélée à de violents événements météorologiques qui frappent la région sous l'effet des phénomènes convectives.

La MOA est un phénomène si complexe et si important que la compréhension et l'amélioration de sa prévisibilité est un enjeu majeur pour la communauté scientifique. Sa compréhension permettra de prévenir et d'atténuer ses impacts sur la sécurité alimentaire en période très sèche et en période d'inondation, mais également sur la santé, et sur les ressources en eaux.

La variabilité de la précipitation en AO a fait l'objet de plusieurs études. Des études utilisant différentes méthodes ont montré que les anomalies de la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature Anomalies ou SSTA en anglais) dans les régions tropicales Sud de l'Atlantique affectent la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique (**Diatta and Fink, 2014 ; Trzaska et al., 1996 ; Janicot et al., 1998 ; Janicot, 1992 ; Rowell et al., 1995 ; Fontaine et al., 1998 ; Vizy et Cook, 2001 ; Giannini et al., 2003 ; Reason et Rouault, 2006**), **Losada et al., 2010**; **Kucharski et al., 2007 et 2008a**). D'autres par contre, ont mis en évidence l'influence des phénomènes El niño et la Nina sur la variabilité de la MOA (**Mohino et al., 2010a, 2010b ; Rodríguez-Fonseca et al., 2010b ; Bader and Latif, 2009**, etc..). Des auteurs comme **Polo et al. (2008)** , **Fontaine et al. (2009)**, **Diatta et Fink (2014)**, etc... ont montré

que la température de la surface de la mer méditerranéenne (Est) avait une influence sur la précipitation en Afrique de l'ouest et précisément au centre du Sahel.

La plupart de ces auteurs confirme qu'il existe une corrélation directe entre les températures en surfaces dans l'Atlantique tropicale, le pacifique tropical et les précipitations en Afrique de l'Ouest.

L'Object de ce travail est de mettre en évidence la réponse des variables clés de la mousson ouest africaine sous l'effet des anomalies (positives ou négatives) de température des eaux de surface des bassins océaniques, en utilisant le modèle de circulation général atmosphérique SPEEDY. Ses effets sont distingués comme étant des anomalies climatiques, interconnectées les unes les autres à de grandes distances (milliers de kilomètres), et qui sont associés à l'évolution des températures des eaux de surface de l'Atlantique tropicale Sud (ATL3), du Pacifique tropicale (zone nino3.4 ou ENSO) et enfin de la Méditerranée Orientale (Eastern Mediterranean Sea ou EMS en anglais).

Le premier chapitre présente d'une part, des généralités sur le climat ouest africaine, avec un accent sur les mécanismes de la mousson ouest africaine et d'autre part une définition de la notion de systèmes de téléconnections atmosphériques qui sont susceptibles d'influencer le climat. Dans le deuxième chapitre, nous présentons le modèle SPEEDY, qui est utilisé pour simuler l'effet des téléconnections sur la mousson africaine, ainsi l'approche méthodologique et expérimentale utilisées. Le troisième chapitre est réservé à l'analyse et à la discussion des résultats obtenus. La dernière partie est réservée à la conclusion suivis des perspectives.

# Chapitre 1 : Le climat ouest africain et les systèmes de téléconnexions

## 1.1- Généralité sur le climat

Selon l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le climat correspond à l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un lieu donné (températures, précipitations, ensoleillement, humidité de l'air, vitesse des vents, etc.) sur des périodes suffisamment importantes (au minimum 30 ans). Il se distingue de la météorologie qui est basée sur l'observation et la prévisibilité des phénomènes physiques. La météorologie désigne également l'étude du temps à court terme et dans des zones ponctuelles.

La caractérisation du climat est effectuée à partir de mesure statistique annuelle et mensuelle et sur des données atmosphériques locales. Ces analyses permettent de classer les climats des différentes régions du monde (**figure 1.1**) selon leurs caractéristiques principales.

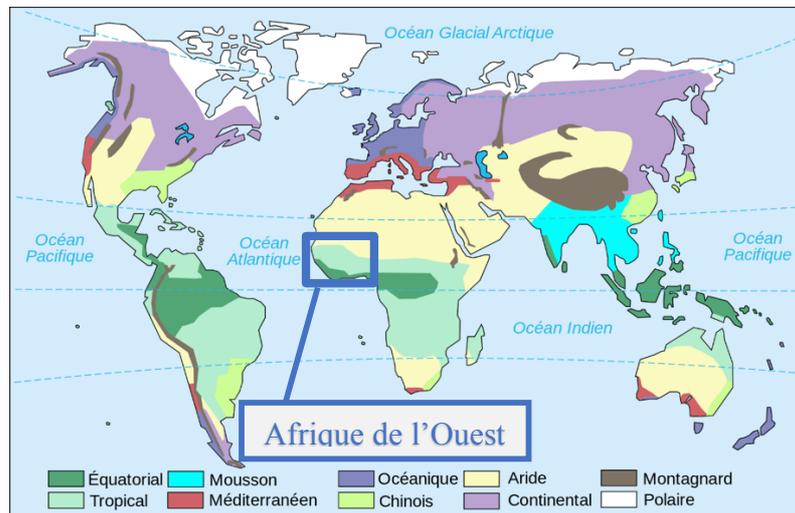


Figure 1.1 : Le climat mondiale (Historicair, 2006)

## 1.2- Le climat de l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest (AO) est l'une des zones climatiques les plus particulières dans le monde en raison des différents phénomènes météorologiques qui s'y produisent. Elle s'étend en moyenne des régions du golfe de Guinée au Sahel (**figure 1.3**). Dans sa partie Nord, le climat est chaud et sec alors que le Sud est caractérisé par un climat chaud et humide. L'AO est soumise à une alternance de deux saisons dont une saison humide (la MOA, qui est présent en moyenne de Juin à Septembre) et d'une saison sèche pour le reste des mois de l'année.

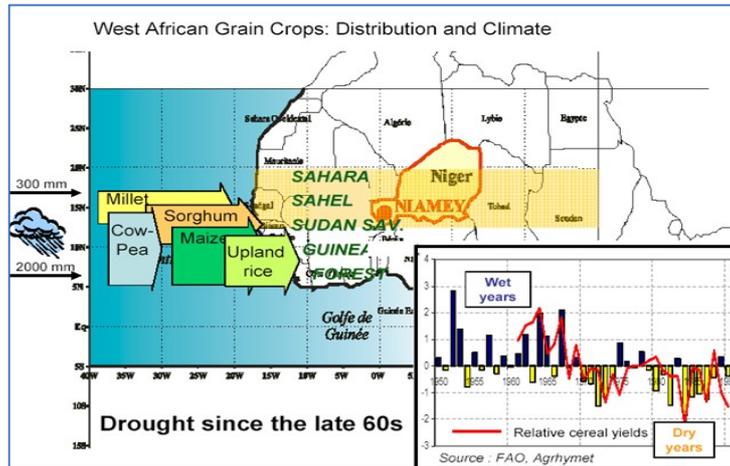


Figure 1.2 : Climat ouest africaine et variation climat précédente de la mousson ouest africaine ( **Sultan, 2008** )

La principale variable pilotant ce climat ouest africain et responsable en grande partie des variabilités saisonnières est la mousson ouest africaine (**Diedhiou et al., 2006**). Elle affecte différemment les pays du golfe de Guinée par rapport aux pays du Sahel.

### 1.3.1- La mousson ouest africaine (MOA)

Le système de mousson en AO est caractérisé par le maximum de précipitation pendant le mois d’Août dans les pays du Sahel. Cependant les pays du golfe de Guinée connaissent des cycles pluviométriques un peu décalés par rapport au Sahel. La distribution zonale de la MOA (**figure 1.4**) est homogène du Sahara aux régions Sahéliennes où sont localisés les minima de précipitation qui varient en moyenne respectives de l’ordre de 100mm/an à 1000mm/an. Les pays du golfe de Guinée et de l’Afrique centrale restent toujours les plus arrosés par la pluie annuelle qui va de l’ordre de 1200mm/an à 2500mm/an (**L’Hôte et Mahé, 1996**).

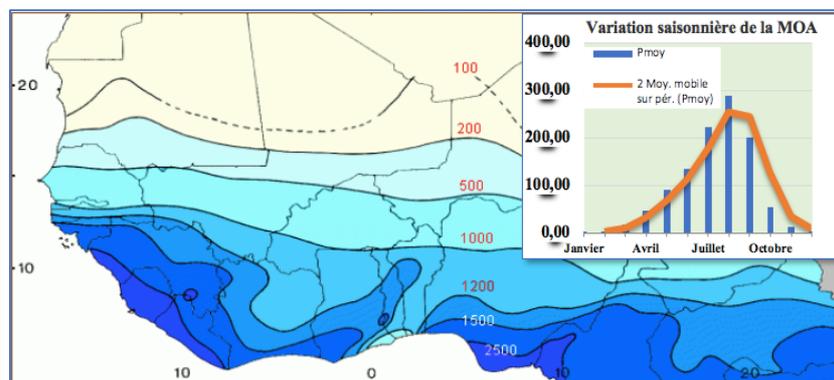


Figure 1.3 : La moyenne annuelle de la pluviométrie (mm) durant la période de 1951-1989 (D’après **L’Hôte et Mahé, 1996**)

En été, la température des sols augmente fortement, plus rapidement que celle des mers et il se produit un contraste thermique entre le continent africain, le désert du Sahara et les eaux du golfe de Guinée (froide en générale en été). Le continent chaud attire l'air chaude et humide au-dessus du golfe de Guinée et le flux d'air résultant forme un anticyclone entraînant de plus des différences de pression (Flaounas, 2010, Janicot et Fontaine, 1993). Un système de compensation se crée alors et le régime des vents s'en trouve modifié. En d'autres termes, les vents vont souffler des mers jusqu'aux terres, chargés d'eau, ce qui va expliquer les fortes précipitations enregistrées.

Dans les régions intertropicales, la redistribution méridienne de la chaleur issue du soleil est assurée par les cellules de Hadley (**figure 1.6**) dont les branches subsidentes limitent climatiquement le domaine tropical, et dont l'évolution saisonnière est caractérisée par un déplacement vers le pôle d'été et une intensification de la cellule de l'hémisphère d'hiver (Louvet, 2008).

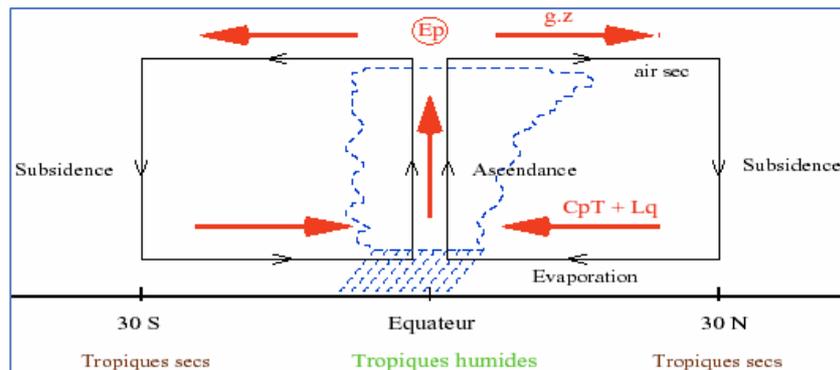


Figure 1.4 : Schéma de la cellule de Hadley où  $gZ$  est l'énergie potentielle avec  $g$  l'accélération de la pesanteur et  $Z$  la hauteur du géopotential,  $C_p T$  est l'énergie sensible avec  $C_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante et  $T$  la température absolue de l'air et  $LQ$  l'énergie latente avec  $L$ , la chaleur latente de condensation de l'eau et  $Q$  l'humidité spécifique (D'après Caminade, 2006).

Selon les travaux de Janicot et al. (1993), Jarrain (2007), Citeau (1986) dans les basses couches, la zone de convergence des flux des deux hémisphères est située à proximité des branches ascendantes des deux cellules de Hadley (**figure 1.6**). Cette zone, qui correspond à l'axe de confluence des circulations hémisphériques, est appelée Zone de Convergence Intertropicale.

## a- La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)

La ZCIT représente la zone de convergence des alizés maritime et continental (Harmattan) et de l'ascendance de l'air tropical chaud et humide (Semyon et Carton 2001; Adefolalu 1983, 1985 ; Sultan et Janicot, 2003) au sein des cellules de Hadley. Elle se caractérise par une bande nuageuse quasi continue autour du globe, sa position est saisonnière avec le maximum entre Juillet et Août, le minimum se trouve au Sud entre Janvier et Mai (figure 1.7). La ZCIT est une ceinture de quelques centaines de kilomètres du nord au Sud près de l'équateur. Elle est formée par la convergence des masses d'air chaudes et humides anticycloniques provenant des tropiques et portées par les alizés (OMM, 2018).

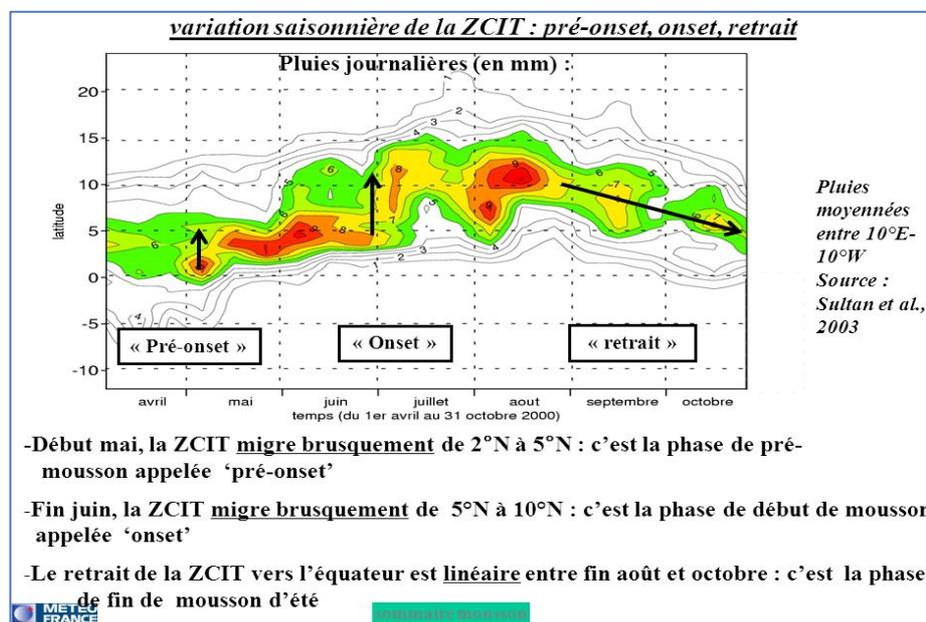


Figure 1.5 : : Circulation saisonnière de la ZCIT (Sultan et al., 2003)

La ZCIT est typiquement marquée par de très nombreux nuages à fort développement vertical (cumulonimbus), une tropopause élevée (entre 16 et 18 km) et des précipitations orageuses et abondantes en moyenne entre l'équateur et la latitude 15°N. Il est évident que la ZCIT est un facteur majeur qui détermine la position et l'intensité des précipitations en Afrique tropicale (Nicholson et al., 1993).

## b- La dépression thermique Saharienne (DTS)

Des travaux ont été réalisés sur la DTS lors de la campagne instrumentée et aéroportée de 2011 à 2012, dans le projet nommé Le Système du Climat Saharien ou en anglais "The Saharan

climate System''. Ses travaux montrent que pendant les mois d'été de l'hémisphère nord, en réponse au chauffage de la surface par le rayonnement solaire, une dépression thermique très prononcée se développe au-dessus des vastes étendues inhabitées qui couvrent le nord du Mali, le sud de l'Algérie et la Mauritanie orientale. Comme l'illustre la **figure 1.8**, la DTS est un centre fermé de pression atmosphérique plus basse que celle environnant à quelque latitude Nord de la ligne du front intertropicale (FIT).

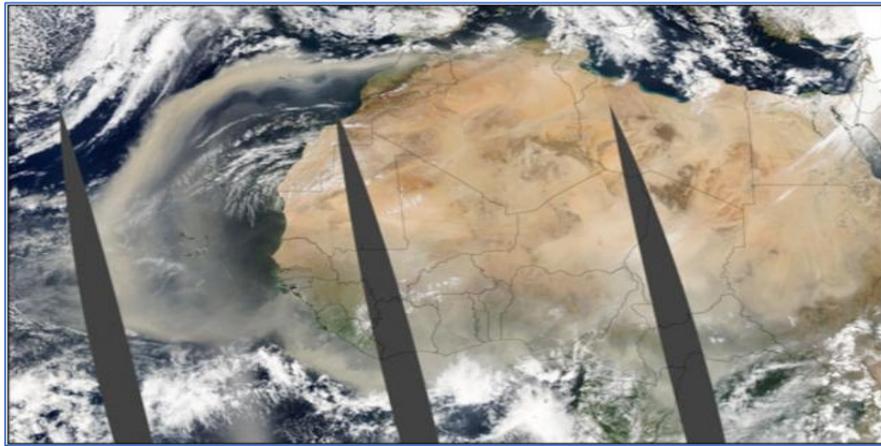


Figure 1.6 : Image dans le visible du spectromètre Moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) à bord du satellite Aqua du 6 mars 2004. © NASA

Cette DTS joue un rôle central sur le système de MOA en inhibant une partie de la convection humide, mais aussi en assurant le maintien du Jet Est Africaine (JEA) ainsi que les échanges d'humidité et d'aérosol entre le Sahara et deux régions (la méditerranéen et le Sahel) qui lui sont couplées d'un point de vue de la dynamique atmosphérique (**Parker, 2017 ; Guebsi, 2017**)

### c- Les courants-jets de la MOA

Ils se forment lorsqu'un courant chaud venant des tropiques rencontre un courant froid venant des pôles. Le fort contraste thermique oblige l'air à s'écouler horizontalement et comme la terre tourne, cet air en mouvement rapide prend de la vitesse et produit un courant jet (**Ophelia, 2017**)

#### c.1- Le Jet Est Tropical (JET)

Dans la haute troposphère entre 100 et 200 hPa, les travaux réalisés par **Burpee (1972), Jenkins et al. (2005)** montrent qu'il se trouve le Jet d'Est Tropical (JET) qui est un vent zonal généralement situé autour de 5-10°N (**figure 1.9.A**) . 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 s'installe en été boréal dans la troposphère entre les plateaux tibétains et les côtes ouest africaines. Le JET est observé en Afrique de l'ouest entre **100 et 200hPa** autour de **10°N** avec une intensité maximale de l'ordre de **20 m<sup>-1</sup>**.

### c.2- Le Jet Est Africain (JEA)

En été, le golfe de Guinée, victime des remontées eaux reste assez frais, alors que l'Afrique du Nord et les côtes guinéennes, jusqu'au Sahel connaissent la mousson et prend donc des caractéristiques chaudes et humides, et que le Sahara reste chaud, mais extrêmement sec. Il se crée alors un courant-jet orienté d'Est en Ouest (**Cook, 1999 ; Thorncroft, 2001**). Ce courant circule en moyenne troposphère (**600 et 700 hPa**) entre la mer rouge (50°E) et l'Atlantique Est (**40°W**) avec un maximum de vitesse situé vers **15°N (figure 1.9.B)**. Il s'observe pendant toute la période de mousson d'été (fin avril à fin octobre). **Cadet et Nnoli (1987)** ont montré que ce Jet est source de l'humidité des régions Sahéliennes et il structure et renforce les systèmes convectifs qui génèrent une bonne partie des précipitations au Sahel. En hiver, ce flux d'Est s'établit le long de la côte africaine (**5°N**) mais devient trop faible (**5m/s**) pour conserver son appellation de jet.

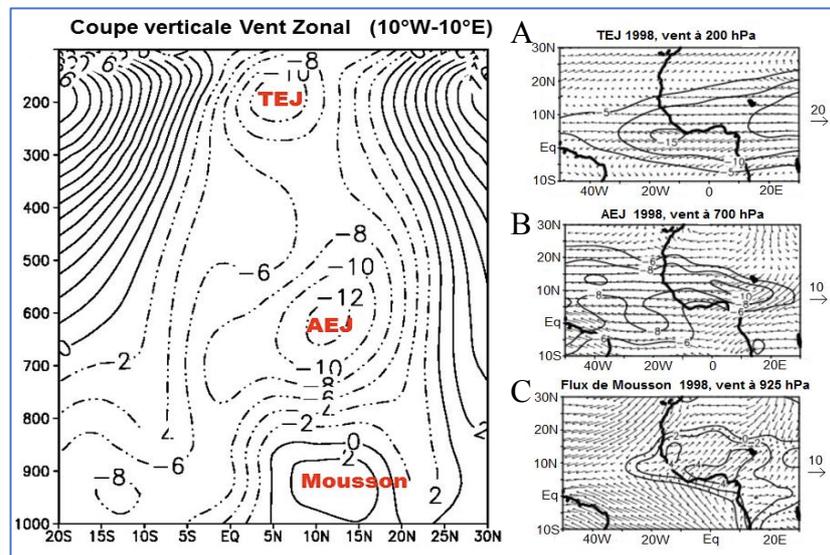


Figure 1.7 : Coupe verticale du vent zonal et des flux de vent : À gauche, c'est la coupe verticale du vent zonal (m/s) moyenné sur la longitude 10°W –10°E avec l'altitude en hPa. À droite c'est la carte des flux de vents moyennes en JJAS de 1998 à trois niveaux de pression : en haut c'est le TEJ à 200 hPa, au centre l'AEJ à 700 hPa et en bas le flux de mousson à 925 hPa (**Ringard, 2013**).

## **d- Les Ondes d'Est Africaine (OEA)**

Les ondes d'est Africaine sont des perturbations atmosphériques estivales qui prennent naissance lors du passage des masses d'air venant de l'Est de l'AO. Elles traversent le continent africain puis la région tropicale de l'atlantique Nord jusqu'au îles de Caraïbes et au-delà vers l'Amérique centrale à travers la ZCIT. Les OEA se déplacent à une vitesse moyenne de **25 à 30 Km.h<sup>-1</sup>** avec une longueur d'onde moyenne de **2 500Km** (Delmas, 2014). Cependant, il existe des OEA à deux périodes.

### **d.1- Les OEA d'une période de 3 à 5 jours**

Ces types d'ondes ont fait l'objet de plusieurs études (Carlson, 1969 ; Reed et al. 1977 ; Diedhiou et al. 2001; Thorncroft et Hodges, 2001). Ce sont des OEA qui conservent au nord et au sud du JEA des trajectoires avec des caractéristiques qui varient en fonction de ces dernières. Celles qui se déplacent au sud du JEA (vers **5°-10°N**) ont une longueur d'onde comprise entre **4500 km** et **5000 km**, avec une vitesse moyenne de phase de **12 m.s<sup>-1</sup>** et une amplitude maximale comprise entre **600hPa** et **700hPa** (Berry and Thorncroft, 2005). Celles qui circulent au nord du JEA (vers **15°N**), ont une longueur d'onde de l'ordre de **3000 km**, une vitesse de déplacement de **6 m.s<sup>-1</sup>** à **8 m.s<sup>-1</sup>** et un maximum d'amplitude vers **850 hPa<sup>1</sup>**. Elles modulent les précipitations journalières en Afrique de l'Ouest et peuvent dans certains cas évoluer sur l'Atlantique Nord en dépressions tropicales (Burpee, 1972).

### **d.2- Les OEA d'une période de 6 à 9 jours**

Ce sont les ondes les moins fréquentes par rapport à celles de la période de **3 à 5** jours. Elles sont localisées le plus souvent sur le flanc nord du JEA dans une bande de latitude assez large comprise entre **17°N** et **20°N** (Diedhiou et al. 2001). 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 les **7 m.s<sup>-1</sup>**. A la différence des ondes de période **3 à 5** jours, le maximum de l'amplitude de la perturbation se situe vers **850 hPa**. L'existence d'une corrélation positive entre l'activité des ondes et celle des cyclones

---

<sup>1</sup> Berry, G. J., & Thorncroft, C. (2005), p. 10.

tropicaux a été montrée par Hodges (1995) et Thorncroft et Hodges (2001) par la méthode de suivi automatique des lieux du maximum de la composante verticale du tourbillon relatif.

### e- Les alizés du flux de la MOA et l'Harmatan

D'après Leconte (2003), les alizés de l'hémisphère sud (figure 1.10.A) sont des vents suffisamment renforcés en énergie, après avoir traversé des milliers de kilomètres (Km) au-dessus des eaux chaudes de l'Atlantique Sud tropicale, pour changer d'hémisphère. Orientés légèrement vers le Nord-Est avant l'équateur, ces vents chargés d'humidité sont déviés vers le Nord-Ouest par la composante horizontale de la force de Coriolis pour former le « flux de mousson ». Ce flux amène sur le continent un air chargé d'humidité, nécessaire à la convection nuageuse. L'Harmattan est un vent continental sec du Nord-Est (figure 1.10.B), très chaud le jour et plus froid la nuit, en provenance du Sahara et qui correspond aux alizés de l'hémisphère Nord.

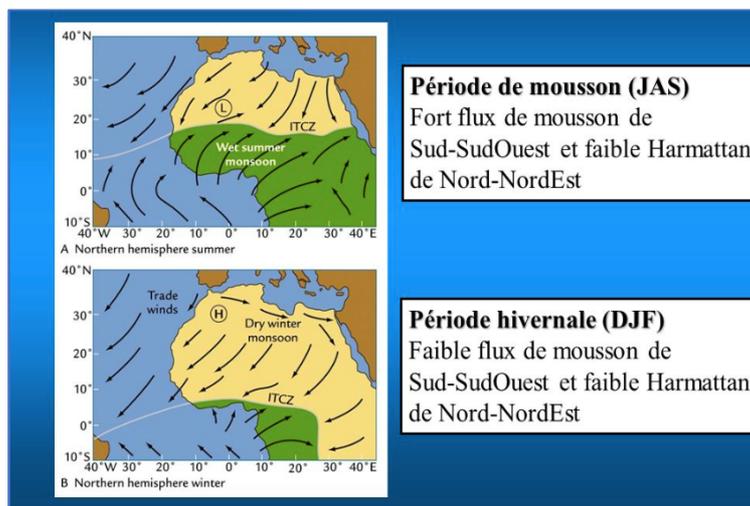


Figure 1.8 : Schéma: Période de mousson (JAS) Fort flux de mousson de Sud Sud-Ouest et faible Harmattan de Nord, Nord-Est Période hivernale (DJF) Faible flux de mousson de Sud, Sud-Ouest et faible Harmattan Nord, Nord-Est (Leconte, 2003).

Ces alizés soufflent vers le sud-ouest et affectent le golfe de Guinée en hiver, entre fin Novembre et le milieu du mois de Mars<sup>2</sup>. La convergence entre Harmattan et flux de mousson marque l'emplacement du Front Intertropical (FIT) (Adefolalu, 1983) qui représente la trace

<sup>2</sup> D'après [www.Encyclopædia Britannica, Inc](http://www.Encyclopædia Britannica, Inc), 2007 page 10

au sol de la ZCIT.

La MOA est liée à d'autres variables (**figure 1.11**) représentant des axes d'études très importants (comme les systèmes à méso échelles) mais qui n'ont pas été développés dans ce travail.

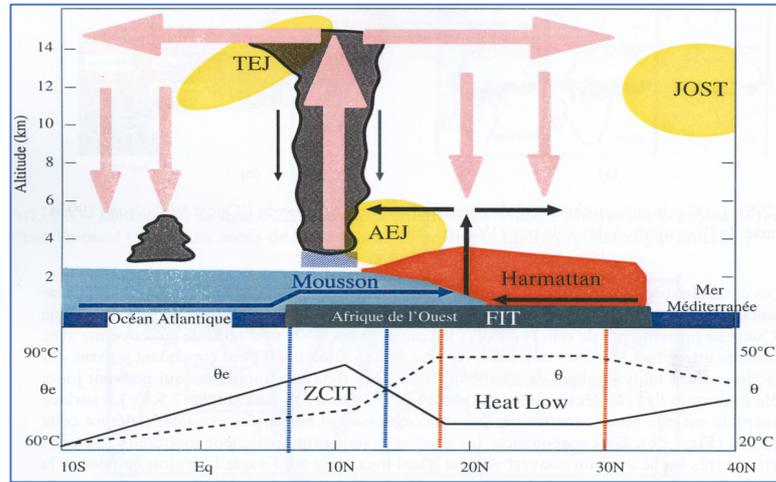


Figure 1.9 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson ouest africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle ( $Q$ ) et de température potentielle équivalente ( $Q_e$ ) dans la couche limite atmosphérique (Source : Peyrillé, 2006)

Selon des données de l'Unité de Recherche Climatique (Climatic Research Unit ou CRU en anglais) sur la période de 1901 à 2013, depuis la fin des années 1960 jusqu'au milieu des années 1990, l'AO a subi un déficit pluviométrique pratiquement continu avec le développement de sécheresses persistantes. Ses sécheresses des années 1970 jusqu'aux environs des années 1990 (**figure 2.12**) étaient précédées par la succession d'années humides (début des années 1950 jusqu'à la fin des années 1970). Ses phénomènes peuvent être distingués au niveau des indices standardisés de la précipitation dans le Sahel (**figure 2.12.a**) ainsi que dans le golfe de Guinée (**figure 2.12.b**). Ses sécheresses présentent l'un des changements climatiques pluri-décennaux les plus forts et qui ont été observé dans la deuxième moitié du XXème siècle. A ses fluctuations du climat, s'ajoutent les variations pluriannuelles (Le Barbé et al., 2002).

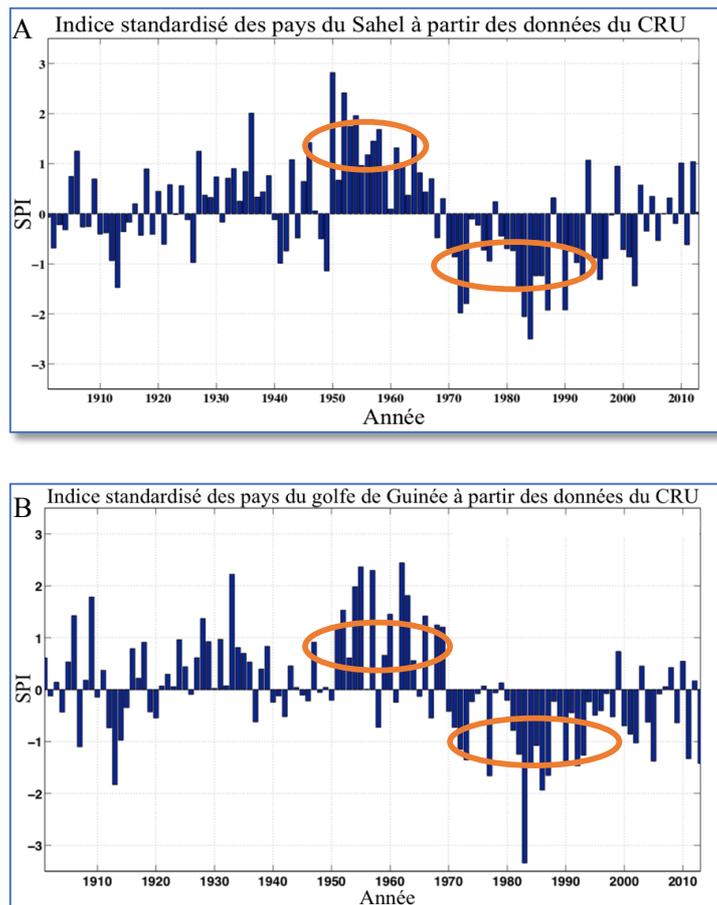


Figure 1.10 : Indice pluviométrique normalisé des pays du Sahel et des pays du golfe de Guinée en Afrique de l’Ouest identifiant, les années humides et les années sèches à partir des données du CRU.

## 1.4- Généralité sur les systèmes de téléconnexions atmosphériques

### 1.4.1- Définition

Les systèmes de téléconnexions atmosphériques ont été défini dans plusieurs études (Pierre, **2000**, Linacre, **1997**) et selon la plus récente définition donnée par Roger en **2003**, « La téléconnexion, dans les sciences atmosphériques, représente des liaisons à grandes distances (typiquement des milliers de kilomètres) des variables atmosphériques ou océaniques ».

Pour que ces téléconnexions soient validées, et leurs existences reconnues, elles doivent passer des seuils de représentativité statistique. Ainsi, conformément aux scientifiques du Centre de Prédiction Climatique de la Société Météorologique Américaine (Climate Prediction Center for the American Meteorological Society en Anglais), l'Agence américaine d'observation océanique et atmosphérique (en anglais National Oceanic And Atmospheric Administration ou

NOAA) en **2005**, « les téléconnexions se caractérisent par des corrélations statistiques significatives entre l'état du temps entre différentes régions de la Terre ou même entre la variation des éléments météorologiques dans des points très éloignés ». Rapidement, les téléconnexions ont été reconnues comme étant très importantes pour la compréhension de certains aspect atmosphériques.

### 1.4.2- L'importance des systèmes de téléconnexions atmosphériques

Les systèmes de téléconnexions ont servi de base à la compréhension de la variabilité du climat en montrant que ce dernier n'était pas purement aléatoire et dans les années **1980**, des observations améliorées ont permis de détecter des téléconnexions à de plus grandes distances dans toute la troposphère. De manière concomitante, la théorie a émergé que de tels modèles pourraient être compris à travers la dispersion des ondes de Rossby due à la géométrie sphérique de la Terre (Hoskins et al., **1981** ; Trenberth et al., **1998** ; Simmons et al., **1983** ; Isaac et al., **2002**). Les impacts de ses téléconnexions atmosphériques sur la variabilité climatique des systèmes de mousson dans le monde sont récemment étudiées par Giannini et al., **2003** ; Seager et al., **2005** ; Reason, Rouault **2006** ; Belén et al., **2006** ; Kucharski et al., **2009** ; Losada et al., 2010 ; Diatta and Fink, **2014**. Ces études ont pour but de montrer qu'il existe un mécanisme de téléconnexion entre les océans tropicaux et le climat des régions de latitudes moyennes. Selon ces études, il existe une téléconnexion entre l'Atlantique tropical Sud (surnommé ATL3) et la MOA (en anglais West African Moosson ou WAM) : ATL3-WAM, la téléconnexion entre la zone nino3.4 du pacifique tropicale (en anglais El Niño Southern Oscillation ou ENSO) et le WAM : ENSO-WAM et la téléconnexion entre l'Est de la mer Méditerranéen (en anglais Eastern Mediterranean Sea ou EMS) et le WAM : EMS-WMA.

### 1.4.3- Le mécanisme des systèmes de téléconnexions atmosphériques

Plusieurs explications ont été élaborées pour expliquer les mécanismes physiques par lesquels les systèmes de téléconnexions atmosphériques, associées aux anomalies de température de surface affectent la variabilité climatique de la MOA. À partir d'observations, **Riehl (1979)** a expliqué la nature de la convection dans les tropiques et selon son étude, l'atmosphère répond sans aucun doute à un chauffage intense.

La téléconnection sur l'Afrique de l'ouest peut être comprise comme réponse simple de type Gill – Matsuno (Gill, 1980 et Matsuno, 1966) de l'atmosphère à une anomalie de chauffage dans la région équatoriale. Ces derniers soulignent que les ondes équatoriales de Kelvin transportent le signal des régions chaudes à l'est alors que les vagues équatoriales de Rossby sont responsables de la propagation vers l'ouest.

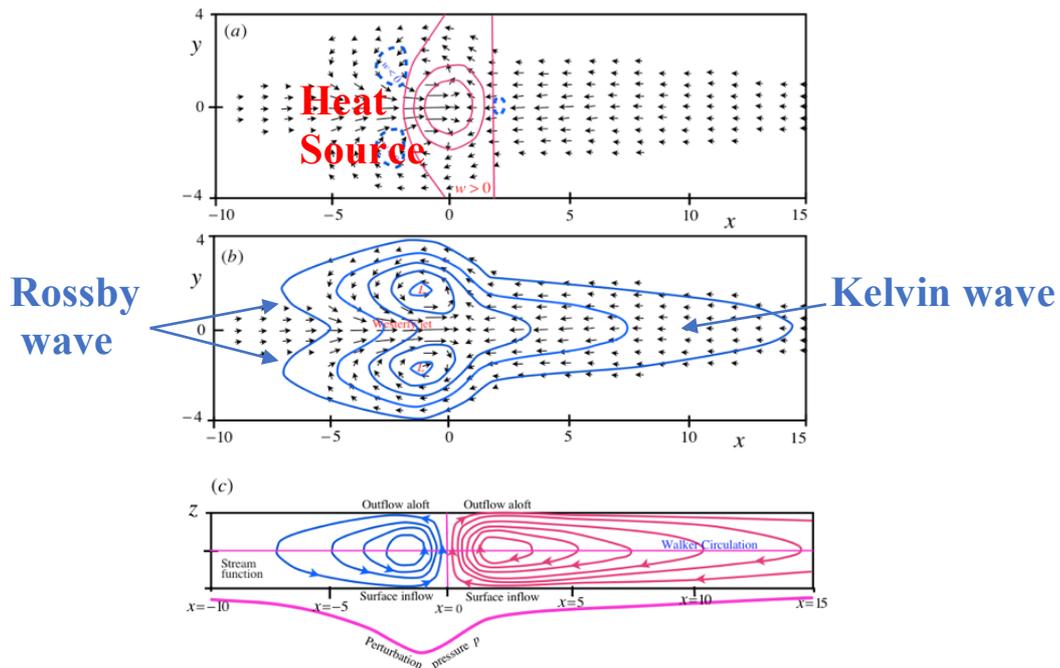


Figure 1. 11 : Circulation tropicale induite par la chaleur avec dans la basse troposphère: a) vitesse verticale et champ de vent forcés par chauffage situés dans la région  $|x| < 2$ ; (b) la pression de perturbation avec la circulation induite montrant un fort afflux à l'ouest et un afflux relativement faible à l'est avec des écoulements dans la direction méridienne; (c) l'écoulement intégré au méridien montrant la fonction du cours d'eau avec un flux entrant à la surface et un flux sortant au-dessus de la zone de chauffage (Gill, 1980).

**Gill (1980)** a présenté les solutions d'un modèle simple de **Matsuno (1966)** en ajoutant de la chaleur symétrique et asymétrique qui a comme sources l'équateur. Ces solutions expliquent les circulations à grande échelle qui sont orientées soit zonalement (circulation de Walker), soit méridionale (circulation de mousson). Les océans dominent principalement les latitudes tropicales. Les circulations atmosphériques sous les tropiques sont complexes car elles sont forcées et entretenues par les flux convectifs de chaleur et d'humidité provenant de la surface de la mer.

En définitive , dans cette partie nous avons étudié le climat ouest africain et plus particulièrement son système de mousson ainsi les variations de grandes échelles sur des

variables de bases liées à la MOA. Une définition générale sur les systèmes de téléconnections atmosphériques a été faite et en fin, le mécanisme générale de ses téléconnections atmosphériques, associées aux anomalies de température de surface des océans dans les tropiques.

## Chapitre 2 : Modèle SPEEDY et Méthodologie

### 2.1- Généralité sur la modélisation

Les modèles climatiques sont des systèmes d'équations différentielles basées sur les lois fondamentales de la physique, du mouvement des fluides et de la chimie<sup>3</sup>. Ils nécessitent généralement d'être calés par des vérifications in situ, les quelles passent par le paramétrage et le calibrage des modèles utilisés. Dans le domaine de la météorologie, on distingue : les modèles à circulation général atmosphérique (MCGA), ils modélisent à l'échelle globale, l'atmosphère est représentée de façon peu détaillée et les phénomènes de méso-échelle sont absents ; les modèles à circulation régionale (MCR), ils modélisent des phénomènes locaux et ces derniers peuvent atteindre la taille d'un continent avec plus de détails et sous guidage

### 2.2- Définition du Modèle à Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) SPEEDY.

Le modèle utilisé dans cette étude est un MCGA de complexité intermédiaire et il a été développé au Centre international de physique théorique Abdus Salam (Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics ou ICTP en anglais). Il est surnommé "Simplified Paramétrisations, primitive-Equation Dynamics" (SPEEDY). C'est un modèle global simplifié, complet dont dans certaines études (**Molteni, 2003** ; **Kucharski et al. 2006**), il est configuré avec huit niveaux verticaux sigma ( $\sigma$ ) et a une troncature spectrale au nombre d'onde total 30 (**T30**). Le modèle a plusieurs processus physiques qui sont paramétrés à savoir le rayonnement à courte longueur d'ondes (en anglais Short Wave Radiation ou **SWR**) ; le rayonnement à grande longueur d'ondes (en anglais Long Wave Radiation ou **LWR**) ; la condensation à grande échelle (en anglais Large Scale Condensation ou **LSC**) ; la convection ; les flux de surface de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité.

Les recherches scientifiques utilisant le MCGA de l'ICTP au cours des dernières années couvrent un large éventail de sujets relatifs à la variabilité du climat : les téléconférences tropicales-extratropicales, climat de mousson et sa variabilité ; Les relations ENSO-mousson et leurs changements décennaux ; modèles de téléconnection tropicale (**Kucharski et al. 2007** ; **Kucharski et al. 2012** ; **Barimalala et al. 2011**) ; les modifications de la connexion à ENSO

---

<sup>3</sup> [https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate\\_model/welcome.html](https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/welcome.html) p. 16

dans les scénarios de réchauffement de la planète (Herceg-Bulic et al. 2012). les téléconnexions mondiales liées à l'ENSO en hiver boréal (Herceg-Bulic et al. 2012 ; Bulić et Branković, 2007 ; Bracco et al. 2004 ) et la relation entre les précipitations hivernales de l'ENSO et de l'Asie du Sud ( Yadav et al. 2010). Il a également été utilisé pour étudier les changements à long terme de la prévisibilité potentielle (PP) globale lié au SST pour le 21<sup>ème</sup> siècle en effectuant une simulation de 139 ans avec un ensemble de 100 membres ( Ehsan et al., 2013).

### 2.3- Caractéristiques de bases du modèle SPEEDY

Le modèle SPEEDY offre un gain de temps sur la durée de la simulation par rapport aux autres modèles de pointes et l'efficacité de calcul qu'offre ce modèle, est importante dans le domaine de la modélisation. En une journée, ce MCGA de l'ICTP peut simuler 240 années de modèle. La mémoire requise est d'environ 35 Mo, ce qui peut être exécuté sans difficulté même sur des ordinateurs de bureau plus anciens dotés de spécifications matérielles relativement faibles (Kucharski et al., 2013).

Le modèle SPEEDY est très flexible et il peut être facilement modifié pour résoudre un large éventail de problèmes. Le MCGA de l'ICTP atteint des capacités comparables à celles des modèles de pointe en matière de simulation de la variabilité climatique et cela est particulièrement vrai pour les fonctionnalités à grande échelle. Dans certains types d'études, les performances des modèles de pointe peuvent même être dépassées, car il est facile de modifier le dispositif expérimental pour optimiser les performances.

Pour plus de détail sur la modèle SPEEDY, veuillez visiter le site : <http://users.ictp.it/~kucharsk/speedy-net.html>

### 2.4- Formulation du modèle SPEEDY

SPEEDY est un modèle de transformation spectrale hydrostatique, de coordonnées  $\sigma$ , dans la forme de vorticité-divergence décrite par Bourke (1974), avec traitement semi-implicite des ondes de gravité. Les variables pronostiques de base sont : la vorticité (**Vor**), la divergence (**Div**) ; la température absolue (**T**) et le logarithme de la pression de surface (**log (ps)**).

Le code calcule l'évolution d'un certain nombre de variables supplémentaires qui sont simplement favorisées par le noyau dynamique (avec les sources et les puits spécifiés par la paramétrisation). Dans SPEEDY, la seule variable supplémentaire actuellement utilisée est l'humidité spécifique (**Q**).

Le pas de temps utilise un schéma de saute-mouton, avec un filtre temporel (Robert, 1966) pour supprimer le mode de calcul. Il utilise également un filtre supplémentaire (RAW) introduit par Amezcua et al. (2011), ce qui rend le schéma d'intégration du temps précis au troisième ordre (au lieu de la précision standard du première ordre dans le schéma de saute-mouton). L'hyper-diffusion horizontale de **Vor.**, de **Div.**, de **T** et de **Q** a la forme de la puissance d'ordre quatre du Laplacien, appliquée sur les niveaux de surfaces  $\sigma$  ; un terme correctif qui simule la diffusion sur les surfaces de pression est utilisé pour **T** et **Q** dans le but d'éviter les diffusions parasites sur la topographie. La résolution horizontale standard correspond à une troncature spectrale triangulaire de nombre totale d'onde de trente (**T30**), avec une grille gaussienne standard de **96** par **48** points. Dans la formulation actuelle de SPEEDY, huit couches verticales sont utilisées, avec des limites (demi-niveaux) pour les valeurs de  $\sigma$  suivantes : 0, 0.05, 0.14, 0.26, 0.42, 0.60, 0.77, 0.90 et 1.

Les variables pronostiques sont spécifiées à des niveaux  $\sigma$  intermédiaires entre les limites supérieures et inférieures, à savoir  $\sigma$  égale à 0.025, 0.095, 0.20, 0.34, 0.51, 0.685, 0.835 et 0.95. En pratique, la couche supérieure et la couche inférieure fournissent une représentation "globale" de la stratosphère et de la couche limite planétaire (planetary boundary layer ou **PBL** en anglais) respectivement. Les données de sortie sont par la suite traitées à des niveaux de pression égale à 30, 100, 200, 300, 500, 700, 850 et 925 hPa.

### 2.4.1- Les conditions aux limites

Comme dans tout modèle atmosphérique, SPEEDY nécessite des conditions aux limites appropriées pour déterminer les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité à la surface et le flux de rayonnement solaire entrant au sommet de l'atmosphère. Le modèle nécessite également les champs climatologiques des variables suivantes : température de la surface de la mer (en anglais Sea Surface Temperature ou SST), la fraction de glace de mer, la température du sol (TS) dans la couche de sol profonde (environ **1 m**), l'humidité dans la couche supérieure du sol et la couche de la zone racinaire, la profondeur de la neige, l'Albédo à surface nue (en l'absence de neige ou de glace de mer), la fraction de surface couverte par la végétation. Les deux derniers champs sont exprimés en valeurs moyennes annuelles et les autres sont spécifiés en moyennes mensuelles et interpolés linéairement pour une mise à jour quotidiennement des valeurs.

Le modèle SPEEDY emploie aussi une option de modèle de dalle océanique avec une

profondeur qui varie de soixante mètre (**60m**) dans l'extratropical et quarante mètre (**40m**) à partir des régions tropicales.

### 2.4.2- La paramétrisation physiques du modèle SPEEDY

Les tendances de paramétrisation physique au pas de temps  $t$  sont calculées à partir des variables du modèle (filtrées par le temps) à l'étape  $t - 1$  et intégrées à l'étape  $t + 1$ .

Tous les schémas de paramétrage décrits ci-dessous sont exécutés en tant que modules indépendants, sauf pour le calcul des flux de surface. L'ordre de calcul du pilote de paramétrisation est représenté par la figure 2.4 ci-dessous.

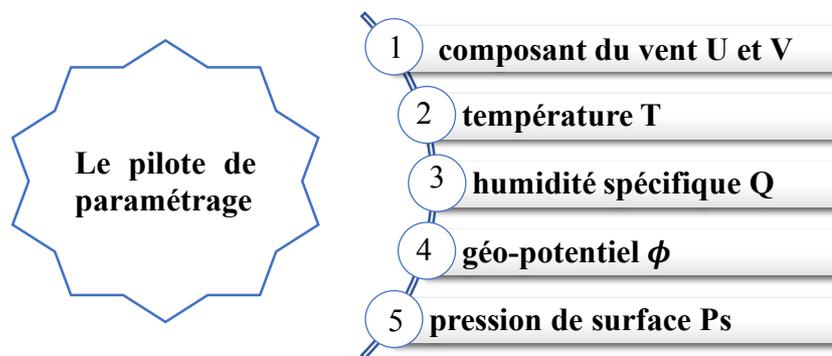


Figure 2. 2 : Calcul des variables primaire à partir de leurs représentation spectrales

Le pilote définit également un certain nombre de variables diagnostic supplémentaires qui sont : l'humidité spécifique à saturation  $Q^{sat}$ , l'humidité relative (RH), l'énergie statique sèche (dry static energy ou SE en anglais), l'énergie statique humide (moist static energy ou MSE en anglais), l'énergie statique humide de saturation (saturation moist static energy ou SMSE en anglais) et  $\Phi$  le géopotential. Les équations sont données par :

$$SE = C_p T + \Phi ; MSE = SE + L_c Q ; SMSE = SE + L_c Q \quad (1)$$

$C_p$  et  $L_c$  sont respectivement la chaleur spécifique à pression constante et la chaleur latente de condensation. Toutes les variables sont définies à tous les niveaux. Cependant, les valeurs de certaines variables sont également nécessaires à des demi-niveaux (limites de couche) pour définir les flux.

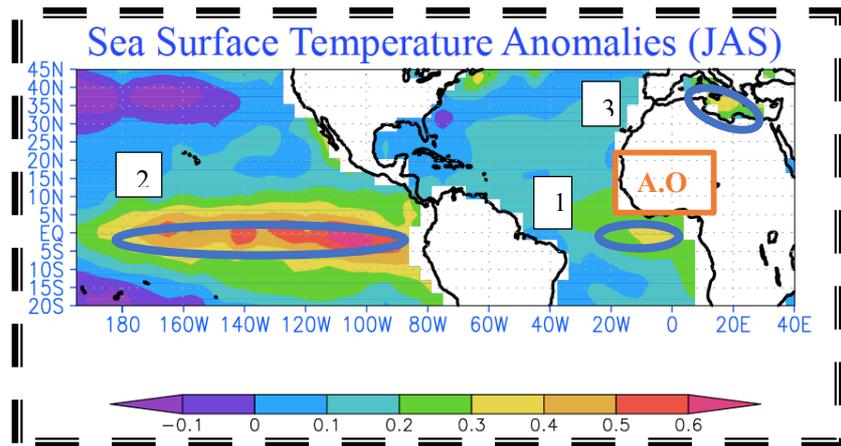
### 2.4.3- La convection

Le schéma de convection est une version simplifiée du schéma de flux massique développé par Tiedke (1993). Il représente le courant ascendant de l'air saturé de la couche limite atmosphérique (CLA) à la couche de haute convection définie de manière appropriée dans le niveau moyen ou supérieur de la troposphère et le mouvement compensateur descendant à grande échelle. L'entraînement du courant ascendant se produit dans la basse troposphère au-dessus de la CLA tandis qu'elle n'est autorisée que dans la couche de haute convection. Le schéma représente également un échange secondaire de l'humidité entre le CLA et les couches en-dessous du niveau de la couche de haute convection (Kucharski et al. 2013)

## 2.5- Calcul des anomalies de température de surface

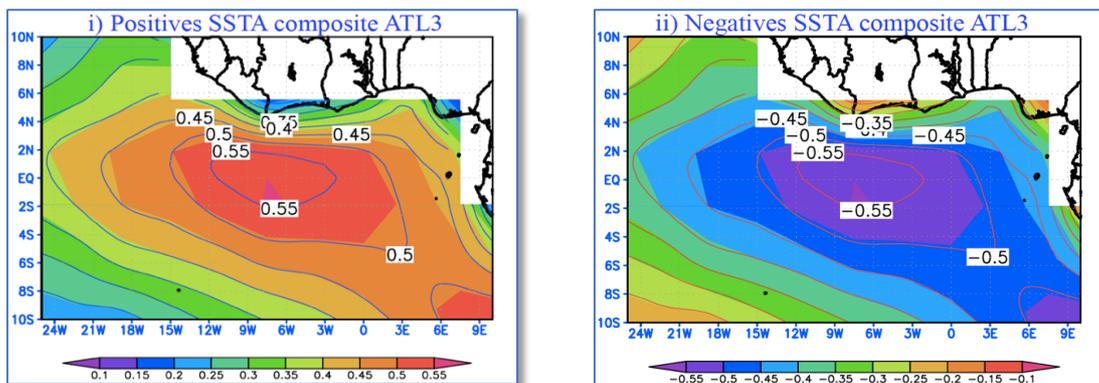
Les anomalies de température de surface de l'océan (Sea Surface Temperature Anomalies ou SSTA, en anglais) considérées dans cette étude sont calculées sur la période de 1979 à 2016 à partir des données d'observation de 1870 à 2016 avec une résolution horizontale de 30 Km. Ces données sont obtenues du centre pour la prévision et la recherche climatique « Hadley » en Angleterre et elles ont été intégrées directement dans le modèle utilisé. Dans les simulations, nous avons utilisé des anomalies idéalisées. Ces anomalies sont calculées à l'intérieur du modèle par régression linéaire de l'anomalie de SST (ou indice) de chacune des zones à étudier sur la SST globale de 1979 à 2016.

Les impacts des SSTA de trois domaines océaniques (figure 2.5) associés aux systèmes de téléconnexions atmosphériques ont été étudiés. Ces domaines sont : Le Pacifique tropical où sévit les phénomènes El Niño et La Niña, l'Atlantique tropical Sud notamment l'Atlantique zone 3 (ATL3) et la mer Méditerranéenne Est (EMS).



**Figure 2. 3** : Les anomalies de température de surface des océans et localisation des zones de téléconnexions. 1 correspond à l'Atlantique tropicale Sud (ATL3, 20°W-0°, 5°N-5°S), 2 représente le pacifique tropical (ENSO, 170°W-120°W, 5°N-5°S) et 3 c'est la mer Méditerranéen Est (EMS, 14°E-33°E, 32°N-37°N), en période de mousson ouest africaine (JJAS). Les unités sont en °K.

Les anomalies de température de surface des océans qui sont positives (**figure 2.6.i**, phénomène chaud) et négatives (**figure 2.6.ii**, phénomène froid) dans l'Atlantique tropicale sud (ATL3) correspondent respectivement aux expériences 1 et 2 (**EXP1, EXP2**). Celles positives (**figure 2.7.iii**) et négatives (**figure 2.7.iv**) de l'ENSO dans le pacifique tropical correspondent aux expériences respectives 3 et 4 (**EXP3, EXP4**). Et enfin pour les SSTA positives (**figure 2.8.v**) et négatives (**figure 2.9.vi**) de la mer Méditerranéen Est (EMS) sont associées aux expériences respectives 5 et 6 (**EXP5, EXP6**).



**Figure 2. 4** : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur l'Atlantique tropicale Sud. i) anomalies positives, ii) anomalies négatives. Unités sont en °K

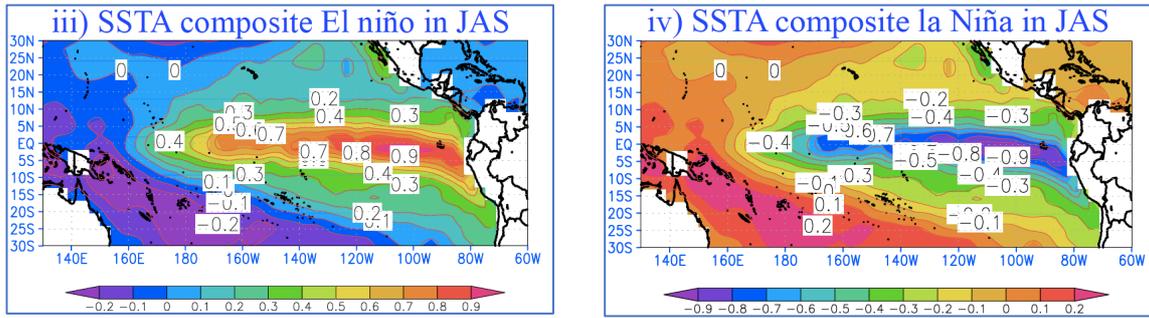


Figure 2. 5 : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur la zone ENSO. iii) anomalies positives, iv) anomalies négatives. Unités sont en °K

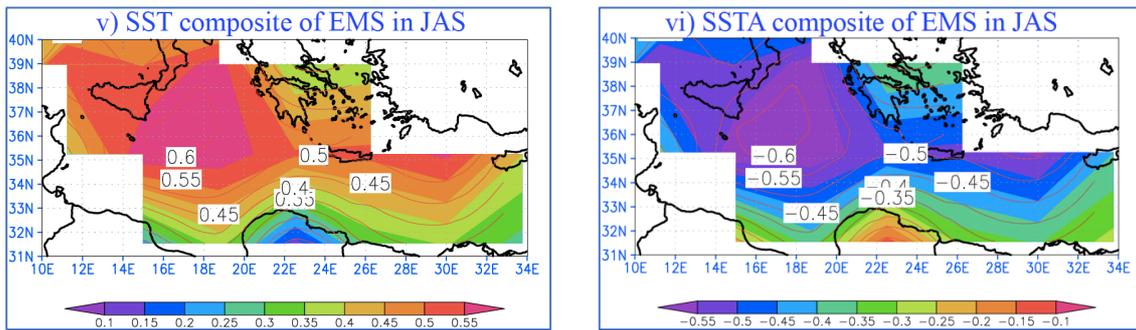


Figure 2. 6 : Composites des anomalies de température de surface des océans (SSTA) sur la mer Méditerranéenne Est (EMS). v) anomalies positives, vi) anomalies négatives. Unités sont en °K

D'autres systèmes de téléconnexions, qui consistent à la combinaison de l'effet des anomalies des températures de surface de l'océan des différents bassins, sont également calculés et utilisés dans les simulations. Ces combinaisons simultanées des trois systèmes de téléconnexions associés, sont utilisées en guise d'étude de sensibilité.

La combinaison comb1\_p.1 correspondant à l'expérience sept (**EXP7**), est la combinaison des SSTA positives simultanées des trois bassins (ATL3+ENSO+EMS) tandis que la combinaison comb1\_m.1 qui est l'expérience huit (**EXP8**), consiste à l'addition de l'effet SSTA négatives simultanées des trois bassins (-ATL3-ENSO-EMS).

La combinaison comb2\_p.1 correspond à l'expérience neuf (**EXP9**). Il s'agit de la combinaison des SSTA positives sur l'ATL3 (considérées comme chaude), des SSTA négatives sur la zone ENSO (considérées comme froide) et des SSTA négatives sur la zone EMS (considérées comme froide) c'est à dire +ATL3-ENSO-EMS. Son opposé sera la combinaison comb2\_m.1 assigné à l'expérience dix (**EXP10**) correspondant aux effets inverses de la précédente donc -ATL3+ENSO+EMS.

La combinaison comb3\_p.1 porte sur l'expérience onze (**EXP11**) et correspond à

l'association des SSTA des trois domaines. Il s'agit de la combinaison des anomalies positives de ATL3, les anomalies négatives de ENSO et les anomalies positives de EMS (+ATL3-ENSO+EMS). Tandis que la combinaison comb3\_m.1 de l'expérience douze (**EXP12**), consiste à l'inverse de la combinaison précédent avec des SSTA négatives de ATL3, les anomalies positives de ENSO et les anomalies négatives de EMS (-ATL3+ENSO-EMS).

La combinaison comb4\_p.1 correspond à l'expérience treize (**EXP13**), les SSTA combinées sont les anomalies positives de ATL3, les anomalies positives de ENSO et les anomalies négatives de EMS (+ATL3+ENSO-EMS) et la combinaison comb4\_m.1 de l'expérience quatorze (**EXP14**) est défini comme étant l'inverse du précédant et donc combine les anomalies négatives de ATL3, et ENSO et les anomalies positives de EMS (-ATL3-ENSO+EMS).

Les modèles prédictifs, tels que les modèles à régression linéaire, nécessitent un ensemble d'entrées connues afin de prédire un résultats ou une valeur cible. Cette option est très importante du point de vue de l'évaluation des incertitudes dans les simulations. Dans ce travail, des simulations d'ensemble de cent (**100**) membres, qui consistent de partir de **100** états initiaux **X** pour retrouver un seul état finale **Y**, ont été réalisé pour une évaluation avec la manière la plus précise possible de la réponse atmosphérique sur les variables de la MAO.

Pour chaque SSTA calculée ou un ensemble de SSTA combiné ci-dessus, une première simulation de **100** membres d'ensemble est effectuée en superposant une perturbation (avec les SSTA froide ou chaude calculées) sur la climatologie du domaine (**SIMULATION X**) et une deuxième simulation (**SIMULATION Y**) de **100** membres d'ensemble en conservant la climatologie du domaine (avec les SSTA nulles). Cette méthode permet de retrancher les réponses atmosphériques dues à la climatologie dans les réponses atmosphériques influencées par la climatologie et les SSTA pour pouvoir examiner les réponses atmosphériques liées aux anomalies de température selon la relation suivante :

$$\mathbf{SIMULATION\ X - SIMULATION\ Y = ANOMLIES}$$

Dans chaque zone où nous définissons une téléconnection, une simulation avec perturbation est réalisée c'est à dire une simulation où on introduit une anomalie de SST non nulle (positive et ensuite négative). Ensuite une simulation sans perturbation est réalisée, c'est à dire avec une anomalie de SST nulles, et donc une simulation qui tient compte uniquement de la climatologie.

En guise de conclusion pour ce chapitre, la présentation des données utilisées dans cette étude a été réalisé ainsi que celle de l'outils de travail qui est le modèle SPEEDY. Les caractéristiques de bases de ce modèle et ses conditions aux limites sont présentées et en dans

la dernière partie de ce chapitre, les différentes méthodes adoptées sont élaborées.

## Chapitre 3 : Résultats et discussions

Cette partie de notre étude est consacrée à la présentation, à l'analyse puis à la discussion des résultats obtenus des simulations. Il s'agit de la distribution spatiale de variables clés liées à la mousson ouest africaine (MOA) sous l'effet des différentes perturbations créées (systèmes de téléconnexions) créées dans l'Atlantique Sud (Zone ATL3), dans le pacifique tropical (Zone Nino) et dans l'Est de la mer méditerranéenne.

### 3.1 Distribution spatiale des variables clés de la MOA sous l'influence d'une SST standard.

Une étude sur la variation moyenne saisonnière est réalisée sur des variables liées au système de mousson de l'AO. La distribution spatiale de ses variables est étudiée en fonction des températures standards de surface des océans globaux (la climatologie).

#### 3.1.1 Distribution moyenne saisonnière de la précipitation et du vent

Les premières variables caractérisant la présence de la mousson en Afrique de l'Ouest, sont la précipitation et le renversement des vents avec une distribution très variée suivant la latitude. La **figure 3.1** montre la distribution moyenne saisonnière (de Juin - Juillet – Août - Septembre ou **JJAS**) de la précipitation (en couleur), superposé avec le vent (flèches). Elle donne l'allure des précipitations et du vent simulés par le modèle SPEEDY, lorsqu'on considère seulement la température de surface de l'océan pendant la période climatologique de **1979 à 2015**. L'analyse de la figure montre une bonne distribution latitudinale des précipitations, du sud vers le nord avec des maximums autour de la Guinée Conakry et des montagnes du Fouta Djallon, mais également au Nord-Est du Nigéria et à l'Afrique de l'Est. Nous constatons également que les précipitations sont bien établies sur tout le Sahel, où se situe la band longitudinale maximale. Nous observons également un renversement du régime du vent après la traversée de l'équateur vers la direction nord-est à **925 hPa**, ce qui est une caractéristique indéniable de l'établissement de la mousson ouest africaine. Certaines zones comme les pays du golfe de Guinée, sont moins touchés par les précipitation durant cette période de l'année à cause de la migration de la ZCIT.

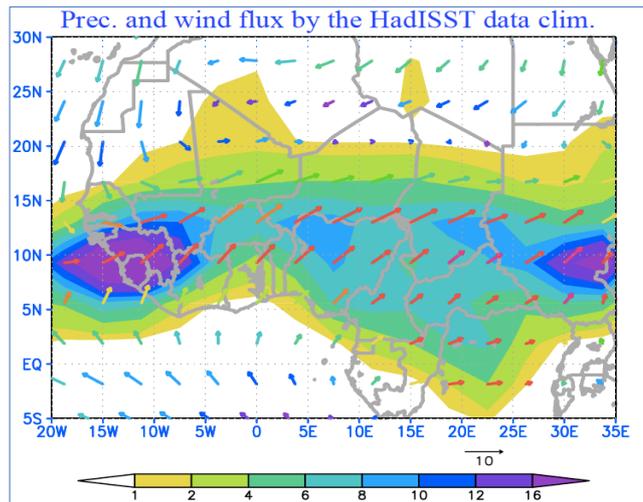


Figure 3. 1 : Précipitation ( $\text{mm.jour}^{-1}$ ) et Vent ( $\text{m.s}^{-1}$ ) moyens saisonniers (JJAS) à **925hPa** moyennée sur la période **1979** à **2015** et simulés par le modèle SPEEDY avec des SST standard climatologiques du HadISST.

Outre la précipitation et le vent, il existe d'autres variations saisonnières très importantes pouvant être observées sur des variables climatiques en été boréale (juillet – Août - septembre) dans les pays d'AO. Ces variables sont la température de surface, l'altitude du géopotiel, la pression de surface, l'humidité relative ou spécifique...

### 3.1.2 Distribution moyenne saisonnière de la température de surface, du géopotiel, de la pression de surface et de l'humidité relative à 925hPa.

La présence de la mousson en AO entraine la fluctuation de plusieurs paramètres atmosphériques comme la pression de surface (Surface pressure ou **SP**, en anglais), la température de surface (Surface Temperature ou **ST**, en anglais), le géopotiel, l'humidité relative (relative humidity ou **RH**, en anglais). L'étude de la variation moyenne saisonnière (**JJAS**) de ses variables (**figure 3.2**), effectuée en fonction de la climatologie globale de SST, révèle des caractéristiques importantes.

Les zones de hautes de pression sont localisées au niveau des côtes de au Sud l'AO jusqu'au Nord-Ouest (**figure 3.2.a**). Du Sud-Ouest vers le Nord-Est, plus on s'éloigne dans l'intérieur du continent, plus la pression de surface diminue et une zone de faible pression est localisé au Nord du Niger. Durant cette même période, les températures maximales à 925hPa (**figure 3.2.b**) sont localisées au Sahara (au Nord de l'AO) et les températures minimales sur le golfe de

Guinée (au Sud de l'AO). La distribution moyenne saisonnière du géopotential (**figure 3.2.c**) est analogue à celle de la température de surface avec des valeurs maximales dans la partie Sud et des valeurs minimales au Nord (le Sahel) de l'AO. Les plus faibles valeurs sont concentrées au Nord du Mali et du Niger (dans le Sahara). De la même manière, la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air (en **d** de la **figure 3.2**) est plus important dans les pays du golfe de Guinée, un moins important dans le Sahel et très faible dans le Nord du Niger et du Mali.

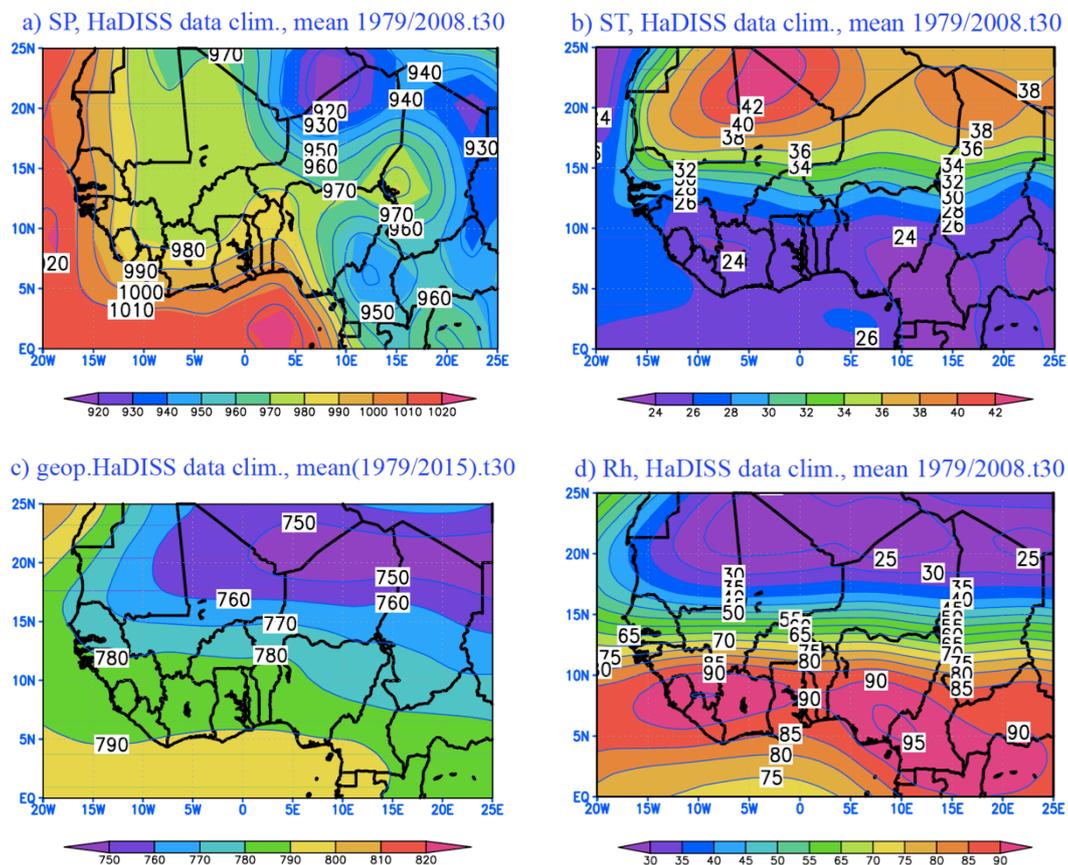


Figure 3. 2 : Distribution moyenne saisonnières (JJAS) sur la période **1979 à 2015** simulés par le modèle SPEEDY avec des SST standard climatologiques du HadISST, (a) Pression de surface (hPa.), (b) température de surface en °C à 925hPa, (c) géopotential (m) à 925hPa, et (d) humidité relative (%) à 925hPa.

La distribution spatiale de la plupart de ses variables est affectée par les systèmes de téléconnexions atmosphériques, qui s'associent aux anomalies de température de surface des océans (Sea Surface Temperature Anomalies ou SSTA, en anglais).

### 3.2 Etudes de l'impact des systèmes de téléconnexions sur l'Atlantique sud, le Pacifique tropical et sur la Méditerranée.

Dans cette partie, nous étudions sur la période de Juin - juillet – Aout – septembre (JJAS), l'influence de la téléconnection associée aux perturbations liées à des anomalies de température de surface de l'océan de l'Atlantique tropical Sud (ATL3), de la zone nino3.4 du Pacifique tropical (ENSO) et de la mer méditerranée orientale (EMS) sur la variabilité de la mousson ouest africaine (MOA).

### **3.2.1. Influence de la perturbation de ATL3 (téléconnection) sur la MOA**

En été boréale (JJAS), les anomalies climatiques interconnectées de grandes distances (milliers de kilomètres), liées aux SSTA de la partie atlantique tropicale Sud, affectent la viabilité de la précipitation en MOA mais aussi d'autres variables comme la pression de surface.

#### **a- Distribution moyenne saisonnière de la précipitation**

Ce phénomène impacte différemment la partie Nord (le Sahel) par rapport à la partie Sud (le golfe de Guinée) de l'AO (**figure 3.3**). Avec les SSTA positives, la précipitation diminue sur le Sahel et elle augmente sur le golfe de Guinée (Figure 3.3.a) ; tandis que des SSTA négatives provoquent une augmentation de la précipitation au Sahel, et une diminution sur le golfe de Guinée (Figure 3.3.b). Cette influence de ATL3 a été montrée dans plusieurs travaux basés sur l'étude des téléconnections atmosphériques avec des modèles (Kucharski et al., **2009** ; Rodríguez et al., **2006** ; M. Joly, **2008**) et elle se manifeste par la création d'un dipôle pluviométrique entre les pays du Sahel et les pays du golfe de Guinée. Ce caractère de la précipitation en fonction des SSTA a été montré par les travaux de Diatta et Fink (**2014**), Janicot et al. (**1998**), Vizzy et Cook (**2001**), Reason et Roualt (**2006**), Losada et al. (**2010**), Trzaska et al. (**1996**), Giannini et al. (**2003**), en utilisant des méthodes statistiques. L'augmentation de la précipitation est plus importante à l'Ouest du golfe de Guinée (sur l'océan atlantique) et au centre du Nigéria pour des SSTA positives, mais c'est également dans ces zones qu'on retrouve les fortes diminutions de la précipitation causées par la perturbation des SSTA négatives sur ATL3. Avec les SSTA positives, la diminution de la précipitation se prolonge dans certains pays du golfe de Guinée comme la Guinée, la Sierra Léone.

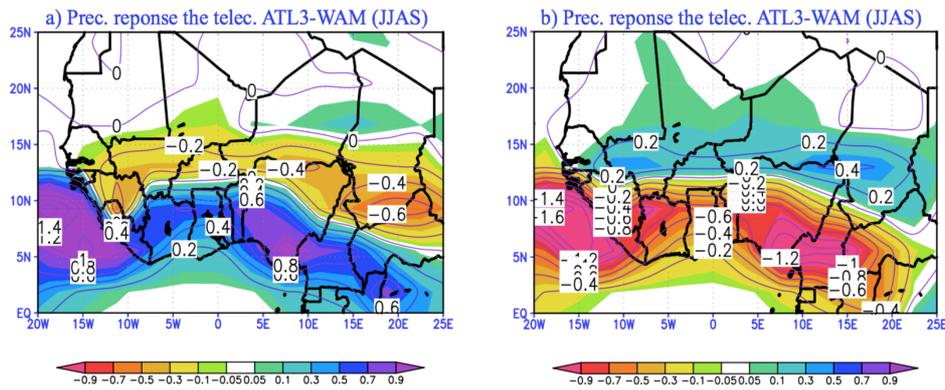


Figure 3. 3 : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations de SSTA sur ATL3. a) Simulation avec des SSTA positives sur ATL3 ; b) Simulation avec des SSTA négatives sur ATL3. Les unités sont en mm.jour<sup>-1</sup>.

Le processus physique par lequel les SSTA de l'Atlantique tropical affectent le Sahel et le golfe sous forme de dipôle c'est quand il y'a chauffage des eaux de surface dans l'atlantique tropicale Sud, il se produit une diminution des gradients de température terre-océan et de la pression latitudinale. L'ensemble résulte une convection maximale au sud (favorable à une augmentation des précipitations) et une diminution de la convergence sahélienne (défavorable à des précipitations intenses). Il se produit un dipôle sur les anomalies de précipitation entre le Sahel et le golfe guinée (Rodríguez-Fonseca et al., 2010b).

## b- Distribution moyenne saisonnière de la pression de surface

La téléconnection atmosphérique associée aux anomalies de température de surface sur la zone ATL3 impacte la distribution de la pression de surface (**figure 3.4**) en Afrique de l'Ouest. Les anomalies positives de température causent une diminution (**figure 3.4.a**) de la pression de surface sur toute l'AO alors que les SSTA négatives sont à l'origine d'une augmentation de la pression de surface (**figure 3.4.b**) sur l'AO, excepté sur la partie Nord du Mali, le centre du Niger tandis qu'elle diminue sur le Nord du Niger.

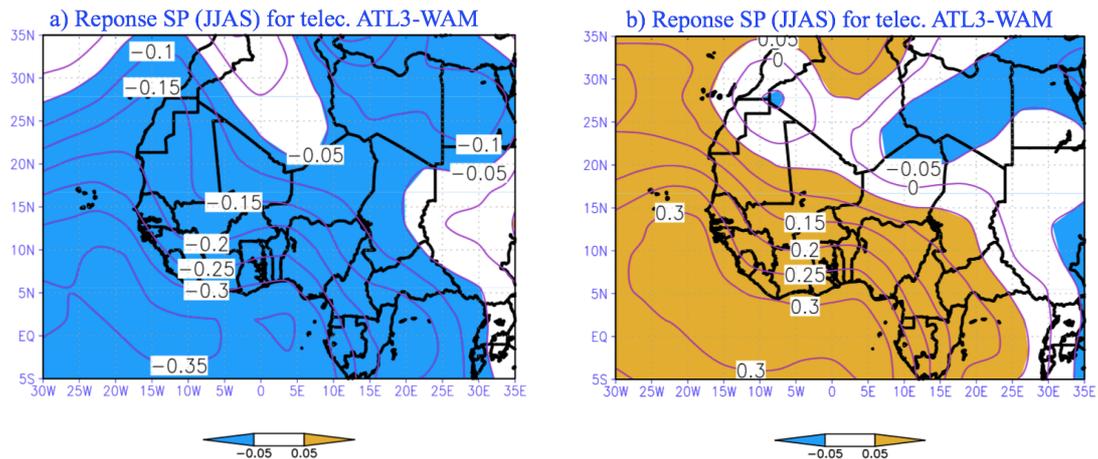


Figure 3. 4 : Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations de SSTA sur ATL3. a) simulation avec des SSTA positives sur ATL3 ; b) simulation avec des SSTA négatives sur ATL3. Les unités sont en hPa.

### 3.2.1. Influence de la perturbation de la zone ENSO sur la MOA

Cette partie traite l'influence de la téléconnection atmosphérique liée aux anomalies de température de surface du pacifique tropical, plus précisément de la zone de nino3.4. Les impacts de ces phénomènes sur la variabilité de la précipitation et de la pression de surface en AO dans la période de JJAS, sont étudiés.

#### a- Influence de la téléconnection ENSO sur la précipitation

La zone de El Niño–Southern Oscillation (ENSO) du pacifique tropicale exerce un phénomène climatique et océanographique reliant l'effet climatique El Niño/La Niña et l'oscillation australe de la pression atmosphérique (Newman et al., **2003**). Sa liaison avec la variabilité de la précipitation en AO (**figure 3.4**) a été analysé. Les SSTA positives ou phénomène El Niño du pacifique tropicale entraine une réduction de la précipitation (**figure 3.5.a**) en AO excepté du centre du Niger où la précipitation augmente. Cette baisse de la précipitation est plus importante dans l'Ouest des pays du golfe de Guinée ( $5^{\circ}\text{W}-17^{\circ}\text{W}$ ,  $7,5^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$ ) et au Sud-Est de l'AO (le Nigéria). Tandis que La Niña qui correspond à un refroidissement dans la zone ENSO, fait augmenter la précipitation (**figure 3.5.b**) dans toute l'AO excepté au Sud du Niger où la précipitation diminue et l'augmentation est plus importante dans les mêmes domaines spécifiés précédemment avec El Niño.

Ces résultats ont été mis en évidence dans les travaux de Semazzi et al., (**1988**) ; Jin et Hoskins (**1995**) ; Janicot et al., (**1996**) ; Rowell et al., (**1992**), qui ont utilisé d'autres modèles. Cette

liaison est aussi étudiée dans des travaux plus récentes réalisées par Lintner et Chiang (2007), Seager et al. (2008), Kucharski et al. (2007, 2008a, 2009), Losada et al. (2010), Diatta et Fink, 2014, qui ont utilisé soit des modèles climatiques, soit des méthodes statistiques.

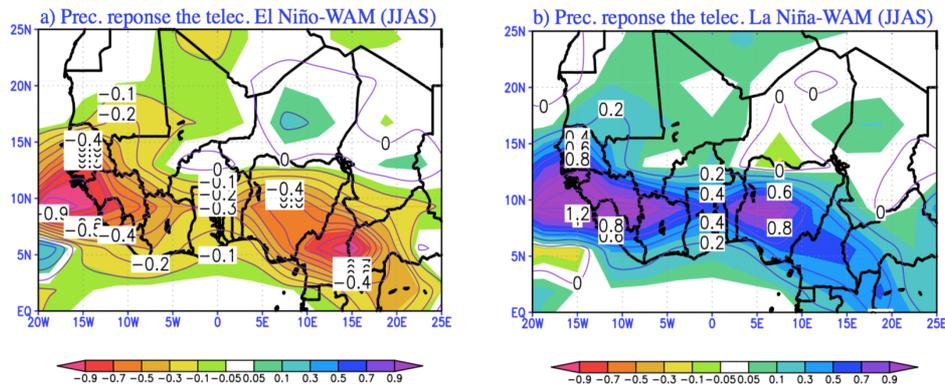


Figure 3. 5 : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations de SSTA du pacifique tropicale. a) Simulation avec des SSTA positives suggérant un phénomène El nino ; b) Simulation avec des SSTA négatives suggérant un phénomène La nina. Les unités sont en mmjour<sup>-1</sup>.

Le processus physique par lequel le Pacifique tropical impact la variabilité de la précipitation en AO, c'est qu'en période du phénomène El nino, le pacifique tropical devient plus chaud et le continent maritime plus fraîche. Ce qui produit des vagues de Rossby en raison d'un refroidissement anormal sur le continent maritime. Ces dernières engendrent une augmentation de la subsidence au Sahel et donc une diminution de la pluie au Sahel (Rodríguez-Fonseca et al., 2010b).

## b- Influence de la téléconnection ENSO sur la pression de surface

Le terme El Niño a été relié à un cycle de variation de la pression atmosphérique globale entre l'Est et l'Ouest du Pacifique, nommé l'oscillation australe. L'analyse de la distribution de la pression de surface indique que pour une réchauffement de la zone ENSO (El Nino), nous observons une anomalie de pression de surface positive, dans l'ensemble de l'AO (**figure 3.6.a**). Donc tout indique qu'El Niño est à l'origine d'une augmentation de la pression de surface. Cependant, quand une perturbation avec une SSTA négative est appliquée, nous observons des valeurs négatives de pression de surface (**figure 3.6.b**), et donc il semblerait que La Niña est à l'origine d'une diminution de la pression de surface dans toute l'Afrique de l'AO.

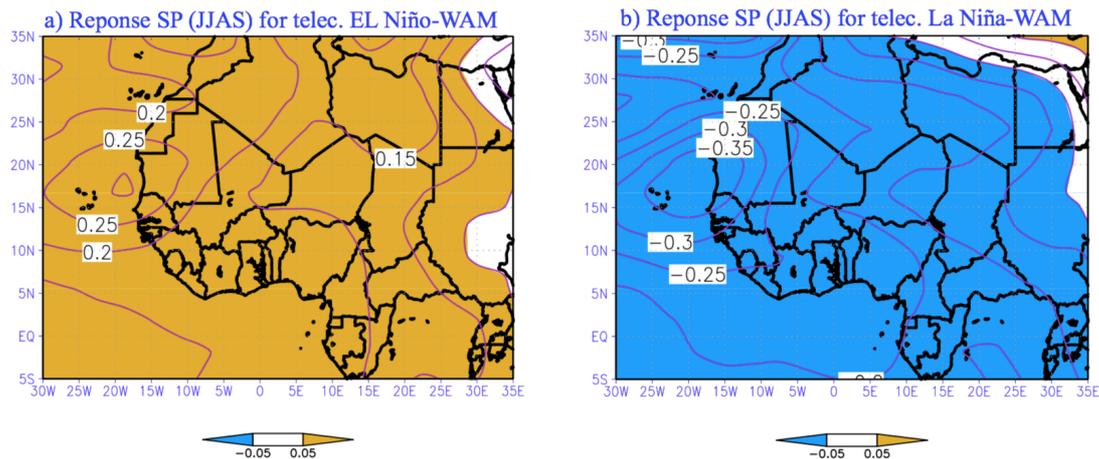


Figure 3. 6 : Réponses de la pression de surface (JJAS) en fonction des perturbations des SSTA de la zone ENSO. En a) Simulation avec des SSTA positives suggérant un phénomène El Niño ; b) Simulation avec des SSTA négatives suggérant un phénomène La Niña. Les unités sont en hPa.

### 3.2.2. Influence de la téléconnection de la SSTA de l'EMS sur la MOA

Cette partie est consacrée à l'analyse de l'effet de la téléconnection atmosphérique qui s'associe aux anomalies de température de la mer méditerranée Est. L'impact est analysé sur la variabilité moyenne saisonnière de la précipitation et de la pression de surface en AO.

#### a- Influence de la téléconnection EMS sur la précipitation

Le mode de covariabilité entre les SSTA de la mer méditerranéenne et la MOA en été, associé à un réchauffement (refroidissement) de la Méditerranée orientale (M.O) favorise une élévation (baisse) des précipitations sahéliennes (Polo et al. , **2008** ; Fontaine et al. , **2009**). Cette variation de la précipitation, en fonction de la téléconnection EMS, a été aussi étudié par d'autres auteurs comme Diatta and Fink (**2014**) ; Lionello (**2012**) ; Wallace et Gutzler (**1981**) ; Xoplaki (**2002**). La même analyse est effectuée sur la période **1957-1978** par Suárez, (**2018**). Les simulations effectuées avec SPEEDY montrent les mêmes distributions obtenues par les auteurs précédents (**Figure 3.7**) avec une petite différence dans le cas des simulations avec une SSTA positive effectuées avec **100** membres d'ensemble. Les SSTA négatives causent une baisse de la précipitation (**figure 3.7.b**) dans les pays du Sahel et dans une grande partie au Nord du Nigéria. Elles réduisent la précipitation aussi à l'Ouest des pays du golfe comme dans les deux Guinées, la Sierra Leone, tout en l'augmentant dans le Sud de certains pays du golfe de Guinée comme le Libéria, l'Est de la Côte d'Ivoire et dans le Sud du Nigéria.

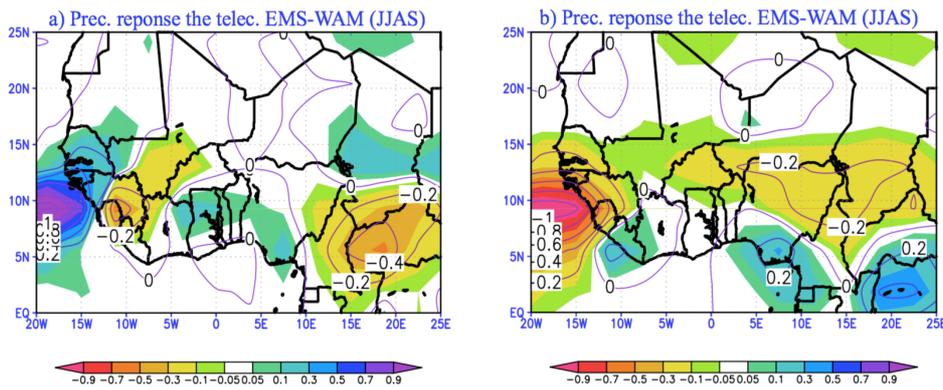


Figure 3. 7. Réponses de la précipitation en fonction des perturbations des SSTA sur l'EMS. a) Simulation avec les SSTA positives, b) Simulation avec les SSTA négatives. Les unités sont mmjour<sup>-1</sup>.

La distribution des précipitations obtenue, avec les SSTA positives montrent une augmentation de précipitation vers l'ouest du Sahel et une diminution vers le centre (**Figure 3.7.a**). Ces résultats sont en contradiction avec les résultats obtenus par les auteurs cités ci-dessus, qui suggèrent plutôt une condition favorable de précipitation au centre du Sahel. Cependant, en diminuant le nombre de membres à **30**, nous constatons une distribution positive de l'anomalie de la précipitation dans la bande sahélienne mais avec un décalage vers le Sud du Sahel (**Figure 3.7.bis.a**), et une réduction également de la précipitation dans le cas d'une SSTA négative avec **30** membres (**Figure 3.7.bis.b**).

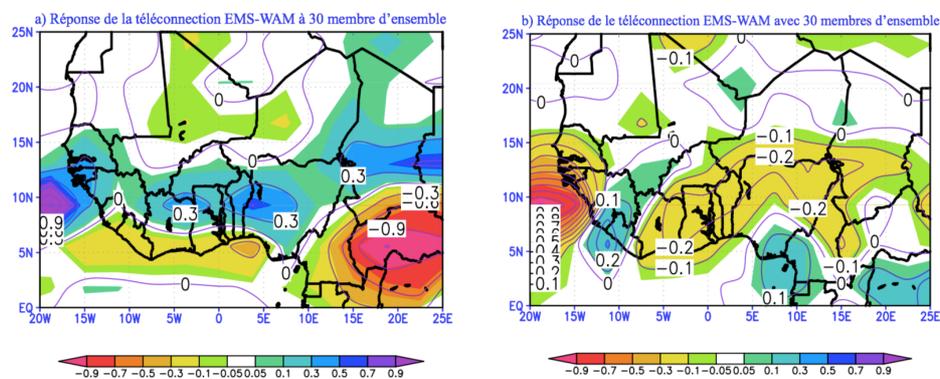


Figure 3.7.bis : Même Chose que la figure 3.7 mais cette fois-ci avec 30 membres d'ensemble  
 Une succession de processus physique peut être donner comme hypothèse d'explication : un réchauffement des eaux de surface dans la mer méditerranée favorise une humidité amélioré et une convergence de bas niveau au-dessus de la mer méditerranée. Ce qui entraine une augmentation du flux d'humidité au Nord de l'AO et par la suite un renforcement de la convergence du flux d'humidité dans le Sahel et plus loin un écoulement de mousson renforcé. Le résultat de l'ensemble est une intensification des précipitations (Rodríguez-Fonseca et al., **2010b**).

## b- Influence de la téléconnection EMS sur la pression de surface

La téléconnection entre la mer méditerranéenne orientale et l'Afrique de l'Ouest impacte également la variation moyenne saisonnière de la pression de surface (**figure 3.8**) en AO. Ses variations sont caractérisées par une réduction de la pression de surface (**figure 3.8.a**) dans toute l'AO et qui varie de -0,15 hPa à -0,3hPa en allant vers le nord-est et ceci pour des perturbations avec des SSTA positives sur l'EMS. Les SSTA négatives quant à elles, causent une élévation de la pression de surface (**figure 3.8.b**) dans le Nord du Mali, du Niger et également une baisse de cette pression de surface dans le Sud-Est du Nigeria, mais aussi une anomalie près que normale sur la bande sahélienne.

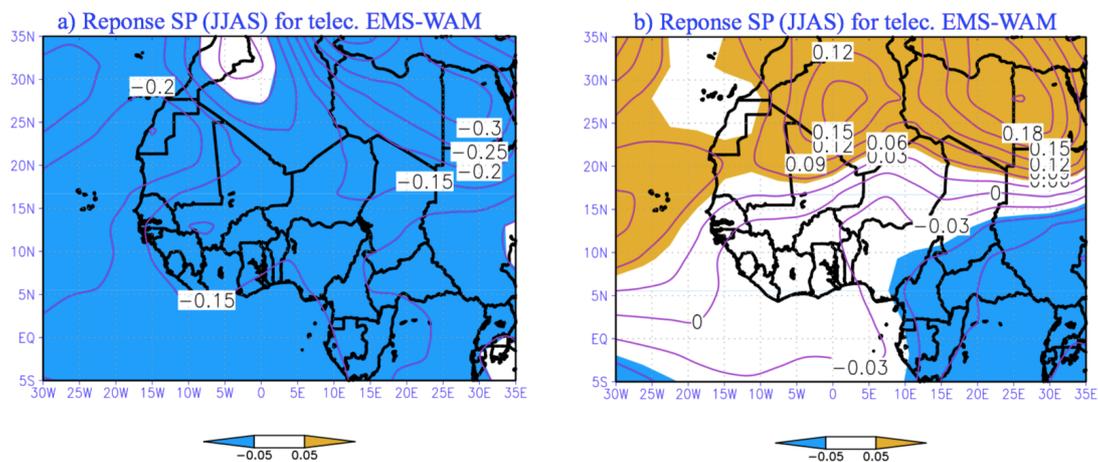


Figure 3. 8 Réponses de la pression de surface en JJAS, en fonction des perturbations de SSTA sur l'EMS. a) Simulation avec les SSTA positives de l'EMS ; b) Simulation avec les SSTA négatives sur l'EMS. Les unités sont en hPa

### 3.2.3. Analyse des effets combinés des différents systèmes de téléconnections

Une étude de sensibilité sur l'effet combiné des systèmes téléconnections atmosphériques, qui s'associent aux anomalies de température de surface de l'ATL3, de l'ENSO et de l'EMS a été réalisée. Les anomalies utilisées dans cette partie sont obtenues en fonction des différentes combinaisons possibles des SSTA positives et négatives de ses trois océans considérés.

**Nous rappelons que** le signe “-” devant un domaine correspond aux SSTA négatives ou phénomène froid et le signe “+” devant un domaine correspond aux SSTA positives ou phénomène chaud

#### 3.2.3.1- Analyses des impacts des combinaisons de

## (+ATL3+ENSO+EMS) et (-ATL3-ENSO-EMS) sur la variabilité de la précipitation et la pression de surface

L'ensemble des anomalies positives combinées des trois bassins océaniques, associées aux systèmes de téléconnexions favorisent une diminution de la précipitation (**figure 3.9.a**) dans le Sahel et cette diminution est ressentie jusqu'au Sud du Sahel entre  $5^{\circ}\text{W}$ - $15^{\circ}\text{W}$ . Elle est perçue aussi vers le Sud en allant vers l'Est de l'AO pour occuper le Nord du Bénin et une grande partie au Nord du Nigeria. Cette décroissance de la précipitation est très nette autour des zones orographiques telles que le Fouta Djallon et le mont Cameroun. Cependant, de l'Est jusqu'à l'Ouest dans les pays situés au Sud du Golf de Guinée et qui sont directement en contact avec l'océan, la précipitation y augmente. L'ensemble des anomalies négatives combinées favorisent une augmentation de la précipitation (**figure 3.9.b**) dans quelques pays du Sahel comme le Sénégal, l'Ouest du Mali et un peu dans le Sud du Nigeria. La précipitation augmente aussi dans le Sud du Nigeria. Ses anomalies négatives entraînent une réduction de la précipitation pratiquement dans les pays du golfe de Guinée avec une baisse plus importante de l'Est vers l'Ouest ( $5^{\circ}\text{N}$ - $12^{\circ}\text{N}$ ,  $5^{\circ}\text{E}$ - $17^{\circ}\text{W}$ ). Cette situation semble montrer que le phénomène El Niño détient un rôle très important dans la réduction des précipitations au Sahel, et cela a été déjà évoqué par d'autres travaux tel que Giannini et al., 2003, Rodríguez et al., 2006, etc....

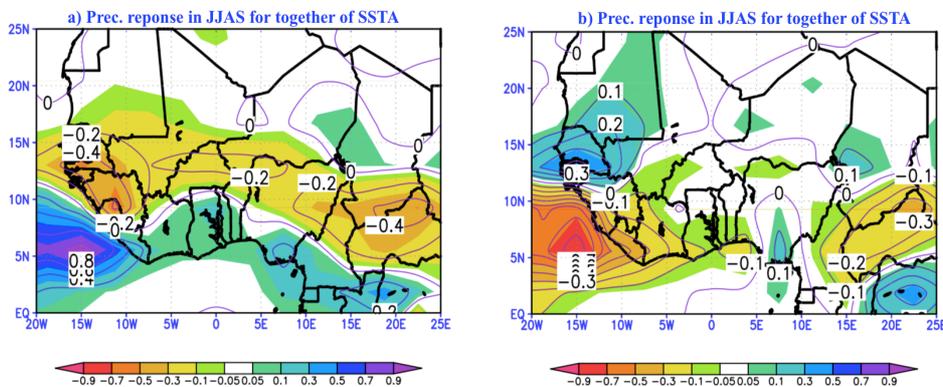


Figure 3. 9 : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO-EMS. Les unités sont  $\text{mm.jour}^{-1}$ .

Les systèmes de téléconnexions atmosphériques, associés aux anomalies positives combinées de la température de surface des trois bassins océaniques, font diminuer (**figure 3.9.a**) la SP dans le Sud des pays du golfe de Guinée (sur la côte de la Sierra Léone au Nigeria). Une situation neutre est observée presque dans toute l'AO. Cependant, l'ensemble de ses anomalies négatives combinées, entraîne une diminution de la pression de surface (**figure 3.9.b**) dans

l'AO avec un gradient du sud vers le nord et de l'ouest vers l'est, sauf dans le Sud des pays du golfe de Guinée comme vus précédemment.

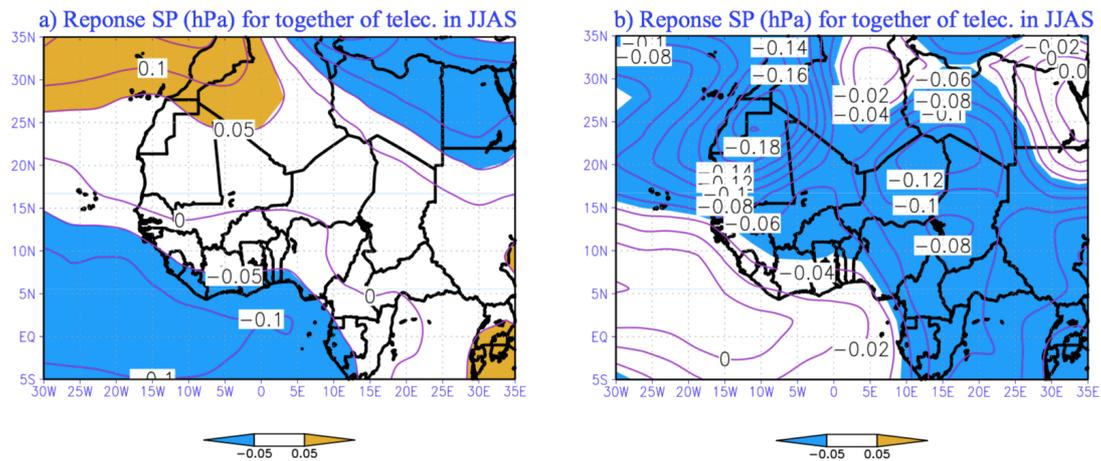


Figure 3. 10 : Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO-EMS. Les unités sont en hPa.

### 3.2.3.2- Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3-ENSO-EMS) et (-ATL3+ENSO+EMS) sur la précipitation et la pression de surface

La combinaison des anomalies positives de la température de surface de l'ATL3 et des anomalies négatives de la température de surface de l'ENSO, de l'EMS (+ATL3-ENSO-EMS) causent une augmentation de la précipitation (**figure 3.11.a**) dans toute la partie Sud de l'AO (le golfe de Guinée) jusqu'aux environs de la latitude  $12^{\circ}\text{N}$  entre  $5^{\circ}\text{E}$ - $5^{\circ}\text{W}$ . La précipitation augmente également à l'Ouest du Sahel (le Sénégal) et un peu plus loin dans le Sahara Orientale (la Mauritanie). Les effets de ses anomalies de température se manifestent aussi par une diminution de la précipitation dans l'Est du Sahel jusqu'aux environs de  $7^{\circ}\text{W}$  en moyenne entre  $12^{\circ}\text{N}$ - $15^{\circ}\text{N}$  et elle progresse vers la Guinée et la Sierra Léone. Alors que la combinaison opposée (les SSTA négatives de l'ATL3, les SSTA positives de l'ENSO et de l'EMS) entraîne une baisse de la précipitation (**figure 3.11.b**) presque dans toute la partie pluvieuse de l'AO sauf dans l'Ouest et au Sud-Est du Niger où la précipitation augmente.

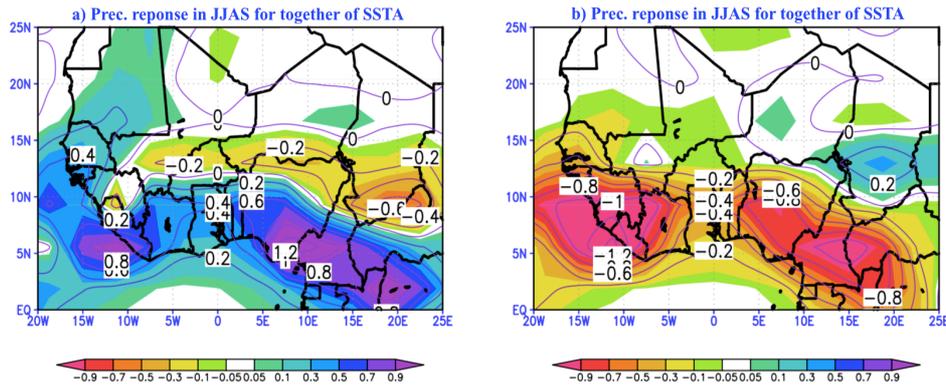


Figure 3. 11 : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinainées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO+EMS. Les unités sont  $\text{mmjour}^{-1}$

La combinaison des anomalies positives de l'ATL3 et des anomalies négatives de l'ENSO, de l'EMS entrainent une réduction de la pression de surface (**figure 3.12.a**) dans toute l'AO à l'exception d'une petite partie au Nord du Niger et du Mali. Alors que la combinaison opposée (les anomalies négatives de l'ATL3 et les anomalies positives de l'ENSO, de l'EMS) est à l'origine d'une augmentation de la pression de surface (**figure 3.12.b**) en AO, exceptée de la partie supérieure du Sud-Est jusqu'aux Nord-Ouest du Niger qui garde des pression de surface normale.

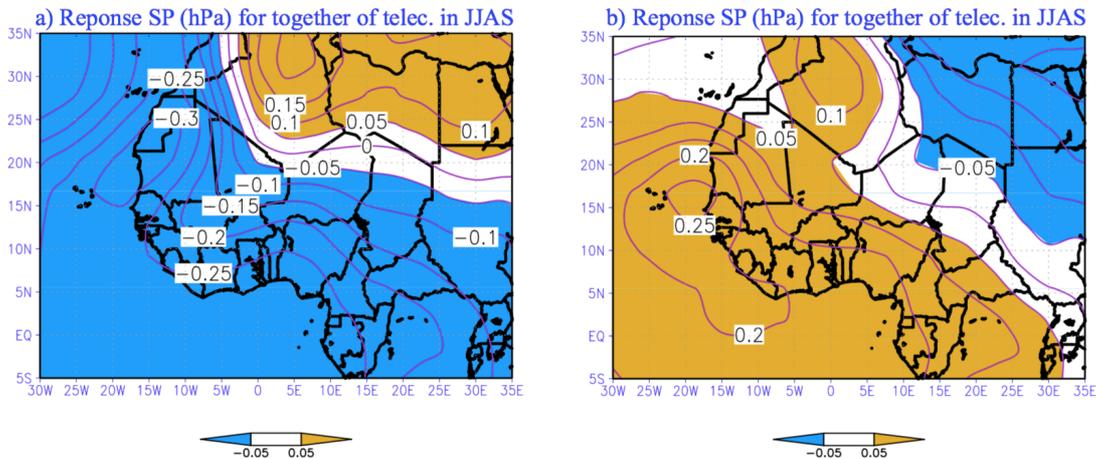


Figure 3. 12 : Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinainées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. En a) simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO-EMS ; b) simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO+EMS. Les unités sont hPa

### 3.2.3.3- Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3-ENSO+EMS) et (-ATL3+ENSO-EMS) sur la précipitation et la pression de surface.

Les réponses de l'atmosphère sur la précipitation (**figure 3.13.a**), obtenues à partir de la

combinaison des SSTA positives l'ATL3, de l'EMS et des SSTA négatives de l'ENSO, offrent une variation similaire à celle obtenue de la combinaison (+ATL3-ENSO-EMS) mais avec une diminution de la précipitation qui est beaucoup plus faible dans l'Est de l'Afrique de l'Ouest. Les anomalies de la précipitation obtenues avec la combinaison des SSTA négatives de l'ATL3, de l'EMS et les SSTA positives de l'ENSO, diminuent dans la partie pluvieuse de l'AO (**figure 3.13.b**) sauf dans le Sud du Niger et du Mali.

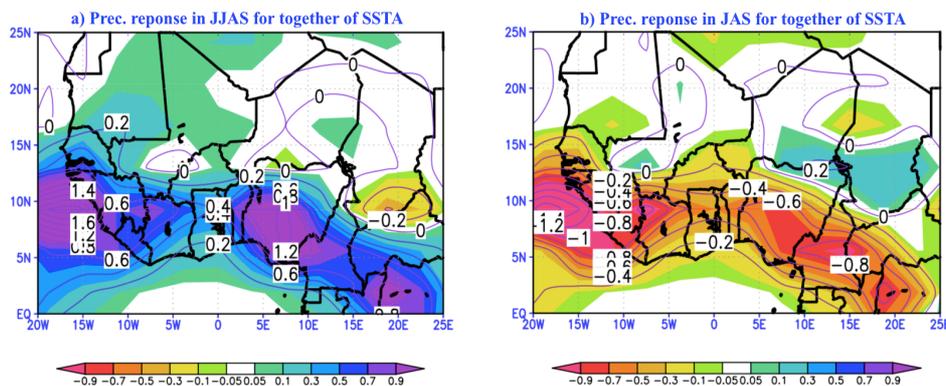


Figure 3. 13 : Réponses de la précipitation en fonction des perturbations combinées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO-EMS. Les unités sont  $\text{mmjour}^{-1}$

La combinaison d'un phénomène chaud de l'ATL3, de l'EMS et la Niña est à l'origine d'une diminution de la pression de surface (**figure 3.14.a**) dans toute l'AO, sauf dans la partie supérieure du Sud-Est jusqu'aux Nord-Ouest du Niger qui reste non influencer par ses anomalies de la température. La combinaison opposée (phénomène froid de l'ATL3, de l'EMS et El Niño) fait diminuer la pression de surface (**figure 3.14.b**) dans toute l'AO.

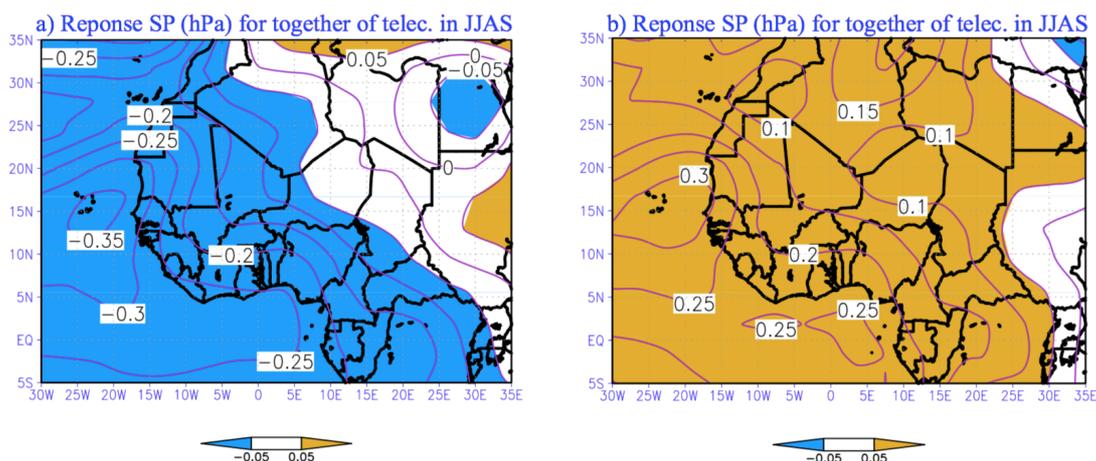


Figure 3. 14 : Réponses de la pression de surface en fonction des perturbations combinées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. En a) Simulation avec la combinaison +ATL3-ENSO+EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3+ENSO-EMS. Les unités sont hPa

### 3.2.3.4- Analyses de l'impact des combinaisons de (+ATL3+ENSO-EMS) et (-ATL3-ENSO+EMS) sur la précipitation et la pression de surface

Pour les anomalies de la précipitation (**figure 3.15.a**), obtenues à partir de la combinaison des SSTA positives l'ATL3, de l'ENSO et des SSTA négatives de l'EMS, la diminution de la précipitation est repérée dans le Sahel (de l'Est à l'Ouest au tour de 10°N-15°N), les guinées et la Sierra Léone. Ses anomalies entraînent une augmentation de la précipitation dans les pays du golfe de Guinée et dans la partie centrale du Niger. Tandis que pour la combinaison contraire (les SSTA négatives de l'ATL3, de l'ENSO et les SSTA positives de l'EMS), la réponse de l'atmosphère se caractérise par une élévation de la quantité pluviométrique dans le sahel. Cette augmente est visible aussi dans le Nigéria et les deux Guinées (**figure 3.15.b**) mais elle diminue dans le Sud de l'AO (15°W-5°E,4°N-7.5°N).

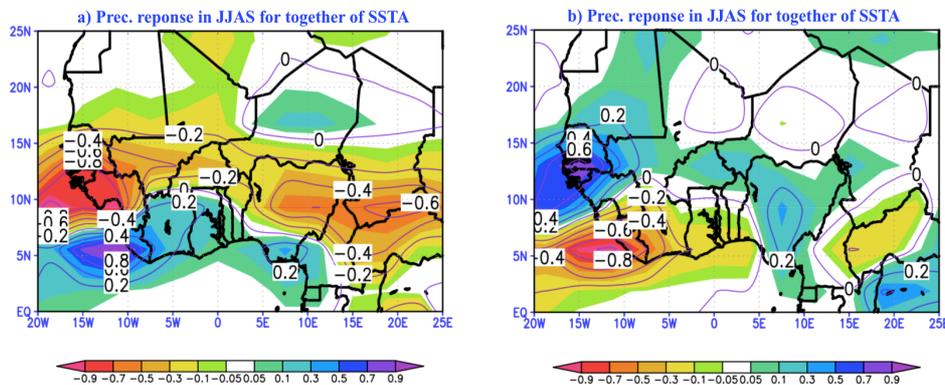


Figure 3. 15 : Réponses de la précipitation à 925hPa en fonction des perturbations combinées des SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO+EMS. Les unités sont mmjour<sup>-1</sup>.

L'effet combiné des anomalies positives de l'ATL3, de l'ENSO et des anomalies négatives de l'EMS se manifeste par une augmentation de la pression de surface (**figure 3.16.a**) sur tout le Sénégal, la Guinée Bissau, la partie supérieure du Nord-Est au Sud-Ouest du Mali, du Nord jusqu'au Sud-Est du Niger. Les impacts de la combinaison opposée (les anomalies négatives de l'ATL3, de l'ENSO et les anomalies positives de l'EMS) causent une décroissance de la pression de surface (**figure 3.16.b**) sur toute l'AO.

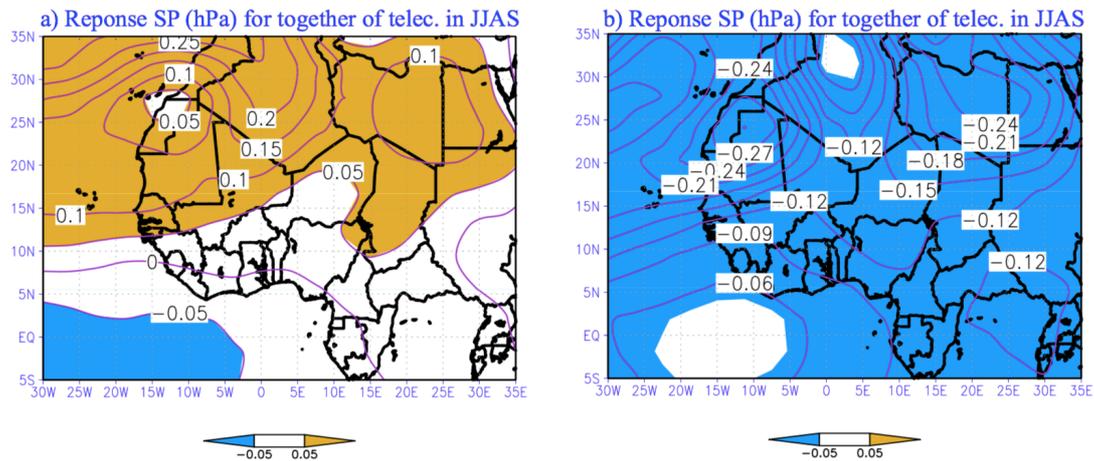


Figure 3. 16 : Réponses de l'atmosphère sur la pression de surface en fonction des perturbations combinées de SSTA de l'ATL3, l'ENSO et de l'EMS. a) Simulation avec la combinaison +ATL3+ENSO-EMS ; b) Simulation avec la combinaison -ATL3-ENSO+EMS. Les unités sont hPa.

Ce chapitre nous a permis en premier lieu de repérer les variations moyennes saisonnières des variables clés de la mousson ouest africaine. En deuxième lieu, il a permis de faire, en fonction des téléconnexions atmosphériques étudiées, une analyse détaillée des différents impacts qu'on peut observer sur la variation moyenne saisonnière de la précipitation à 925hPa et de la pression de surface dans la période juillet-Aout-Septembre de la mousson ouest africaine.

## Conclusion et perspectives

Dans cette étude, nous avons rappelé dans un premier temps les caractéristiques du climat ouest africain, mais également les éléments météorologiques qui gouvernent le système de mousson ouest africaine (MOA) dont l'intensité est plus observée en Juin-Aout-Septembre (JJAS). La variabilité multi-échelle de la MOA est influencée par des perturbations lointaines ou à grandes distances appelées systèmes de téléconnexions atmosphériques ou océaniques. Avec le modèle à circulation générale atmosphérique SPEEDY développé à l'ICPT, nous avons étudié l'influence ou la nature des impacts des systèmes de téléconnexions, associées aux anomalies de la température des eaux de surface de l'atlantique tropicale Sud (ATL3), de la zone nino3.4 du pacifique tropicale et de l'est de la mer méditerranéen (EMS) sur la variabilité de la mousson en Afrique de l'Ouest. Les résultats obtenus nous ont permis de constater qu'une perturbation exercée sur les SSTA de l'Atlantique tropicale Sud impacte différemment la précipitation au le Sahel et dans le golfe de Guinée. En effet, nous observons un dipôle pluviométrique entre ces deux parties de l'Afrique de l'ouest, et plus précisément une élévation de la température de surface dans l'ATL3 favorise une augmentation des précipitations dans la région du golfe de Guinée, tandis qu'elle entraîne une diminution sur le Sahel. Un refroidissement de ses eaux de surface de ATL3 par contre, crée une situation inverse. Une augmentation de la températures de surface Les perturbations exercées sur le Pacifique tropical sur la zone Nino3.4 (ENSO) montrent qu'une augmentation de la température de surface (analogue au phénomène El Niño) fait baisser la précipitation sur l'AO et plus précisément au Sahel et surtout dans sa partie sud; alors qu'une baisse de ses températures de surface (analogue au phénomène La Niña) favorise des conditions de hausse de la précipitation. L'analyse de l'impact de la téléconnection liée à l'EMS à montrer qu'il existe une relation entre les anomalies de température des eaux de surfaces de la mer méditerranéen et la variabilité de la précipitation en Afrique de l'Ouest. La nature du signal obtenue avec des SSTA positives en utilisant les 100 membres d'ensemble, n'est pas très similaire avec les conclusions connues de la littérature. Par compte, si on réduit les membres d'ensemble à 30, nous retrouvons la tendance constatée dans la littérature à savoir une hausse des précipitations au Sahel-est, avec une intensification en allant vers le sud du Sahel. Les réponses simulées avec les anomalies négatives de SSTA de l'EMS avec 100 membres favorisent une réduction de la précipitation sur le Sahel conformément aux résultats des études antérieures, et cette baisse s'intensifie avec les 30 membres d'ensembles.

Un autre aspect important de notre travail a consisté à faire une sorte d'étude de sensibilités sur

la variabilité du système de mousson ouest africaine, en fonction des systèmes de téléconnexions associées aux anomalies de température de surface, c'est à dire en utilisant l'effet combiné des anomalies de températures des différents bassins océaniques étudiés. L'analyse liée à la combinaison des perturbations, révèle des variations de la précipitation en Afrique de l'Ouest qui peuvent aider à identifier les SSTA de la zone qui ont un effet dominant. La sommation des SSTA positives de l'Atlantique tropicale Sud, du Pacifique tropical et de la mer méditerranéen, entraîne une baisse (augmentation) de la précipitation sur le Sahel (sur le golfe de Guinée). Ces variations présentent la même tendance que celle observée avec les SSTA chaudes de l'Atlantique tropical Sud. L'effet simultané de l'ensemble des SSTA positives d'un côté et de l'ensemble des SSTA négatives d'un autre côté, permet de poser comme hypothèse que la variabilité de la précipitation est plus sensible aux températures des eaux de surface de l'ATL3. L'étude de sensibilité montre que les téléconnexions qui s'associent aux anomalies de température en surface des océans affectent de manière significatives la variabilité climatique de la MOA. Dans les réponses obtenues, la précipitation peut augmenter jusqu'à atteindre  $1,4\text{mm.jour}^{-1}$  et diminuer pour atteindre  $-0,9\text{mm.jour}^{-1}$ .

Cette étude revêt une grande importance car elle peut aider à l'amélioration des prévisions saisonnières (numériques) en Afrique de l'ouest. Une bonne connaissance des processus qui influencent la variabilité de la MOA, est très bénéfique non seulement pour la prévision mais également pour la prévisibilité.

En perspective, une étude de sensibilité de l'effet combiné qui prendra en compte l'océan indien sera judicieux, il y en est de même pour les autres processus atmosphériques et/ou océaniques. Par rapport aux systèmes de téléconnexions proprement dits, un ensemble d'étude sera nécessaire pour comprendre les mécanismes physiques qui sous-tendent l'influence de ces téléconnexions sur la variabilité de la MOA; à savoir:

- Une étude détaillée des processus dynamiques et thermodynamiques par lesquels les systèmes de téléconnexions affectent la variabilité climatique de la mousson ouest africaine.
- Evaluer d'avantage l'effet combiné des systèmes de téléconnexions, associées anomalies de température de surface des océans avec des tests d'accroissement et de décroissance de la température.
- Evaluer potentiellement l'impact du réchauffement global de  $1,5^{\circ}\text{C}$  à  $2^{\circ}\text{C}$ , sur la nature des téléconnexions entre les différents bassins et la variabilité de la mousson.

Evaluer à l'échelle décennale, l'impact des téléconnexions (de cette fréquence) sur l'évolution

ou la variation de la mousson ouest africaine.

## Bibliographies

### A

**Adefolalu D.O**, 1983: Monsoon onset in West Africa application of satellite imagery. Arch. for Meteorol, Geophys and Bioclim, 219-230.

**Adefolalu D.O.**; M. Senouci; A. Bounoua & A. Boukri, 1985: Mean state during the onset phase of the West African monsoon in 1979. Arch.for Met., Geophysand Bioclim, A(33), 327-343.

### B

**Barimalala R.**, A. Bracco, and F. Kucharski, 2011: The representation of the South Tropical Atlantic teleconnection to the Indian Ocean in the AR4 coupled models. Climate Dyn., doi:10.1007/s00382-011 1082-5.

**Belén Rodríguez-Fonseca**, Irene Polo, Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and Northern African winter climate Encarna Serrano, Manuel Castro, International Journal of Climatology Volume 26, Issue 2, 27 January 2006.

**Berry GT**, Thorncroft C (2005) Case study of an intense African easterly wave, Mon Wea Rev 133:752-766

**Bourke W**, 1974: A multilevel spectral model. I. Formulation and hemispheric integrations. Mon. Wea. Rev., 102, 687-701.

**Burpee R. W.**, 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. J.Atmos. Sci., 29, 77– 90.

### C

**Cadet DL**, Nnoli O. 1987: Water vapor transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society 113: 581–602.

**Camara M**, Diedhiou, A Sow BA, Diallo MD, Diatta S, Mbaye I, Diallo I, 2013. « Analyse de la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux de CORDEX en Afrique de l'Ouest » Sécheresse 24 : 14-28. doi : 10.1684/sec.2013.0375.

**Carlson TN**, 1969: Some remarks on African disturbances and their progress over the Tropical Atlantic, Monthly Weather Review 97(10): 716-726.

**Citeau, J.**, CAMMA, J., GOURIOU, Y., & GUILLOT, B. (1986). remarque sur la migration de la zone de convergence intertropicale en atlantique, les températures de surface du golfe de Guinée, et la pluviométrie en Afrique de l'ouest subsaharienne et au Nord-Est du Brésil. *des 15 et 16 Octobre 1985*, 81.

**Cook K.H.**,1999: Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. J. Clim., 12, 1165–1184.

### D

**Delmas R.**, Chauzy, S., & Verstraete, J. M. (2014). Atmosphère, océan et climat. Belin.

**Diatta Samo**, and Andreas H. Fink. "Statistical relationship between remote climate indices and West African monsoon variability." International Journal of Climatology 34.12 (2014): 3348-3367.

### F

**Flaounas, E.** (2010). Analyse du mécanisme de la mise en place de la mousson Africaine: dynamique régionale ou forçage de grande échelle? (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI).

**Fontaine B.** et Janicot S., 1996: Sea Surface Temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, 11, 2935-2940.

## G

**Guebsi, Ridha.** Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest. Diss. Paris Saclay, 2017.

**Gill A.**, 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447-462.

## H

**H. Paeth** and A. Hense, "SST versus climate change signals in West African rainfall : 20th-century variations and future projections," *Climatic Change*, vol. 65,no. 1-2, pp. 179–208, 2004.

**Herceg-Bulic I.**, C. Brankovic, and F. Kucharski, 2012: ENSO teleconnections in a warmer climate. *Climate Dyn.*, 38, 1593–1613, doi:10.1007/s00382-010-0987-8.

**Hodges K I.**, 1995. Feature tracking on the unit sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3458–3465.  
**Hoskins, Brian J. ; Karoly, David J.** (1981). "La réponse linéaire régulière d'une atmosphère sphérique au forçage thermique et orographique". *Journal des sciences de l'atmosphère*. 38 (6): 1179.

## J

**Janicot, S., & Fontaine, B.** (1993). L'évolution des idées sur la variabilité inter annuelle récente du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*.

**JANICOT, Serge** et FONTAINE, Bernard (1993) : L'évolution des idées sur la variabilité inter annuelle récente du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*.

**JAFFRAIN, J.** (2007). Les extrêmes de migration de la Zone de Convergence Intertropicale en Amérique du Sud. *Mémoire Master*, 2.

**Joly Mathieu.** Le rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2008. Français.

**Joly M.** and A. Voltaire (2009a) : Influence of ENSO on the West African monsoon: temporal aspects and atmospheric processes, *Journal of Climate*, accepté en décembre 2008.

## K

**Kanamitsu M.**, and T.N. Krishnamurty, 1978: Northern summer tropical circulation during drought and normal rainfall months. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 331-347.

**Kerry H. Cook**, «Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation», *Journal of Climate*, vol.12 n°5, mai 1999, p.1165-1184.

**Kucharski F.**, F. Molteni, A. Bracco, 2006, Interactions décennales entre Pacifique tropical occidental et oscillation de l'Atlantique Nord, *Clim. Dyn.*, 26 ans, pp. 79-91.

**Kucharski F.**, F. Molteni, M. P. Kin, R. Farneti, I.-S. Kang, L. Feudale, 2013, Sur la nécessité des modèles de circulation générale à complexité intermédiaire: un exemple de "SPEEDY". *BAMS* 94: 25-30, DOI: 10.1175 / BAMS-D-11-00238.1

## L

**L'Hôte Yann**, Mahé Gil. (1996). Afrique de l'ouest et centrale : précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989) = West and central Africa : mean annual rainfall (1951-1989). Paris : ORSTOM

**Lamb J. P.**, 1978: Cases studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent Sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106, 482-491.

**Le Barbé L.**; Lebel, T.; Dominique, T. Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Clim.* 2002, 15, 187–202.

**Lionello P.** (Ed.) (2012). The Climate of the Mediterranean Region, from the past to the future. Elsevier, Amsterdam.

## M

**Matsuno T.** (1966). Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 44(1), 25-43.

**Mohino EB**, Rodríguez-Fonseca B, Losada T, Gervois S, Janicot S, Bader J, Ruti P, Chauvin F. 2010b. Changes in the inter-annual West African rainfall modes. *Climate Dynamics* (submitted).

**Mohino EB**, Rodríguez-Fonseca B, Mechoso CR, Gervois S, Ruti P, Chauvin F. 2010a. West Africa Monsoon response to Tropical Pacific sea surface anomalies. *Journal of Climate* (submitted).

**Molteni F.**, 2003, Simulations atmosphériques utilisant un GCM avec paramétrisations physiques. I: climatologie et variabilité du modèle en multi-décennal expériences, *Climate Dynamics*, 20, pp. 175-191.

**Moron V.**, Philippon N. et Fontaine B., 2004: Simulation of West-African circulation monsoon in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Journal of Geophysical Research*, 108, D24105.

## N

**Newman, M.**, Compo, G. et Alexander M., 2003, ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *J. Clim.* 16, 3853-3857.

**Nicholson S. E.**, 1981: Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review*, 109, 2191-2208.

**Nicholson SE** et Palao, IM Une réévaluation de la variabilité des précipitations dans le Sahel. Partie Caractéristiques des fluctuations des précipitations . *Int. J. Climatol.* 13 , 371 à 389 (1993).

## P

**Palmer 1986**: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, 320, 602-607

**Parker D. J.** (2017). *Meteorology of tropical West Africa: The forecasters' handbook*. John Wiley & Sons.

**Pierre cb**, Circulation La Nina/El nino image, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) U.S, 2006.

## R

**Redelsperger, J. L.**, Diedhiou, A., Flamant, C., Janicot, S., Lafore, J. P., Lebel, T., ... &

Desbois, M. (2006). AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La météorologie*, 54, 22-32.

**Richard Seager** "Mécanismes de la variabilité climatique hémisphérique symétrique". *Journal of Climate*, sept 2003.

**Riehl Herbert**, 1981. "Vertical exchange of momentum and energy in the subcloud layer of Australian Hurricane Kerry (1979)." *Tellus*33.1 : 105-108.

**Robert AF**, 1966: The integration of a low-order spectral form of the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 237-245.

**Roberto Suárez Moreno** , État de l'art , Changements interdisciplinaires dans les téléconnexions océaniques avec le Sahel, 2018 , 10.1007 / 978-3-319-99450-5\_2 , 9-56

**Rode AL** , Lieberman , BS et Rowell , AJ 2003 . Un nouveau bradoriid du Cambrien inférieur (Arthropoda) de l'Antarctique oriental *Journal of Paleontology* , 77 : 691 – 697

**Roehrig R.**, D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin and J-L Redelsperger, 2013 : The present and future of the West African monsoon : a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *J. Climate*. 26, 6471–6505. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00505.1

**Rowell D. P.**, Folland C. K., Maskell K. et Ward M. N., 1995: Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-92): observation and modelling. *Quarterly J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 669-700.

## S

**Samuel Louvet**. modulations intrasaisonnières de la mousson d’afrique de l’ouest et impacts sur les vecteurs du paludisme à ndiop (sénégal) : diagnostics et prévisibilité. *Climatologie*. Université de Bourgogne, 2008. Français.

**Seager R.** ; Harnik, N. ; Robinson, Washington ; Kushnir Y. ; Ting M. ; Huang, H.-P. Velez, J., 2005. "Mécanismes de forçage ENSO de la variabilité des précipitations à symétrie hémisphérique". *Journal trimestriel de la Société météorologique royale* . **131** (608): 1501.

**Simmons AJ**; Wallace, JM; Branstator, GW (1983). "Propagation et instabilité des ondes barotropiques, et modèles de téléconnexion atmosphériques". *Journal des sciences de l'atmosphère* . **40** (6): 1363.

**Sud Y. C.** et Molod A., 1988: A GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Monthly Weather Review*, 116, 2388-2400.

**Sultan B**, Roudier P, Quirion P, 2013. Les bénéfices de la prévision saisonnière pour l’agriculture en Afrique de l’Ouest. *Sécheresse* 24 : 304-13. doi : 10.1684/sec.2013.0398.

**Sultan B.** and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of Climate* 16, 3407-3427.

**Sultan B.**, Janicot, S., Baron, C., Dingkuhn, M., Muller, B., Traoré, S., & Sarr, B. (2008). Les impacts agronomiques du climat en Afrique de l'Ouest: une illustration des problèmes majeurs. *Sécheresse*, 19(1), 29-37.

## T

**Tarhule A & Lamb, P. J.** (2003). Climate Research and Seasonal Forecasting for West Africans: Perceptions, Dissemination, and Use? Perceptions, Dissemination, and Use?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(12), 1741-1760.

**Tenu Isaac M.** ; Ting, Mingfang; Wang, Hailan (2002). "Vagues stationnaires du nord de l'hiver: théorie et modélisation". *Journal du climat* . **15** (16): 2125.

**Thorncroft C.**, and K. Hodges, 2001: African easterly wave activity and its relationship to atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate*, 14, 1166–1179.

**Tiedke M.**, 1993 : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1779-1800.

**Tippett M. K.** et Giannini A., 2006: Potentially predictable components of African summer rainfall in an SST-forced GCM simulation. *J. Climate*, 13, 3133-3144.

**Trenberth, Kevin E.** ; Branstator, Grant W. ; Karoly, David; Kumar, Arun; Lau, Ngar-Cheung ; Ropelewski, Chester (1998). "Progrès au cours de TOGA dans la compréhension et la modélisation des téléconnexions mondiales associées aux températures de surface des mers tropicales". *Journal of Geophysical Research* . **103** : 14291.

## V

**Vincent Danniell**, Vincent Daniel, Jean-Louis Dufresne, Gilles Delaygue, Déficit énergétique des hautes latitudes, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, 2001.

## W

**WALLACE J. & D. GUTZLER** (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, 109,784-812.

## X

**XOPLAKI Eleni.** *Climate variability over the Mediterranean*. 2002. Thèse de doctorat. Verlag nicht ermittelbar.

## Wébographie

- [http://archive.wikiwix.com/cache/?url=http%3A%2F%2Fcomprendre.meteofrance.com%2Fpedagogique%2Fpublications%2Fdocumentation%2Fglossaire%2Fe%2Fe\\_detail%3Fpage\\_id%3D2828%26document\\_id%3D1598%26portlet\\_id%3D19579](http://archive.wikiwix.com/cache/?url=http%3A%2F%2Fcomprendre.meteofrance.com%2Fpedagogique%2Fpublications%2Fdocumentation%2Fglossaire%2Fe%2Fe_detail%3Fpage_id%3D2828%26document_id%3D1598%26portlet_id%3D19579). Page visité le 20 Février 2019
- [http://www.Encyclopædia\\_Britannica](http://www.Encyclopædia_Britannica). La page a été visité le 10 Février 2019
- [https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate\\_model/welcome.html](https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/welcome.html). La page a été visité le 20 Février 2019
- <http://www.users.ictp.it/~kucharsk/speedy-net.html>. La page a été visité durant toute la durée (de Septembre à Février) du stage de ce mémoire.

## Annexe 1 : Résultats des tests de variance sur la précipitation

Le degré de liberté  $n=90$  et le niveau de signification choisi est de 95% (le quantile d'ordre 0,95). Le 95<sup>e</sup> centile d'après la table de loi de Student est égale à 0,05 et la valeur t test égale 1,662.

- Avec les SSTA de l'atlantique tropical Sud (zone ATL3)

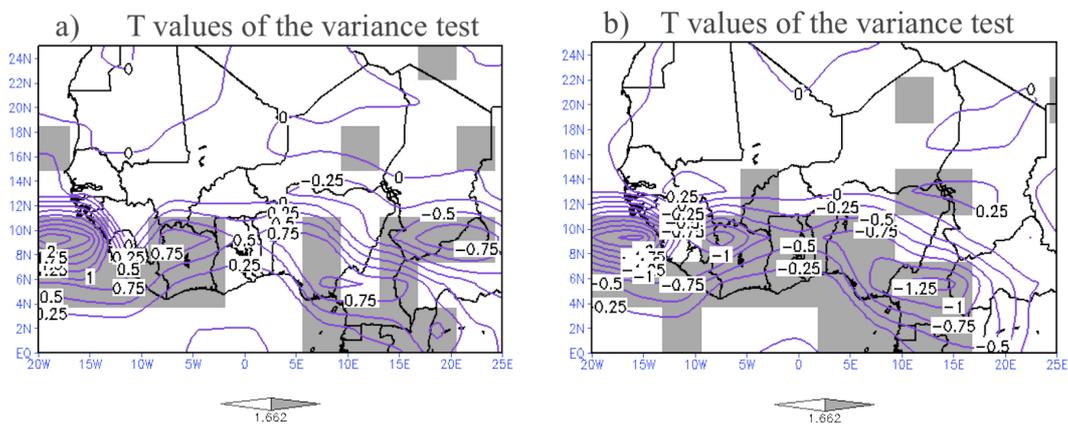


Figure 1 : Test de variance sur les résultats de la précipitation avec les SSTA de l'ATL3. a) Avec les SSTA positives, b) avec les SSTA négatives. Les zones en couleurs grises sont les valeurs significatives à 95%.

- Avec les SSTA de la zone nino3.4 du tropical (zone ENSO)

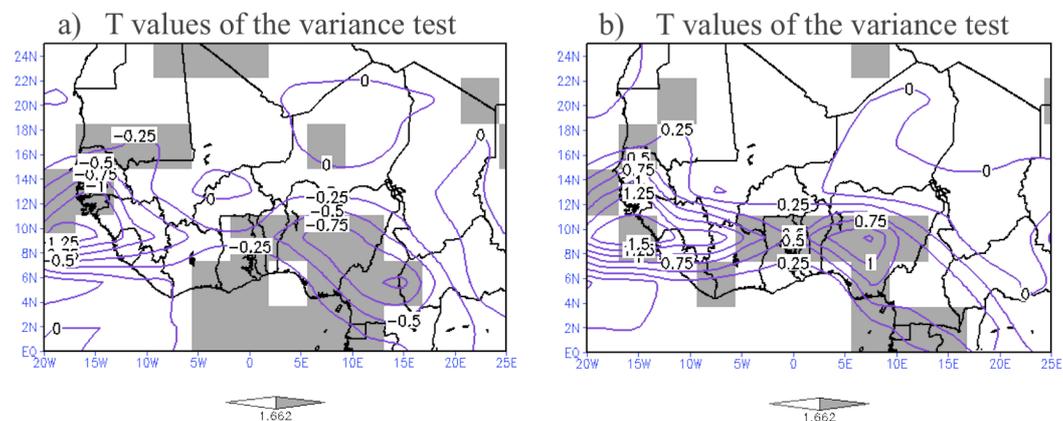


Figure 2 : Test de variance sur les résultats de la précipitation avec les SSTA de l'ENSO. a) Avec les SSTA positives, b) avec les SSTA négatives. Les zones en couleurs grises sont les valeurs significatives à 95%.

- Avec les SSTA de la mer méditerranée Est (EMS)

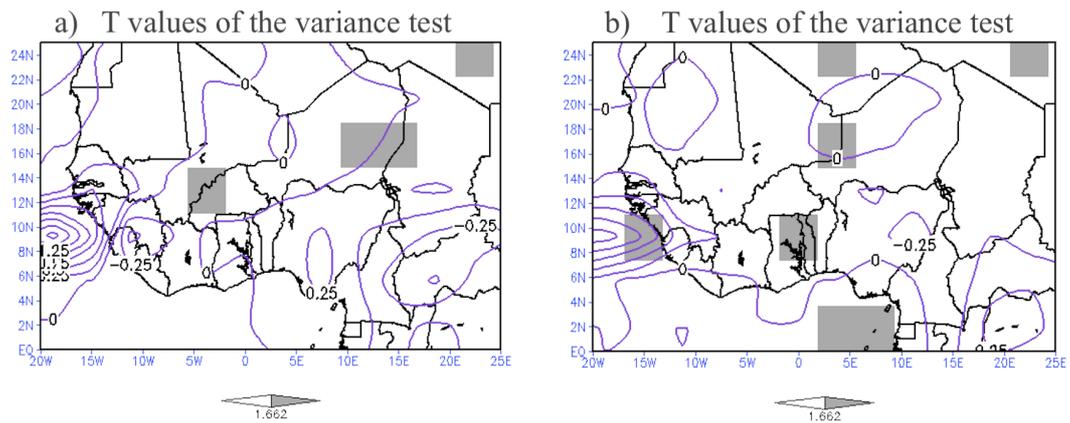


Figure 3 : Test de variance sur les résultats de la précipitation avec les SSTA de l'EMS. a) Avec les SSTA positives, b) avec les SSTA négatives. Les zones en couleurs grises sont les valeurs significatives à 95%.